

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 22 № 6 2022 Ноябрь–Декабрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 22 No. 6 2022 November–December

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2022. Том 22, № 6

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

Главные редакторы С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2022. Volume 22, No. 6

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editors-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktывkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysheko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 22, № 6, 2022

Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции <i>Г. А. Петров</i>	709
U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала <i>А. М. Пыстин, О. В. Гракова, Ю. И. Пыстина, Е. В. Кушманова, К. С. Повасев, И. Л. Потапов, В. Б. Хубанов</i>	741
Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта <i>А. И. Антошкина, И. Г. Добрецова, В. И. Силаев, Д. В. Киселёва, В. Н. Филиппов, И. В. Смолева, Н. В. Чередниченко</i>	761
Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа <i>А. В. Черемных, И. К. Декабрёв</i>	783
Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро <i>А. И. Хассан, С. В. Рассказов, И. С. Чувашова, С. А. Решетова, М. Н. Рубцова, Т. А. Ясныгина, Р. Ц. Будаев, А. Аль Хамуд, Л. А. Титова, Е. В. Родионова, М. В. Усольцева</i>	796
Особенности осадконакопления, стратиграфия и изотопно-геохимическая характеристика верхнетурнейских отложений Верхнеусинского опускания (Полярный Урал) <i>А. Н. Плотицын, Я. А. Вевель, Д. А. Груздев, Д. Б. Соболев</i>	818
Образование углеводородов в системах $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ и $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ при термобарических условиях верхней мантии <i>А. Ю. Серовайский, В. Г. Кучеров</i>	840
Аутигенная титановая минерализация как отражение гальмиролиза карбонатно-сульфидно-гялокластитовых осадков на колчеданосных полях Урала <i>Н. Р. Аюпова, В. В. Масленников, В. В. Шиловских</i>	847
Условия образования месторождений кварцевого сырья Южного Урала по результатам изучения флюидных включений и ИК-спектроскопии <i>Н. Н. Анкушева, М. В. Штенберг, М. А. Коркина</i>	859
Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на примере сильнейших землетрясений XXI столетия <i>А. С. Закупин, Н. В. Богинская</i>	872
Авторский указатель за 2022 г.	882

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2023 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 22, No. 6, 2022

Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction <i>G. A. Petrov</i>	709
U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals <i>A. M. Pystin, O. V. Grakova, Yu. I. Pystina, E. V. Kushmanova, K. S. Popvasev, I. L. Potapov, V. B. Khubanov</i>	741
Deep-sea organogenic-carbonate buildups in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge <i>A. I. Antoshkina, I. G. Dobretsova, V. I. Silaev, D. V. Kiseleva, V. N. Filippov, I. V. Smoleva, N. V. Cherednichenko</i>	762
Faults of the Pre-Baikal submontane trough (Siberian Platform): Structural-genetic analysis <i>A. V. Cheremnykh, I. K. Dekabryov</i>	783
Cenozoic sediments from the Selenga-Vitim Downwarp and Baikal Rift Zone spatially combined in the Uro section <i>A. I. Hassan, S. V. Rasskazov, I. S. Chuvashova, S. A. Reshetova, M. N. Rubtsova, T. A. Yasnygina, R. Ts. Budaev, A. Al Hamoud, L. A. Titova, E. V. Rodionova, M. V. Usoltseva</i>	796
Features of the sedimentation, stratigraphy and carbon isotope record of the upper Tournaisian of the Verkhnyaya Usa depression (Polar Urals) <i>A. N. Plotitsyn, Ya. A. Vevel, D. B. Sobolev, D. A. Gruzdev</i>	818
Hydrocarbon formation in $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ and $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ systems under thermobaric conditions of the upper mantle <i>A. Yu. Serovaiskii, V. G. Kutcherov</i>	840
Authigenic Ti mineralization as an indicator of halmyrolysis of carbonate-sulfide-hyaloclastite sediments in Urals massive sulfide deposits <i>N. R. Ayupova, V. V. Maslennikov, V. V. Shilovskikh</i>	847
Formation conditions of quartz deposits in the Southern Urals: Fluid inclusion data and IR spectroscopy <i>N. N. Ankusheva, M. V. Shtenberg, M. A. Korekina</i>	859
Medium-term earthquake forecasts by the LURR method on the example of the strongest earthquakes of the 21st century <i>A. S. Zakupin, N. V. Boginskaya</i>	872
Autor's Index for 2022	885

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.242.22:550.423

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740

Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции

Г. А. Петров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 04.05.2022 г., принята к печати 14.10.2022 г.

Объект исследования. Вулканогенные образования северной части Тагильской мегазоны. **Материал и методы.** Исследовались вулканиты Тагильской палеоостроводужной системы и ее обрамления, включая базальты и андезит-базальты следующих свит: хомасьинской O_{1-2} , шемурской O_3-S_1 , павдинской S_1 , именновской S_{1-2} , туринской S_2-D_1 , перевозской D_1 , краснотурьинской D_1 , лимкинской D_{2-3} , а также долериты ивдельского комплекса D_3 . Выполнены силикатные (РФА) анализы и определение редких элементов методом ICP-MS, проведена обработка и интерпретация этих данных с использованием дискриминационных и спайдер-диаграмм, а также индикаторных геохимических параметров. **Результаты.** Выяснено, что геохимические параметры, отражающие степень деплетированности вмещающих пород магматических очагов, а также влияние флюидов, выделяющихся при дегидратации пород погружающихся пластин, достаточно определено демонстрируют увеличение роли субдуцированного материала в составе островодужных магм и позволяют определить время начала субдукционного процесса, резкого изменения режима функционирования и завершения последнего. **Выводы.** Полученные геохимические данные подтверждают представления о начале процесса субдукции в конце среднего–начале верхнего ордовика, перестройку (перескок?) зоны субдукции в нижнем девоне и завершение процесса в верхнем девоне.

Ключевые слова: Северный Урал, Тагильская мегазона, вулканиты, геохимия, субдукция

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118053090044-1, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction

Georg A. Petrov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Received 04.05.2022, accepted 14.10.2022

Research subject. Volcanogenic formations of the northern part of the Tagil megazone. **Material and methods.** Volcanites of the Tagil paleo-island arc system and its frames were studied, including basalts and andesibasalts of the following formations: Khomas'inskaya O_{1-2} , Shemurskaya O_3-S_1 , Pavdinskaya S_1 , Imennovskaya S_{1-2} , Turinskaya S_2-D_1 , Perevozskaya D_1 , Krasnotur'inskaya D_1 , Limkinskaya D_{2-3} , as well as dolerites of the Ivdel complex D_3 . Silicate (XFA) analyses and determination of rare elements by ICP-MS method were performed. The obtained data was analyzed using discrimination and spider diagrams, as well as indicator geochemical parameters. **Results.** The geochemical parameters reflecting the degree of depletion of the host rocks of magmatic chambers, as well as the influence of fluids released during the dehydration of rocks of subducted slabs, quite definitely demonstrate an increase in the role of subducted material in the composition of island-arc magmas. This allows the onset of the subduction process, sharp changes in the conditions of its functioning and the time of its completion to be determined. **Conclusions.** The obtained geochemical data confirms the existing concepts about

Для цитирования: Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, 22(6), 709-740. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>

For citation: Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 709-740. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>

© Г.А. Петров, 2022

the onset of the subduction process at the end of the Middle – beginning of the Upper Ordovician, restructuring (jumping?) of the subduction zone in the Lower Devonian and completion in the Upper Devonian.

Keywords: *Northern Urals, Tagil megazone, volcanites, geochemistry, subduction*

Funding information

The studies was carried out as a part of the IGG UB RAS state assignment (No. AAAA-A18-118053090044-1) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of "Geoanalitik" is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The author is grateful to A.M. Kosarev for his comments and recommendations.

ВВЕДЕНИЕ

Тагильская структурно-формационная мегазона, объединяющая позднеордовикско-раннекаменноугольные вулканогенные, осадочные и интрузивные образования, протягивается вдоль восточного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала более чем на 800 км (рис. 1а). Исследованию различных аспектов геологического строения этой крупной структуры, геохимии и петрологии слагающих ее комплексов посвящено огромное количество публикаций. Наиболее распространена точка зрения на Тагильскую структуру как на фрагмент островодужной системы, существовавшей на протяжении позднего ордовика, силура и девона (Язева, Бочкарев, 1993, 1995; Иванов, 1998; Пучков, 2000; и др.). При этом предполагается, что в раннем девоне произошел перескок палеозоны субдукции в сторону океана (Язева, 1998), или перестройка указанной зоны (Пучков, 2000, 2010), и что девонские вулканогенные образования Тагильской мегазоны являются северными латеральными аналогами вулканических комплексов Магнитогорской палеоостровной дуги (Пучков, 2000, 2010; и др.). В качестве признаков смены режима функционирования (или перескока?) зоны субдукции в раннем девоне обычно приводятся следующие аргументы.

1. Наличие признаков континентального перерыва, когда пражские стратоны полностью или частично отсутствуют в разрезе (Шуб, 1983, Язева, Бочкарев, 1993; и др.). Надо сказать, что этот признак нельзя считать универсальным, поскольку в изученных нами разрезах Северного Урала пражские геологические образования представлены достаточно широко (Петров и др., 2021б). Но между тем нельзя игнорировать структурное несогласие в основании эмской такатинской свиты на западном склоне Урала и наличие признаков раннедевонского латеритного континентального выветривания в Тагильской структуре (Бокситоносные..., 1987), что прямо свидетельствует о наличии значительных фрагментов суши в этот период времени.

2. Раннедевонская структурная перестройка в Тагильской палеоостроводужной системе впервые была подробно описана А.В. Пейве (1947), он выделил в Североуральском районе для девонских образований две структурные зоны: западную – Петропавловскую – и восточную – Турьинскую. Для Петропавловской зоны характерны терригенно-карбонатные осадочные последовательности, для Турьинской – вулканогенно-осадочные. Последующие более детальные исследования (Бокситоносные..., 1987; Петров и др., 2021б) показали, что между чисто осадочными (терригенно-карбонатными) и преимущественно вулканогенными фаціальными обстановками существует переходный ряд, отражающий условия шельфа неактивной силурийской островной дуги, междугового бассейна и активной девонской островной дуги. При этом сам факт кардинальной структурной перестройки в нижнем девоне (вероятно, в позднем лохкове–раннем прагиене) остается незыблемым, поскольку в образованиях пржидольско-лохковской туринской свиты, хорошо изученных на Среднем Урале (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005; Бороздина и др., 2010), не обнаруживаются существенные различия фациального состава для западных и восточных разрезов.

3. Наличие структурного несогласия в основании и некоторые особенности состава пражско-эмских вулканитов (высокие содержания Rb, Sr и других литофильных элементов) позволили Р.Г. Язевой и В.В. Бочкареву (1993) интерпретировать последние как образования активной континентальной окраины, возникшей при аккреции Тагильской островной дуги и восточноуральских террейнов, что привело к перескоку зоны субдукции. Позднее В.Н. Пучковым (2000, 2010) было показано, что упомянутая аккреция вряд ли имела место в раннем девоне, но перестройка (или перескок) зоны субдукции в это время, вероятно, произошла.

Автор не претендует на всеобъемлющую полноту характеристики стратонов и не ставит задачу корреляции вулканогенных образований Северного Урала с подобными породами на Среднем Урале.

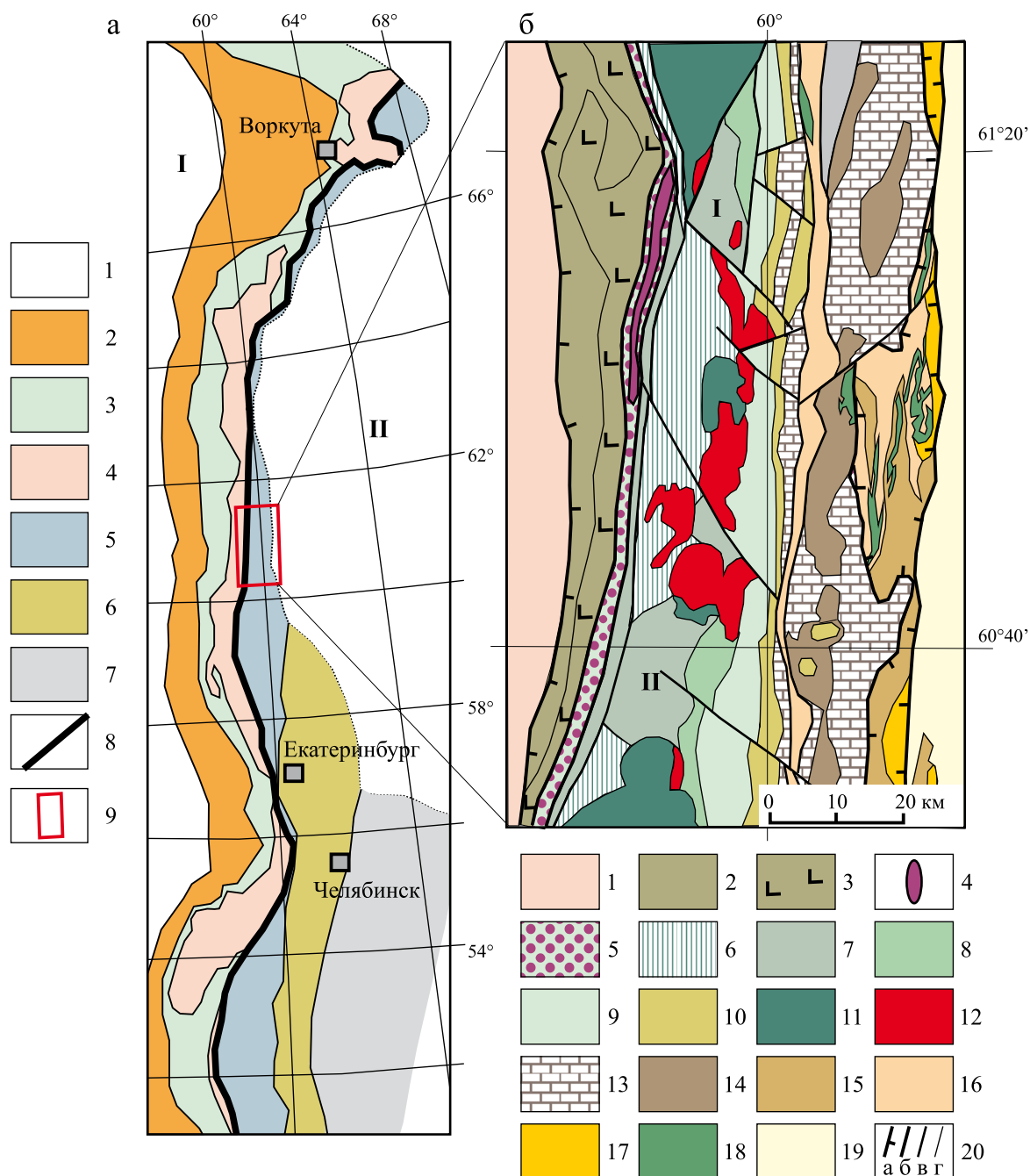


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта изучаемого фрагмента Тагильской мегазоны (б) (составлена по материалам геологических съемок УГСЭ).

а. 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – “Палеоокеанический” сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – контуры изучаемого района.

б. 1 – докембрийские комплексы Центрально-Уральской мегазоны; 2–3 – ордовикские толщи пассивной континентальной окраины: 2 – терригенные образования саранхапнерской свиты $\text{Є}_3\text{-O}_1$, 3 – терригенная и базальтовая формации (хома-сынская свита $\text{O}_{1,2}$); 4–5 – комплексы зоны Главного Уральского разлома: 4 – салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс O_2 , 5 – полимиктовый терригенный и серпентинитовый тектонический меланж; 6–12 – комплексы первого этапа формирования Тагильской палеоостроводужной системы: 6 – комплекс параллельных долеритовых даек O_3 , 7 – риолит-базальтовая контрастно дифференцированная формация (шемурская свита $\text{O}_3\text{-S}_1$). Вулканотектонические депрессии: I –

Саумская, II – Шемурская, 8 – базальт-андезит-дацитовая непрерывно дифференцированная формация (павдинская свита S_1), 9 – андезит-базальтовая формация (именновская свита $S_{1,2}$), 10 – трахибазальт-трахитовая формация (туринская свита S_2-D_1), 11 – габброиды Платиноносного пояса Урала, 12 – гранитоиды $S_{1,2}$; 13–18 – комплексы второго этапа формирования Тагильской палеоостроводужной системы: 13 – карбонатные толщи шельфа неактивной островной дуги $D_{1,3}$, 14 – терригенная и базальт-андезит-дацитовая формации (перевозская свита D_1), 15 – базальт-андезит-дацитовая формация (краснотуринская свита D_1), 16 – карбонатно-кремнисто-терригенная формация (лангурская, высотинская свиты D_2), 17 – базальт-риолитовая формация (лимкинская свита $D_{2,3}$), 18 – ивдельский комплекс габбро-долерит-гранодиоритовый D_3 ; 19 – мезозойские и кайнозойские образования чехла Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; 20а–г – региональные разломы: а – надвиги и взбросы, б – разрывные нарушения со сложной кинематикой, в – второстепенные разрывные нарушения, г – интрузивные и стратиграфические границы.

Fig. 1. The scheme of the main structures of the Urals (a), and a schematic geological map of the studied fragment of the Tagil megazone (б) (compiled from the materials of geological surveys of the UGSE).

а. 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – Pre-Uralian foredeep, 3 – West Uralian megazone (Paleozoic complexes of passive continental margin and continental slope), 4 – Central Uralian megazone (Precambrian formations); 5–7 – Paleooceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6, 7 – East Uralian and Trans-Uralian megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Uralian fault; 9 – contours of the studied area.
б. 1 – Precambrian complexes of the Central Uralian megazone; 2–3 – Ordovician strata of the passive continental margin: 2 – terrigenous formations of the Sarankhapner series C_3-O_1 , 3 – terrigenous and basalt formations (Khomas’ya series $O_{1,2}$); 4–5 – complexes of the Main Uralian fault zone: 4 – Salatin dunite-harzburgite complex O_2 , 5 – polymictic terrigenous and serpentinite tectonic melange; 6–12 – complexes of the first stage of the formation of the Tagil Paleo-Island Arc system: 6 – a complex of parallel dolerite dikes O_3 , 7 – rhyolite-basalt contrastingly differentiated formation (Shemurskaya series O_3-S_1). Volcano-tectonic depressions: I – Saumskaya, II – Shemurskaya, 8 – basalt-andesite-dacite continuously differentiated formation (Pavdinskaya series S_1), 9 – andesite-basalt formation (Imennovskaya series $S_{1,2}$), 10 – trachybasalt-trachyte formation (Turinskaya series S_2-D_1), 11 – gabbroids of the Platinum-bearing belt of the Urals, 12 – granitoids $S_{1,2}$; 13–18 – complexes of the second stage of the formation of the Tagil Paleo-Island Arc system: 13 – carbonate strata of the shelf of the inactive island arc $D_{1,3}$, 14 – terrigenous and basalt-andesite-dacite formations (Perevozskaya series D_1), 15 – basalt-andesite-dacite formation (Krasnoturinskaya series D_1), 16 – carbonate-siliceous-terrigenous formation (Langurskaya, Vysotinskaya series D_2), 17 – basalt-rhyolite formation (Limkinskaya series $D_{2,3}$), 18 – Ivdel complex gabbro-dolerite-granodiorite D_3 ; 19 – Mesozoic and Cenozoic formations of the cover of the West Siberian platform; 20а–г – regional faults: а – thrusts, б – faults with complex kinematics, в – minor faults, г – intrusive and stratigraphic boundaries.

Часть из перечисленных вопросов рассмотрена в других публикациях, другая является предметом дальнейших исследований. В данной статье автор попытался выяснить, как предполагаемая перестройка (перескок?) палеозоны субдукции отразилась в изменении геохимических параметров вулканитов. Поставленная цель определила и выбор объектов исследования – это преимущественно породы базальтового и андезитобазальтового состава, имеющие мантийные очаги плавления и присутствующие на всех возрастных уровнях позднеордовикско-девонской истории геологического развития Тагильской мегазоны.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу данной работы положены результаты многолетних исследований, выполняемых автором в северной части Тагильской мегазоны (см. рис. 1). Здесь, в отличие от средней и южной частей упомянутой структуры, широко распространены осадочно-вулканогенные последовательно всех возрастных уровней – от позднеордовикских до раннекаменноугольных, что позволяет решить поставленную задачу и проследить изменения составов вулканитов на протяжении всей истории формирования Тагильской палеоостровной дуги. Определение содержания петрогенных окис-

лов производилось рентгено-спектральным флуоресцентным методом в лаборатории ИГТ УрО РАН на приборах СРМ-18 и EDX-900HS, а также в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и других петрологически информативных элементов выполнялось методом ICP-MS в лаборатории ИГТ УрО РАН на квадрупольном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой ELAN-9000 и в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700х, также с применением стандартных методик.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассматривая палеозойскую геологическую историю Тагильской мегазоны, можно заметить, что осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы формировались здесь в течение трех этапов – позднеордовикско-лохковского, пражско-франского и фаменско-турнейского, разделенных эпохами перестройки или перескока зоны субдукции, а также аккреции (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). Первые два этапа соответствуют островодужному режиму, а последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции восточно-уральских блоков к “уральской” окраине Лавруссии (Пучков, 2010).

В фундаменте островной дуги распространены породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканиты), верхний вулканический комплекс которой имеет позднеордовикский возраст (Петров, 2007). Выше залегают образования следующих вулканических формаций: риолит-базальтовой контрастно дифференцированной катийского – рудданского ярусов (шемурская свита), базальт-андезит-дацитовая последовательно дифференцированной азрона – шейнвуда (павдинская свита), базальт-андезитовой гомера – нижнего пржидолия (именновская свита и гороблагодатская толща), и трахибазальт-трахитовой верхнего пржидолия – лохкова (туринская свита) (Бороздина и др., 2010). В указанном ряду формаций происходит постепенное наращивание содержания щелочей, для них характерна гомодромная последовательность формирования (от основных горных пород к кислым) и переход от глубоководных фаций к мелководным и наземным (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005). В позднелохковское время предположительно произошла перестройка или перескок палеозоны субдукции, что выразилось в прекращении активного вулканизма в пределах позднеордовикско-раннелохковской островной дуги и формировании новой островодужной системы к востоку от ранее существовавшей (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). В течение второго (пражско-франского) этапа потухшая силурийская островная дуга представляла собой цепь островов, на которых интенсивно проявились процессы латеритного выветривания. Начиная с пражского (а возможно, с конца лохковского) века складывается новая структурно-фациальная зональность, проявившаяся в существовании двух крупных фациальных обстановок, выделенных А.В. Пейве (1947) в Североуральском районе в качестве Петропавловской (преимущественно карбонатной) и Турьинской (вулканогенно-осадочной) структурных зон. Таким образом, в раннем девоне произошла перестройка структурного плана и перемещение вулканического фронта на восток. Характерной особенностью базальт-андезит-дацитовых вулканических серий, входящих в состав пражской перевозской и пражско-эмской краснотурьинской свит (последняя распространена восточнее перевозской свиты, в некоторых районах возрастной интервал ее формирования охватывает и нижний эйфель), является антидромная направленность эволюции составов пород: в низах разрезов преобладают андезиты и дациты, которые выше сменяются андезибазальтами и базальтами. Позднеживетско-франские образования лимкинской свиты менее изучены, но, по имеющимся данным, последовательность формирования вулканитов здесь, вероятно, имеет гомодромный характер.

Для получения более полной картины изменения геохимических параметров, кроме собственно

островодужных формаций, нами рассматриваются также вулканические образования, предшествовавшие формированию зоны субдукции (базальты флосско (?)–дарривильской хомасьинской свиты), и фаменский пост-аккреционный габбро-долерит-гранодиоритовый ивдельский комплекс. Ниже приводится краткая характеристика вулканогенных образований Тагильской мегазоны и их геохимических особенностей. Представительные составы вулканитов основного и среднего состава приведены в табл. 1.

Хомасьинская свита O_{1-2} . Название дано по р. Хомес (приток р. Талтма) на восточном склоне Приполярного Урала. В составе свиты присутствуют: тонкозернистые серицит-кварцевые, хлорит-кварц-серицитовые, серицит-альбит-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые, карбонат-хлорит-альбитовые сланцы, иногда с гематитом, альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые metabазальты, часто миндалекаменные, с прослоями аркозовых и кварцевых метапесчаников, редко яшмоидов. Базальты, как правило, афировые, реже с мелкими вкрапленниками сосюритизированного плагиоклаза. В южной части полосы распространения хомасьинской свиты (южнее р. Ивдель) в составе разреза появляются линзы известняков, в которых обнаружены остатки цистоидей из отряда *Regularia*, а также криноидей *Apertocrinus* sp. и *Fascicrinus* sp. (Петров, 2007). Этот комплекс фауны, по мнению В.С. Милициной, может указывать на среднеордовикский возраст вмещающих пород. Южнее, в левом борту р. Олья, в линзе мраморизованных известняков была обнаружена фауна криноидей: *Asterocrinus* (?) sp. indet., *Apertocrinus* (?) sp. indet., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk.; *Dianthocephaloma* cf. *kegelensis* Yelt. (?); *Schizocrinus* (?) sp. indet.; *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yeltyschew); *Pentagonocyclicus* sp. indet.; *Pentagonopentagonalis* sp. среднего-верхнего ордовика (определения В.А. Наседкиной) (Петров, Наседкина, 2008).

Магматические породы, входящие в состав хомасьинской свиты, имеют базальтовый состав (см. табл. 1, рис. 2); metabазальты натриевые высокотитанистые (TiO_2 – 1.09–4.17%, в среднем – 2.16%), низко-умеренно глиноземистые (Al_2O_3 – 11.23–15.58%, в среднем – 13.25%) породы нормальной щелочности, низко- и среднекалиевые, относящиеся к толеитовой серии. Для них характерен значительный разброс содержаний MgO (5.76–9.26%, в среднем – 6.85%), Cr (6.21–232.57 г/т, в среднем – 88.83 г/т), Zr (3.48–170.75 г/т, в среднем – 55.16 г/т), высокие содержания Nb (2.02–32.03 г/т, в среднем – 13.63 г/т) и P_2O_5 (до 0.477%).

На диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$ (см. рис. 2г) точки составов вулканитов хомасьинской свиты находятся на мантийном тренде и отклоняются от него в сторону более высоких значений Ta/Yb отношений, что может указывать на “обогащенный” мантийный

Таблица 1. Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в базальтах и андезитах Тагильской мегазоны**Table 1.** Representative analyses of petrogenic (wt %) and rare (g/t) elements in basalts and andesites of the Tagil megazone

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	5006	5021	5137	2202-2	5107	5040-9	6110	144	522-1
SiO ₂	45.56	44.17	49.37	45.50	48.52	52.50	51.04	46.60	49.88
TiO ₂	2.31	4.17	1.66	3.56	1.77	1.21	1.36	1.15	0.70
Al ₂ O ₃	15.58	13.89	12.80	12.66	12.14	13.22	14.52	16.93	16.25
Fe ₂ O ₃				10.48	10.04	8.77	5.71	5.69	4.01
FeO	19.26*	17.72*	13.77*	6.40	6.50	6.40	6.70	5.49	5.74
MnO	0.28	0.18	0.27	0.18	0.25	0.22	0.20	0.36	0.32
MgO	5.76	6.60	6.58	6.13	7.26	6.26	5.19	5.88	6.39
CaO	2.28	4.60	6.66	8.33	7.52	4.16	11.03	14.37	9.50
Na ₂ O	5.10	4.48	4.13	2.27	2.81	4.44	3.20	1.93	3.52
K ₂ O	0.03	0.04	0.04	0.31	0.04	0.04	0.14	0.08	0.10
P ₂ O ₅	0.16	0.46	0.17	0.47	0.11	0.15	0.12	0.01	0.04
П.п.п.	3.29	3.40	4.20	4.11	3.69	3.30	1.40	2.06	2.49
Сумма	99.61	99.71	99.72	100.43	100.58	100.66	100.72	100.79	99.04
Rb	0.27	0.36	0.42	9.86	0.52	0.28	1.44	0.31	0.46
Sr	39.20	50.57	86.54	418.57	137.05	119.32	153.02	374.20	233.99
Y	31.40	30.30	21.98	52.99	35.14	18.54	29.95	19.46	18.29
Zr	35.05	35.69	5.91	160.03	69.24	6.90	27.90	29.04	25.28
Nb	6.40	27.20	6.55	30.43	7.97	0.49	1.31	0.98	0.83
Hf	1.68	1.26	0.27	5.26	1.96	0.19	0.43	1.12	1.01
Ba	0.10	0.10	23.82	83.10	10.56	7.56	19.39	9.46	15.85
V	327.44	286.12	356.84	343.33	434.47	263.00	291.63	374.33	250.91
Cr	47.22	6.21	44.27	33.69	72.40	6.01	83.41	219.68	378.62
Co	49.69	48.44	55.61	30.58	48.32	29.65	47.14	18.98	23.32
Ni	43.34	14.46	46.87	22.22	67.12	7.04	43.44	80.13	134.45
Ta	0.46	1.88	0.47	2.60	0.50	0.07	0.14	0.11	0.14
Th	0.73	2.06	0.50	2.81	0.59	0.14	0.07	0.18	0.70
Pb	4.32	1.16	0.88	2.04	3.52	0.97	0.19	2.61	2.85
La	5.77	20.94	6.36	36.59	3.58	1.71	2.35	3.42	2.79
Ce	16.62	51.43	16.00	81.63	10.19	5.35	7.73	8.91	7.11
Pr	2.58	7.15	2.31	10.63	1.65	0.88	1.26	1.29	1.07
Nd	13.40	31.92	11.02	42.50	10.36	4.73	6.42	6.08	5.32
Sm	4.30	7.89	3.17	10.76	3.79	1.68	2.17	2.02	1.76
Eu	1.39	2.69	1.16	3.10	1.60	0.73	0.80	0.94	0.97
Gd	5.50	8.01	4.09	10.78	6.22	2.31	2.69	2.45	2.21
Tb	0.97	1.23	0.68	1.53	0.99	0.37	0.44	0.47	0.41
Dy	6.48	7.29	4.53	9.72	6.68	2.33	2.74	3.11	2.76
Ho	1.40	1.38	0.91	1.86	1.42	0.50	0.56	0.66	0.62
Er	3.99	3.60	2.84	4.94	4.08	1.48	1.60	1.92	1.72
Tm	0.58	0.46	0.35	0.64	0.56	0.20	0.21	0.29	0.26
Yb	3.55	2.55	2.17	3.60	3.36	1.22	1.34	1.83	1.65
Lu	0.47	0.27	0.27	0.47	0.47	0.16	0.17	0.27	0.24

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	8113	508/22	7738	6137-1	6138	6139	5009	6005	2247-26
SiO ₂	45.10	56.32	53.36	50.21	47.97	50.04	52.77	54.52	55.99
TiO ₂	1.31	1.59	0.67	0.63	0.51	0.87	0.67	1.20	0.75
Al ₂ O ₃	16.02	15.24	15.37	16.44	14.73	16.28	14.86	15.54	17.91
Fe ₂ O ₃	8.28	1.43	7.42	8.00	5.82	7.89	9.33	4.22	6.85
FeO	5.97	7.56	4.10	4.50	7.80	5.60	2.90	5.30	1.10
MnO	0.16	0.20	0.12	0.21	0.24	0.23	0.12	0.26	0.08
MgO	3.40	5.31	9.40	5.33	10.13	5.79	5.38	3.90	3.16
CaO	9.85	2.90	1.38	3.97	4.67	4.60	8.26	7.71	6.33
Na ₂ O	4.84	4.84	2.63	5.78	3.72	5.06	4.30	3.49	4.09
K ₂ O	0.06	0.05	0.78	1.16	0.06	0.29	0.29	1.47	1.28
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.05	0.10	0.03	0.11	0.02	0.27	0.11
П.п.п.	4.75	2.85	5.07	4.00	5.00	3.80	1.13	2.36	2.33
Сумма	100.48	98.49	100.37	100.38	100.73	100.52	100.10	100.28	100.00
Rb	0.79	0.04	11.04	21.10	1.77	5.34	9.54	16.55	17.11
Sr	233.73	109.42	77.20	278.11	90.07	231.04	236.81	454.08	411.37
Y	49.41	40.47	15.36	12.59	9.59	13.40	31.56	26.80	14.24
Zr	26.69	80.87	26.09	25.33	18.60	25.56	25.56	235.90	94.19
Nb	1.39	2.74	1.03	0.60	0.67	1.01	0.80	15.79	2.32
Hf	1.15	2.82	1.03	0.58	0.28	0.37	1.25	6.35	2.22
Ba	9.66	16.50	119.48	65.43	15.45	31.35	48.51	176.55	138.63
V	463.69	272.00	208.83	224.55	284.18	376.95	311.49	218.64	246.74
Cr	26.09	10.52	12.79	32.18	173.10	9.08	499.58	74.24	13.20
Co	29.21	42.46	22.16	37.55	66.33	35.22	24.50	16.30	17.16
Ni	—	19.16	10.42	26.03	61.12	14.07	79.87	30.54	11.56
Ta	0.16	0.23	0.08	0.10	0.14	0.08	0.07	1.03	0.11
Th	0.56	0.59	0.33	0.22	0.08	0.09	0.52	2.61	0.63
Pb	1.24	1.13	2.90	0.57	0.22	0.79	1.65	2.67	2.53
La	5.84	5.87	4.41	2.23	1.09	1.85	9.15	11.98	6.37
Ce	15.84	16.40	11.76	6.24	3.36	5.53	22.65	31.56	17.02
Pr	2.51	2.48	1.53	0.89	0.47	0.84	3.43	4.63	2.45
Nd	13.68	12.01	6.31	4.36	2.27	4.23	14.79	24.00	11.14
Sm	4.88	3.92	1.84	1.29	0.74	1.28	4.00	6.08	2.83
Eu	1.51	1.37	0.58	0.44	0.24	0.42	1.28	1.53	0.78
Gd	6.03	4.78	2.16	1.47	0.87	1.37	4.15	6.88	2.72
Tb	1.08	0.90	0.32	0.23	0.14	0.20	0.58	0.84	0.38
Dy	7.60	6.04	2.23	1.45	0.92	1.28	3.82	5.28	2.30
Ho	1.65	1.24	0.47	0.31	0.19	0.27	0.84	1.06	0.47
Er	4.71	3.76	1.44	0.92	0.56	0.76	2.57	3.02	1.37
Tm	0.70	0.56	0.20	0.13	0.08	0.10	0.36	0.44	0.20
Yb	4.25	3.57	1.36	0.82	0.51	0.64	2.31	2.82	1.26
Lu	0.60	0.53	0.20	0.11	0.07	0.09	0.35	0.43	0.18

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	2248-13	C12/81	5008	5025	5027	5002-1	2461-11	5057-11	5057-8
SiO ₂	53.70	46.63	47.96	53.50	56.06	53.40	45.70	47.14	51.56
TiO ₂	1.04	0.70	0.79	1.02	0.96	1.67	1.16	0.84	1.52
Al ₂ O ₃	15.79	16.90	16.59	15.89	16.15	15.13	18.20	16.45	17.05
Fe ₂ O ₃	7.27	8.54	8.88	9.79	6.13	7.96	6.33	11.05	7.81
FeO	2.10	3.00	6.00	1.00	2.50	3.50	5.21	3.10	2.80
MnO	0.13	0.26	0.19	0.19	0.16	0.18	0.22	0.20	0.17
MgO	5.01	7.11	6.50	4.47	5.36	3.31	6.46	5.16	4.74
CaO	9.32	7.45	9.15	5.07	5.97	7.07	9.23	9.38	5.03
Na ₂ O	2.66	3.70	1.40	3.92	2.98	3.77	2.61	3.65	5.22
K ₂ O	1.03	1.11	0.38	0.23	2.11	1.25	0.85	0.99	0.83
P ₂ O ₅	0.20	0.16	0.08	0.21	0.23	0.55	0.18	0.20	0.35
П.п.п.	1.88	4.80	2.48	4.77	3.26	2.46	3.36	5.30	3.20
Сумма	100.15	100.37	100.45	100.08	100.16	100.28	100.00	100.36	100.28
Rb	14.83	23.78	17.71	4.28	59.50	20.17	14.10	19.18	13.77
Sr	377.66	480.96	336.91	301.71	468.99	435.19	866.00	511.40	434.92
Y	22.03	13.90	17.55	44.16	35.49	43.15	16.30	16.29	23.32
Zr	174.84	57.29	12.59	103.94	153.35	263.51	37.50	70.27	119.54
Nb	11.77	2.29	0.44	4.19	5.81	5.36	2.02	2.86	4.39
Hf	3.61	0.89	0.77	3.76	5.56	6.66	1.15	0.99	1.66
Ba	133.15	293.09	68.94	130.10	322.18	195.74	292.00	73.51	48.36
V	260.82	240.21	481.72	220.24	186.23	211.11	408.00	275.61	350.77
Cr	167.04	11.94	50.09	55.90	37.39	11.44	45.10	100.47	3.95
Co	32.26	36.27	36.64	23.55	20.70	20.44	41.80	30.75	30.98
Ni	71.59	19.72	16.34	16.13	19.07	17.49	31.70	31.92	13.12
Ta	0.65	0.19	0.04	0.35	0.51	0.49	0.10	0.38	0.51
Th	0.63	0.70	0.21	1.63	2.27	2.34	0.59	0.59	0.82
Pb	2.67	1.91	1.35	4.10	4.44	4.78	1.58	2.24	2.84
La	14.66	8.97	2.75	23.52	23.14	17.77	5.99	10.97	11.71
Ce	35.81	21.02	8.58	41.17	51.76	45.05	14.30	25.11	30.03
Pr	4.72	2.77	1.39	7.46	7.26	6.40	2.34	3.23	4.07
Nd	20.31	11.75	7.11	29.32	27.49	29.15	11.40	13.87	17.88
Sm	4.61	2.84	2.40	7.45	6.68	7.49	2.85	3.15	4.36
Eu	1.22	0.91	0.82	1.95	1.67	2.34	1.12	0.95	1.25
Gd	4.25	2.41	2.80	7.28	6.23	8.13	3.33	2.52	3.58
Tb	0.59	0.33	0.42	0.98	0.83	1.32	0.47	0.34	0.51
Dy	3.52	1.86	2.87	6.18	5.34	8.46	3.05	1.90	2.99
Ho	0.70	0.36	0.61	1.26	1.08	1.76	0.61	0.67	0.58
Er	2.07	1.00	1.84	3.68	3.14	5.15	1.77	1.04	1.72
Tm	0.30	0.14	0.26	0.50	0.44	0.77	0.24	0.14	0.25
Yb	1.89	0.85	1.64	3.16	2.78	5.08	1.63	0.91	1.65
Lu	0.28	0.12	0.24	0.49	0.43	0.75	0.23	0.12	0.23

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Элемент	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	7078	7071-3	6012	6018	7040	5	5031	2489-2	2517-3
SiO ₂	51.40	50.00	53.50	46.50	52.50	48.93	53.70	50.00	54.50
TiO ₂	0.67	0.40	0.79	0.55	1.24	0.94	0.76	0.72	0.68
Al ₂ O ₃	13.90	10.50	17.00	11.30	17.60	12.31	16.50	17.50	18.10
Fe ₂ O ₃	8.13	3.50	6.98	7.68	5.04	8.10	4.24	5.49	4.14
FeO	3.05	4.60	3.79	4.06	5.21	2.60	4.06	4.40	3.79
MnO	0.19	0.15	0.23	0.18	0.19	0.19	0.18	0.22	0.17
MgO	7.09	10.70	2.99	12.00	4.67	11.30	4.51	4.82	3.52
CaO	8.48	14.30	4.62	12.10	3.12	9.81	8.21	8.72	4.62
Na ₂ O	2.49	1.78	5.21	1.82	6.22	3.16	3.17	2.64	4.58
K ₂ O	1.98	1.01	1.60	0.85	0.60	0.55	1.59	3.14	2.75
P ₂ O ₅	0.37	0.13	0.21	0.19	0.23	0.48	0.28	0.31	0.34
П.п.п.	2.07	2.57	2.66	2.45	2.78	1.58	2.54	1.58	2.43
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00	100.00
Rb	32.10	13.80	18.10	12.10	5.79	13.20	30.20	49.20	40.30
Sr	605.00	326.00	204.00	362.00	187.00	281.22	510.00	833.00	416.00
Y	12.90	8.27	20.10	11.30	27.00	16.23	17.30	14.80	16.90
Zr	33.90	13.20	58.80	16.90	130.00	27.12	42.60	41.00	53.20
Nb	0.84	0.76	2.25	0.25	2.54	1.68	1.63	1.34	1.68
Hf	1.10	0.44	1.82	0.67	3.96	0.93	1.34	1.12	1.65
Ba	307.00	179.00	139.00	201.00	130.00	494.29	263.00	540.00	510.00
V	377.00	186.00	268.00	279.00	340.00	341.42	323.00	318.00	220.00
Cr	87.40	375.00	8.17	551.00	3.25	378.50	53.30	45.70	8.31
Co	34.30	39.10	24.30	47.80	23.90	44.46	23.20	31.40	18.60
Ni	22.40	89.90	5.58	125.00	3.13	86.89	18.50	16.90	5.45
Ta	0.05	0.05	0.11	0.05	0.18	0.18	0.11	0.05	0.05
Th	1.19	0.38	1.50	0.43	2.38	1.75	1.86	1.90	2.48
Pb	6.42	10.30	3.22	3.05	2.92	7.66	4.43	5.72	3.64
La	9.54	2.89	10.80	4.98	15.90	5.53	9.73	10.90	10.70
Ce	21.30	7.30	23.20	11.80	40.10	10.31	22.30	23.00	23.00
Pr	3.18	1.12	3.11	1.71	5.63	1.51	2.96	3.35	3.25
Nd	14.10	5.56	14.40	8.22	26.30	6.80	14.00	15.50	14.80
Sm	3.45	1.55	3.59	2.11	6.18	1.87	3.47	3.76	3.65
Eu	1.04	0.49	1.04	0.66	1.54	0.67	1.01	1.23	1.28
Gd	2.97	1.71	3.66	2.27	5.79	2.06	3.31	3.47	3.52
Tb	0.44	0.26	0.58	0.34	0.83	0.36	0.49	0.44	0.51
Dy	2.40	1.60	3.54	2.01	4.61	2.45	2.96	2.70	3.15
Ho	0.52	0.35	0.76	0.42	1.01	0.57	0.67	0.55	0.64
Er	1.43	0.82	2.04	1.16	2.75	1.58	1.95	1.62	1.92
Tm	0.20	0.12	0.31	0.15	0.40	0.25	0.27	0.22	0.28
Yb	1.42	0.84	2.16	1.12	2.68	1.64	1.90	1.50	1.91
Lu	0.19	0.11	0.29	0.15	0.38	0.25	0.28	0.21	0.27

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Элемент	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	188	203/59	2449-5	2442-4	2470	2483	5021	7006	5047
SiO ₂	52.37	49.38	57.90	55.80	49.50	49.10	45.30	51.00	53.90
TiO ₂	0.75	0.95	0.70	0.79	2.49	2.69	2.87	2.30	2.50
Al ₂ O ₃	15.50	16.27	16.60	16.90	14.50	15.00	13.70	13.60	14.40
Fe ₂ O ₃	6.65	4.97	3.43	4.95	6.90	5.39	7.33	4.99	6.10
FeO	3.74	6.06	3.25	3.18	6.09	6.23	8.69	7.58	6.63
MnO	0.12	0.09	0.14	0.16	0.22	0.29	0.22	0.23	0.31
MgO	4.70	4.78	4.12	2.53	5.04	3.85	5.78	5.15	2.95
CaO	5.79	6.73	3.28	5.74	7.48	8.04	10.10	7.93	5.48
Na ₂ O	4.45	4.00	5.11	4.37	4.18	4.51	3.11	3.63	4.43
K ₂ O	3.51	0.79	1.69	3.84	0.48	0.35	0.23	0.49	0.47
P ₂ O ₅	0.37	0.44	0.20	0.29	0.21	0.24	0.12	0.21	0.35
П.п.п.	2.07	2.50	3.32	1.26	2.43	3.85	1.91	2.17	1.92
Сумма	100.02	99.60	100.00	100.00	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00
Rb	50.36	1.89	32.60	52.30	7.25	4.30	2.62	11.90	12.60
Sr	328.88	355.05	734.00	390.00	544.00	430.00	296.00	472.00	264.00
Y	28.28	34.15	16.60	20.20	35.00	34.50	18.70	37.90	41.30
Zr	92.54	119.72	89.60	61.80	112.00	83.40	40.60	116.00	114.00
Nb	4.26	4.51	2.84	1.98	1.81	1.74	0.74	2.27	2.33
Hf	2.74	3.06	2.52	1.73	3.14	2.57	1.31	3.35	3.45
Ba	412.24	26.59	636.00	587.00	142.00	91.10	39.40	91.80	175.00
V	190.66	190.14	167.00	277.00	512.00	378.00	783.00	382.00	189.00
Cr	20.34	14.27	58.00	14.90	35.00	6.78	11.80	28.90	4.14
Co	22.39	20.49	20.50	18.00	41.00	26.30	48.40	36.40	23.70
Ni	4.43	6.34	29.20	10.80	29.40	5.74	15.00	26.90	7.44
Ta	0.22	0.23	0.18	0.11	0.16	0.12	0.05	0.23	0.18
Th	4.02	2.34	4.11	2.27	0.55	0.50	0.32	0.49	0.69
Pb	13.84	11.78	8.72	4.72	1.57	1.43	1.37	1.08	2.27
La	25.38	16.32	21.70	11.90	5.60	5.87	3.00	5.94	7.94
Ce	56.40	40.12	43.90	26.10	17.00	16.70	8.83	16.80	21.60
Pr	7.36	5.48	5.64	3.67	2.80	2.67	1.40	2.81	3.37
Nd	27.08	23.97	22.20	17.00	14.10	14.70	7.91	14.20	18.60
Sm	5.83	6.08	4.44	4.38	4.72	4.48	2.62	4.92	5.78
Eu	1.73	1.33	1.30	1.31	1.74	1.71	0.97	1.21	1.97
Gd	5.24	5.62	4.02	3.96	5.33	5.01	2.82	5.88	6.39
Tb	0.80	0.87	0.54	0.58	0.98	0.97	0.51	0.99	1.17
Dy	4.63	5.35	3.08	3.76	6.46	5.86	3.53	6.50	7.41
Ho	0.95	1.13	0.59	0.75	1.36	1.37	0.76	1.49	1.60
Er	2.59	3.24	1.79	2.31	4.26	3.91	2.34	4.25	4.60
Tm	0.38	0.49	0.23	0.32	0.54	0.51	0.28	0.59	0.61
Yb	2.37	3.15	1.77	2.17	3.89	3.77	1.98	4.00	4.46
Lu	0.35	0.48	0.23	0.32	0.55	0.48	0.30	0.55	0.62

Примечание. 1–5 – терригенно-базальтовая формация O₂ (хомасьинская свита): 1–4 – метабазалты, 5 – метадолерит (*в пробах 1–3 определялось только суммарное содержание окислов железа); 6–14 – риолит-базальтовая формация O₃-S₁ (шемурская свита): 6–11 – позднеордовикские метабазалты и андезиты (6, 7 – зоны ГУР; 8, 9 – Саумской структуры; 10, 11 – Шемурской структуры), 12–14 – раннелландовийские андезибазальты и базальты: 12 – Саумской структуры, 13, 14 – Шемурской структуры; 15–19 – базальты и андезиты базальт-андезит-дацитової формации S₁ (павдинская свита); 20–24 – базальты и андезиты андезит-базальтовой формации S_{1,2} (именновская свита); 25–27 – базальты, трахибазальты трахибазальт-тахитовой формации S₂-D₁ (туринская свита); 28–32 – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты базальт-андезит-дацитової формации D₁ (перевозская свита); 33–37 – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты базальт-андезит-дацитової формации D_{1,2} (краснотурьинская свита); 38–40 – базальты и андезиты базальт-риолитовой формации D_{2,3} (лимкинская свита); 41–45 – долериты, габбро-долериты и диорит ивдельского комплекса D₃.

Note. 1–5 – terrigenous-basalt formation O₂ (Khomasya series): 1–4 – metabasalts, 5 – methadolerite (*in samples 1–3, only the total content of iron oxides was determined); 6–14 – rhyolite-basalt formation O₃-S₁ (Shemurskaya series): 6–11 – Late Ordovician metabasalts and andesites (6, 7 – from zone of the GUR; 8, 9 – from the Saum structure; 10, 11 – from the Shemur structure), 12–14 – Early Llandoverian andesibasalts and basalts: 12 – from the Saum structure, 13, 14 – from the Shemur structure; 15–19 – basalts and andesites of the basalt-andesite-dacite formation S₁ (Pavdinskaya series); 20–24 – basalts and andesites of the andesite-basalt formation S_{1,2} (Imennovskaya series); 25–27 – basalts, trachybasalts of trachybasalt trachyte formation S₂-D₁ (Turinskaya series); 28–32 – basalts, trachybasalts, trachyan-desibasalts of the basalt-andesite-dacite formation D₁ (Perevozhskaya series); 33–37 – basalts, trachybasalts, trachyan-desibasalts of the basalt-andesite-dacite formation D_{1,2} (Krasnoturinskaya series); 38–40 – basalts and andesites of the basalt-rhyolite formation D_{2,3} (Limkinskaya series); 41–45 – dolerites, gabbro-dolerites and diorite of the Ivdel complex D₃.

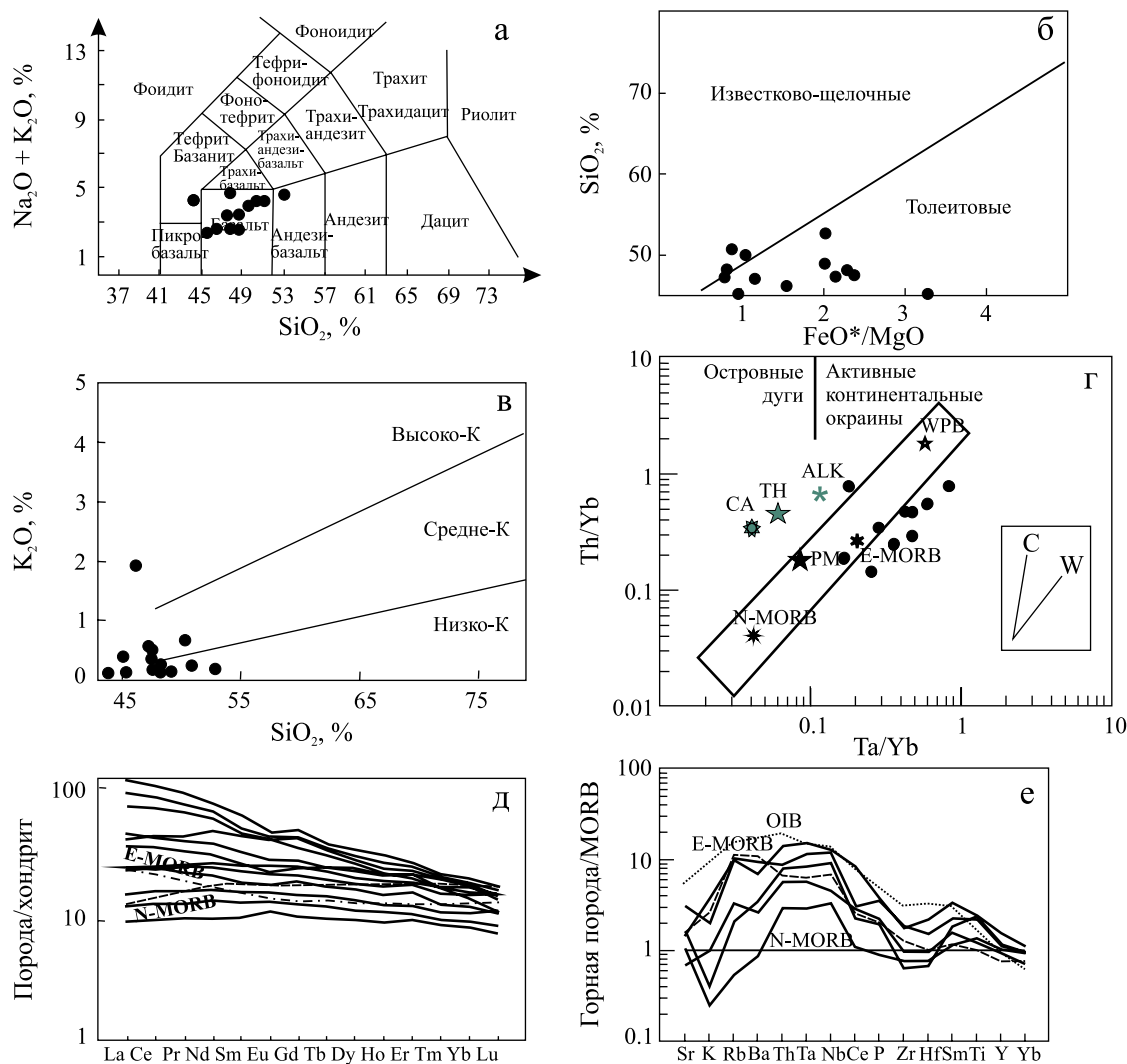


Рис. 2. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для базальтов хомасьинской свиты.

а – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (LeBas et al., 1986); б – SiO_2 – FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974) для разделения вулканитов известково-щелочной и толейитовой серий; в – K_2O – SiO_2 (LeMaitre et al., 1989); г – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983). Эталонные составы: N-MORB и E-MORB (“нормальных” и “обогащенных” базальтов срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии), по (Taylor, McLennan, 1985), и WPB (базальтов внутриплитных обстановок), по (Barberi et al., 1975). Составы островодужных вулканитов, по (Фролова, Бурикова, 1997): CA – известково-щелочных базальтов влк. Камбалный (Камчатка), TH – толейитовых базальтов о-ва Кунашир, ALK – субщелочных базальтов влк. Толбачик, Камчатка. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), по (Фролова, Бурикова, 1997); д – содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированное по хондриту (Sun, McDonough, 1989), е – содержание петрологически информативных элементов, нормированное по составу океанического базальта N-MORB. Составы горных пород эталонных обстановок: хондрита, MORB (N-MORB) – “нормального” базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – “обогащенного” базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов, по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Discriminatory and spider diagrams for basalts of the Khomasynskaya series.

а – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (LeBas et al., 1986), б – SiO_2 – FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974) for the separation of calcareous-alkaline and tholeiitic volcanites; в – K_2O – SiO_2 (LeMaitre et al., 1989); г – diagram Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983). Reference compositions: N-MORB and E-MORB (“normal” and “enriched” basalts of mid-oceanic ridges) by (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) by (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (basalts of intraplate environments) by (Barberi et al., 1975). Compositions of island-arc volcanites by (Frolova, Burikova, 1997): CA – calcareous-alkaline basalts of Kambalny volcano (Kamchatka), TH – tholeiitic basalts of Kunashir Island, ALK – subalkaline basalts of Tolbachik volcano, Kamchatka. Trends in the compositions of magmatic series caused by crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) by (Frolova, Burikova, 1997); д – the contents of rare earth elements (REE) normalized to chondrite by (Sun, McDonough, 1989), е – the contents of petrologically informative elements normalized to the composition of oceanic basalt (MORB). Rock compositions of reference environments: chondrite, MORB (N-MORB) – “normal” basalt of mid-oceanic ridges and E-MORB – “enriched” basalt of mid-oceanic ridges, OIB – basalt of oceanic islands by (Sun, McDonough, 1989).

источник. Среднее содержание редких земель – 88.03 г/т (25.3–218.75 г/т), отношение суммы легких к сумме тяжелых редких земель ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.85 (1.31–5.52). Часть графиков содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (см. рис. 2д), имеют наклонную форму, отражающую обогащение легкими РЗЭ и обеднение – тяжелыми редкими землями, другая часть имеет плоскую, субхондритовую форму, что, вероятно, отражает влияние “обогащенного” мантийного источника (вероятно, плюмового) и деплетированной верхней мантии. Графики содержаний редких элементов, нормированных по N-MORB (см. рис. 2е), также довольно разнообразны. Они показывают резко различное содержание щелочных элементов (от обогащенных до обедненных составов), что может быть вызвано миграцией K и Rb в процессе зеленосланцевого и глаукофан-сланцевого метаморфизма. Часть графиков сходны с эталоном E-MORB, другие породы содержат меньше редких элементов, но общей характерной чертой является обогащенность Th, Ta и Nb. Перечисленные геохимические особенности базальтов хомасьинской свиты указывают на “обогащенный” мантийный источник расплавов, вероятно связанный с мантийным плюмом, а пространственная ассоциация вулканитов с аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами не противоречит интерпретации обстановки пассивной континентальной окраины (Петров, 2007).

Западнее полосы развития ордовикских вулканитов протягивается зона тектонитов Главного Уральского разлома (ГУР) (см. рис. 1б), состоящая из фрагментов серпентинитового и полимиктового меланжа. В состав тектонических блоков входят углеродистые сланцы, серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, долериты, габбро, разнообразные зеленые сланцы, реже гранодиориты (Петров, 2007). Матрикс представлен серпентинитами или тектонически переработанными терригенным породам. В тектонических блоках отмечено присутствие жадеита, лавсонита, глаукофана, небольшие тела долеритов и габбро часто превращены в родингиты. ГУР отделяет образования пассивной континентальной окраины от расположенных восточнее палеоостроводужных комплексов.

Шемурская свита O_3-S_1 названа по хр. Шемур на Северном Урале. Вулканиты шемурской свиты залегают на комплексе параллельных долеритовых даек в пределах вулканотектонических депрессий и слагают тектоническую пластину в зоне ГУР (Петров, 2007). Зеленосланцевые метавулканиты, обрамляющие с запада меланж ГУР, отнесены к шемурской свите с долей условности; основанием для этого послужило наличие в разрезах, кроме метабазальтов, также метаморфизованных кислых вулканитов – риолитов и дацитов, а также находка конодонтов *Periodon grandis* (Ething-

ton) в прослое яшмоидов. В составе свиты выделяются две подсвиты, в нижней части которых залегают базальты, вверх по разрезу сменяющиеся кислыми вулканитами. Базальты нижнешемурской подсвиты образуют постепенные переходы с комплексом параллельных долеритовых даек и имеют с последним сходство составов; совместно с габброидами из скринов среди долеритовых даек они образуют офиолитовую ассоциацию (Петров, 2007). Как правило, это афировые породы, иногда содержащие мелкие вкрапленники плагиоклаза и (или) моноклинного пироксена. Позднеордовикский возраст нижнешемурской подсвиты обоснован находками конодонтов *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellison), *Paltodus cf. migratus* Rexrood в прослоях яшм среди базальтов (Анцыгин и др., 1988). В кремнях среди вулканитов верхнешемурской подсвиты обнаружены конодонты, характерные для зоны *Distomodus kentuckyensis* раннего лландовери: *D. cf. calcar* Bischoff, *D. cf. kentuckyensis* Branson et Branson (Петров и др., 2014), *Neoprioniodus brevrameus* Walliser, *Scolopodus* sp. indet., *Acodus* cf. *curvatus* Branson et. Branson, *A. unicostatus* Branson et. Mehl, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood, *Oistodus* sp., *Belodina* cf. *compressa* (Branson et. Mehl), *Scolopodus insculptus* (Branson et. Mehl) (Анцыгин и др., 1988). В строении нижнешемурской подсвиты преобладают лавы, кластолавы, гиало-кластиты базальтов и андезибазальтов, долериты, подчиненное значение имеют дациты, риодациты, риолиты, редко андезиты, дациандезиты. Породы кислого и умереннокислого состава, как правило, содержат вкрапленники плагиоклаза, реже кварца. В составе верхнешемурской подсвиты присутствуют лавы, кластолавы, туфы дацитов, риодацитов, риолитов, реже – базальтов, андезибазальтов; туфобрекчии, вулканогенно-осадочные породы, углеродисто-кремнистые сланцы, яшмоиды. Верхнешемурские базальты, как правило, содержат вкрапленники плагиоклаза и (или) моноклинного пироксена, дациты и риолиты – вкрапленники плагиоклаза, кварца, иногда в умереннокислых разностях появляется роговая обманка.

Геохимические параметры вулканитов шемурской свиты довольно разнообразны, наибольшие вариации составов характерны для базальтов ее нижней части (Петров, 2007). Так, в базальтах нижнешемурской подсвиты Шемурской вулканотектонической структуры (см. рис. 1б) среднее содержание TiO_2 составляет 1.72%, а в аналогичных породах Саумской структуры – 0.95%; выделяются группы высокохромистых (среднее содержание Cr – 293 г/т) и низкохромистых (Cr – 30 г/т) базальтов. Ранее нами было показано, что в позднем ордовике, в обстановке предостроводужного спрединга, частично синхронно формировались две офиолито-

вые ассоциации – “высокотитанистая” и “низкотитанистая” (Петров, 2007; Петров и др., 2008), породы которых имеют сходство как с островодужными, так и с океаническими вулканитами. Составы базальтов верхнешемурской подсвиты более однородны, они соответствуют островодужным известково-щелочным вулканитам. Проблема изучения вулканогенных образований, сформировавшихся на стадии зарождения зоны субдукции и в преддуговых структурах растяжения, безусловно, важна и интересна, но она требует рассмотрения в отдельной публикации. Здесь же мы кратко рассмотрим некоторые геохимические особенности вулканитов.

Фигуративные точки составов пород шемурской свиты образуют на классификационной диаграмме (рис. 3а) два максимума, соответствующих базальтам и андезибазальтам, а также риолитам и дацитам, что характерно для контрастно дифференцированных риолит-базальтовых формаций.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 3б) почти все породы кислого и среднего состава попали в поле известково-щелочных вулканитов, базальты нижнешемурской подсвиты (позднеордовикские) преимущественно относятся к толеитам, а верхнешемурские (раннелландоверийские) – к известково-щелочным сериям. На диаграмме $\text{K}_2\text{O--SiO}_2$ (рис. 3в) породы шемурской свиты попадают в поле низкокалиевой, в меньшей степени – среднекалиевой серий. Обращает на себя внимание присутствие высококалиевых базальтов в верхнешемурской подсвите Шемурской структуры и в тектонической пластине в зоне ГУР. Для интерпретации происхождения этих пород сейчас мало данных, этот вопрос требует дополнительного изучения. Интересные результаты дает применение диаграммы Th/Yb--Ta/Yb (рис. 3г): все точки составов метабазальтов из пластины в зоне ГУР и верхнешемурской подсвиты Шемурской структуры, а также одна точка состава базальта Саумской структуры

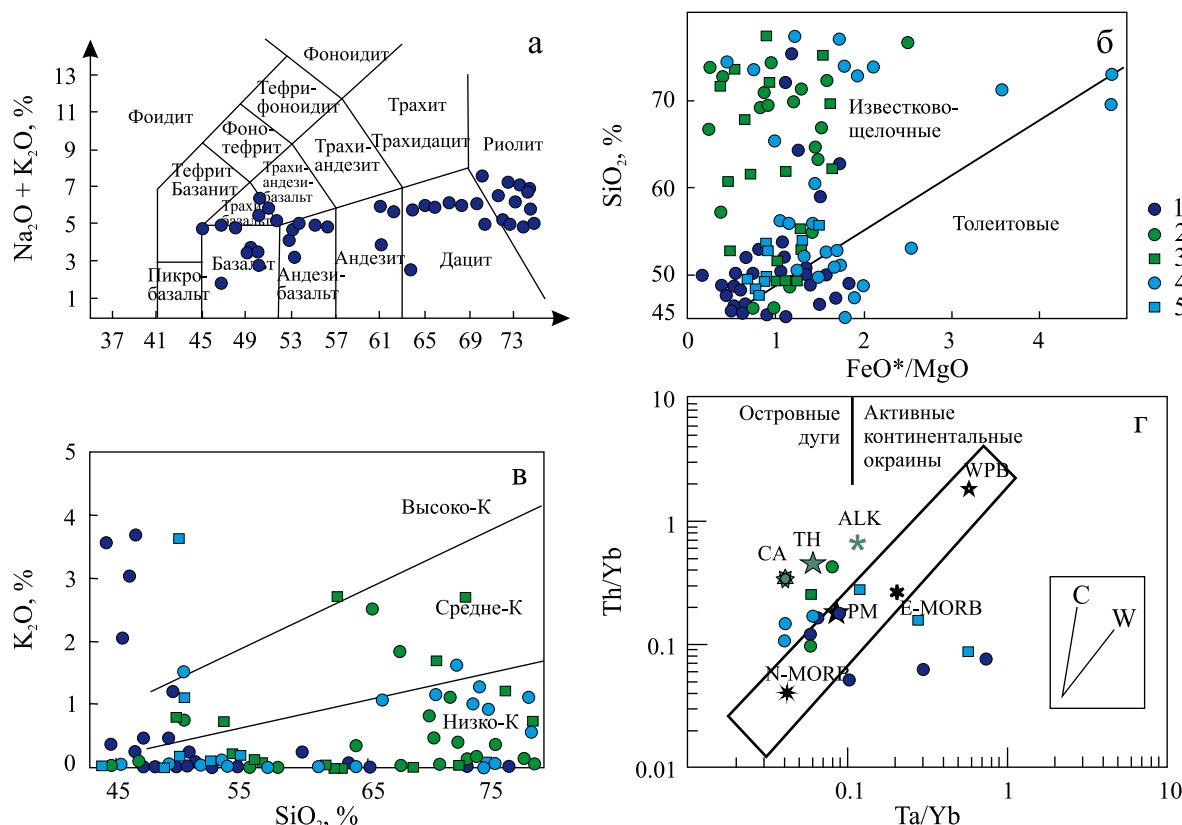


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для вулканитов шемурской свиты.

1 – из тектонической пластины в зоне ГУР; 2, 3 – нижнешемурской и верхнешемурской подсвит Саумской структуры; 4, 5 – нижнешемурской и верхнешемурской подсвит Шемурской структуры. Остальные усл. обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Discrimination diagrams for the volcanites of the Shemur series.

1 – from the tectonic plate in the Main Uralian Fault (MUF) zone; 2, 3 – from the Lower Shemur and Upper Shemur sub-formations of the Saum structure; 4, 5 – from the Lower Shemur and Upper Shemur sub-formations of the Shemur structure. The remaining symbols – see Fig. 2.

попали на мантийный тренд или демонстрируют влияние “обогащенного” (глубинного?) мантийного источника, остальные точки составов находятся в поле островодужных образований. Возможно, данная картина является следствием влияния различных очагов плавления: как надсубдукционных, так и глубинных мантийных.

Разнообразие вулканитов шемурской свиты из разных структур заметны и на спайдер-диаграммах (рис. 4).

Так, графики для метабазальтов из тектонических пластин в зоне ГУР демонстрируют ровное плато или небольшое увеличение нормированных содержаний РЗЭ в ряду La–Eu и затем снижение содержаний в ряду промежуточных и легких РЗЭ. Для метабазальтов характерно низкое содержание РЗЭ – в среднем 28.82 г/т (20.9–41.5 г/т) – и невысокая степень их дифференциации, средняя величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет 2.18 (1.76–2.48). Деплетирование тяжелых редких земель (ТРЗЭ)

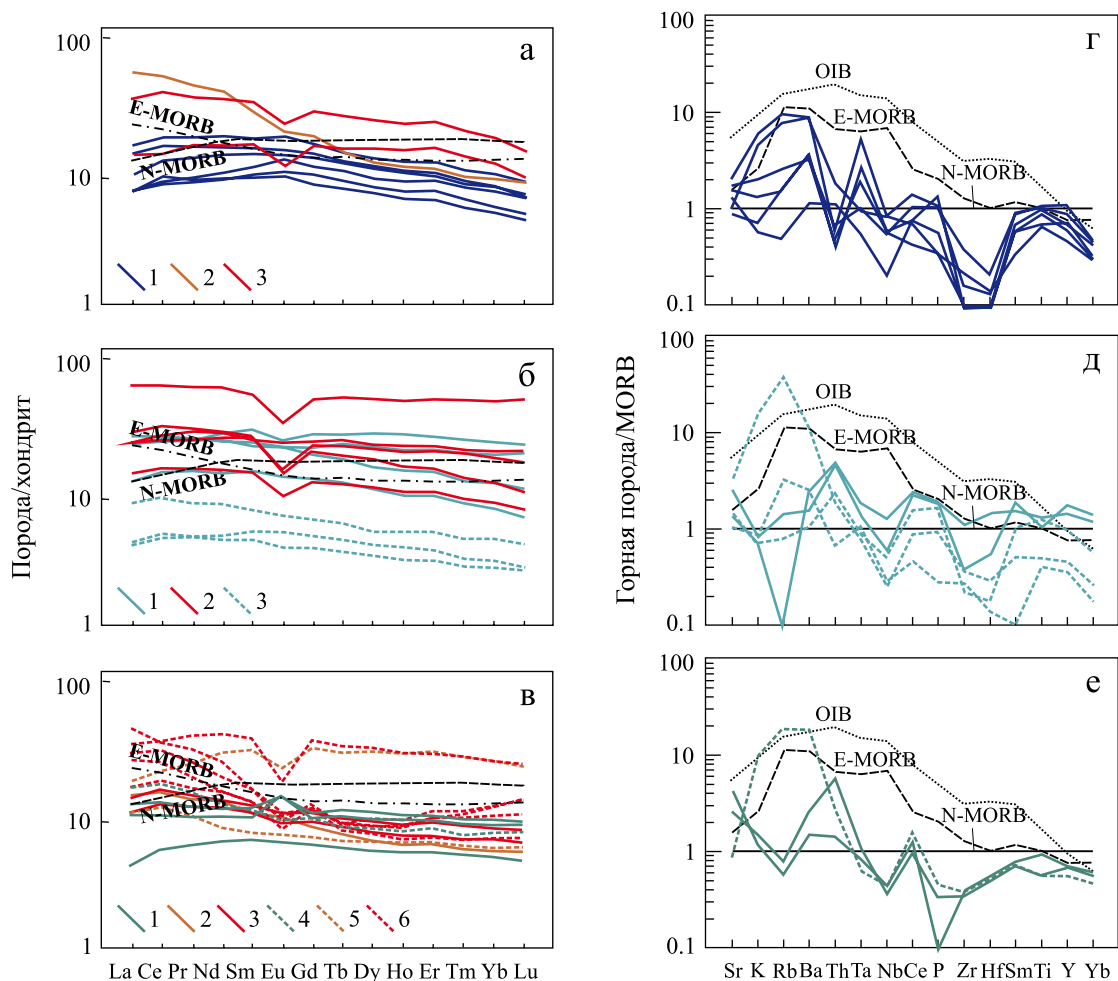


Рис. 4. Спайдер-диаграммы для вулканитов шемурской свиты.

Составы пород нормированы по хондриту (а–в) и по эталону MORB (г–е), по (Sun, McDonough, 1989).

а – метаморфизованные вулканиты из пластины в зоне ГУР: 1 – базальты, 2 – андезиты, 3 – риолиты и дациты; б – вулканиты Шемурской структуры: 1, 2 – базальты и кислые вулканиты нижнешемурской подсвиты, 3 – базальты верхнешемурской подсвиты; в – вулканиты Саумской структуры: 1–3 – базальты, андезиты и кислые вулканиты нижнешемурской подсвиты, 4–6 – базальты, андезиты и кислые вулканиты верхнешемурской подсвиты; г–е – базальты пластины в зоне ГУР (г), Шемурской (д) и Саумской (е) структур. Остальные условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Spider diagrams for volcanites of the Shemur series.

Rock compositions are normalized to chondrite (a–в) and to the MORB standard (г–е) by (Sun, McDonough, 1989).

а – metamorphosed volcanites from the plate in the MUF zone: 1 – basalts, 2 – andesites, 3 – rhyolites and dacites; б – volcanites of the Shemur structure: 1, 2 – basalts and acid volcanites of the Lower Shemur subformation, 3 – basalts of the Upper Shemur subformation; в – volcanites of the Saum structure: 1–3 – basalts, andesites and acid volcanites of the Lower Shemur subformation, 3–5 – basalts, andesites and acid volcanites of the Upper Shemur subformation; г–е – basalts of the plate in the zone of MUF (г), Shemur (д) and Saum (е) structures. The remaining symbols – see Fig. 2.

может указывать на присутствие граната в составе кумулуса в мантийном очаге, а следовательно, на довольно значительную глубину генерации и дифференциации магмы. Графики кислых вулканитов в целом повторяют форму линий базальтов, но имеют заметный Eu-минимум, свидетельствующий об отсадке плагиоклаза в промежуточном магматическом очаге. Имеющийся в данной выборке андезит обогащен легкими редкими землями (ЛРЗЭ) и обеднен ТРЗЭ, что свойственно “обогащенным” мантийным источникам.

Для базальтов из зоны ГУР характерны умеренновысокая титанистость (в среднем – 1.23% – от 0.83 до 1.53%), незначительные колебания глиноземистости (среднее содержание Al_2O_3 – 13.52%: от 13.01 до 14.62%), значительные различия по содержанию MgO (5.04–11.76%, среднее – 7.61%) и Cr (6.01–381.27 г/т, в среднем – 119.46 г/т). Содержания хрома и магния имеют прямую корреляцию, вероятно, вариации концентраций этих элементов связаны с различным количеством оливина и хромшпинели в породах. На спайдер-диаграмме (см. рис. 4г) можно заметить, что большая часть metabазальтов обогащена элементами с большим ионным радиусом (K, Rb, Ba), а также Ta и обеднена Th, Nb, Zr и Hf относительно эталона MORB. Перечисленные особенности состава пород указывают на сочетание признаков, характерных для вулканитов конвергентных и дивергентных обстановок. Учитывая пространственную ассоциацию и сходство составов вулканитов зоны ГУР с комплексом параллельных долеритовых даек (Петров, 2007; Петров и др., 2008), можно предположить образование их в преддуговом (додуговом?) центре растяжения на начальной стадии формирования зоны субдукции.

Вулканиты Шемурской вулканотектонической структуры (см. II на рис. 1) имеют несколько иные геохимические параметры. Для базальтов нижнешемурской подсвиты характерны высокие содержания TiO_2 (от 1.31 до 2.29%, в среднем – 1.72%) и Zr (26.69–506 г/т, в среднем – 147.14 г/т), умеренная глиноземистость (Al_2O_3 – 14.78–16.24%, в среднем – 15.55%), в целом невысокие содержания MgO (3.4–6.53%, среднее – 4.92%), а также Cr (10–160 г/т, в среднем – 30.96 г/т) и Nb (1.39–2.74 г/т, в среднем – 2.07 г/т). Среднее содержание РЗЭ 67.15 г/т (63.43–70.88 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1.82 (1.66–1.97). Графики составов базальтов на диаграмме (см. рис. 4б) демонстрируют плоскую субхондритовую форму или небольшое обеднение ТРЗЭ; линии составов кислых вулканитов подобны им, но имеют Eu-минимумы при различных уровнях содержаний РЗЭ, что свидетельствует об отсадке плагиоклаза в магматическом очаге. Нормирование содержания петрологически информативных элементов в нижнешемурских базальтах по эталонному составу N-MORB (см. рис. 4д) показало

некоторую обедненность K и Rb (что, возможно связано с зеленокаменным метаморфизмом), а также Nb и обогащенность Ba, Th, Ta, Ce, P. В целом составы базальтов нижнешемурской подсвиты демонстрируют наибольшее сходство с вулканитами внутриплитных и океанических структур растяжения, отличаясь от последних низкими содержаниями Cr, Ni и Nb, что является уникальным для позднеордовикско-раннесилурийской риолит-базальтовой формации Тагильской мегазоны. Нижнешемурским базальтам отвечает по составу часть комплекса параллельных долеритовых даек. Геологические наблюдения (Петров, 2007) показали, что высокотитанистые долеритовые дайки являются более поздними по отношению к низкотитанистым, т. е. в преддуговой надсубдукционной спрединговой системе произошел прорыв глубинных магм, сформировавшихся в менее деплетированном мантийном субстрате. Данный эпизод, по видимому, был непродолжительным, поскольку в раннем лландовери вновь образуются “традиционные” для уральских колчеданосных формаций низкотитанистые вулканиты (см. ниже). С нижнешемурской подсвитой связаны среднее по запасам Ново-Шемурское и малое Шемурское медноколчеданные месторождения. Базальты верхнешемурской (нижнелландоверийской) подсвиты низкотитанистые (TiO_2 – 0.21–1.03%, в среднем – 0.68%), умеренноглиноземистые (Al_2O_3 – 14.73–17.85%, в среднем – 16.87%) породы со значительными колебаниями содержания MgO (3.29–12.5%, в среднем – 7.52%), низкими концентрациями Cr (7.0–173.1 г/т, среднее – 38.1 г/т), Zr (15.39–95 г/т, среднее – 48.23 г/т) и Nb (0.6–1.38 г/т, среднее – 0.88 г/т). Для верхнешемурских базальтов характерно крайне низкое содержание РЗЭ (11.49–20.89 г/т, в среднем – 14.89 г/т), среднее отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.46 (2.08–2.84). Графики нормированных содержаний РЗЭ имеют полого наклонную форму и располагаются значительно ниже линии N-MORB (см. рис. 4б). На спайдер-диаграмме (см. рис. 4д) можно заметить, что часть пород обогащена элементами с крупными ионными радиусами (Sr, K, Rb, Ba) и Th, содержание прочих элементов ниже, чем в океанических базальтах. Касаясь интерпретации обстановки формирования базальтов верхнешемурской подсвиты, можно отметить, что, по совокупности геохимических данных, очаги плавления для этих пород, вероятно, располагались в надсубдукционной сильнодеплетированной мантии. Некоторое сомнение в такой интерпретации вызывает положение точек составов базальтов на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb на мантийном тренде и в области “обогащенного” мантийного источника (см. рис. 3г), этот вопрос требует дальнейшего изучения. С кислыми вулканитами верхнешемурской подсвиты связано Тарньерское цинково-медноколчеданное месторождение.

В пределах Саумской вулканотектонической структуры (см. I на рис. 1) также распространены обе подсвиты шемурской свиты. Базальты нижней подсвиты – низко- и среднетитанистые (TiO_2 – 0.66–1.17%, среднее – 0.95%), умеренноглиноземистые (Al_2O_3 – 13.83–18.99%, в среднем – 16.68%) породы, с неравномерным содержанием MgO (4.71–8.83%, среднее – 6.93%) и Cr (20–430 г/т, среднее – 209.19 г/т); в них мало Zr (25.28–79.00 г/т, среднее – 43.19 г/т) и Nb (0.83–0.98 г/т, в среднем – 0.9 г/т). Среднее содержание $\text{P}_3\text{Э}$ – 31.28 г/т (28.89–33.67 г/т), $\text{LP}_3\text{Э}/\text{TP}_3\text{Э}$ = 1.99 (1.93–2.06). Графики содержания $\text{P}_3\text{Э}$, нормированного по хондриту, имеют плоскую пологонаклонную форму и располагаются ниже линий океанических базальтов (см. рис. 4в), характерно наличие положительных Eu -аномалий, что, вероятно, связано с обогащением расплавов кумулятивным плагиоклазом. По отношению к океаническим базальтам (см. рис. 4е), нижнешемурские базальты Саумской структуры обогащены Sr , Ba и Th и обеднены K , Rb , Nb , P , Zr и другими высокочargedными элементами. Составы позднеордовикских основных вулканитов Саумской структуры близки к островодужным толеитам; подобные геохимические особенности имеют и долериты ранней генерации в комплексе параллельных даек, а также содержащиеся в последнем скринии габброидов; вместе они образуют ассоциацию, близкую к типу “офиолитов над зоной субдукции” (Петров, 2007; Петров и др., 2008). С риолитами нижнешемурской подсвиты связано малое Саумское медноколчеданное месторождение. Базальты и андезибазальты верхнешемурской подсвиты Саумской структуры принадлежат известково-щелочной серии (см. рис. 3б), для них характерны невысокие содержания TiO_2 (0.67–0.96%), умеренная и высокая глиноземистость (Al_2O_3 – 15.21–19.74%, в среднем – 17.05%), неравномерные содержания MgO (4.2–9.4%, среднее – 5.52%), низкие содержания Cr (10–47 г/т, в среднем – 21.4 г/т), Zr (26.09–87 г/т, в среднем – 38.58 г/т) и Nb (1.03 г/т). Содержание $\text{P}_3\text{Э}$ – 34.82 г/т, $\text{LP}_3\text{Э}/\text{TP}_3\text{Э}$ = 3.15. График (см. рис. 4в) имеет полого наклонную волнистую форму; а на рис. 4е состав базальта верхнешемурской подсвиты Саумской структуры демонстрирует обогащение элементами с большим ионным радиусом, Ta - Nb отрицательную аномалию и обеднение высокочargedными элементами, что характерно для островодужных образований (Фролова, Бурикова, 1997). Графики составов кислых вулканитов, нормированных по хондриту (см. рис. 4в), имеют различную форму – выпуклую, с обогащением промежуточными $\text{P}_3\text{Э}$, и вогнутую, с обогащением легкими и в меньшей степени тяжелыми $\text{P}_3\text{Э}$ относительно элементов промежуточной группы. Для пород первой группы характерно более высокое содержание $\text{P}_3\text{Э}$. Причины столь заметных различий составов кислых вулканитов по-

ка недостаточно ясны, этот вопрос требует дополнительного изучения. Общим для всех графиков является наличие отрицательной Eu -аномалии, вероятно вызванной отсадкой плагиоклаза в магматической камере.

Залегающие выше по разрезу силурийские и девонские вулканиты имеют более выдержанные по латерали составы, поэтому характеристика их будет производиться по свитам, без рассмотрения особенностей отдельных районов.

Павдинская свита S_1 выделена на Среднем Урале в районе г. Павда. В исследуемом районе свита отличается разнообразием фациального и вещественного состава. Лавовые фации представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацандезитами, дацитами, риодацитами, что определяет ее принадлежность к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формации. Все вулканиты, как правило, порфировые. В породах основного состава присутствуют фенокристы плагиоклаза (битовнит-лабрадора), моноклинного и ромбического пироксена, оливина (ромбический пироксен и оливин обычно замещены вторичными минералами), в кислых вулканитах – плагиоклаза, реже кварца. В умереннокислых разностях к перечисленным минералам часто добавляется роговая обманка. В отличие от шемурской свиты значительное место в разрезе занимают обломочные породы: туфы, тефроиды, туффиты; в разных частях этого стратона залегают вулканогенно-осадочные породы в виде отдельных прослоев или пачек переслаивания пород всех градаций гранулометрического состава, реже встречаются известняки. Возраст павдинской свиты обоснован многочисленными находками фауны в различных районах Среднего и Северного Урала. В частности, на Северном Урале возраст пород павдинской свиты обоснован находками конодонтов в кремнистых породах, залегающих в виде маломощных прослоев среди вулканитов: *Aulacognathus* aff. *bullatus* (Nicoll et Rexroad), *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser, *Astropentagnathus* aff. *irregularis* Mostler, *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser), *Llandoverygnathus* cf. *celloni* (Walliser), *Ozarkodina* cf. *ranuliformis* (Walliser), *Panderodus* sp., *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Walliser, *Pterospathodus* cf. *penatus* (Walliser), *Pterospathodus* cf. *tenuis* (Aldridge), *Walliserodus* aff. *sancticlairi* Cooper (зона *Distomodus staurogathoides* позднего лландовери, определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2017).

Вулканиты павдинской свиты образуют непрерывный ряд составов от базальтов до риолитов (рис. 5а), подавляющая часть их относится к известково-щелочной серии (рис. 5б), это низкокалиевые, в меньшей степени – среднекалиевые образования (рис. 5в); небольшое число базальтов и андезибазальтов попали в поле высококалиевых пород.

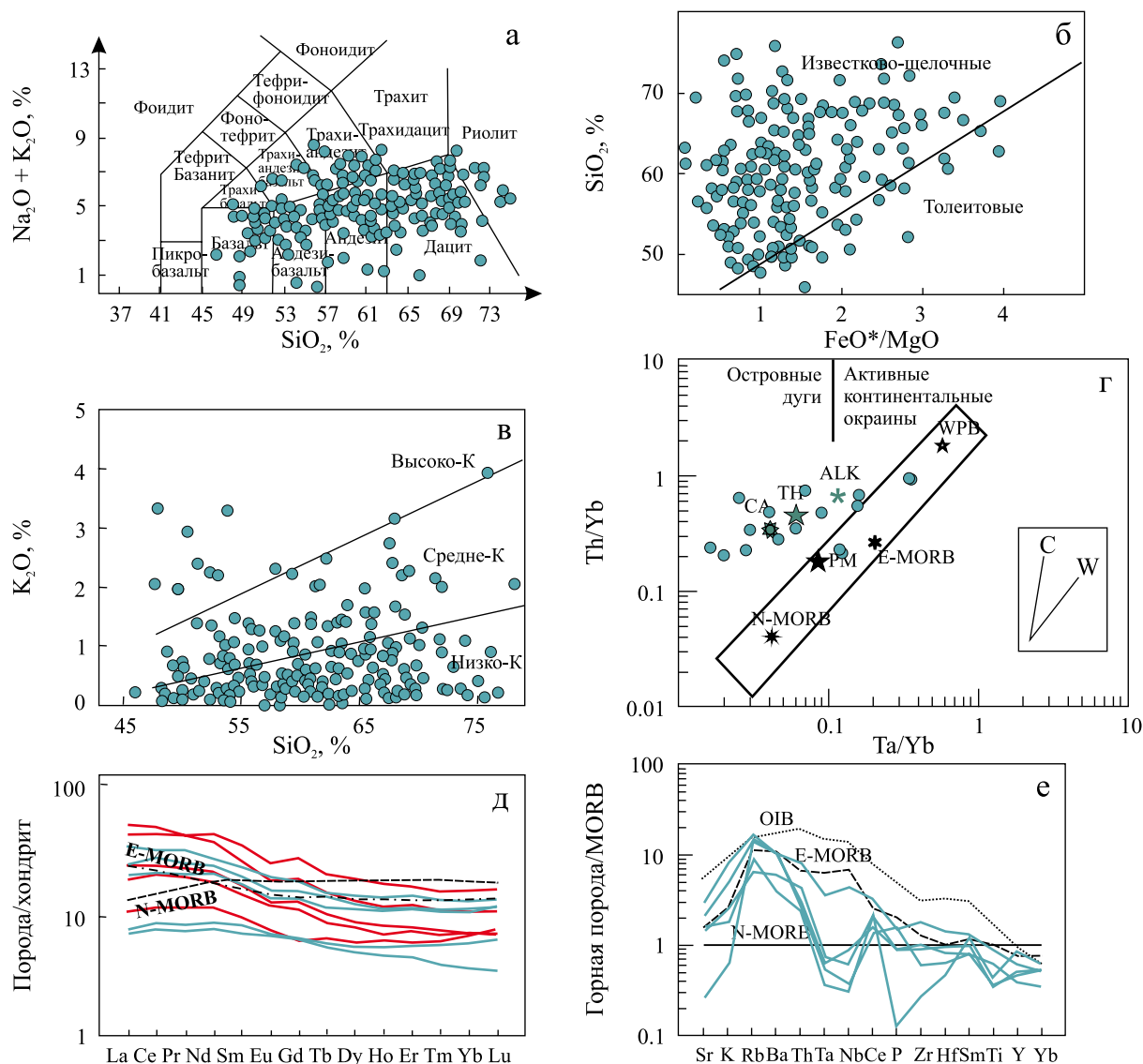


Рис. 5. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов павдинской свиты.

Для диаграмм 5а–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 5. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Pavda formation.

For diagrams 5a–b, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

Породы характеризуются низкой титанистостью (TiO_2 – 0.48–1.06%, в среднем – 0.69%), низкой и умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 – 9.27–17.91%, в среднем – 15.4%), умеренной и низкой магнезиальностью (MgO – 3.4–7.6%, в среднем – 5.13%). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов базальтов павдинской свиты попали в поле островодужных вулканитов, за исключением двух, расположенных на мантийном тренде. Среднее содержание редких земель выше, чем в породах верхнешемурской подсвиты, и составляет 47.81 г/т (от 18.11 до 84.84 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.51 (2.2–4.64). Графики содержания РЗЭ, нормированного к хондриту (рис. 5д), имеют различную форму: большая часть

вулканитов обогащена легкими редкими землями и обеднена – тяжелыми. На спайдер-диаграмме горная порода/MORB (рис. 5е) заметно, что в составе павдинской свиты объединены вулканиты с различными геохимическими параметрами. Часть из них обогащена литофильными и обеднена высокозарядными элементами, что характерно для островодужных вулканитов, другая (меньшая) часть демонстрирует сходство с эталоном E-MORB. Возможно, такие особенности составов связаны с локальным подключением мантийных магматических источников в локальных интрадуговых рифтовых структурах, но этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Именновская свита $S_{1.2}$ выделена на Среднем Урале в районе рек Бол. и Мал. Именная. На Северном Урале в составе именновской свиты представлены туфы, лавы, гиалокластиты андезибазальтов, базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, редко – трахидацитов; туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, известняки. Все вулканогенные породы, как правило, имеют порфировую структуру. В базальтах, андезибазальтах и андезитах присутствуют фенокристаллы плагиоклаза (андезин-лабрадора) моноклинного и ромбического пироксена. В трахидацитах отмечаются вкрапленники плагиоклаза, реже моноклинного пироксена. Нижняя часть свиты сложена преимущественно нормальнощелочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, среди которых спорадически появляются умереннощелочные вулканы и маломощные прослои известняков. В верхней части разреза свиты умереннощелочные разности приобретают главенствующее значение, известняки встречаются в виде рифовых построек мощностью до 200 м и более; на Среднем Урале указанная часть разреза выделяется в самостоятельную гороблагодатскую толщу (Бороздина и др., 2010). На Северном Урале поздневенлокско-раннепржидольский возраст образований свиты обоснован многочисленными находками фаунистических и микрофаунистических остатков, в том числе конодонтов *Pterospathodus* cf. *amorphognathoides* (?) Walliser; *Kockelella* cf. *variabilis* Walliser; *Ozarkodina* cf. *confluens* (Br. et Mehl) верхневенлокского – лудловского возраста (определения Г.Н. Бороздиной), фауны *Youngia uralica* Tschern., *Carinata* ex gr. *praeairimaspus* (Nik.), *Clorinda* sp. indet елкинского-исовского горизонтов; *Catenipora festina* Yanet, *Rhabdacanthia grande* Shur., *Gypidula* ex gr. *optata* (Barr.) елкинского горизонта венлока; *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Sublepida sublepida* (Vern.) бобровского горизонта пржидолия (определения Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной, И.А. Брейвель).

В состав именновской свиты входят вулканы, образующие непрерывный ряд составов от базальтов до андезитов и трахидацитов (что определило отнесение их к андезит-базальтовой формации), с преобладанием базальтов и андезибазальтов (рис. 6а); породы относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям (рис. 6б), для них характерны широкие вариации содержания калия (рис. 6в). Как отмечалось выше, для нижней части разреза свиты характерны породы с нормальной щелочностью, относящиеся к низкокалиевой серии, а в верхней части разреза (гороблагодатская толща) преобладают умереннощелочные средне- и высококалиевые вулканы. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 6г) точки составов базальтов попали на мантийный тренд и в поле островодужных образований.

Базальты и андезибазальты – это низко- и умереннотитанистые (содержание TiO_2 – 0.7–1.6%, в среднем – 0.99%), умеренноглиноземистые (Al_2O_3 – 14.25–18.5%, в среднем – 16.43%) породы со значительными колебаниями содержания MgO (2.88–7.11%, в среднем – 5.43%), Zr (12.59–199.05 г/т, в среднем – 93.27 г/т) и Nb (0.24–7.72 г/т, в среднем – 3.51 г/т), низким содержанием Cr (2.21–55.9 г/т, в среднем – 20.35 г/т). Группа пород с высоким содержанием ниобия (более 4 г/т), также характеризуется повышенным содержанием TiO_2 (более 1%) и циркония (более 100 г/т), особенностью их являются повышенное содержание фосфора (до 0.76%). Данные породы относятся к толеитовой серии, в отличие от низкотитанистых известково-щелочных базальтов нижней части разреза, и, вероятно, могут коррелировать с вулканитами гороблагодатской толщи верхнего лудлова–нижнего пржидолия Среднего Урала (Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010). Содержание редких земель колеблется от 19.47 до 161.99 г/т, составляя в среднем 83.39 г/т; столь же широкие вариации характерны и для ЛРЗЭ/ТРЗЭ – от 2.05 до 7.5, в среднем 4.91. Указанные различия хорошо заметны на рис. 6д: графики составов базальтов здесь делятся на две группы – слабовыпуклые, почти плоские линии, подобные распределению N-MORB, но с более низкими содержаниями РЗЭ и некоторым деплетированием ТРЗЭ, и крутонаклонные линии с отчетливым обогащением ЛРЗЭ и обеднением ТРЗЭ. Графики умереннокислых вулкаников (трахидацитов) подобны таковым для базальтов при более высоком содержании РЗЭ.

На другой спайдер-диаграмме (рис. 6е) также можно заметить присутствие двух групп пород. Базальты первой группы имеют распределение петрологически информативных элементов, подобное вулканикам из “обогащенных” мантийных источников E-MORB и OIB, отличаясь от них небольшими отрицательными аномалиями Ta и Nb, а один график имеет форму, типичную для “нормальных” островодужных базальтов, демонстрируя обогащение элементами с большим ионным радиусом и обеднение всеми остальными элементами, в особенности Ta, Nb и Zr. Очевидно, что вулканы со столь разительно различающимися геохимическими параметрами имеют разное происхождение. Часть из них относится к известково-щелочной серии, имеет низкую титанистость и нормальную щелочность; вероятно, эти породы выплавлялись из деплетированной мантии надсубдукционного клина при участии вещества, поступающего из зоны субдукции. Вторая группа пород относится к толеитовой серии, это, как правило, умереннощелочные породы с высоким содержанием Zr, Y, Nb, P, РЗЭ при резком преобладании ЛРЗЭ. Вероятно, эта группа пород образовалась из более глубинного и “обогащенного” магматического источника. К со-

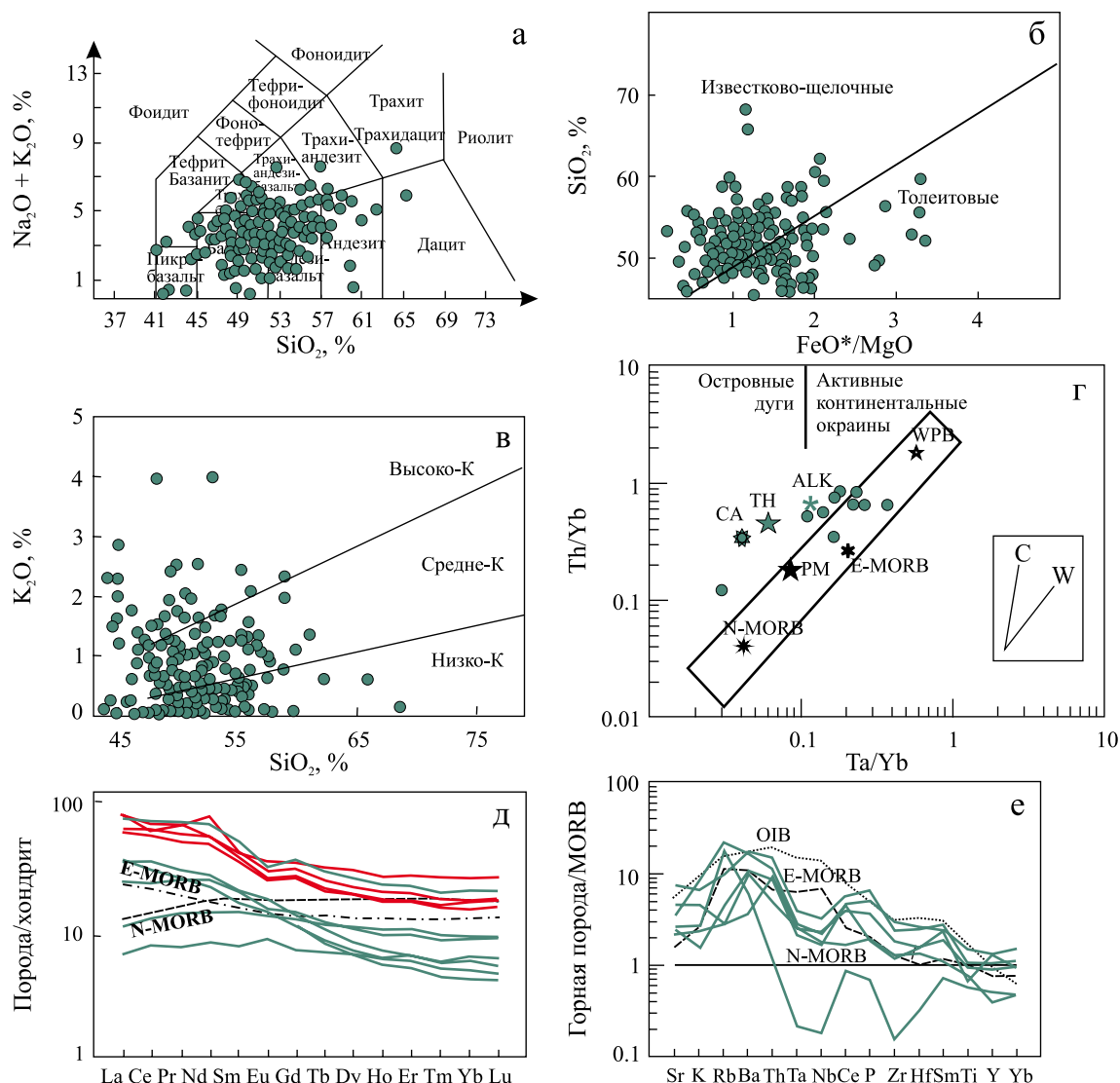


Рис. 6. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов именновской свиты.

Для диаграмм ба–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 6. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Imennovskaya formation.

For diagrams ба–в, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

жалению, недостаточная обнаженность, петро-геохимическая изученность и фаунистическая охарактеризованность верхнесилурийских образований в исследованном районе Северного Урала пока не позволяют отделить образования, коррелирующие с гороблагодатской толщей Среднего Урала (вторая группа), от нижней части именновской свиты, в связи с чем мы, с долей условности, рассматриваем их в составе единого стратона.

Для объяснения причин появления умереннощелочных вулканитов с “обогащенными” геохимическими параметрами можно рассмотреть две возможные палеообстановки: первая – это надсубдукционные образования, сформированные в глубин-

ных очагах при малой степени плавления. По мере удаления от выхода на поверхность зона субдукции погружается, магматические очаги становятся все более глубинными, уменьшается степень плавления мантии, соответственно, происходит изменение состава вулканитов в сторону увеличения их щелочности, содержания РЗЭ и т.д. (Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997; и др.). Такой вариант в нашем случае маловероятен, поскольку умереннощелочные вулканиты пространственно совмещены с “нормальными” известковощелочными, а на Среднем Урале отмечается несогласное налегание верхней (гороблагодатской) части именновской свиты (содержащей умерен-

нощелочные вулканиты) на различные горизонты нижнесилурийской базальт-андезит-дацитовый и верхнеордовикско-нижнесилурийской риолит-базальтовых формаций (Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010). Изложенные выше особенности структурной позиции и составов вулканитов верхней части именновской свиты (гороблагодатской толщи), на наш взгляд, свидетельствуют о вероятном подключении в позднесилурийское время глубинного мантийного источника, связанного с разрывом субдуцируемого слэба и формированием “мантийных окон”. Этот вопрос требует дополнительного изучения; автором в качестве возможного объяснения появления такой обстановки предварительно предлагалась модель, согласно которой в верхнем силуре – нижнем девоне вдоль Уральской окраины Балтики сформировалась правосторонняя зона скольжения, нарушившая субдукционный процесс и послужившая причиной разрыва субдуцируемой пластины и проникновения в земную кору глубинных мантийных расплавов (Петров, 2014; и др.).

Туринская свита S_2-D_1 также выделена на Среднем Урале в бассейне р. Тура. Для образований туринской свиты характерны латеральная и вертикальная фациальная изменчивость, разнообразие литологического состава – это парагенез вулканогенно-осадочных, эффузивных и осадочных пород с частой сменой последовательности напластования в разрезах. На изучаемой площади в составе свиты преобладают вулканогенно-осадочные образования: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, образующие слоистые пачки; среди них залегают потоки базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов, прослои туфов, тефроидов, гиалокластитов. Вулканиты относятся к трахибазальт-трахитовой формации, содержат вкрапленники плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, реже – оливина. На разных уровнях прослеживаются пачки органогенных известняков. В отличие от стратотипической местности Среднего Урала на Северном Урале трахиты весьма редки и широко распространены базальты и андезибазальты с нормальной щелочностью, в составе туринской свиты здесь преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Возраст описываемых образований обоснован многочисленными находками фаунистических и микрофаунистических остатков. В прослоях кремней выявлены конодонты *Ozarkodina cf. inclinata reclinata* (Mashkova), *Panderodus gracilis* (Br. et Mehl) пржидольского яруса; *Belodella cf. resima* (Philip), *Pseudooneotodus cf. beckmani* (Bischoff et Sannemann) пржидольского-лохковского ярусов, *Belodella devonica* (Stauffer), *Zieglerodina aff. remscheidensis* (Ziegler), *Zieglerodina aff. remscheidensis* (Ziegler), *Pelekysgnathus* sp., *Pedavis* sp., *Icriodus* sp. лохков-

ского яруса (сарайнинский-саумский горизонты). Определения Г.Н. Бороздиной (Петров и др., 2017).

Вулканиты туринской свиты образуют непрерывный ряд составов от базальтов и трахибазальтов до трахитов и трахидацитов (рис. 7а) и принадлежат трахибазальт-трахитовой формации.

В состав свиты входят породы как толеитовой так и известково-щелочной серий (рис. 7б), преимущественно высококальциевые, реже средне- и низкокальциевые (рис. 7в). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 7г) точки составов располагаются на мантийном тренде и в поле островодужных вулканитов. Вулканиты туринской свиты – это умеренно-титанистые (TiO_2 – 0.84–1.52%, в среднем – 1.15%), умеренно- и высокоглиноземистые (Al_2O_3 – 16.45–18.02%, в среднем – 17.37%) породы с различным содержанием Mg (MgO – 4.74–7.59%, в среднем – 5.99%), Cr (3.95–100.47 г/т, в среднем – 58.63 г/т), Zr (37.5–119.54 г/т, в среднем – 70 г/т) и Nb (2.02–4.39 г/т, в среднем – 3.09 г/т). Умереннощелочные вулканиты туринской свиты по ряду геохимических особенностей сходны с шошонит-абсарокитовыми сериями развитых островных дуг (Бочкарев, Язева, 2000; Наркисова, 2005). Содержания РЗЭ варьируют от 49.33 до 153.25 г/т, составляя в среднем 87.0 г/т. Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ находится в пределах 3.35–7.82, среднее – 5.72, что хорошо иллюстрируется спайдер-диаграммой на рис. 7д, где линии составов вулканитов имеют крутонаклонную форму. Линии составов вулканитов, нормированных по эталону MORB, демонстрируют сходство с графиками вулканитов из “обогащенных” мантийных источников E-MORB и OIB, отличаясь резкими отрицательными аномалиями Ta, Nb и Zr, Hf (рис. 7е).

Различные исследователи расходятся во мнениях при интерпретации обстановки формирования пород туринской свиты. Так, В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева (2000) относят эти образования к шошонит-абсарокитовой формации, типичной для развитых островных дуг. Для этих пород предполагается значительная глубина очагов магмогенерации в надсубдукционном клине и малая степень плавления мантийного субстрата. Другая точка зрения высказана В.В. Наркисовой (2005), которая предполагает разрушение погружающейся пластины и проникновение глубинного мантийного вещества. Для исследуемого района такой механизм более подходит для объяснения составов позднелудловско-раннепржидольских вулканитов (см. выше). На наш взгляд, изучение вулканитов туринской свиты на Северном Урале необходимо продолжить, условия их формирования пока недостаточно ясны.

После завершения накопления вулканитов и осадочных пород туринской свиты происходит перестройка структурного плана: формируются две фациальные зоны, названные А.В. Пейве (1947) Пе-

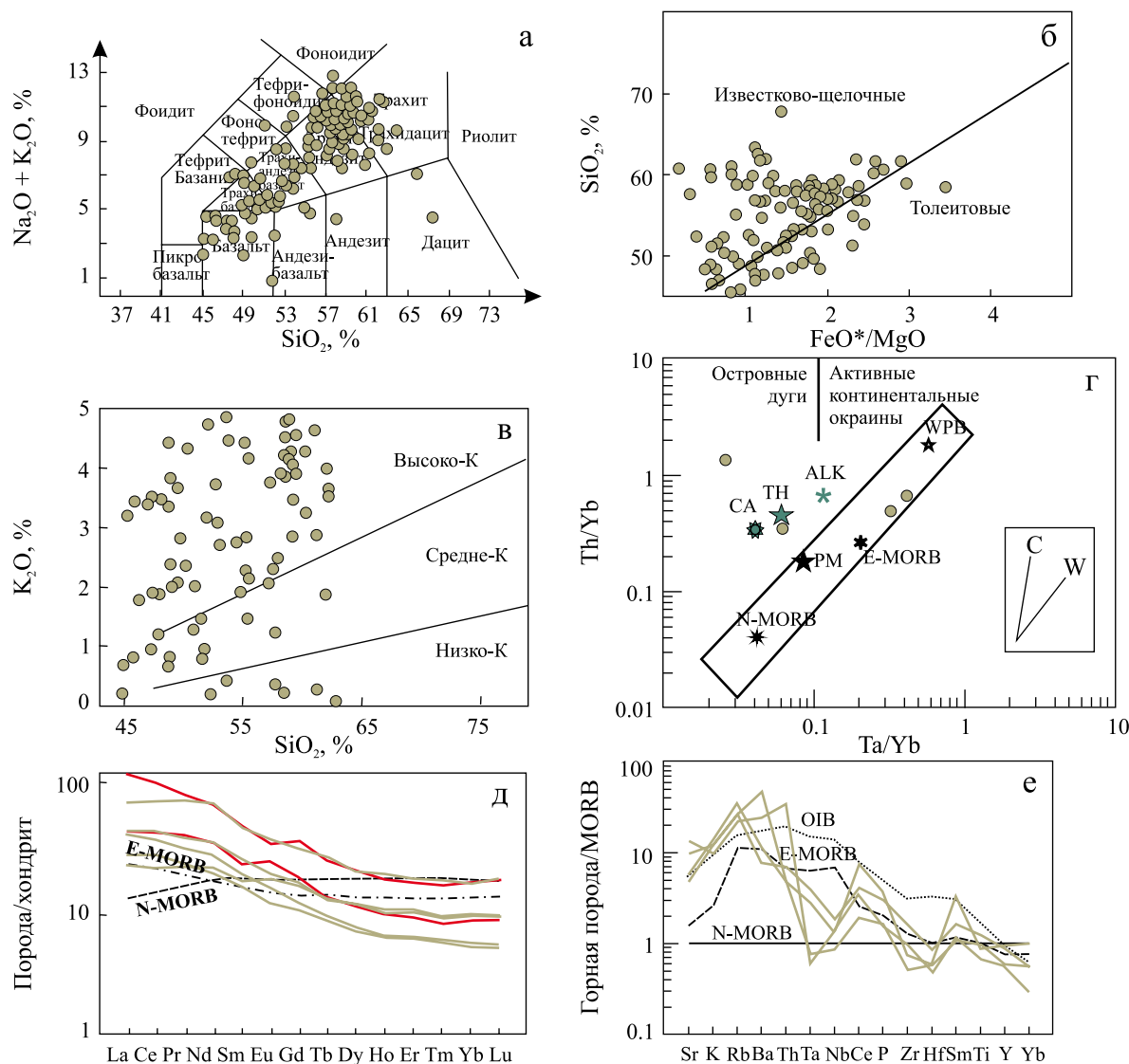


Рис. 7. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов туринской свиты.

Для диаграмм 7а–в привлекались результаты анализов по Среднему и Северному Уралу. Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 7. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Turin formation.

For diagrams 7a–B, the results of analyses in the Middle and Northern Urals were used. The symbols – see Fig. 2, 4.

тропавловской (западной) и Турьинской (восточной). Для первой из них характерны почти исключительно карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы, в составе второй появляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, объединяемые в составе перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит.

Перевозская свита D₁ выделена на Среднем Урале в районе с. Старый Перевоз на р. Лобва. В исследуемом районе известны карбонатные, терригенные и вулкано-терригенные типы разрезов свиты (Петров и др., 2021б). Вулканиды характерны для ядер антиклинальных структур, окаймленных карбонатными толщами в восточной части площа-

ди (см. рис. 16). Разрез в антиклиналях (Тамуньерской, Парминской, Петровогорской и др.) представлен туфоалевролитами и туфопесчаниками с линзами туфоконгломератов и прослоями кремней, туфов андезитового и базальтового состава, иногда тефроидов, туфов и субвулканитов умереннокислого состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов, местами образующих верхнюю толщу в составе свиты. Вулканиты порфировые, содержат вкрапленники (иногда до 50–60%) плагиоклаза и моноклинного пироксена. Возраст карбонатных пород свиты обоснован многочисленными находками фаунистических остатков, а в прослоях кремней среди вулканогенно-терригенных образова-

ний обнаружены конодонты *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip), *Pandorinellina* aff. *steinhornensis miae* (Bultynck), *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, *E.* aff. *pireneae* Boersma, *Pelekygnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Lenia* aff. *eleanorae* (Lane et Ormiston), *Pandorinellina* aff. *steinhornensis miae* (Bultynck), *P.* ex gr. *exigua* (Philip), характерные для пражского яруса (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Составы вулканитов перевозской свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов, соответствующий непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитово-формации (рис. 8а).

Породы относятся к известково-щелочной, в меньшей мере – к толеитовой серии (рис. 8б); это

средне- и высококальциевые образования (рис. 8в). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb все точки составов пород находятся в поле островодужных вулканитов (рис. 8г). Базальты и андезитобазальты содержат мало титана (TiO_2 – 0.4–1.04%, в среднем – 0.77%), Zr (13.2–130 г/т, в среднем – 41.33 г/т), Nb (0.25–3.52 г/т, в среднем – 1.25 г/т), переменные количества Al_2O_3 (10.5–18.6%, в среднем – 14.96%), MgO (2.99–12%, в среднем – 6.8%), Cr (3.25–551 г/т, в среднем – 117.58 г/т). Содержание суммы РЗЭ варьирует от 24.72 до 114.1 г/т, составляя в среднем 56.27 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 3.26 до 5.71, среднее значение – 4.19. Можно заметить, что сумма РЗЭ и величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в вулканитах перевозской свиты ниже,

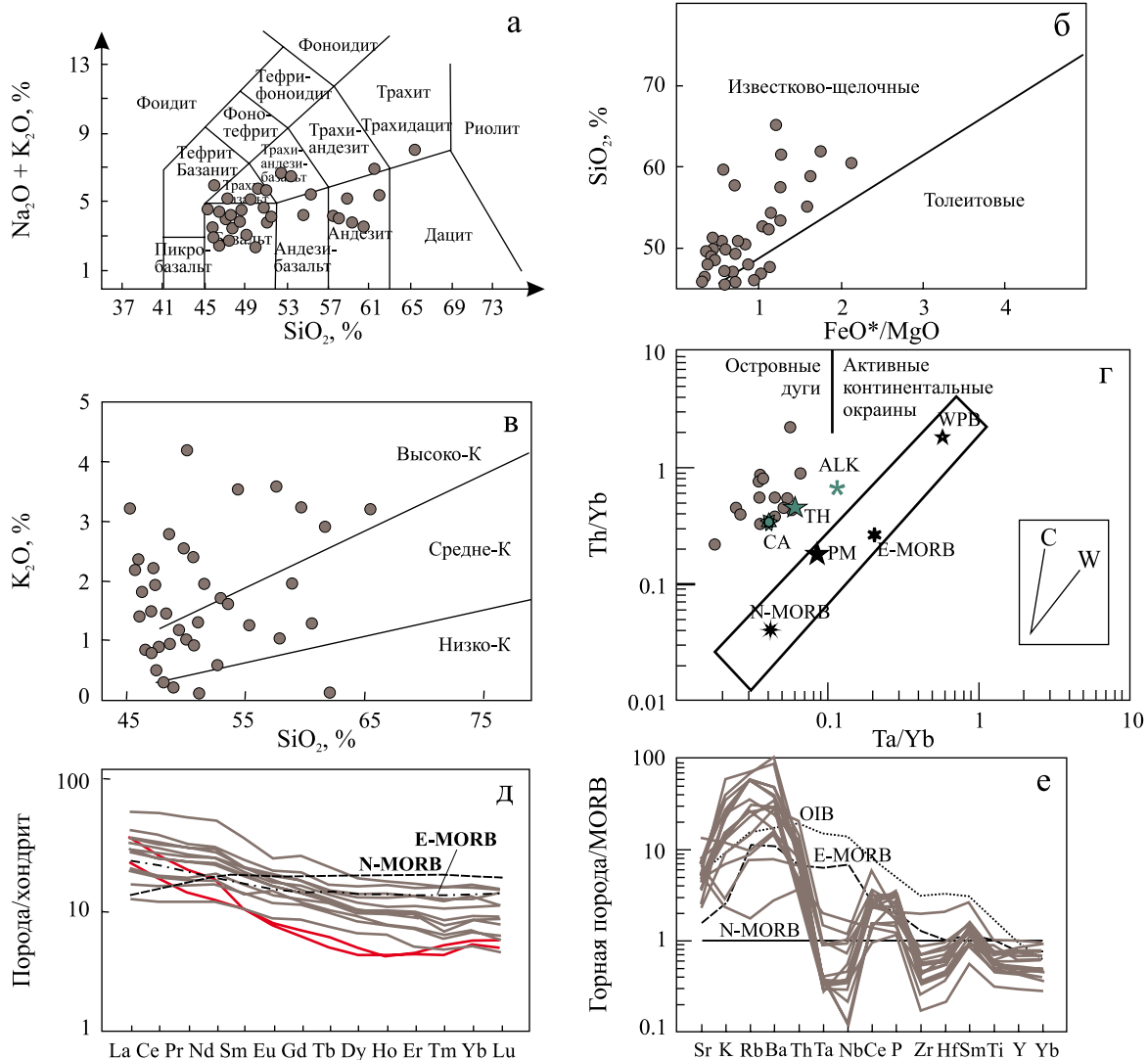


Рис. 8. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов перевозской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 8. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Perevoz series.

The symbols – see Fig. 2, 4.

чем в более древних породах туринской и именовской свит (см. выше), что заметно на рис. 8д, где графики составов пород имеют наклонную форму, но угол наклона линий здесь существенно меньше, чем на рис. 6д и 7д. Интересно, что содержание РЗЭ в дацитах и дациандезитах перевозской свиты ниже, чем в базальтах и андезибазальтах (рис. 8д). Графики составов базальтов, нормированных по MORB демонстрируют форму, типичную для островодужных вулканитов: обогащение элементами с большим ионным радиусом, обеднение высокозарядными элементами, резкие отрицательные аномалии Ta и Nb (рис. 8е).

Касаясь возможной обстановки формирования вулканитов перевозской свиты, можно отметить, что это типичные островодужные образования, возникшие при частичном плавлении деплетируемого надсубдукционного мантийного клина при участии вещества, погружающегося в зону субдукции.

Краснотурьинская свита D₁ названа по г. Краснотурьинск на Северном Урале, в окрестностях которого она широко распространена. В исследуемом районе в составе свиты присутствуют разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы: лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, дациандезитов, дацитов; туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, углисто-кремнистые и известковисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, известняки. Вулканиты имеют порфировую структуру, в базальтах и андезибазальтах присутствуют фенокристы моноклинного пироксена и плагиоклаза, в андезитах и дациандезитах к ним добавляется амфибол, в дацитах, как правило, содержатся вкрапленники плагиоклаза, реже амфибола. Пражско-эмский возраст свиты обоснован многочисленными находками фаунистических остатков в известняках; в прослоях кремней среди кремнисто-терригенно-базальтовых блоков обнаружены конодонты *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, *Pandorinellina* aff. *steinchornensis miae* (Bultynck), *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Kimognathus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Составы пород краснотурьинской свиты, как и перевозской, образуют единый ряд от базальтов до андезитов и трахидацитов, и относятся к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитово-формации (рис. 9а) известково-щелочной серии (рис. 9б). Это высококалийевые и среднекалийевые образования (рис. 9в). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 9г) точки составов пород попали в поле островодужных вулканитов. Базальты и андезибазальты краснотурьинской свиты – это низкотитанистые (TiO₂ – 0.68–0.76%, в среднем – 0.72%), умеренноглиноземистые (Al₂O₃ – 16.5–

18.1%, в среднем – 17.37%), низкомagneзиальные (MgO – 3.52–4.82%, в среднем – 4.28%) породы с невысоким содержанием Cr (8.31–53.3 г/т, в среднем – 35.77 г/т), Zr (41–53.2 г/т, в среднем – 45.6 г/т) и Nb (1.34–1.68 г/т, в среднем – 1.55 г/т). Содержание суммы РЗЭ варьирует от 65.3 до 68.8 г/т, составляя в среднем 67.54 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 4.52 до 5.39, среднее значение – 4.85. Графики составов дациандезитов указывают на большую степень дифференциации РЗЭ в этих породах при более низких содержаниях РЗЭ. Породы краснотурьинской свиты – типичные островодужные известково-щелочные вулканиты. Несколько большее содержание в них щелочей, РЗЭ и величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ, по сравнению с расположенными западнее вулканитами перевозской свиты, может указывать на некоторое увеличение глубины магмогенерации, т. е., на восточное направление погружения палеозоны субдукции.

Лимкинская свита D₂₋₃ названа по р. Лимка на Северном Урале. В стратотипическом районе свита сложена исключительно тонкотерригенными и карбонатными породами, но далее на север в ее составе появляются вулканиты. В изучаемом районе лимкинская свита представлена непрерывно дифференцированной базальт-риолитовой формацией, в составе которой распространены базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты. В базальтах и андезибазальтах вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой, в андезитах и дацитах – главным образом плагиоклазом, в риолитах встречаются фенокристы кислого плагиоклаза и оплавленного кварца. Возраст свиты обоснован конодонтами высотинского и бродовского горизонтов живета и нижнего франа *Klap-perina* aff. *ovalis* (Ziegler et Klapper), *Polygnathus* aff. *varcus* Stauffer, *Belodella* sp., обнаруженными в кремнистых алевролитах (определения Г.Н. Бороздиной) (Петров и др., 2021б).

Вулканиты лимкинской свиты представлены непрерывным рядом от базальтов до риолитов (рис. 10а); породы относятся к известково-щелочной серии (рис. 10б), для них характерны различные содержания калия (рис. 10в).

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 10г) точки составов вулканитов лимкинской свиты расположены в поле островодужных пород. Базальты и андезибазальты лимкинской свиты – низкотитанистые (TiO₂ – 0.7–0.85%, в среднем – 0.81%), умеренноглиноземистые (Al₂O₃ – 16.27–16.9%, в среднем – 16.69%) породы с невысоким содержанием MgO (2.53–4.78%, в среднем – 3.81%), Cr (14.27–58.00 г/т, в среднем – 29.06 г/т), повышенным содер-

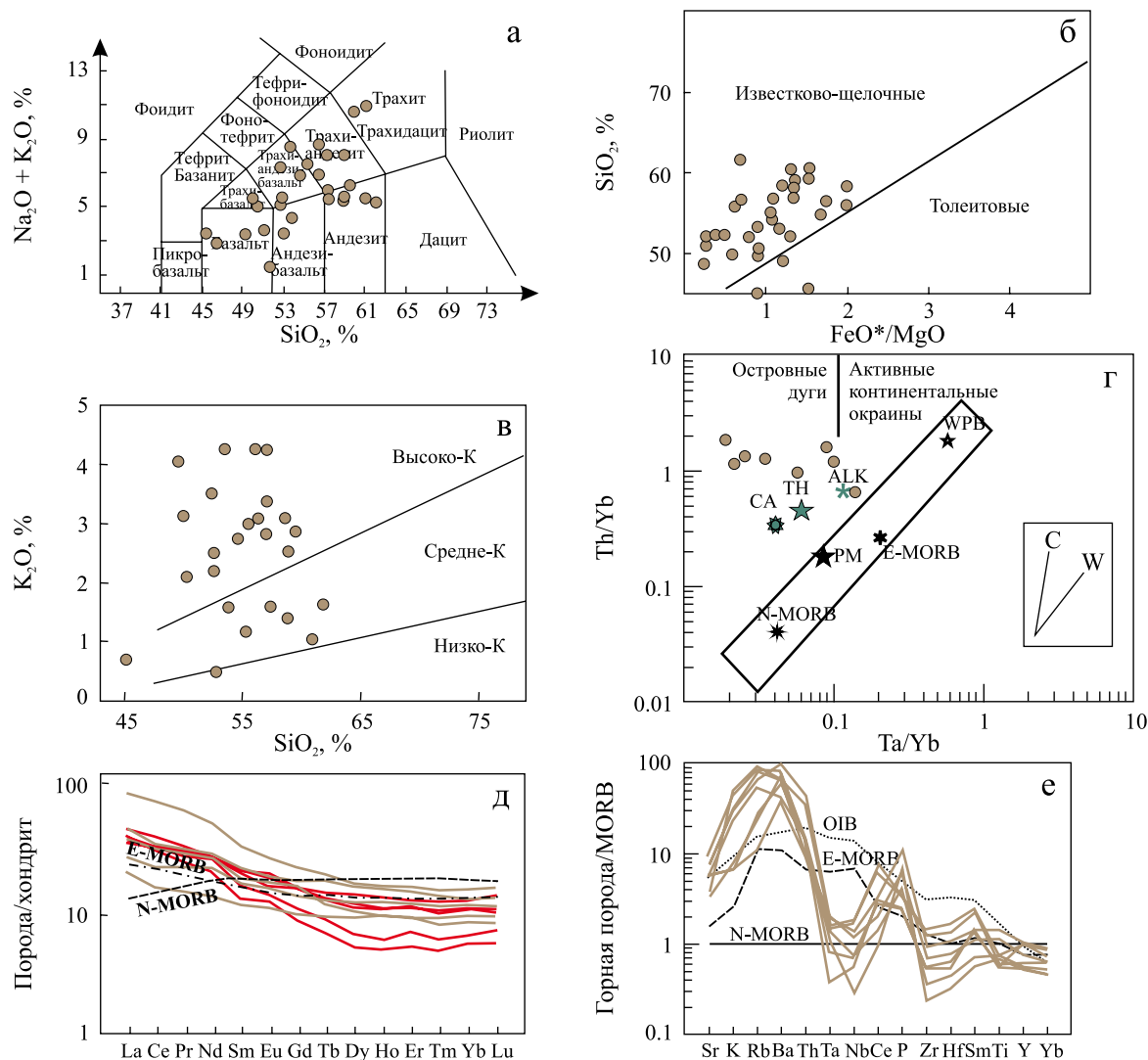


Рис. 9. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов краснотурьинской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 9. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Krasnotur'insk formation.

The symbols – see Fig. 2, 4.

жанием Zr (61.8–119.71 г/т, в среднем – 90.37 г/т) и Nb (1.98–4.51 г/т, в среднем – 3.11 г/т). Содержание РЗЭ варьирует от 78.53 до 113.63 г/т, составляя в среднем 101.2 г/т; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ находится в пределах 4.54–8.1, в среднем – 5.74. При этом в кислых вулканитах это отношение еще увеличивается, поскольку соответствующие им графики имеют более крутой наклон (рис. 10д). Линии составов базальтов и андезибазальтов, нормированные по эталону MORB (рис. 10е), показывают максимальное обогащение элементами с большим ионным радиусом (содержание этих элементов почти на порядок выше, чем в породах из “обогащенных” мантийных источников), распределение других элементов подобно эталону E-MORB, за исключением

отчетливого Ta-Nb минимума. Перечисленные геохимические особенности вулканитов лимкинской свиты, учитывая большой объем пород кислого и среднего состава, могут быть объяснены образованием их в надсубдукционной обстановке с участием мантийных расплавов и проявлением процессов коровой контаминации и палингенеза.

Ивдельский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый D₃ назван по р. Ивдель на Северном Урале. Интрузии ивдельского комплекса (дайки, штоки, силлы) широко распространены среди девонских толщ в северной части Тагильской мегазоны. Породы представлены клинопироксен-плагиоклазовыми, иногда оливин- или кварцсодержащими долеритами, габбро-долеритами, ре-

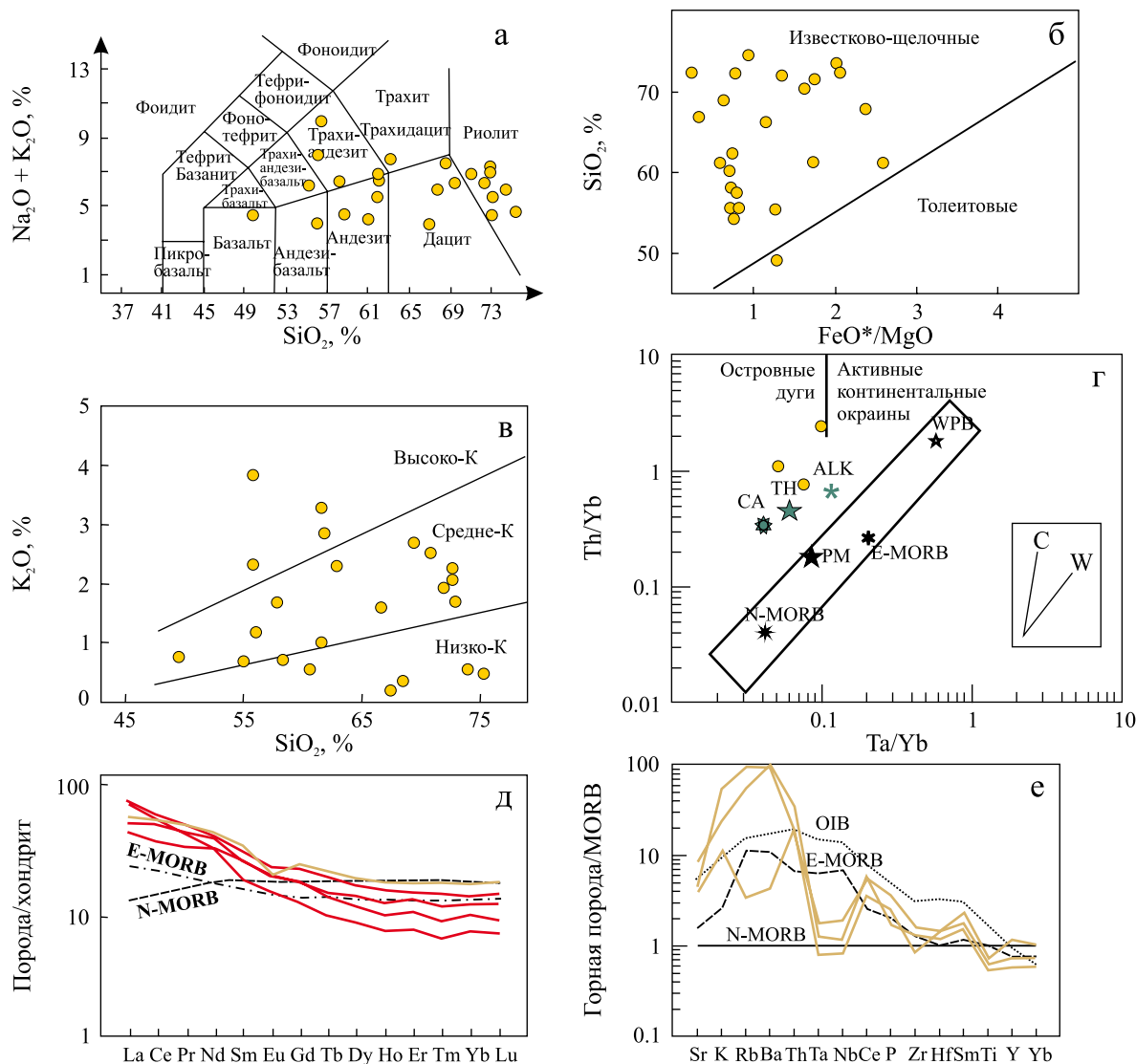


Рис. 10. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для вулканитов лимкинской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 10. Discrimination and spider diagrams for volcanites of the Limka formation.

The symbols – see Fig. 2, 4.

же встречаются среднезернистые габбро, клинопироксен-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и амфиболовые гранодиориты. Оливин, как правило, замещен серпентином и хлоритом, по пироксену развивается амфибол (роговая обманка или актинолит), плагиоклаз сосюртитизирован. Широко распространены процессы пропилитизации – развитие хлорита, эпидота, железистого карбоната и альбита. Позднедевонский возраст пород комплекса обоснован U-Pb датировкой по цирконам из габбро – 365.3 ± 2.4 млн лет (Петров и др., 2021a). В изучаемом районе в составе комплекса резко преобладают породы основного состава; диориты и гранодиориты слагают единичные дайки.

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса довольно своеобразны (см. табл. 1). На классификационной диаграмме (рис. 11a) фигуративные точки составов слагающих его пород образуют ряд от базальтов до дацитов в поле пород нормальной и повышенной щелочности. Породы основного состава, как правило, принадлежат толеитовой серии, среднего и кислого – близки известково-щелочным вулканитам (рис. 11б). Это низкокальциевые, реже среднекальциевые образования (рис. 11в). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 11г) точки составов долеритов ивдельского комплекса попали в поле островодужных вулканитов. Долериты и базальты комплекса – высокотитани-

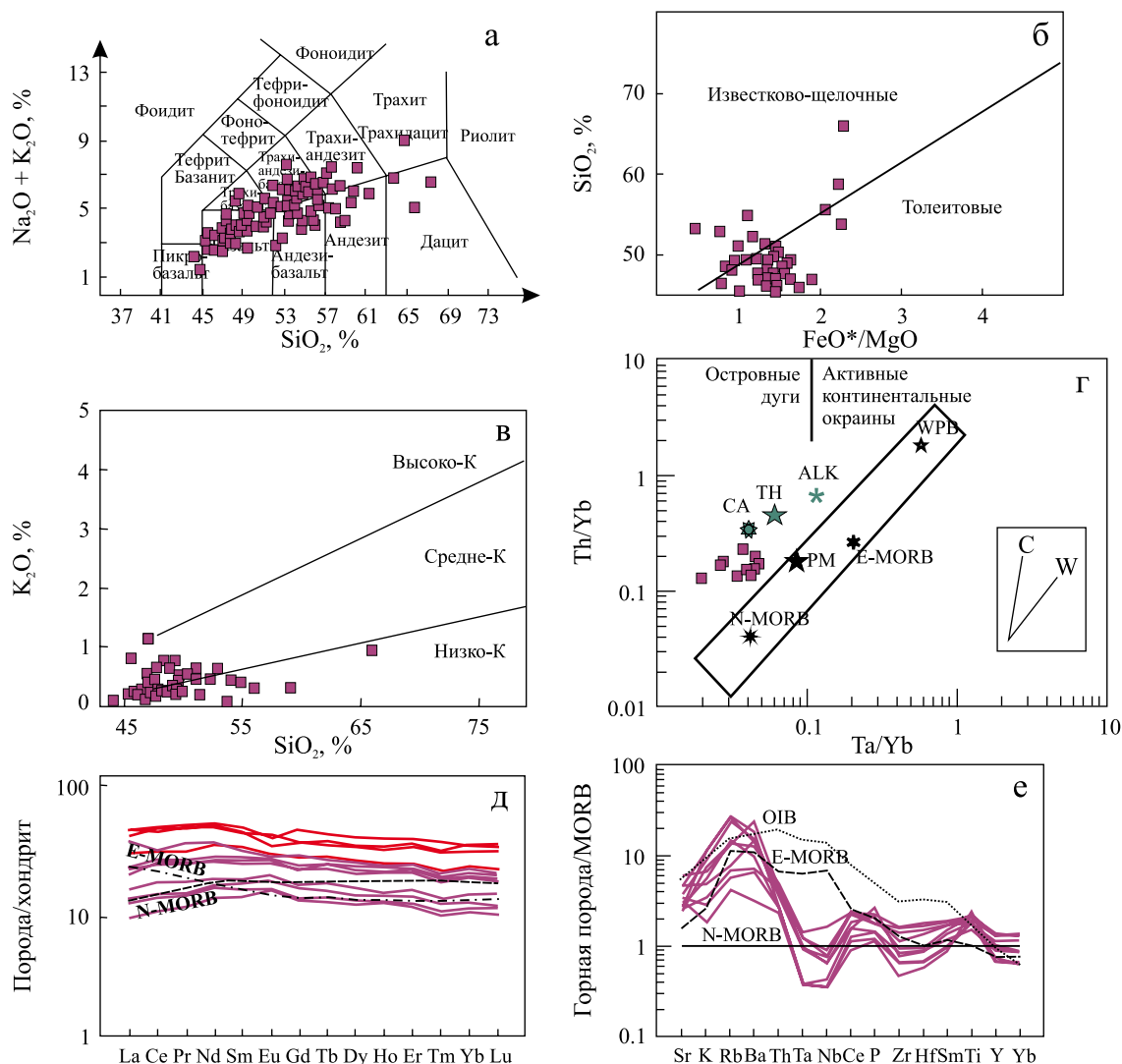


Рис. 11. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для пород ивдельского комплекса.

Условные обозначения – см. рис. 2, 4.

Fig. 11. Discriminatory and spider diagrams for the rocks of the Ivdel complex.

The symbols – see Fig. 2, 4.

стые (TiO_2 – 1.54–2.99%, в среднем – 2.39%) породы с невысоким содержанием Al_2O_3 (13.2–16.2%, в среднем – 14.51%), MgO (3.85–7.23%, в среднем – 5.54%), Cr (3.12–171 г/т, в среднем – 34.96 г/т), Zr (35.5–117 г/т, в среднем – 71.17 г/т), Nb (0.74–6.56 г/т, в среднем – 1.54 г/т). Среднее содержание РЗЭ в долеритах и габбро-долеритах составляет 53.51 г/т (31.88–71.95 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00 (1.70–2.21). Распределение РЗЭ близко к таковому в N-MORB (рис. 11д), но нормированное по данному эталону содержание петрологически информативных элементов демонстрирует обогащенность элементами с большим ионным радиусом и обедненность Ta и Nb, при этом содержание высокозарядных элементов близко к океаническим базальтам

(рис. 11е). Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок может быть объяснено концепцией “мантийных окон” – поступлением мантийных расплавов в разрывы субдуцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней. Присутствие “субдукционной компоненты” в составе постаккреционных мантийных расплавов отмечается для многих аккреционно-коллизийных орогенных поясов, сформировавшихся после замыкания зон субдукции (например, (Лебедев и др., 2018; и др.)). Установленные особенности геохимических параметров пород ивдельского комплекса согласуются с предположением об аккреции Тагильской

островной дуги к континентальной окраине на границе франского и фаменского веков (Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010), сопровождавшейся прекращением островодужного магматизма и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенные выше данные в целом свидетельствуют об образовании вулканитов Тагильской мегазоны в надсубдукционной обстановке. Для оценки влияния на состав островодужных вулканитов разных типов субдуцируемого вещества, состава мантийного субстрата, глубины магмогенерации и других параметров существует большое количество геохимических и изотопно-геохимических показателей (см. например, (Turner, Langmuir, 2022; и др.)). Для приблизительной оценки вклада разных типов субдуцированного вещества в состав островодужных вулканитов нами использована диаграмма La/Sm–Ba/Th (рис. 12). Предполагается (Aureilien et al., 2016), что рост параметра La/Sm может быть связан с плавлением субдуцированных осадочных пород, Ba/Th – с вкладом флюида, выделяющегося при дегидратации погружающейся пластины. Точки составов базальтов хомасьинской

свиты O₂ на данной диаграмме концентрируются вблизи эталона N-MORB и образуют тренд вдоль оси La/Sm, что, возможно, связано с контаминацией осадочных пород пассивной континентальной окраины, среди которых они залегают. Породы шемурской свиты (риолит-базальтовая формация O₃-S₁) также демонстрируют сходство с эталоном N-MORB и влияние обоих субдукционных факторов – плавления осадков и дегидратации погружающейся пластины. Точки составов вулканитов павдинской свиты (непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация S₁) образуют четкий тренд вдоль оси Ba/Th, что может свидетельствовать о влиянии флюидов, отделяющихся от погружающейся пластины, на состав расплавов. Расположение точек составов более молодых вулканогенных образований показывает влияние обоих субдукционных факторов, а точки долеритов ивдельского комплекса образовали непрерывный ряд от состава океанического базальта до известково-щелочного островодужного базальта, что согласуется с ранее отмеченными геохимическими особенностями данных пород.

Для иллюстрации изменений условий формирования вулканитов до и после предполагаемой перестройки зоны субдукции построены диаграммы усредненных величин индикаторных соотношений элементов в базальтах, андезибазальтах и долеритах Тагильской палеоостроводужной системы (рис. 13).

В данной публикации мы не станем отдельно интерпретировать геохимические параметры различных частей шемурской свиты, они объединены в одну выборку. Рассмотрим данные геохимические параметры более подробно. Так, известно, что низкие значения Nb/Ta указывают на значительную переработку надсубдукционного мантийного клина при участии водного флюида перед частичным плавлением (Munker, 1998; Наркисова, 2005). Для океанических базальтов и вулканитов континентальных рифтов характерны величины Nb/Ta от 15 до 19, что близко к хондритовому уровню (Kamber, Collerson, 2000). Средние величины параметра Nb/Ta в базальтах хомасьинской свиты составляют 14.92, шемурской свиты – 8.19, павдинской – 15.37, именновской (вместе с гороблагодатской толщей) – 11.54, туринской – 18.82. Очевидно, что данный показатель соответствует “нормальному” мантийному уровню в породах хомасьинской, павдинской и туринской свит; базальты шемурской и именновской свит сформировались из расплавов, образованных при плавлении сильногидратированной верхней мантии надсубдукционного клина. Значения Nb/Ta в базальтах девонских вулканических серий и долеритов ивдельского комплекса находятся в интервале 15.18–17.76, что соответствует параметрам океанических базальтов.

Обогащение мантии надсубдукционного клина Th обычно связывается с поступлением послед-

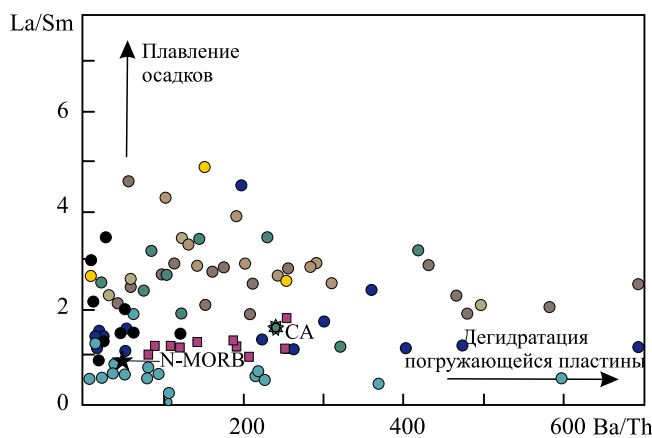


Рис. 12. Диаграмма La/Sm–Ba/Th (Aureilien et al., 2016) для оценки влияния субдуцируемого вещества на состав островодужных базальтов.

N-MORB и CA – эталоны составов базальта срединно-океанических хребтов по (Sun, McDonough, 1989) и известково-щелочных базальтов влк. Камбальный на Камчатке, по (Фролова, Бурикова, 1997). Остальные усл. обозначения – см. рис. 2–10.

Fig. 12. Diagram La/Sm–Ba/Th (Aureilien et al., 2016) for assessing the role of the subducted substance in the composition of island-arc basalts.

N-MORB and CA are standards of basalt compositions of the mid-oceanic ridges by (Sun, McDonough, 1989) and calcareous-alkaline basalts of the Kamalny volcano in Kamchatka (Frolova, Burikova, 1997). The remaining symbols – see Fig. 2–10.

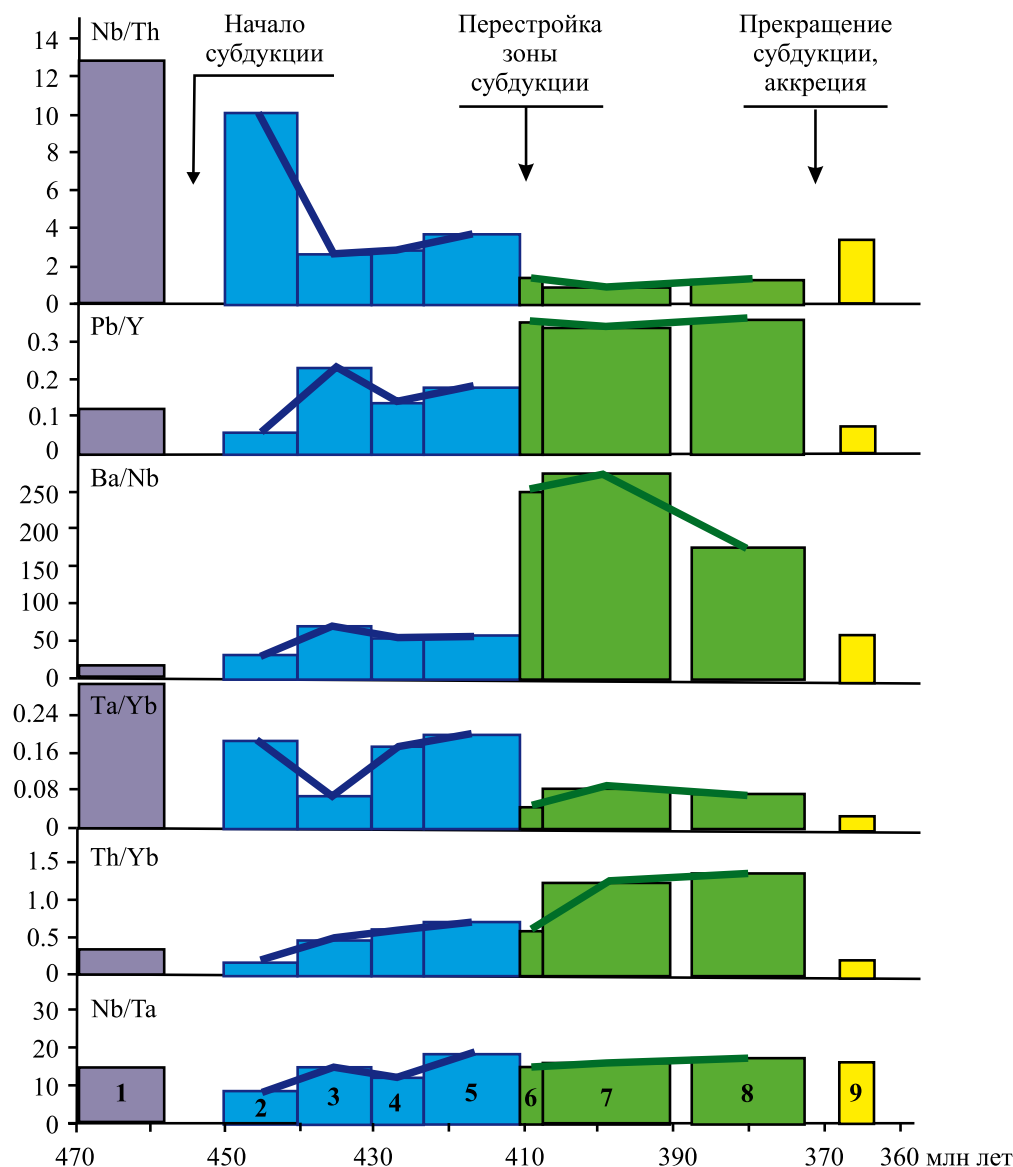


Рис. 13. Гистограммы средних индикаторных отношений элементов для базальтов, андезибазальтов и долеритов Тагильской мегазоны и ее обрамления.

1 – хомасьинская свита O_{1-2} (15 анализов), 2 – шемурская свита O_3-S_1 (14 анализов), 3 – павдинская свита S_1 (11 анализов), 4 – именновская свита S_{1-2} (10 анализов), 5 – туринская свита S_2-D_1 (4 анализа), 6 – перевозская свита D_1 (17 анализов), 7 – краснотурьинская свита D_{1-2} (8 анализов), 8 – лимкинская свита D_{2-3} (3 анализа), 9 – ивдельский комплекс D_3 (35 анализов).

Fig. 13. Histograms of average indicator ratios of elements for basalts, andesibasalts and dolerites of the Tagil mega-zone and its framing.

1 – Khomas'inskaya series O_{1-2} (15 analyses), 2 – Shemurskaya series O_3-S_1 (14 analyses), 3 – Pavdinskaya series S_1 (16 analyses), 4 – Imennovskaya series S_{1-2} (10 analyses), 5 – Turinskaya series S_2-D_1 (4 analyses), 6 – Perevozskaya series D_1 (17 analyses), 7 – Krasnoturinskaya series D_{1-2} (8 analyses), 8 – Limkinskaya series D_{2-3} (3 analyses), 9 – Ivdelski complex D_3 (35 analyses).

него из субдуцируемых осадков (Pearce, 1983); судя по величинам параметра Th/Yb , степень участия вещества субдуцируемых осадков в составе расплавов постепенно увеличивается от базальтов шемурской свиты ($Th/Yb = 0.16$), достигая максимума в породах лимкинской свиты ($Th/Yb = 1.37$). При этом увеличение Th/Yb при переходе от пород

туринской свиты к краснотурьинской происходит скачкообразно (см. рис. 13). В долеритах ивдельского комплекса значение показателя Th/Yb вновь резко снижается до 0.18.

Величина Ta/Yb зависит от степени деплетированности или “обогащенности” мантийного вещества (Pearce, 1983). Наиболее высокие значения

данный параметр имеет в базальтах хомасьинской свиты (0.32); в позднеордовикско-раннедевонских вулканитах он находится на уровне 0.17–0.20 (за исключением павдинской свиты – 0.06) и затем резко снижается до уровня 0.05–0.08, самые низкие значения фиксируются в долеритах ивдельского комплекса – в среднем 0.035. Можно предположить разную степень деплетированности вмещающих пород мантийных очагов для разновозрастных вулканитов: хомасьинские базальты выплавлялись из “обогащенного” мантийного источника, в составе шемурской свиты присутствуют вулканы, формировавшиеся из разноглубинных очагов, располагавшихся в различном субстрате (см. выше), базальты павдинской свиты и девонские вулканы выплавлялись из сильнодеплетированной мантии надсубдукционного клина, а породы верхней части именновской (гороблагодатской толщи) и туринской свит, вероятно, сформировались в результате смешения магм из деплетированных надсубдукционных и “обогащенных” мантийных источников.

Для оценки роли флюидов, отделяющихся при дегидратации осадков и измененных базальтов, используются отношения Ba/Nb и Pb/Y (Brenan et al., 1995; Plank, Langmuir, 1998; Kent, Elliot, 2002). В базальтах срединно-океанических хребтов (COX) величины этих отношений составляют соответственно 2.7 и 0.01, в вулканитах континентальных рифтов – 5–27 и 0.07–0.4 (Наркисова, 2005). В базальтах хомасьинской свиты данные параметры имеют средние значения 17.63 и 0.12, что подтверждает их происхождение из “обогащенного” мантийного источника. Величина параметра Ba/Nb постепенно растет в позднеордовикско-раннедевонской последовательности от 29.67 в базальтах шемурской свиты до 56.96 в породах туринской свиты (из этого ряда “выпадает” павдинская свита со значением 71.19), затем величина данного параметра резко возрастает в девонских породах (252.64 – в перовозской и 275.56 – в краснотурьинской свите), постепенно снижаясь в позднедевонских образованиях (до 57.79 в породах ивдельского комплекса). Такое распределение параметра Ba/Nb , вероятно, указывает на постепенный рост влияния флюида, отделяющегося от погружающихся осадочных пород, на состав расплавов магматических очагов (в силурийской последовательности влияние субдукционного флюида максимально велико в вулканитах павдинской свиты), и резкое возрастание этого фактора в нижнем девоне.

Похожая картина наблюдается и в изменениях параметра Pb/Y – в вулканитах первого этапа происходит рост данного параметра вверх по разрезу от 0.06 в шемурской до 0.18 в породах туринской свиты (павдинские вулканы вновь выделяются значением 0.23), и резкий скачок до 0.35–0.39 в девонских образованиях. В долеритах ивдельского

комплекса значение данного параметра вновь резко снижается до 0.077. Картина изменения величины Pb/Y сходна с изменениями отношения Ba/Nb – в позднем ордовике–раннем девоне происходит постепенное увеличение роли флюидов, отделяющихся от гидратированных базальтов, погруженных в зону субдукции (влияние этого фактора максимально в вулканитах павдинской свиты), затем в раннем девоне происходит резкое увеличение степени воздействия этого фактора и новое снижение в фаменское время.

Отношение Nb/Th можно использовать для приблизительной оценки количества флюидного компонента, поступавшего в мантийный источник. Снижение данного параметра в надсубдукционных обстановках связывается с процессами метасоматического обогащения мантийного субстрата очагов плавления субдукционными флюидами, равновесными с эклогитовой ассоциацией, содержащей рутил (Brenan et al., 1995). Для базальтов COX характерны значения Nb/Th в интервале 15–20 (Наркисова, 2005), снижение данной величины указывает на возрастание количества флюидов, поступающих из зоны субдукции в мантийный источник. Среднее значение параметра Nb/Th в базальтах хомасьинской свиты составляет 12.81, в позднеордовикско-раннедевонских вулканитах оно снижается от 10.17 в породах шемурской до 2.73 в павдинской, 2.94 в именновской и 3.6 в туринской свитах, затем величина данного параметра скачкообразно уменьшается до значений 0.94–1.47 в девонских вулканитах, в фаменских долеритах ивдельского комплекса она вновь возрастает до 3.35. Таким образом, основываясь на изменениях величины параметра Nb/Th , можно предположить резкое увеличение количества субдукционных флюидов, поступающих в островодужные магматические очаги в нижнем силуре (павдинская свита), затем постепенно роль этого фактора снижается, а в раннем девоне количество флюидов вновь возрастает скачкообразно.

ВЫВОДЫ

Кратко перечислим основные черты эволюции палеозойского магматизма в Тагильской мегазоне и ее обрамлении, полученные по геохимическим данным:

- средний ордовик (хомасьинская свита) – выплавление базальтов хомасьинской свиты из “обогащенного” (возможно, плюмового) мантийного источника в пределах пассивной континентальной окраины;

- верхний ордовик–нижний лландовери (шемурская свита) – зарождение зоны субдукции; в составе вулканитов отразилось сложное сочетание разноглубинных магматических источников с разным составом субстрата. Начало функционирова-

ния магматических очагов в деплетированной мантии надсубдукционного клина с участием субдукционных флюидов;

– нижний силур (средний лландовери–нижний венлок, павдинская свита) – магматические очаги в деплетированной мантии надсубдукционного клина с участием субдукционных флюидов;

– нижний–верхний силур (верхний венлок–нижний пржидолий, именновская свита) – во второй половине указанного интервала (лудлов–пржидолий, гороблагодатская толща) происходит подключение глубинного мантийного источника, вероятно, по механизму “мантийных окон” в разрывах субдуцируемой плиты и смешивание глубинных мантийных и субдукционных расплавов;

– верхний силур–нижний девон (верхний пржидолий–лохков, туринская свита); здесь возможны два варианта – продолжение поступления мантийного вещества в разрывы субдуцируемой плиты и смещение его с надсубдукционными расплавами и флюидами, или плавление вещества в глубинных частях зоны субдукции при малых степенях плавления и незначительном поступлении субдукционных флюидов;

– нижний девон (прагиен–эмс, перевозская и краснотурьинская свиты); вновь восстанавливается система магматических очагов в сильнодеплетированной мантии надсубдукционного клина со значительным участием субдукционных флюидов;

– средний–верхний девон (живет–фран, лимкинская свита); участие мантийных надсубдукционных расплавов в составе вулканитов несколько снижается, возрастает роль коровой контаминации и палингенеза;

– верхний девон (фамен, ивдельский комплекс); постаккреционные магматические образования имеют смешанные геохимические параметры, сочетающие черты вулканитов конвергентных и дивергентных обстановок.

Подводя итоги, можно отметить, что составы вулканитов первого (позднеордовикско–лохковского) и второго (пражско–франского) этапов формирования Тагильской палеоостроводужной системы действительно имеют ряд существенных различий, подтверждающих вероятную перестройку (перескок?) зоны субдукции в раннем девоне. Раннедевонская эпоха перестройки структурного плана и предполагаемой перестройки (перескока?) зоны субдукции фиксируется в резком изменении большинства индикаторных геохимических параметров базальтов и андезибазальтов (см. рис. 13). Происходит уменьшение отношения Ta/Yb более чем в 4 раза, что может означать увеличение степени деплетированности пород мантийного субстрата магматических очагов, величина отношений Ba/Nb и Pb/Y при этом, наоборот, возрастают более чем в 4 и в 2 раза соответственно, а Nb/Th уменьшается более чем в 2 раза, показывая резкое увели-

чение объемов субдукционных флюидов, поступающих в магматические очаги.

Благодарности

Автор благодарен А.М. Косареву за высказанные замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анцыгин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.А. (1988) Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала. *Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы*. М.: МинГео РСФСР, Геол. фонд РСФСР, 111–121.
- Бокситоносные комплексы Урала. (1987) Л.: Недра, 229 с.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Десятниченко Л.И., Фадеева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. (2005) Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения. *Литосфера*, (2), 68–96.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизийной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, **26**(5), 486–510.
- Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 167 с.
- Пейве А.В. (1947) Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 207 с.
- Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 181 с.
- Петров Г.А. (2014) Признаки среднепалеозойской обстановки зон скольжения в морфологии структур на Среднем Северном Урале. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского*. Тр. Перм. ун-та. Вып. 17, 156–162.
- Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильясова Г.А. (2014) Возраст и рудоносность колчеданосной базальт-риолитовой формации Саумской вулcano-тектонической структуры (Северный Урал). *Тр. ИГТ УрО РАН*. Вып. 161, 95–99.
- Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильясова Г.А. (2017) Новые данные по стратиграфии силурийских толщ Тагильской структуры на Северном Урале. *Литосфера*, (1), 31–43.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. (2008) Предостроводужные палеоспрединовые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный

- Урал). Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, (3), 35-42.
- Петров Г.А., Наседкина В.А. (2008) К проблеме корреляции среднеордовикских отложений в зоне Главного Уральского разлома на Северном и Среднем Урале. *Тр. ИГТ УрО РАН*. Вып. 155, 60-62.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021а) Проявление позднедевонского постагрегационного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии. *Докл. АН*, **500**(1), 38-46.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. (2021б) Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале. *Стратиграфия и геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Шуб В.С. (1983) Континентальные перерывы в домезозойской истории Урала. *Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала*. М.: Геол. фонд РСФСР, 120-129.
- Язева Р.Г. (1998) Зоны Заварицкого-Беньофа в геологической истории и магматогенных формациях Урала. *Проблемы петрогенезиса и рудообразования Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 175-177.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1993) Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала. *Геотектоника*, (4), 56-65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1995) Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика. *Геотектоника*, (6), 32-44.
- Aureilien B., Herve B., Gilles C., Laure D., Claude R. (2016) Temporal magma source changes at Gaua volcano, Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **322**, 30-47.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, **16**, 22-56.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(16), 3331-3350.
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of hidden deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3-4), 241-254.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263-286.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 193 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1-2), 23-45.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Tatsumi Y., Eggins S. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, 211 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Turner S.J., Langmuir C.H. (2022) A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 1-13.

REFERENCES

- fined dismemberment scheme. *Lithosphere (Russia)*, (2), 68-96. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 252 p. (In Russ.)
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3-4), 241-254.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263-286.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-Quaternary magmatism of the Chaldyran plain and its framing (eastern Turkey): an example of post-collision evolution from suprasubduction to intraplate type. *Petrologiya*, **26**(5), 486-510. (In Russ.)
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 193 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1-2), 23-45.
- Narkisova V.V. (2005) Petrochemistry of Late Ordovician–Early Devonian basaltoids of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals (according to the data of the Ural ultra-deep well and near-well space). Cand. geol.-min. sci. diss. Moscow, MSU, 167 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Peive A.V. (1947) Tectonics of the North Ural bauxite belt. Moscow, Publishing House MOIP, 207 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2007) Conditions for the formation of complexes of the Main Ural fault zone in the Northern Urals. Ekaterinburg, Publishing House of the Ural State Mining University, 181 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2014) Evidence of the Middle Paleozoic environment of the strike-slip zones in the morphology of structures in the Middle and Northern Urals. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky*. Perm. Univ. Iss. **17**, 156-162. (In Russ.)
- Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I., Il'yasova G.A. (2014) Age and ore content of the copper-pyrite-bearing basalt-rhyolite formation of the Saum volcano-tectonic structure (Northern Urals). *Tr. IGG UB RAS*. V. 161, 95-99. (In Russ.)
- Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I., Il'yasova G.A. (2017) New data on the stratigraphy of Silurian strata of the Tagil structure at the Northern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 31-43. (In Russ.)
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Rybalka A.V. (2008) Pre-Island Arc paleospreeding complexes of the Tagil megazone (Middle and Northern Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (3), 35-42. (In Russ.)
- Petrov G.A., Nasedkina V.A. (2008) On the problem of correlation of Middle Ordovician formations of the Main Ural fault zone at the Northern and Middle Urals. *Tr. IGG UB RAS*. V. 155, 60-62. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of Late Devonian Post-Accretionary Magmatism on the Eastern Slope of the Northern Urals: New Data on the Age and Geochemistry. *Dokl. Earth Sci.*, **500**(1), 738-745.
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and the Paleoenvironmental Analysis of the Devonian Strata in the Tagil Megazone (Northern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **29**(3), 3-28. (In Russ.)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Pre-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, Designpoligraphservice Publ., 280 p. (In Russ.)
- Shube V.S. (1983) Continental breaks in the pre-Mesozoic history of the Urals. *Questions of geological correlation and metallogeny of the Urals*. Moscow, Geological Foundation of the RSFSR, 120-129. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Tatsumi Y., Eggins S. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, 211 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Turner S.J., Langmuir C.H. (2022) A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 1-13.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1993) Post-collision Devonian magmatism of the Northern Urals. *Geotektonika*, (4), 56-65. (In Russ.)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1995) Silurian island arc of the Urals: structure, development, geodynamics. *Geotektonika*, (6), 32-44. (In Russ.)
- Yazeva R.G. (1998) Zavaritsky-Beniof zones in the geological history and magmatic formations of the Urals. *Problems of petrogenesis and ore formation of the Urals*. Ekaterinburg, UB RAS, 175-177. (In Russ.)

U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала

А. М. Пыстин¹, О. В. Гракова¹, Ю. И. Пыстина¹, Е. В. Кушманова¹, К. С. Попвасев¹,
И. Л. Потапов¹, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: pystin.48@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновская, 6а

Поступила в редакцию 19.07.2022 г., принята к печати 14.10.2022 г.

Объект исследований. Верхнедокембрийские метатерригенные отложения северной части Ляпинского антиклинария на Приполярном Урале. **Материал и методы.** Из метатерригенных пород верхнедокембрийского разреза разного стратиграфического уровня выделены монофракции цирконов и выполнены их оптические и изотопно-геохронологические U-Pb (LA-SF-ICP-MS) исследования. **Результаты.** Уточнены временные границы формирования пуйвинской, хобейнской и мороинской свит на Приполярном Урале. Проведено сравнение возрастных групп детритовых цирконов из метатерригенных отложений Приполярного Урала и близких к ним по возрасту терригенных толщ сопредельных районов. Установлены возрастные границы и предполагаемое расположение кристаллических комплексов – вероятных источников сноса терригенного материала. **Выводы.** Нижняя возрастная граница формирования базальных слоев верхнего докембрия Приполярного Урала не выходит за пределы позднего рифея. Северо-восточная периферия Восточно-Европейской платформы, включая Приполярный Урал, в позднем докембрии принадлежала одной и той же континентальной окраине, а нижний возрастной рубеж формирования пуйвинской свиты (около 1000 млн лет назад) определяет вероятное время заложения Тиманской пассивной окраины.

Ключевые слова: Приполярный Урал, Тиман, верхний докембрий, Тиманская пассивная окраина, детритовые цирконы

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ. Проект № 22-27-00119

U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals

Alexandr M. Pystin¹, Oksana V. Grakova¹, Yuliya I. Pystina¹, Evgeniya V. Kushmanova¹,
Konstantin S. Popvasev¹, Igor L. Potapov¹, Valentin B. Khubanov²

¹Institute of Geology, Komi Science Center UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., 167982 Syktyvkar, Russia,
e-mail: pystin.48@mail.ru

²Geological Institute SB RAS, 6a Sakhyanovskaya st., 670047 Ulan-Ude, Russia

Received 19.07.2022, accepted 14.10.2022

Research subject. Upper Precambrian metaterrigenous deposits of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium in the Subpolar Urals. **Material and methods.** From the metaterrigenous rocks of the Upper Precambrian section of different stratigraphic levels, monofractions of zircons were isolated and their optical and isotope-geochronological (U-Pb LA-SF-ICP-MS) studies were performed. **Results.** Age boundaries of the formation of the Puivinskaya, Khobeinskaya, and Moroin-skaya Formations in the Subpolar Urals were specified. A comparison was carried out of age populations of detrital zircons from metaterrigenous deposits of the Subpolar Urals and terrigenous sequences of adjacent regions similar in age. The age boundaries and the proposed location of crystalline complexes, the probable provenance areas of terrigenous material, were established. **Conclusions.** The lower age limit of the formation of the basal layers of the Upper Precambrian of

Для цитирования: Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Литосфера*, 22(6), 741-760. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>

For citation: Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 741-760. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>

© А.М. Пыстин, О.В. Гракова, Ю.И. Пыстина, Е.В. Кушманова, К.С. Попвасев, И.Л. Потапов, В.Б. Хубанов, 2022

the Subpolar Urals does not go beyond the Late Riphean. The north-eastern periphery of the East European Platform, including the Subpolar Urals, in the Late Precambrian belonged to the same continental margin, and the accumulation of the Middle-North Timan and Subpolar Ural Upper Riphean sediments occurred in the common sedimentation basin. The lower age boundary of the formation of the Puivinskaya Formation (about 1000 Ma) determines the probable formation time of the Timan passive margin.

Key words: Subpolar Urals, Timan, Upper Precambrian, Timan passive margin, detrital zircons

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation. Project No. 22-27-00119

ВВЕДЕНИЕ

На Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория представлен наиболее полный разрез докембрия для всего Тимано-Североуральского региона, включающего в себя Канино-Тиманскую гряду, Печорскую синеклизу, северную часть Урала и Пай-Хой (рис. 1). В соответствии со схемой последнего Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Стратиграфические..., 1993), здесь выделяются нижнепротерозойский нятинский метаморфиче-

ский комплекс и верхнедокембрийские стратоны (снизу вверх): маньхобейнская (RF_1), шокуринская (RF_1), пуйвинская (RF_2), хобейнская (RF_3), мороинская (RF_3), саблегорская (RF_3-V_1) и лаптопайская (V_2) свиты (рис. 2).

В наших прежних работах показано, что метаморфические толщи, выделенные как маньхобейнская и шокуринская свиты, относятся к дорифейским образованиям (Глубинное..., 2011; Пыстин, Пыстина, 2014, 2018а, б; Пыстин и др., 2019; и др.), а верхнепротерозойский разрез Приполярного Урала начинается не с маньхобейнской, а с пуйвинской свиты, как это ранее предполагали М.В. Фишман и Б.А. Голдин (1963) и В.Н. Пучков (1975).

Вопрос о возрасте пород пуйвинской свиты, а следовательно, и о нижнем возрастном ограниче-

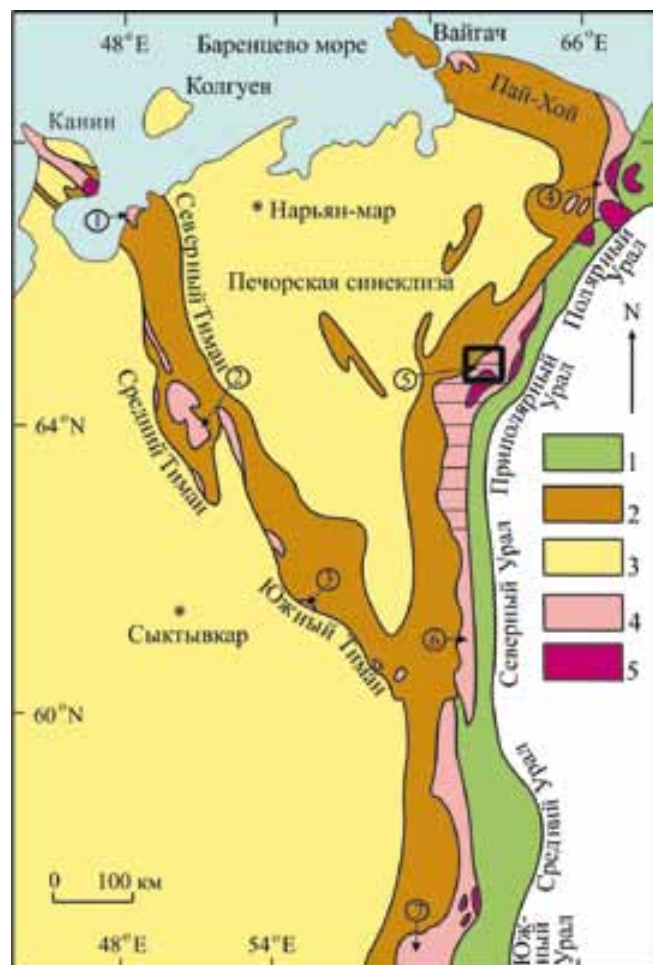


Рис. 1. Схема геологического строения Тимано-Североуральского региона.

1, 2 – палеозойские формации Урала и Тимана: 1 – палеоокеанические, 2 – палеоконтинентальные; 3 – платформенный чехол Восточно-Европейской платформы и Печорской плиты; 4 – верхнепротерозойские формации (заштрихованное поле – Ляпинский антиклинорий); 5 – нижнедокембрийские метаморфические комплексы.

Прямоугольником выделен район исследований. Цифры в кружках – места отбора проб (графики показаны на рис. 5): 1 – № 202 (Андреичев и др., 2018); 2 – № G 1-15 (Удуратина и др., 2017); 3 – № 301, 301А (Кузнецов и др., 2010); 4 – № 4-28 (Уляшева и др., 2019); 5 – № 14, 28, 21 (наши данные); 6 – № 5081-1 (Петров и др., 2015); 7 – № K-12-057 (Романюк и др., 2013).

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Timan-Urals region.

1, 2 – Paleozoic formations of the Urals and Timan: 1 – paleoceanic, 2 – paleocontinental; 3 – platform cover of the East European Platform and the Pechora Plate; 4 – Upper Proterozoic formations (shaded field – Lyapinsky anticlinorium); 5 – Lower Precambrian metamorphic complexes.

The study area is marked with a rectangle. The numbers in circles are the sampling sites (graphs are shown in Fig. 5): 1 – No. 202 (Andreichev et al., 2018); 2 – No. G 1-15 (Uduratina et al., 2017); 3 – No. 301, 301A (Kuznetsov et al., 2010); 4 – No. 4-28 (Ulyasheva et al., 2019); 5 – No. 14, 28, 21 (our data); 6 – No. 5081-1 (Petrov et al., 2015); 7 – No. K-12-057 (Romanyuk et al., 2013).

Подразделение стратиграф. шкалы		(Фишман, Голдин, 1963)	(Стратиграфические..., 1993)	(Государственная..., 2001)	(Государственная..., 2007)	(Государственная..., 2013)
Стратиграфические подразделения: свиты (серии, комплексы)						
PR ₂	V	Лаптопайская	Лаптопайская	Лаптопайская		
	RF ₃	Маньинская Хобеинская Щокуринская Пуйвинская Ошизская — ? —	Саблегорская Мороинская Хобеинская	Саблегорская Мороинская Хобеинская Пуйвинская	Саблегорская Мороинская Хобеинская	Саблегорская Мороинская Хобеинская
	RF ₂		Пуйвинская	Щокуринская Маньхобеинская	Пуйвинская Щокуринская Маньхобеинская	Пуйвинская Щокуринская Маньхобеинская
	RF ₁		Щокуринская Маньхобеинская			Няртинская свита
PR ₁		Николайшорская свита	Няртинский комплекс	Няртинская серия	Няртинская свита	

Рис. 2. Стратиграфические схемы доордовикских отложений Приполярного Урала.

Fig. 2. Stratigraphic schemes of pre-Ordovician deposits in the Subpolar Urals.

нии приполярноуральского верхнего докембрия остается предметом обсуждения. К среднему рифею пуйвинскую свиту относят на основании ее залегания под фаунистически охарактеризованными верхнерифейскими толщами, а также по наличию в породах среднерифейских микрофоссилий (Стратиграфические..., 1993). Однако полученные недавно первые U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датировки детритовых цирконов из метатерригенных сланцев пуйвинской свиты дают основание считать их верхнерифейскими образованиями (Пыстина и др., 2019; Pystin et al., 2020).

Таким образом, разрез верхнего докембрия Приполярного Урала (в северной части Ляпинского антиклинория) составляют (снизу вверх): пуйвинская, хобеинская, мороинская и саблегорская свиты. Отложения лаптопайской свиты на рассматриваемой территории не выделяются. Венчающая разрез докембрия этого региона саблегорская свита в основном сложена вулканогенными породами. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы в разрезе свиты встречаются фрагментарно и лишь в виде маломощных прослоев. В составе нижележащих свит, напротив, существенная роль принадлежит терригенным образованиям, которые и явились объектом наших исследований.

В статье приведены известные и вновь полученные данные по U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датированию детритовых цирконов с оценкой возрастных ограничений вмещающих их пород и вероятных источников сноса всех трех верхнедокембрийских стратонтов Приполярного Урала, представленных преимущественно терригенными отложениями пуйвинской, хобеинской и мороинской свит.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ СТАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В основании докембрийского разреза Приполярного Урала (рис. 3) залегают глубокометаморфизованные породы **няртинского комплекса** (гранат-сланцевые гнейсы, гранатовые амфиболиты, мигматиты) и продукты их средне-низкотемпературного диафтореза (мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, эпидотовые амфиболиты, эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы и др.). Диафториты главным образом обрамляют высокотемпературные метаморфиты няртинского комплекса и ранее ошибочно были выделены в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения — маньхо-

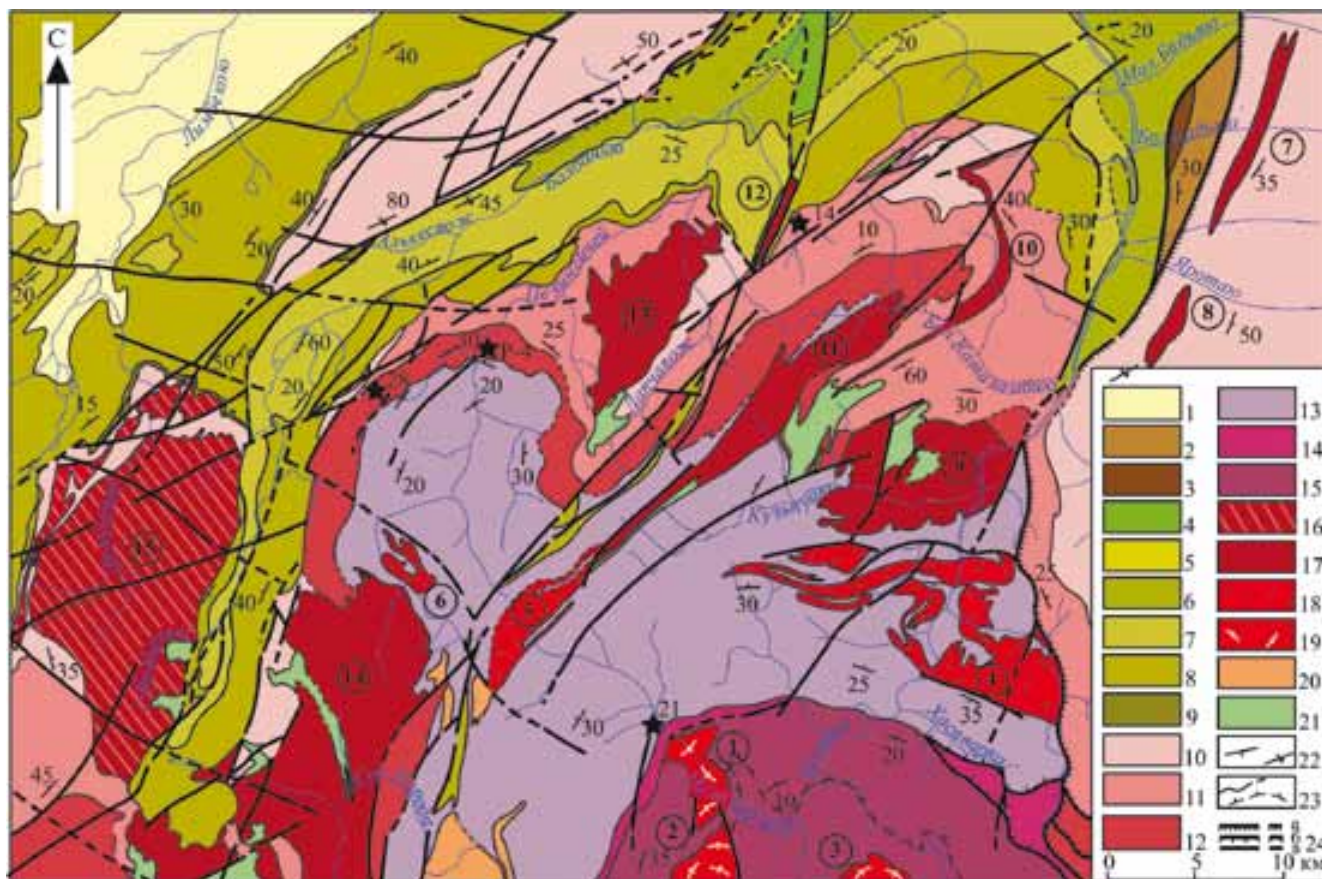


Рис. 3. Геологическая карта северной части Приполярного Урала, по (Пыстин, 2021).

1 – верхнечетвертичные-современные отложения ($Q_{3,4}$); 2 – надотамыльская свита ($D_{2,3}$); 3 – верхнесилурийско-нижнедевонские отложения (S_2-D_1); 4 – силурийские отложения ($S_{1,2}$); 5 – верхнеордовикские отложения (O_3); 6 – кожимская свита (O_2); 7 – салецкая свита ($O_{1,2}$); 8 – обеизская свита (O_1); 9 – алькесвожская толща (C_3-O_1); 10 – саблегорская свита (RF_3-V); 11 – мороинская свита (RF_3); 12 – хобеинская свита (RF_3); 13 – пуйвинская свита (RF_3); 14 – шокуринский метаморфический комплекс (PR_1); 15 – николайшорский метаморфический комплекс (PR_1); 16–19 – гранитоидные комплексы: 16 – малопатокско-ильязский (RF_3-V), 17 – сальнеро-маньхамбовский (RF_3-V), 18 – кожимский (RF_3), 19 – николайшорский (PR_1); 20 – парнукский габбро-диоритовый комплекс (RF_3-V); 21 – хаталамбинский габбро-долеритовый комплекс (RF_3-V); 22 – элементы залегания плоскостных структур (слоистости, полосчатости, сланцеватости); 23 – границы геологических тел; 24 – тектонические границы: а – шарьяжи и надвиги, б – всбросы и сбросы, в – крутопадающие дизъюнктивы.

Гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 – Николайшорский, 2 – Базисный, 3 – Амбаршорский, 4 – Кожимский, 5 – Лапчинский, 6 – Сюрасьрузский, 7 – Бадьяуский, 8 – Яротский, 9 – Кузпуауский, 10 – Санашорский, 11 – Хаталамбинский, 12 – Малокаталамбинский, 13 – Лапчавожский, 14 – Народнинский, 15 – Малдинский. Звездочка с цифрой – место отбора и номер пробы.

Fig. 3. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals, after (Pystin, 2021).

1 – Upper Quaternary-Modern sediments ($Q_{3,4}$); 2 – Nadotamyl formation ($D_{2,3}$); 3 – Upper Silurian-Lower Devonian sediments (S_2-D_1); 4 – Silurian sediments ($S_{1,2}$); 5 – Upper Ordovician sediments (O_3); 6 – Kozhim formation (O_2); 7 – Saled formation ($O_{1,2}$); 8 – Obyiz formation (O_1); 9 – Alkesvozh formation (C_3-O_1); 10 – Sablegorsk formation (RF_3-V); 11 – Moroininskaya formation (RF_3); 12 – Khobeinskaya formation (RF_3); 13 – Puivinskaya formation (RF_3); 14 – Shchokurya metamorphic complex (PR_1); 15 – Nikolaishor metamorphic complex (PR_1); 16–19 – granitoid complexes: 16 – Malopatoksko-Iliaizsky (RF_3-V), 17 – Salneromankhambovsky (RF_3-V), 18 – Kozhimsky (RF_3), 19 – Nikolaishorsky (PR_1); 20 – Parnuksky gabbro-diorite complex (RF_3-V); 21 – Khatalamba gabbro-dolerite complex (RF_3-V); 22 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 23 – boundaries of geological bodies; 24 – tectonic boundaries: a – shariages and thrust faults, б – faults and reverse faults, в – steeply dipping disjunctives.

Name of granitoid massifs (numbers in circles): 1 – Nikolayshorsky, 2 – Basisny, 3 – Ambarshorsky, 4 – Kozhimsky, 5 – Lapchinsky, 6 – Syurasruzsky, 7 – Bad'yayusky, 8 – Yarotsky, 9 – Kuzpuayusky, 10 – Sanashorsky, 11 – Khatalambinsky, 12 – Malokatalambinsky, 13 – Lapchavozhsky, 14 – Narodninsky, 15 – Maldinsky. An asterisk with a number indicates the place of sampling and the number of the sample.

беинской свиты нижнего рифея (Белякова, 1972). Большинство исследователей со времени первых стратиграфических схем докембрия Приполярного Урала (Фишман, Голдин, 1963) и первых изотопно-геохронологических данных по высокотемпературным метаморфитам этого района (Пучков, Карстен, 1986) придерживаются представления о раннедокембрийском (скорее всего, раннепротерозойском) возрасте пород, выделяемых разными исследователями как няртинский комплекс, няртинская свита, няртинская серия (ранее – николайшорская свита (Фишман, Голдин, 1963)) (см. рис. 2), а также о раннепротерозойском возрасте раннего этапа их метаморфического преобразования. В последнее время в целях получения корректных геохронологических данных мы при выделении монофракций цирконов использовали результаты специальных исследований морфологии этого минерала из метаморфических и метаморфизованных первично-осадочных пород как Приполярного, так и других районов Урала (Пыстина, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002; Pystin, Pystina, 2015; и др.). Среди большого разнообразия морфологических и генетических разновидностей цирконов наиболее информативными для установления возраста стратиграфических подразделений являются детритовые цирконы, а для датировки ранних метаморфических событий – метаморфогенные цирконы округлой формы (округлые многогранники), которые известны как цирконы “гранулитового типа” (Краснобаев, 1986) и характерны для наиболее высокотемпературных и высокобарических метаморфитов. Исследования цирконов проводились U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом. Возраст циркона “гранулитового типа”, вычисленный по верхнему пересечению дискордии с конкордией (по 44 локальным определениям), – 2127 ± 31 млн лет (Пыстина и др., 2019) – подтверждает ранее полученную датировку методом термоионной эмиссии свинца (2125 ± 25 млн лет; Пыстина, Пыстин, 2002) и дает основание с большой степенью уверенности интерпретировать его как время проявления раннего этапа метаморфизма пород няртинского комплекса. По детритовому циркону имеется только одна Pb-Pb датировка – 2210 ± 25 млн лет (Пыстина, Пыстин, 2002).

Щокуринская свита резко отличается по составу от няртинского комплекса и так называемой маньхобеинской свиты существенно карбонатным составом пород, поэтому ее выделение в качестве отдельного стратона, в отличие от маньхобеинской свиты, вполне оправданно. Породы свиты представлены низкотемпературными диафторитами, среди которых сохранились реликты высокотемпературных метаморфитов (Пыстин, Пыстина, 2014). По детритовым цирконам U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом были получены датировки в интервале (2901 ± 30)–(2221 ± 40) млн лет. По цирконам “гранулитового типа” максимальное значение

возраста (2156 ± 44 млн лет) в пределах погрешности совпадает с изохронным возрастом “гранулитовых” цирконов из гнейсов няртинского комплекса (2127 ± 31 млн лет). Более молодой возраст остальных цирконов “гранулитового типа” (1941–1856 млн лет) обусловлен, по-видимому, нарушением изотопных систем и “омоложением” датировок при повторном метаморфизме и гранитизации (Пыстин, Пыстина, 2018б).

Приведенные геохронологические данные указывают на раннепротерозойский возраст метаморфизма пород няртинского комплекса, а также “маньхобеинской” и щокуринской свит. Верхний возрастной рубеж формирования терригенного и терригенно-карбонатного субстрата этих подразделений предварительно следует ограничить минимальным возрастом терригенных цирконов (около 2.2 млрд лет), не исключая возможности “омоложения” их возраста в связи с частичным нарушением изотопных систем в условиях полиметаморфизма.

Пуйвинская свита залегает с размывом на породах няртинского комплекса и щокуринской свиты (см. рис. 3). Часто контакты подорваны и трасируются зонами низкотемпературных бластомилонитов. Свита сложена серыми и зеленовато-серыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых и известковых сланцев и кварцитов. В подчиненном количестве встречаются риолитовые и дацитовые метапорфиры и их туфы. В основании пуйвинской свиты фрагментарно выделяется ошизская толща слюдисто-полевошпатовых кварцитов и кварцитопесчаников с линзами гравелитов и конгломератов. Как было отмечено выше, полученные U-Pb датировки детритовых цирконов дают основание для отнесения пуйвинской свиты к верхнерифейским образованиям. Мощность ошизской толщи достигает 350 м, а разреза пуйвинской свиты в целом – 1600 м.

Хобеинская свита залегает с размывом на сланцах пуйвинской свиты. Свита представлена светлыми зеленовато-серыми тонкополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, белыми и светло-серыми кварцитами и известковистыми кварцитопесчаниками. В подчиненном количестве встречаются темно-серые филлитовидные сланцы. В нижней части разреза свиты отмечаются линзы и прослои конгломератов. Конгломераты по составу преимущественно кварцевые. Цемент хлорит-кварцевый и мусковит-кварцевый. Возраст свиты оценивается как позднерифейский на основании ее залегания под отложениями мороинской свиты с микрофитолитами и строматолитами миньярского уровня. Мощность хобеинской свиты 700–1000 м.

Мороинская свита залегает согласно на отложениях хобеинской свиты и характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: различным соотношением в различных разрезах сви-

ты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Возрастные аналоги мороинской свиты в разных районах Ляпинского антиклинория – санаизская и манарагская свиты. Свита сложена темно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелеными ортосланцами, кварцитами. В целом вверх по разрезу свиты роль карбонатных пород увеличивается. Возраст мороинской свиты обосновывается находками микрофитоцитов и строматолитов и сопоставляется с миньярским уровнем позднего рифея (Белякова, 1972). Мощность свиты в различных разрезах Приполярного Урала варьирует в интервале 600–1400 м.

Саблегорская свита сложена преимущественно эффузивами. Сравнение разрезов саблегорской свиты разных районов Приполярного Урала указывает на их большое сходство. В нижней части свиты преобладают основные вулканы, в средней – эффузивы и туфы кислого состава, в верхней наряду с кислыми, преимущественно пирокластическими образованиями отмечаются вулканогенные породы среднего и основного состава. Среди вулканитов иногда присутствуют маломощные прослои вулканогенно-осадочных и осадочных пород, имеющих вид филлитовидных сланцев. Фрагментарно в основании свиты встречаются прослои конгломератов (Белякова, 1972). Возраст свиты принимается как позднерифейско-ранневендский. Нижняя возрастная граница определяется по залеганию свиты на мороинских доломитах, содержащих верхнерифейские строматолиты и микрофитоциты. Верхний временной рубеж формирования саблегорской свиты ограничивается U-Pb (SHRIMP-II) возрастом цирконов из прорывающих их гранитов – 578 ± 4 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2008). Мощность свиты колеблется в широких пределах – от 700 до 2000 м.

На образованиях верхнего протерозоя с размывом и угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, разрез которых сменяется снизу вверх от грубообломочных образований к мелкообломочным и далее наращивается мощной карбонатной толщей.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И УСЛОВИЯ ОПРОБОВАНИЯ

Пробы метатерригенных слюдисто-полевошпато-кварцевых сланцев и слюдистых кварцитов после дробления в ступе, расситовке и промывке до серого шлиха были разделены на фракции с использованием бромформа, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченные под бинокулярном зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучались в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400. Затем зерна циркона (по каждой пробе от-

дельно) были помещены в эпоксидные шашки, которые шлифовались до середины толщины зерен минерала и полировались. Морфологические особенности и химический состав цирконов изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм и с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы “Microspec”. Католюминесцентные изображения цирконов получены с использованием СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм. Все исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Для уточнения временных границ формирования пуйвинской, хобеинской и мороинской свит, а также установления возраста размываемых пород субстрата проводились изотопные исследования детритовых цирконов из метатерригенных отложений U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом. Этот метод реализован на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в Геологическом институте СО РАН (Россия, г. Улан-Удэ). Пробоподготовка, анализ и расчет возраста выполнены согласно стандартным процедурам, описанным в статье В.Б. Хубанова с соавторами (2016). В качестве внешнего стандарта применен цирконовый эталон 91500 (Wiedenbeck et al., 1995).

Обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы “Glitter”, Австралийского научного центра GEMOC при Университете Маккуори (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Для построения U-Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot 3 (Ludwig, 2012).

При интерпретации изотопных датировок детритовых цирконов мы исходили из того, что они соответствуют возрасту протолитов пород, слагающих источники сноса терригенного материала. При этом нижний возрастной предел процессов осадконакопления, сформировавших рассматриваемые отложения, определяют минимальные изотопные датировки детритовых цирконов, а верхний ограничивается возрастом прорывающих их интрузий.

Для получения корректного возраста терригенных пород важным условием является отсутствие или низкая степень их метаморфического преобразования, что исключает нарушение U-Pb изотопной системы в детритовых цирконах после завершения

процессов осадконакопления. Требуется также исключение влияния контактового метаморфизма.

Степень метаморфизма пород в местах отбора проб не превышает условий зеленосланцевой фации ($T < 500^{\circ}\text{C}$), что значительно меньше температуры закрытия U-Pb изотопной системы в цирконах ($\approx 900^{\circ}\text{C}$). Здесь отсутствуют тела гранитов и другие более или менее крупные тела интрузивных пород. Таким образом, условия пробоотбора, необходимые для получения корректного результата при изотопном датировании детритовых цирконов, были выполнены.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И УТОЧНЕНИЕ ВОЗРАСТА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Пуйвинская свита охарактеризована пробой № 21. Результаты датировки цирконов из этой пробы в графической форме были опубликованы нами ранее (Пыстин и др., 2019; Pystin et al., 2020), однако первичные аналитические данные в предыдущих статьях не рассматривались. Поэтому в настоящей работе мы считаем необходимым привести таблицу с результатами U-Pb датирования детритовых цирконов пуйвинской свиты для более полного анализа условий накопления терригенных толщ верхнего докембрия, распространенных на рассматриваемой территории, и оценки их возрастных ограничений. Проба для выделения цирконов была отобрана на правом берегу руч. Николайшор (левого притока р. Кожим) в 7.5 км выше его устья ($65^{\circ}03'28''$ с. ш., $60^{\circ}35'04''$ в. д.) из нижней части разреза пуйвинской свиты (см. рис. 3). Обнажение сложено серыми мелко-среднезернистыми биотит-(хлорит)-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами. Цирконы представлены хорошо окатанными зернами шаровидной и эллипсоидной формы, окрашенными в дымчатые и коричневатые-кремовые тона. Размер зерен 0.10–0.25 мм, поверхность равномерно шероховатая. Проанализировано 111 зерен цирконов, 18 анализов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. За время кристаллизации цирконов как в этой, так и в других пробах нами был принят возраст, вычисленный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, так как все датировки либо превышают 1.0 млрд лет, либо близки к этому значению. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов приведены в табл. 1, а гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности – на рис. 4г. Циркон с максимальной датировкой имеет раннепротерозойский возраст – 1959 ± 52 млн лет, с минимальной – позднерифейский – 867 ± 71 млн лет. Основная выборка возрастов, включающая в себя 92 анализа (или 99%), охватывает интервал 867–1579 млн лет. Датировки объединяются в две возрастные группы:

867–1179 (67% анализов) и 1274–1579 (30% анализов) млн лет с максимумами плотности вероятности около 1075 и 1475 млн лет и скрытым максимумом 920 млн лет.

Минимальные значения датировок детритовых цирконов (867 ± 71 , 889 ± 55 , 892 ± 86 , 907 ± 54 , 909 ± 46 , 910 ± 77 млн лет) указывают на то, что отложения сформировались не ранее 900 млн лет назад. Незначительная мощность и фрагментарное развитие нижележащих пород ошизской толщи пуйвинской свиты при существенной доле в общей выборке цирконов с позднерифейскими датировками (22 определения, или 23%) дают основание для утверждения, что нижняя возрастная граница базальных отложений верхнего докембрия (пуйвинской свиты) на Приполярном Урале не выходит за пределы позднего рифея.

Хобеинская свита (проба № 28) опробована в ее верхней части на водоразделе между двумя истоками руч. Еркусей (левого притока р. Пелинги-чей) (см. рис. 3). Координаты точки отбора пробы: $65^{\circ}11'55''$ с. ш., $60^{\circ}22'08''$ в. д. В точке отбора пробы свита сложена среднезернистыми мусковитсодержащими кварцитами. Цирконы представлены преимущественно хорошо окатанными зернами шаровидной и эллипсоидной формы розовой и темно-розовой окраски. Размер зерен 0.06–0.20 мм, поверхность равномерно шероховатая. Проанализировано 105 зерен цирконов. Из них 10 анализов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Ошибочными следует также признать два анализа с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 157 и 515 млн лет, так как это противоречит геологическим данным: хобеинская свита прорывается гранитами Кузюпуаюского и Хаталамбо-Лапчинского массивов (см. рис. 3), возраст которых, по данным U-Pb датирования цирконов, 601 ± 5 и 582 ± 4 млн лет соответственно (Пыстин, Пыстина, 2008). Оставшиеся 92 анализа приведены в табл. 2, а построенная по результатам анализов гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности показана на рис. 4б. Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2764 ± 61 млн лет, с минимальной – позднерифейский – 755 ± 29 млн лет. Основная выборка возрастов, включающая в себя 89 анализов (или 97%), охватывает интервал 921–1905 млн лет. Датировки группируются в три возрастные группы: 921–1274 млн лет (60% анализов), 1381–1675 млн лет (27% анализов) и 1782–1905 млн лет (10% анализов). На кривой плотности вероятности выделяются два сближенных главных максимума – около 1050 и 1200 млн лет – и второстепенные максимумы – 1500 и 1825 млн лет.

При оценке возможного нижнего возрастного рубежа накопления отложений хобеинской свиты, вероятно, следует исключить как случайную единичную датировку циркона 755 ± 29 млн лет,

Таблица 1. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритных цирконов из биотит-(хлорит)-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты**Table 1.** Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from the biotite-(chlorite)-muscovite-albite-quartz schist of the Puivinskaya Formation

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rh ₀	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	0.32	0.1593 \pm 2.0	0.0679 \pm 2.4	0.37	953 \pm 11	867 \pm 71	-2.69
2	0.34	0.1777 \pm 1.2	0.0680 \pm 1.5	0.32	1054 \pm 7	868 \pm 45	-5.58
3	0.42	0.1436 \pm 1.2	0.0687 \pm 1.9	0.31	865 \pm 7	889 \pm 55	0.81
4	0.29	0.1527 \pm 2.3	0.0688 \pm 2.9	0.36	916 \pm 13	892 \pm 86	-0.77
5	0.37	0.1482 \pm 1.2	0.0693 \pm 1.9	0.31	891 \pm 7	907 \pm 54	0.55
6	0.35	0.1636 \pm 1.2	0.0693 \pm 1.6	0.32	977 \pm 6	909 \pm 46	-2.10
7	0.35	0.1456 \pm 2.0	0.0694 \pm 2.7	0.36	876 \pm 11	910 \pm 77	1.11
8	0.32	0.1683 \pm 2.3	0.0704 \pm 2.6	0.37	1003 \pm 12	939 \pm 73	-1.96
9	0.24	0.1691 \pm 1.2	0.0705 \pm 1.6	0.32	1007 \pm 7	942 \pm 46	-2.00
10	0.31	0.1633 \pm 2.2	0.0706 \pm 2.7	0.36	975 \pm 12	945 \pm 77	-0.92
11	0.45	0.1485 \pm 1.2	0.0707 \pm 1.9	0.31	893 \pm 7	949 \pm 53	1.85
12	0.26	0.1433 \pm 1.0	0.0710 \pm 1.7	0.32	863 \pm 6	957 \pm 47	3.11
13	0.33	0.1663 \pm 2.5	0.0713 \pm 3.1	0.36	992 \pm 14	966 \pm 86	-0.79
14	0.43	0.1769 \pm 1.3	0.0714 \pm 1.6	0.32	1050 \pm 7	969 \pm 46	-2.47
15	0.31	0.1619 \pm 1.8	0.0714 \pm 2.1	0.39	967 \pm 10	970 \pm 59	0.07
16	0.33	0.1643 \pm 1.3	0.0715 \pm 1.8	0.31	980 \pm 7	970 \pm 52	-0.31
17	0.35	0.1607 \pm 2.7	0.0716 \pm 3.4	0.36	961 \pm 15	974 \pm 94	0.39
18	0.31	0.1699 \pm 2.6	0.0720 \pm 3.0	0.36	1011 \pm 14	985 \pm 82	-0.84
19	0.27	0.1684 \pm 1.2	0.0720 \pm 1.7	0.32	1003 \pm 7	987 \pm 46	-0.50
20	0.31	0.1644 \pm 2.2	0.0723 \pm 2.7	0.37	981 \pm 12	996 \pm 73	0.46
21	0.57	0.1650 \pm 1.3	0.0730 \pm 1.8	0.32	984 \pm 7	1014 \pm 49	0.95
22	0.58	0.1629 \pm 1.2	0.0731 \pm 1.8	0.31	973 \pm 7	1015 \pm 49	1.37
23	0.42	0.1642 \pm 1.2	0.0731 \pm 1.7	0.31	980 \pm 7	1016 \pm 47	1.15
24	0.33	0.1786 \pm 1.3	0.0735 \pm 1.7	0.32	1059 \pm 7	1026 \pm 45	-1.00
25	0.26	0.1654 \pm 1.2	0.0737 \pm 1.8	0.32	987 \pm 7	1033 \pm 47	1.47
26	0.36	0.1531 \pm 1.3	0.0737 \pm 2.1	0.31	919 \pm 7	1033 \pm 56	3.73
27	1.28	0.1624 \pm 1.2	0.0738 \pm 1.8	0.32	970 \pm 7	1037 \pm 48	2.13
28	0.71	0.1769 \pm 1.3	0.0739 \pm 1.8	0.32	1050 \pm 7	1039 \pm 48	-0.31
29	0.40	0.1643 \pm 2.2	0.0742 \pm 2.8	0.37	981 \pm 12	1046 \pm 75	2.09
30	0.43	0.1718 \pm 2.0	0.0743 \pm 2.4	0.38	1022 \pm 11	1051 \pm 64	0.91
31	0.48	0.1670 \pm 2.0	0.0744 \pm 2.5	0.38	995 \pm 11	1054 \pm 65	1.85
32	0.33	0.1865 \pm 1.3	0.0746 \pm 1.7	0.32	1102 \pm 7	1057 \pm 46	-1.34
33	0.35	0.1843 \pm 1.3	0.0750 \pm 1.8	0.32	1091 \pm 7	1068 \pm 46	-0.68
34	0.32	0.1885 \pm 2.4	0.0754 \pm 2.6	0.38	1113 \pm 13	1080 \pm 68	-1.00
35	0.37	0.1932 \pm 1.4	0.0755 \pm 1.7	0.32	1139 \pm 7	1082 \pm 45	-1.68
36	0.36	0.1987 \pm 1.4	0.0756 \pm 1.7	0.32	1168 \pm 8	1084 \pm 45	-2.50
37	0.28	0.1912 \pm 2.4	0.0757 \pm 2.5	0.38	1128 \pm 13	1086 \pm 65	-1.24
38	0.36	0.1748 \pm 1.3	0.0757 \pm 1.9	0.32	1039 \pm 7	1088 \pm 49	1.56
39	0.34	0.1911 \pm 2.3	0.0758 \pm 2.4	0.39	1127 \pm 12	1089 \pm 61	-1.14
40	0.43	0.1887 \pm 2.8	0.0758 \pm 3.1	0.37	1114 \pm 15	1091 \pm 79	-0.72
41	0.35	0.1885 \pm 1.3	0.0759 \pm 1.7	0.32	1113 \pm 7	1093 \pm 45	-0.59
42	0.51	0.1870 \pm 1.4	0.0760 \pm 1.8	0.32	1105 \pm 8	1095 \pm 47	-0.30
43	0.48	0.1661 \pm 1.2	0.0760 \pm 1.8	0.32	991 \pm 7	1096 \pm 47	3.37
44	0.42	0.1853 \pm 2.4	0.0765 \pm 2.7	0.38	1096 \pm 13	1107 \pm 69	0.34
45	0.12	0.2375 \pm 3.4	0.0765 \pm 3.0	0.37	1374 \pm 18	1109 \pm 76	-7.27
46	0.55	0.1942 \pm 2.9	0.0767 \pm 3.3	0.36	1144 \pm 16	1114 \pm 83	-0.88
47	0.41	0.1923 \pm 2.3	0.0768 \pm 2.5	0.38	1134 \pm 12	1116 \pm 64	-0.55
48	0.39	0.1952 \pm 2.9	0.0768 \pm 3.1	0.37	1149 \pm 15	1117 \pm 78	-0.97
49	0.34	0.1922 \pm 1.4	0.0769 \pm 1.8	0.32	1133 \pm 7	1119 \pm 46	-0.41
50	0.31	0.1902 \pm 2.2	0.0772 \pm 2.4	0.39	1123 \pm 12	1127 \pm 61	0.15
51	0.43	0.1890 \pm 2.1	0.0774 \pm 2.3	0.39	1116 \pm 12	1130 \pm 59	0.43
52	0.35	0.1976 \pm 2.2	0.0774 \pm 2.3	0.39	1163 \pm 12	1131 \pm 58	-0.94
53	0.36	0.2062 \pm 1.4	0.0776 \pm 1.7	0.32	1209 \pm 8	1138 \pm 44	-2.07
54	0.55	0.1697 \pm 2.3	0.0778 \pm 3.0	0.37	1011 \pm 13	1141 \pm 74	4.20
55	0.39	0.1849 \pm 3.2	0.0778 \pm 3.7	0.36	1094 \pm 17	1143 \pm 92	1.48

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$ (1 σ)		Rh ₀	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
56	0.44	0.1840 \pm 2.1	0.0780 \pm 2.4	0.39	1089 \pm 12	1147 \pm 61	1.82
57	0.28	0.1835 \pm 1.4	0.0783 \pm 1.9	0.32	1086 \pm 8	1155 \pm 48	2.13
58	0.33	0.1971 \pm 2.3	0.0783 \pm 2.4	0.39	1160 \pm 12	1155 \pm 60	-0.15
59	0.30	0.1864 \pm 1.4	0.0786 \pm 1.9	0.32	1102 \pm 7	1161 \pm 46	1.84
60	0.35	0.2049 \pm 3.3	0.0786 \pm 3.5	0.36	1202 \pm 17	1162 \pm 85	-1.17
61	0.45	0.1916 \pm 2.2	0.0793 \pm 2.5	0.38	1130 \pm 12	1179 \pm 61	1.47
62	0.57	0.1889 \pm 1.5	0.0806 \pm 2.0	0.32	1115 \pm 8	1212 \pm 49	2.99
63	0.56	0.1813 \pm 1.4	0.0809 \pm 2.0	0.32	1074 \pm 8	1218 \pm 49	4.54
64	0.34	0.2245 \pm 2.5	0.0832 \pm 2.4	0.40	1306 \pm 13	1274 \pm 55	-0.93
65	0.31	0.2300 \pm 1.6	0.0839 \pm 1.9	0.32	1335 \pm 8	1290 \pm 43	-1.25
66	0.22	0.2212 \pm 3.1	0.0839 \pm 3.2	0.37	1288 \pm 17	1291 \pm 73	0.08
67	0.22	0.2068 \pm 2.3	0.0848 \pm 2.6	0.39	1212 \pm 12	1310 \pm 57	2.94
68	0.80	0.2039 \pm 3.4	0.0848 \pm 3.8	0.36	1196 \pm 18	1311 \pm 85	3.48
69	0.52	0.2240 \pm 1.7	0.0854 \pm 2.0	0.32	1303 \pm 9	1325 \pm 45	0.68
70	0.37	0.2302 \pm 3.5	0.0855 \pm 3.5	0.37	1336 \pm 18	1328 \pm 77	-0.23
71	1.11	0.2188 \pm 2.7	0.0870 \pm 2.9	0.39	1276 \pm 14	1361 \pm 62	2.52
72	0.23	0.2669 \pm 1.8	0.0871 \pm 1.9	0.32	1525 \pm 9	1363 \pm 42	-4.35
73	0.50	0.2323 \pm 1.8	0.0873 \pm 2.2	0.33	1347 \pm 10	1368 \pm 47	0.62
74	0.44	0.2431 \pm 3.9	0.0882 \pm 3.8	0.37	1403 \pm 20	1386 \pm 81	-0.49
75	0.71	0.2244 \pm 3.5	0.0882 \pm 3.7	0.37	1305 \pm 18	1387 \pm 79	2.41
76	0.29	0.2695 \pm 1.9	0.0888 \pm 2.0	0.32	1538 \pm 9	1400 \pm 42	-3.70
77	0.68	0.2389 \pm 1.7	0.0891 \pm 2.0	0.32	1381 \pm 9	1406 \pm 43	0.72
78	0.57	0.2499 \pm 1.8	0.0895 \pm 2.0	0.32	1438 \pm 9	1414 \pm 43	-0.67
79	0.75	0.2689 \pm 3.0	0.0901 \pm 2.6	0.40	1535 \pm 15	1427 \pm 54	-2.91
80	0.56	0.2767 \pm 3.1	0.0903 \pm 2.6	0.40	1575 \pm 16	1431 \pm 54	-3.83
81	0.62	0.2786 \pm 1.9	0.0927 \pm 2.1	0.32	1584 \pm 10	1481 \pm 42	-2.75
82	0.38	0.2651 \pm 2.9	0.0930 \pm 2.6	0.40	1516 \pm 15	1488 \pm 53	-0.78
83	0.37	0.2336 \pm 3.0	0.0934 \pm 3.2	0.39	1353 \pm 16	1496 \pm 62	4.19
84	0.34	0.2637 \pm 1.8	0.0947 \pm 2.1	0.32	1509 \pm 9	1522 \pm 41	0.38
85	0.56	0.2726 \pm 2.9	0.0947 \pm 2.7	0.40	1554 \pm 15	1523 \pm 52	-0.86
86	0.32	0.2606 \pm 3.1	0.0949 \pm 3.0	0.39	1493 \pm 16	1527 \pm 58	0.95
87	1.02	0.2544 \pm 1.9	0.0954 \pm 2.2	0.32	1461 \pm 10	1537 \pm 43	2.14
88	0.30	0.2849 \pm 2.0	0.0961 \pm 2.1	0.32	1616 \pm 10	1549 \pm 41	-1.78
89	0.34	0.2762 \pm 2.0	0.0963 \pm 2.2	0.32	1572 \pm 10	1554 \pm 42	-0.50
90	1.44	0.2441 \pm 3.3	0.0970 \pm 3.4	0.39	1408 \pm 17	1568 \pm 65	4.61
91	0.47	0.2501 \pm 1.9	0.0971 \pm 2.3	0.33	1439 \pm 10	1568 \pm 43	3.70
92	0.65	0.2741 \pm 3.6	0.0976 \pm 3.4	0.39	1561 \pm 18	1579 \pm 63	0.49
93	0.81	0.3406 \pm 3.9	0.1202 \pm 3.5	0.41	1889 \pm 19	1959 \pm 52	1.76

находящуюся за пределами выделенных временных интервалов. Минимальные значения датировок восьми зерен цирконов в основной возрастной выборке (921–988 млн лет) свидетельствуют о том, что формирование отложений хобеинской свиты завершилось не ранее 900 млн лет назад.

На рис. 4в для сопоставления с полученными нами результатами дана гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности для пробы Р-4 из кварцитопесчаников нижней части хобеинской свиты, заимствованная из недавно опубликованной статьи А.А. Соболевой с коллегами (2022). В целом гистограммы и графики плотности вероятности двух проб из разных частей разреза хобеинской свиты сопоставимы. Более деталь-

ное сравнение материалов графической обработки аналитических данных будет приведено в следующем разделе статьи.

Мороинская свита. Проба (№ 14) для выделения циркона отобрана на правом берегу левого истока р. Мал. Каталамбию (65°14'57" с. ш., 60°42'53" в. д.) из прослая кварцитов, залегающих среди мелкозернистых серых хлорит-серицит-альбит-кварцевых сланцев. Обнажение относится к верхней части разреза мороинской свиты (см. рис. 3). Среди цирконов преобладают темно-розовые и розовые хорошо и среднеокатанные разновидности шаровидной и эллипсоидной формы. Размер зерен 0.07–0.25 мм. В эллипсоидных зернах иногда угадывается облик дипирамидально-призматических кри-

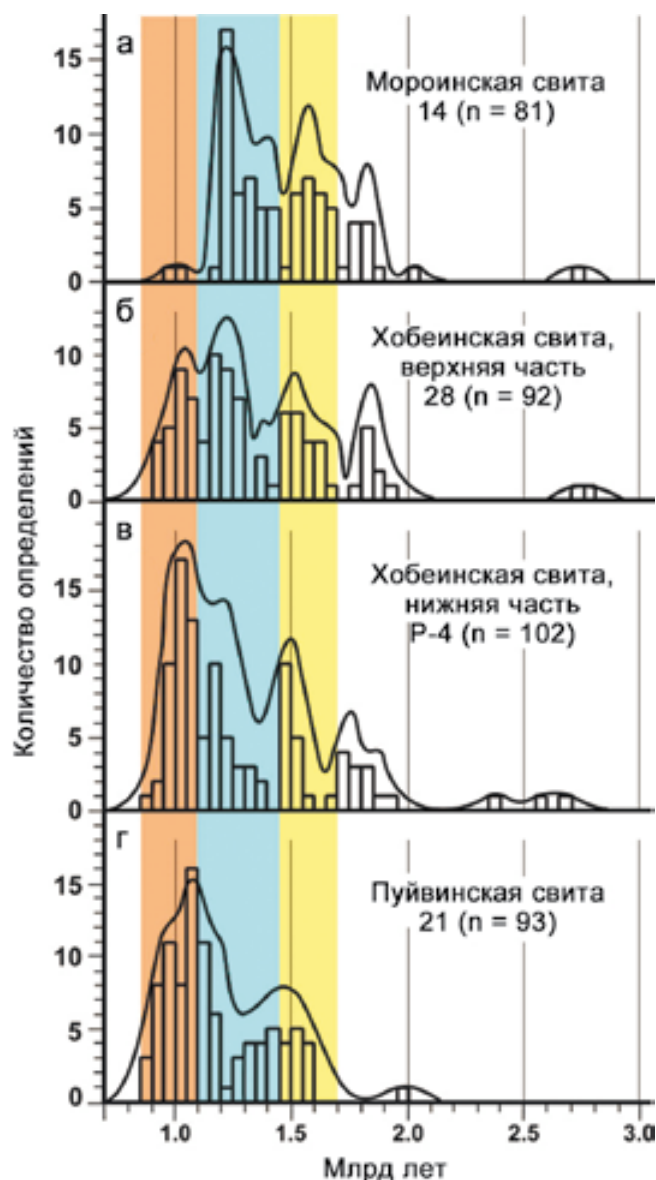


Рис. 4. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирконов из терригенных верхнедокембрийских отложений Приполярного Урала.

Места отбора и номера проб показаны на рис. 3. Пробы № 14, 28 и 21 – наши данные, проба № P-4 – по (Соболева и др., 2022).

Fig. 4. Histograms and graphs of the probability density distribution of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of detrital zircons from terrigenous Upper Precambrian deposits of the Subpolar Urals.

Sampling locations and sample numbers are shown in Fig. 3. Samples No. 14, 28, and 21 are our data, sample No. P-4 – after (Soboleva et al., 2022).

сталлов с коэффициентом удлинения 1–1.5, 1–2. Поверхность шероховатая, ямчатая. В небольшом количестве (около 5%) встречаются светло-розовые

слабо- и среднеокатанные дипирамидально-призматические кристаллы с развитием граней 110, 111, 113. Поверхность граней блестящая. Проанализировано 103 зерна цирконов. Из них 22 анализа с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Оставшиеся анализы (81 определение) приведены в табл. 3, а построенная по результатам анализов гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности показана на рис. 4а. Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2719 ± 21 млн лет, с минимальной – позднерифейский – 950 ± 22 млн лет. Основная выборка возрастов, включающая в себя 78 анализов (или 95%), охватывает интервал 1198–1880 млн лет. Датировки объединяются в три группы: 1198–1460 млн лет (50% анализов), 1508–1723 млн лет (32% анализов) и 1753–1880 млн лет (13% анализов). На кривой плотности вероятности выделяются два главных максимума – около 1225 и 1560 млн лет – и второстепенные максимумы – 1000 и 1800 млн лет. Минимальные значения датировок цирконов (950 ± 22 и 1024 ± 23 млн лет) свидетельствуют о том, что формирование отложений мороинской свиты завершилось не ранее 950 млн лет назад.

Таким образом, нижняя возрастная граница терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала ограничивается минимальными значениями цирконовых датировок в породах пуйвинской свиты – около 900 млн лет. С учетом того, что в основании пуйвинской свиты фрагментарно выделяется ошизская толща слюдисто-полевошпатовых кварцитов и кварцитопесчаников с линзами гравелитов и конгломератов, формирование базальных отложений верхнего докембрия могло начаться раньше, но вряд ли раньше рубежа среднего и позднего рифея. Таким образом, пуйвинская свита является возрастным аналогом зильмердакской и, возможно, катавской свит стратотипического разреза Башкирского антиклинория.

Уточнение возраста пород пуйвинской свиты дает основание для корректировки стратиграфической позиции хобеинской свиты, которая в схеме IV Уральского стратиграфического совещания (Стратиграфические..., 1993) сопоставляется с зильмердакской свитой. Очевидно, она занимает более высокое положение и может быть отнесена к инзерскому уровню стратотипического разреза. В свете сказанного заключение Л.Т. Беляковой (1972) о миньярском уровне мороинской свиты, основанное на находках верхнерифейских микрофитоцитов, выглядит аргументированным. Остается вопрос о верхней возрастной границе мороинской свиты, на который результаты датирования детритовых цирконов ответа не дают.

Для оценки верхнего возрастного рубежа формирования мороинской свиты можно воспользоваться геохронологическими данными по интру-

Таблица 2. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритных цирконов из кварцитов хобеинской свиты

Table 2. Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from quartzites of the Khobeinskaya Formation

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$ (1 σ)		Rh ₀	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	0.51	0.1250 \pm 1.0	0.0644 \pm 0.9	0.48	759 \pm 6	755 \pm 29	-0.59
2	0.60	0.1508 \pm 1.2	0.0697 \pm 0.9	0.54	905 \pm 6	921 \pm 26	1.71
3	0.34	0.1539 \pm 1.2	0.0702 \pm 1.0	0.51	923 \pm 7	933 \pm 28	1.11
4	0.20	0.1611 \pm 1.3	0.0707 \pm 1.0	0.49	963 \pm 7	948 \pm 28	-1.59
5	0.88	0.1542 \pm 1.2	0.0707 \pm 1.1	0.44	924 \pm 7	949 \pm 32	2.70
6	0.44	0.1482 \pm 1.2	0.0711 \pm 1.1	0.43	891 \pm 7	961 \pm 31	7.92
7	0.44	0.1558 \pm 1.7	0.0714 \pm 2.0	0.26	933 \pm 9	969 \pm 55	3.79
8	0.39	0.1558 \pm 1.2	0.0717 \pm 1.0	0.48	934 \pm 7	979 \pm 29	4.82
9	0.50	0.1613 \pm 1.3	0.0719 \pm 1.0	0.47	964 \pm 7	984 \pm 29	2.08
10	0.55	0.1705 \pm 1.4	0.0721 \pm 1.2	0.41	1015 \pm 8	988 \pm 33	-2.65
11	0.53	0.1641 \pm 1.3	0.0727 \pm 0.9	0.54	979 \pm 7	1006 \pm 26	2.73
12	0.30	0.1627 \pm 2.0	0.0728 \pm 2.5	0.24	972 \pm 11	1009 \pm 68	3.80
13	0.30	0.1707 \pm 1.4	0.0733 \pm 1.1	0.44	1016 \pm 8	1022 \pm 31	0.53
14	0.44	0.1572 \pm 1.7	0.0734 \pm 2.0	0.25	941 \pm 9	1025 \pm 55	8.90
15	0.38	0.1758 \pm 1.8	0.0737 \pm 1.8	0.27	1044 \pm 10	1032 \pm 48	-1.14
16	0.36	0.1733 \pm 1.3	0.0738 \pm 0.9	0.56	1030 \pm 7	1035 \pm 24	0.43
17	0.37	0.1776 \pm 1.3	0.0740 \pm 0.9	0.58	1054 \pm 7	1040 \pm 24	-1.29
18	0.35	0.1733 \pm 1.8	0.0740 \pm 2.0	0.26	1030 \pm 10	1041 \pm 52	1.08
19	0.27	0.1741 \pm 1.5	0.0740 \pm 1.3	0.37	1035 \pm 8	1043 \pm 36	0.77
20	0.47	0.1775 \pm 1.4	0.0744 \pm 1.0	0.50	1053 \pm 8	1052 \pm 27	-0.15
21	0.59	0.1708 \pm 1.8	0.0745 \pm 2.1	0.26	1016 \pm 10	1054 \pm 55	3.75
22	0.26	0.1688 \pm 1.7	0.0745 \pm 1.7	0.29	1006 \pm 9	1055 \pm 46	4.88
23	0.50	0.1634 \pm 1.9	0.0749 \pm 2.4	0.24	976 \pm 11	1066 \pm 63	9.30
24	0.48	0.1654 \pm 2.2	0.0753 \pm 2.9	0.26	987 \pm 12	1076 \pm 75	9.04
25	0.51	0.1657 \pm 1.6	0.0755 \pm 1.6	0.31	989 \pm 9	1082 \pm 42	9.47
26	0.35	0.1670 \pm 2.1	0.0759 \pm 2.7	0.25	995 \pm 12	1093 \pm 71	9.86
27	0.65	0.1761 \pm 2.1	0.0769 \pm 2.5	0.24	1045 \pm 11	1117 \pm 64	6.89
28	0.86	0.1753 \pm 1.4	0.0770 \pm 1.1	0.48	1041 \pm 8	1122 \pm 29	7.80
29	0.27	0.1870 \pm 1.5	0.0776 \pm 1.1	0.47	1105 \pm 8	1135 \pm 28	2.72
30	0.16	0.1901 \pm 1.6	0.0777 \pm 1.4	0.38	1122 \pm 9	1140 \pm 34	1.61
31	0.32	0.1998 \pm 1.6	0.0782 \pm 1.1	0.50	1174 \pm 8	1151 \pm 27	-1.97
32	0.44	0.1986 \pm 1.6	0.0784 \pm 1.1	0.50	1168 \pm 8	1158 \pm 27	-0.83
33	0.60	0.2049 \pm 1.6	0.0786 \pm 1.1	0.51	1201 \pm 9	1162 \pm 27	-3.28
34	0.26	0.2009 \pm 1.6	0.0787 \pm 1.0	0.54	1180 \pm 8	1166 \pm 25	-1.22
35	0.31	0.2005 \pm 1.8	0.0788 \pm 1.4	0.37	1178 \pm 9	1167 \pm 35	-0.93
36	0.44	0.1985 \pm 1.6	0.0790 \pm 1.0	0.51	1167 \pm 8	1171 \pm 26	0.36
37	0.27	0.1937 \pm 1.9	0.0793 \pm 1.7	0.30	1142 \pm 10	1180 \pm 43	3.34
38	1.40	0.1827 \pm 2.1	0.0794 \pm 2.5	0.24	1082 \pm 11	1183 \pm 60	9.30
39	0.52	0.2023 \pm 1.8	0.0797 \pm 1.5	0.36	1188 \pm 10	1190 \pm 35	0.19
40	0.22	0.1996 \pm 1.9	0.0797 \pm 1.7	0.30	1173 \pm 10	1190 \pm 42	1.43
41	0.25	0.2138 \pm 1.8	0.0805 \pm 1.3	0.42	1249 \pm 10	1209 \pm 31	-3.22
42	0.36	0.2102 \pm 1.7	0.0806 \pm 1.1	0.50	1230 \pm 9	1211 \pm 27	-1.51
43	0.29	0.2019 \pm 2.1	0.0806 \pm 2.2	0.25	1185 \pm 11	1212 \pm 52	2.22
44	0.39	0.2052 \pm 2.1	0.0809 \pm 2.0	0.27	1203 \pm 11	1218 \pm 48	1.20
45	0.29	0.2119 \pm 1.7	0.0814 \pm 1.0	0.53	1239 \pm 9	1231 \pm 25	-0.66
46	0.10	0.2142 \pm 1.8	0.0815 \pm 1.2	0.43	1251 \pm 9	1232 \pm 30	-1.49
47	0.32	0.1983 \pm 1.6	0.0817 \pm 1.2	0.47	1166 \pm 9	1237 \pm 28	6.11
48	0.19	0.2199 \pm 2.0	0.0817 \pm 1.6	0.33	1281 \pm 11	1238 \pm 38	-3.40
49	0.62	0.1946 \pm 2.2	0.0818 \pm 2.5	0.25	1146 \pm 12	1241 \pm 58	8.29
50	0.33	0.2076 \pm 1.8	0.0822 \pm 1.5	0.36	1216 \pm 10	1251 \pm 36	2.88
51	0.39	0.2080 \pm 2.1	0.0824 \pm 1.9	0.29	1218 \pm 11	1256 \pm 45	3.12
52	0.34	0.2254 \pm 2.1	0.0829 \pm 1.7	0.32	1311 \pm 11	1266 \pm 39	-3.41
53	0.42	0.2150 \pm 1.6	0.0830 \pm 1.0	0.57	1256 \pm 9	1268 \pm 23	0.99
54	0.28	0.1980 \pm 1.8	0.0832 \pm 1.6	0.36	1165 \pm 10	1273 \pm 36	9.32
55	0.43	0.2003 \pm 2.0	0.0832 \pm 2.0	0.28	1177 \pm 11	1274 \pm 47	8.19
56	0.33	0.2094 \pm 2.4	0.0832 \pm 2.5	0.25	1226 \pm 13	1274 \pm 58	3.97
57	0.50	0.2285 \pm 2.7	0.0879 \pm 2.9	0.25	1327 \pm 14	1381 \pm 61	4.11

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rh ₀	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
58	0.38	0.2336 \pm 1.9	0.0883 \pm 1.4	0.44	1353 \pm 10	1388 \pm 29	2.59
59	0.37	0.2357 \pm 2.2	0.0883 \pm 1.8	0.32	1364 \pm 11	1389 \pm 39	1.80
60	0.28	0.2412 \pm 2.0	0.0905 \pm 1.4	0.42	1393 \pm 10	1437 \pm 29	3.13
61	0.39	0.2503 \pm 2.5	0.0916 \pm 2.3	0.27	1440 \pm 13	1460 \pm 46	1.37
62	0.26	0.2367 \pm 3.1	0.0918 \pm 3.4	0.25	1370 \pm 16	1463 \pm 70	6.79
63	0.50	0.2483 \pm 3.3	0.0921 \pm 3.7	0.26	1430 \pm 17	1470 \pm 74	2.80
64	0.49	0.2479 \pm 1.9	0.0922 \pm 1.1	0.58	1428 \pm 10	1472 \pm 22	3.08
65	0.57	0.2557 \pm 2.0	0.0926 \pm 1.2	0.51	1468 \pm 10	1480 \pm 25	0.85
66	0.56	0.2416 \pm 2.4	0.0929 \pm 2.2	0.28	1395 \pm 12	1486 \pm 44	6.50
67	0.66	0.2546 \pm 3.1	0.0937 \pm 3.1	0.24	1462 \pm 16	1503 \pm 60	2.79
68	0.81	0.2596 \pm 2.6	0.0940 \pm 2.3	0.28	1488 \pm 13	1508 \pm 45	1.33
69	0.57	0.2671 \pm 2.3	0.0946 \pm 1.7	0.37	1526 \pm 12	1520 \pm 33	–0.41
70	0.33	0.2579 \pm 3.5	0.0950 \pm 3.8	0.26	1479 \pm 18	1529 \pm 74	3.38
71	0.16	0.2828 \pm 2.4	0.0954 \pm 1.5	0.40	1606 \pm 12	1537 \pm 30	–4.29
72	0.57	0.2614 \pm 2.3	0.0956 \pm 1.8	0.35	1497 \pm 12	1540 \pm 35	2.85
73	0.26	0.2675 \pm 2.9	0.0964 \pm 2.7	0.25	1528 \pm 15	1556 \pm 51	1.84
74	0.84	0.2598 \pm 2.0	0.0979 \pm 1.2	0.53	1489 \pm 10	1585 \pm 23	6.45
75	0.97	0.2569 \pm 3.1	0.0980 \pm 3.3	0.24	1474 \pm 16	1586 \pm 61	7.58
76	0.51	0.2618 \pm 2.1	0.0986 \pm 1.4	0.46	1499 \pm 11	1597 \pm 27	6.54
77	0.83	0.2665 \pm 3.1	0.0998 \pm 3.1	0.25	1523 \pm 16	1619 \pm 57	6.34
78	0.70	0.2804 \pm 3.6	0.0999 \pm 3.6	0.25	1593 \pm 18	1622 \pm 66	1.83
79	0.39	0.2926 \pm 2.5	0.1006 \pm 1.7	0.39	1655 \pm 13	1635 \pm 31	–1.20
80	0.79	0.2905 \pm 2.5	0.1012 \pm 1.6	0.41	1644 \pm 12	1645 \pm 29	0.08
81	0.62	0.2949 \pm 3.7	0.1028 \pm 3.6	0.25	1666 \pm 18	1675 \pm 64	0.54
82	0.25	0.3250 \pm 3.5	0.1090 \pm 3.1	0.25	1814 \pm 17	1782 \pm 50	–1.77
83	0.63	0.3168 \pm 3.0	0.1101 \pm 2.3	0.32	1774 \pm 15	1801 \pm 37	1.53
84	1.22	0.3070 \pm 2.4	0.1104 \pm 1.5	0.50	1726 \pm 12	1805 \pm 24	4.62
85	0.80	0.2996 \pm 4.2	0.1106 \pm 4.6	0.27	1689 \pm 21	1809 \pm 73	7.10
86	1.09	0.3194 \pm 3.3	0.1115 \pm 2.8	0.27	1787 \pm 16	1823 \pm 45	2.04
87	0.36	0.3302 \pm 2.6	0.1122 \pm 1.5	0.50	1839 \pm 13	1836 \pm 24	–0.19
88	0.83	0.3353 \pm 3.1	0.1138 \pm 2.3	0.32	1864 \pm 15	1861 \pm 36	–0.19
89	0.70	0.3380 \pm 3.0	0.1161 \pm 2.2	0.35	1877 \pm 15	1897 \pm 33	1.06
90	0.85	0.3334 \pm 3.2	0.1166 \pm 2.5	0.31	1855 \pm 15	1905 \pm 37	2.73
91	0.82	0.5262 \pm 4.9	0.1894 \pm 3.9	0.32	2725 \pm 21	2737 \pm 33	0.44
92	0.95	0.5215 \pm 6.9	0.1925 \pm 7.3	0.26	2706 \pm 29	2764 \pm 61	2.15

живным породам, прорывающим эти отложения. Приведем U-Pb датировки цирконов из гранитоидов, имеющих активные контакты с мороинской свитой (см. рис. 3): Кузпуаюский массив – 601 \pm 5 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2008) и Малдинский массив – 551 \pm 5 млн лет (Соболева, 2020). Более древний возраст цирконов (Pb-Pb метод) получен из кварцевых диоритов Лапчавожского массива – 632 \pm 5 млн лет (Соболева, 2004). Имеется также Pb-Pb датировка циркона из андезидцитов саблегорской свиты, перекрывающей мороинские отложения, – 695 \pm 19 млн лет (Соболева, Андреев, 1997). С учетом этих данных наиболее предпочтительным является предположение, что возрастной диапазон мороинской свиты следует ограничить миньярским и, возможно, частью укского уровня.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Появление осадочного бассейна и накопление верхнедокембрийских отложений в позднем рифее на территории современного Приполярного Урала началось спустя 700 млн лет после образования подстилающих кристаллических комплексов (около 2.1 млрд лет назад породы претерпели высокотемпературный метаморфизм гранулитовой (?) фации и около 2.0–1.7 млн лет – метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию (Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин, Пыстина, 2018а, б; Пыстина и др., 2019)). Поэтому при формировании залегающей в основании верхнедокембрийского разреза пуйвинской свиты роль кристаллических пород фундамента была невелика или вовсе отсутствовала (см. рис. 4г). Вероятно, в это время в пределах доступности транспортировки обломочного мате-

Таблица 3. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из кварцитов мороинской свиты

Table 3. Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from quartzites of the Moroinская Formation

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения \pm % (1 σ)		Rh ₀	Возраст \pm 1 σ , млн лет		D, %
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	0.31	0.1589 \pm 1.3	0.0707 \pm 0.8	0.56	951 \pm 7	950 \pm 22	-0.06
2	0.00	0.1808 \pm 1.5	0.0734 \pm 0.8	0.54	1071 \pm 8	1024 \pm 23	-4.37
3	0.83	0.1991 \pm 2.0	0.0801 \pm 1.5	0.35	1171 \pm 10	1198 \pm 37	2.35
4	1.03	0.2179 \pm 2.1	0.0802 \pm 1.3	0.38	1271 \pm 11	1201 \pm 32	-5.50
5	0.35	0.1948 \pm 1.8	0.0802 \pm 1.2	0.42	1148 \pm 10	1203 \pm 28	4.81
6	0.36	0.1964 \pm 1.7	0.0808 \pm 1.0	0.52	1156 \pm 9	1217 \pm 23	5.25
7	0.58	0.2098 \pm 1.8	0.0808 \pm 1.0	0.52	1228 \pm 10	1218 \pm 23	-0.81
8	0.60	0.1935 \pm 1.7	0.0809 \pm 1.1	0.44	1141 \pm 9	1220 \pm 27	6.96
9	0.51	0.2099 \pm 1.8	0.0810 \pm 1.0	0.49	1228 \pm 10	1221 \pm 24	-0.57
10	0.09	0.1959 \pm 1.7	0.0811 \pm 1.0	0.47	1153 \pm 9	1223 \pm 25	6.09
11	0.56	0.1908 \pm 1.8	0.0811 \pm 1.2	0.40	1126 \pm 10	1223 \pm 30	8.60
12	1.41	0.2101 \pm 1.8	0.0811 \pm 1.0	0.53	1229 \pm 9	1224 \pm 23	-0.44
13	0.26	0.2143 \pm 1.9	0.0811 \pm 1.0	0.51	1252 \pm 10	1225 \pm 23	-2.15
14	0.37	0.2040 \pm 1.9	0.0811 \pm 1.2	0.39	1197 \pm 10	1225 \pm 29	2.31
15	0.35	0.2027 \pm 1.9	0.0814 \pm 1.2	0.42	1190 \pm 10	1232 \pm 28	3.54
16	0.43	0.2078 \pm 1.8	0.0816 \pm 1.0	0.48	1217 \pm 10	1237 \pm 24	1.61
17	0.11	0.2090 \pm 1.9	0.0820 \pm 1.1	0.46	1223 \pm 10	1246 \pm 26	1.83
18	0.29	0.2074 \pm 2.0	0.0820 \pm 1.4	0.38	1215 \pm 11	1246 \pm 33	2.59
10	0.35	0.2082 \pm 1.8	0.0821 \pm 1.0	0.50	1219 \pm 10	1248 \pm 24	2.40
20	0.42	0.2167 \pm 1.8	0.0826 \pm 1.0	0.52	1265 \pm 10	1260 \pm 23	-0.32
21	0.27	0.2117 \pm 1.8	0.0828 \pm 1.0	0.50	1238 \pm 10	1263 \pm 24	2.07
22	0.19	0.2080 \pm 1.8	0.0827 \pm 1.1	0.47	1218 \pm 10	1263 \pm 25	3.69
23	0.53	0.2142 \pm 1.9	0.0828 \pm 1.1	0.46	1251 \pm 10	1264 \pm 25	1.03
24	0.62	0.2288 \pm 1.9	0.0837 \pm 1.0	0.55	1328 \pm 10	1286 \pm 22	-3.16
25	1.77	0.2240 \pm 2.1	0.0837 \pm 1.4	0.39	1303 \pm 11	1286 \pm 33	-1.31
26	0.36	0.2078 \pm 1.9	0.0843 \pm 1.2	0.42	1217 \pm 10	1300 \pm 27	6.80
27	0.51	0.2119 \pm 1.9	0.0845 \pm 1.2	0.45	1239 \pm 10	1304 \pm 27	5.25
28	1.03	0.2148 \pm 1.9	0.0853 \pm 1.1	0.49	1255 \pm 10	1323 \pm 24	5.44
29	0.66	0.2142 \pm 1.9	0.0854 \pm 1.2	0.43	1251 \pm 10	1325 \pm 26	5.87
30	1.02	0.2311 \pm 2.0	0.0855 \pm 1.1	0.49	1340 \pm 11	1328 \pm 24	-0.95
31	1.02	0.2426 \pm 2.1	0.0863 \pm 1.0	0.53	1400 \pm 11	1346 \pm 22	-3.89
32	0.39	0.2310 \pm 2.0	0.0864 \pm 1.0	0.51	1340 \pm 10	1348 \pm 23	0.57
33	0.39	0.2250 \pm 2.0	0.0868 \pm 1.1	0.50	1308 \pm 10	1355 \pm 23	3.56
34	0.50	0.2422 \pm 2.1	0.0873 \pm 1.0	0.52	1398 \pm 11	1367 \pm 22	-2.20
35	0.50	0.2360 \pm 2.0	0.0879 \pm 1.0	0.53	1366 \pm 10	1380 \pm 22	1.02
36	0.29	0.2544 \pm 2.5	0.0886 \pm 1.6	0.36	1461 \pm 13	1395 \pm 34	-4.53
37	0.44	0.2273 \pm 2.3	0.0886 \pm 1.6	0.35	1320 \pm 12	1395 \pm 35	5.64
38	0.41	0.2365 \pm 2.2	0.0891 \pm 1.3	0.41	1368 \pm 11	1406 \pm 29	2.76
39	0.23	0.2493 \pm 2.1	0.0906 \pm 1.1	0.53	1435 \pm 11	1439 \pm 22	0.26
40	0.79	0.2368 \pm 2.0	0.0907 \pm 1.0	0.54	1370 \pm 10	1440 \pm 21	5.10
41	0.31	0.2499 \pm 2.1	0.0908 \pm 1.0	0.55	1438 \pm 11	1442 \pm 21	0.26
42	0.40	0.2505 \pm 2.2	0.0911 \pm 1.1	0.51	1441 \pm 11	1449 \pm 22	0.53
43	0.33	0.2655 \pm 2.3	0.0916 \pm 1.1	0.51	1518 \pm 12	1460 \pm 22	-3.81
44	0.68	0.2628 \pm 2.3	0.0940 \pm 1.1	0.51	1504 \pm 11	1508 \pm 23	0.29
45	0.28	0.2601 \pm 2.3	0.0946 \pm 1.2	0.48	1490 \pm 12	1520 \pm 24	2.01
46	0.09	0.2689 \pm 2.3	0.0948 \pm 1.1	0.55	1535 \pm 12	1525 \pm 21	-0.70
47	0.15	0.2706 \pm 2.3	0.0950 \pm 1.1	0.53	1544 \pm 12	1528 \pm 21	-1.04
48	0.14	0.2817 \pm 2.4	0.0952 \pm 1.1	0.53	1600 \pm 12	1532 \pm 21	-4.25
49	0.35	0.2578 \pm 2.3	0.0954 \pm 1.2	0.49	1479 \pm 12	1536 \pm 23	3.88
50	0.31	0.2764 \pm 2.4	0.0961 \pm 1.1	0.53	1573 \pm 12	1550 \pm 21	-1.51
51	0.33	0.2680 \pm 2.5	0.0965 \pm 1.3	0.41	1531 \pm 12	1558 \pm 26	1.81
52	0.44	0.2667 \pm 2.4	0.0971 \pm 1.3	0.45	1524 \pm 12	1569 \pm 24	2.95
53	0.34	0.2685 \pm 2.4	0.0975 \pm 1.2	0.47	1533 \pm 12	1577 \pm 23	2.84
54	0.52	0.2738 \pm 2.5	0.0975 \pm 1.4	0.41	1560 \pm 13	1577 \pm 27	1.06
55	1.20	0.2651 \pm 2.4	0.0976 \pm 1.3	0.46	1516 \pm 12	1579 \pm 24	4.18
56	0.47	0.2783 \pm 2.5	0.0979 \pm 1.3	0.46	1583 \pm 13	1584 \pm 24	0.04
57	1.09	0.2724 \pm 2.3	0.0988 \pm 1.1	0.56	1553 \pm 12	1601 \pm 20	3.08

Таблица 3. Окончание

Table 3. Ending

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$ (1 σ)		Rh ₀	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
58	0.42	0.2680 \pm 2.4	0.0988 \pm 1.2	0.48	1531 \pm 12	1601 \pm 23	4.61
59	0.44	0.2681 \pm 3.3	0.0989 \pm 2.6	0.27	1531 \pm 17	1604 \pm 48	4.76
60	0.23	0.2794 \pm 2.4	0.0991 \pm 1.1	0.54	1588 \pm 12	1607 \pm 21	1.16
61	0.55	0.3063 \pm 2.6	0.1007 \pm 1.2	0.54	1723 \pm 13	1637 \pm 21	–5.00
62	0.66	0.2628 \pm 2.4	0.1012 \pm 1.4	0.44	1504 \pm 12	1646 \pm 25	9.42
63	0.51	0.2920 \pm 2.7	0.1017 \pm 1.4	0.44	1651 \pm 13	1656 \pm 25	0.26
64	1.14	0.2910 \pm 2.5	0.1022 \pm 1.2	0.51	1646 \pm 13	1665 \pm 22	1.12
65	0.61	0.2962 \pm 2.6	0.1036 \pm 1.2	0.51	1673 \pm 13	1689 \pm 22	0.99
66	0.40	0.3109 \pm 2.7	0.1036 \pm 1.2	0.51	1745 \pm 13	1690 \pm 22	–3.14
67	0.46	0.2851 \pm 2.6	0.1039 \pm 1.4	0.44	1617 \pm 13	1695 \pm 25	4.83
68	0.12	0.2957 \pm 2.5	0.1055 \pm 1.2	0.54	1670 \pm 12	1723 \pm 20	3.17
69	0.93	0.3109 \pm 2.7	0.1072 \pm 1.3	0.53	1745 \pm 13	1753 \pm 21	0.42
70	0.45	0.3028 \pm 2.8	0.1076 \pm 1.5	0.41	1705 \pm 14	1759 \pm 26	3.16
71	0.25	0.3155 \pm 2.9	0.1085 \pm 1.5	0.41	1768 \pm 14	1774 \pm 25	0.36
72	0.79	0.3099 \pm 2.9	0.1089 \pm 1.6	0.42	1740 \pm 14	1781 \pm 27	2.30
73	1.41	0.3159 \pm 2.8	0.1092 \pm 1.4	0.47	1770 \pm 14	1786 \pm 23	0.94
74	0.61	0.3341 \pm 2.9	0.1102 \pm 1.3	0.51	1858 \pm 14	1803 \pm 22	–2.98
75	0.34	0.3226 \pm 2.9	0.1105 \pm 1.4	0.47	1802 \pm 14	1807 \pm 23	0.27
76	0.08	0.3374 \pm 2.9	0.1107 \pm 1.2	0.55	1874 \pm 14	1811 \pm 20	–3.37
77	1.88	0.3296 \pm 2.8	0.1107 \pm 1.3	0.53	1837 \pm 14	1811 \pm 21	–1.37
78	0.64	0.3261 \pm 2.8	0.1113 \pm 1.4	0.51	1820 \pm 14	1820 \pm 22	0.04
79	1.83	0.3371 \pm 3.1	0.1150 \pm 1.6	0.43	1873 \pm 15	1880 \pm 25	0.41
80	1.04	0.3651 \pm 3.1	0.1239 \pm 1.4	0.53	2006 \pm 15	2013 \pm 20	0.32
81	0.91	0.5173 \pm 4.7	0.1873 \pm 2.4	0.47	2688 \pm 20	2719 \pm 21	1.15

риала они не были эродированы и не дренировались.

В возрастных спектрах вышезалегающих хобейнской и мороинской свит (см. рис. 4а–в) сохраняется доминирующая роль рифейских датировок, но уже присутствует отчетливый пик, образованный раннепротерозойскими возрастами позднекарельского уровня, и отмечаются единичные зерна раннекарельских и позднеархейских цирконов. Это может быть связано как с возрастанием степени эродированности, так и расширением областей сноса кластики в позднеархейский осадочный бассейн Приполярного Урала. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие позднеархейских датировок (один анализ) в цирконах мороинской свиты (см. рис. 4а). В целом в трех возрастных группах в рифейской выборке, которые довольно отчетливо выделяются на гистограммах и графиках плотности вероятности U-Pb возрастов цирконов из пород хобейнской (см. рис. 4б, в) и мороинской (см. рис. 4а) свит (850–1100, 1100–1450 и 1450–1700 млн лет), распределение датировок снизу вверх по разрезу составляет соответственно, %: 48:31:3, 32:43:26 и 3:58:39.

Сравнение графиков плотности вероятности распределения U-Pb датировок детритовых цирконов в докембрийских отложениях Приполярного Урала и сопоставимых с ними по возрасту отложе-

ний сопредельных территорий (рис. 5) показывает наибольшее сходство графиков для приполярно-уральских стратонов со средне- и северотиманскими. Учитывая преобладание среди раннепротерозойских датировок цирконов в верхнем докембрии Среднего и Северного Тимана значений в интервале 1.75–1.95 млрд лет, многие исследователи принимают гипотезу о фенноскандинавских источниках сноса этих цирконов (Андреичев и др., 2014, 2018; Удоратина и др. 2017; Брусницына и др., 2018; Соболева и др., 2022; и др.), связанных со свекофенской орогенцией и аккреционными событиями, синхронными с формированием Среднерусского орогена (Бибикина и др., 1995; Bogdanova et al., 2008; и др.). Тем не менее детритовые цирконы с возрастными значениями около 2.0–2.15 млрд лет отмечаются как в отложениях Среднего и Северного Тимана, так и Приполярного Урала. Это может свидетельствовать о том, что в формировании этих отложений участвовали продукты разрушения орогенов, спаявших отдельные части Волго-Уралии в интервале 2.1–1.8 млрд лет назад. В северной части Волго-Уралии (в современных координатах) реликтами таких орогенов могут быть раннепротерозойские метаморфические и гранитоидные комплексы Кожимского (Приполярный Урал) и Собского (Полярный Урал) поперечных поднятий. В верхнерифейских толщах Южно-

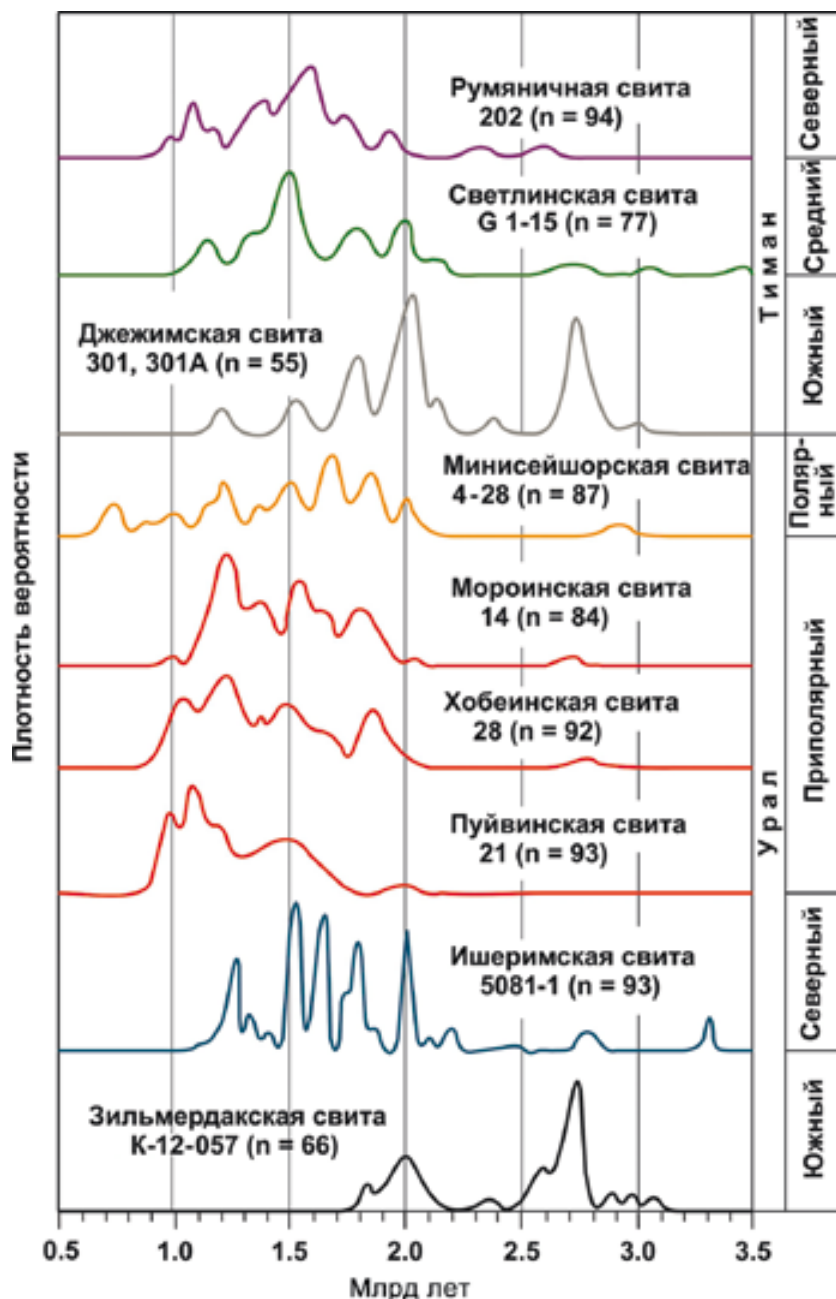


Рис. 5. Нормированные графики плотности вероятности U-Pb возраста зерен детритового циркона из верхне-докембрийских метатерригенных отложений Тимана и Урала.

Места отбора и номера проб – см. рис. 1.

Fig. 5. Normalized plots of the probability density of U-Pb age of detrital zircon grains from the Upper Precambrian metaterrigenous deposits of Timan and the Urals.

See Fig. 1 for sampling sites and sample numbers one.

го Урала и Южного Тимана цирконы с пиковым значением возрастов около 2.0 млрд лет составляют соответственно 35 и 49%. По мнению Т.В. Романюк и ее коллег (2013), в верхнерифейское время материал в район Южного Урала поступал преимущественно из восточной части Восточно-

Европейской платформы (ВЕП). Поставщиками материала могли быть Тараташский ороген, а также Волго-Самарский ороген, возникший при коллизии Волго-Уралии и Сарматии (Кузнецов и др., 2010). В осадочный бассейн, существовавший в это время на территории современного Южного

Тимана, материал частично также мог поступать из восточной части ВЕП.

Детритовые цирконы с датировками, отвечающими раннему рифею и первой половине среднего рифея, являются наиболее многочисленными в терригенных толщах верхнего докембрия Среднего и Северного Тимана и северной части Урала (см. рис. 5). В верхнедокембрийских отложениях Приполярного Урала роль цирконов этого возрастного интервала является доминирующей в породах хобеинской и мороинской свит (см. рис. 4). Вероятно, основными источниками сноса обломочного материала явились магматические и метаморфические породы соответствующего возраста, распространенные в Фенноскандии. В тиманско-североуральской окраине ВЕП магматические породы ранне- и среднепротерозойского возраста практически не известны. Единственный пример – диориты в фундаменте Ижемской зоны Печорской плиты (скв. 21-Палью), Rb-Sr возраст которых составляет 1360 ± 31 млн лет (Андреичев, 2010). На южноуральской окраине ВЕП с процессами континентального рифтогенеза связаны проявления щелочно-базальтового вулканизма в навышской подсвите айской свиты (U-Pb возраст циркона из базальтов 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2018)) и риолит-базальтового вулканизма в машакской свите (U-Pb возраст цирконов из риолитов (1386 ± 6) – (1383 ± 3) млн лет (Puchkov et al., 2013)). К проявлениям магматизма машакского уровня могут быть отнесены Главная Байкальская дайка, рапакиви Бердяшского плутона, граниты Ахмеровского массива и другие магматиты на Южном Урале. По мнению В.Н. Пучкова (Puchkov et al., 2013; Пучков, 2018), как навышский, так и машакский магматизм плюмовой природы могут представлять собой процессы субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна/Колумбия. С ними может быть связано синхронное проявление метаморфизма. Признаки метаморфической активизации, которые по времени коррелируют с навышским и машакским эндогенными событиями, установлены в ряде полиметаморфических комплексов Урала (Пыстина, Пыстин, 2002). Эти комплексы также могли быть источниками сноса цирконов соответствующего возрастного уровня в осадочный бассейн, существовавший на территории современного Приполярного Урала.

Основная возрастная популяция детритовых цирконов в породах пуйвинской свиты с возрастом 867–1179 млн лет соответствует времени проявления гренавского (свеконорвежского) орогенеза (900–1100 млн лет) (Bogdanova et al., 2008; Vinzen et al., 2008; и др.). Высока доля цирконов этого возрастного интервала также в породах вышележающей хобеинской свиты, хотя она уменьшается вверх по разрезу (см. рис. 4). Заметна роль цирконов с такими возрастными значениями в верхне-

докембрийских отложениях Среднего и Северного Тимана, а также Полярного Урала (см. рис. 5). Поскольку в конце среднего и начале позднего рифея уральская и тиманская окраины ВЕП, по-видимому, были амагматичны (Пучков, 2010), обломочный материал с цирконами “гренавского” возраста в основном поступал с фенноскандинавской части ВЕП. Тем не менее в нижнедокембрийских полиметаморфических комплексах Урала с этим возрастным интервалом связывается один из этапов полиметаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Пыстина, Пыстин, 2002). Продукты этого этапа метаморфизма тоже могли поступать в позднерифейский осадочный бассейн Приполярного Урала. Проявление зонального метаморфизма дистен-силлиманитового типа в позднем рифее (973 ± 49 млн лет), достигавшего пиковых значений $T = 600$ – 650°C , $P = 8$ – 10 кбар, зафиксировано в породах белокаменского метаморфического комплекса Ишеримского блока на Северном Урале, хотя вопрос о принадлежности названного блока в позднерифейское время к кратону Балтика является предметом обсуждения. Предполагается, что Ишеримский блок мог быть аккрецирован к Балтике в позднем венде–раннем кембрии (Петров, 2020). Но не исключено и автохтонное залегание Ишеримского блока. В верхнедокембрийские толщи Полярного Урала (минсейшорскую свиту) цирконы “гренавского” возраста, как и более древние, могли в основном поступать из близрасположенных источников. Таковыми источниками могли быть полиметаморфические комплексы и связанные с ними магматические образования, фрагменты которых на современной земной поверхности обнажаются в Харбейском, Марункеуском и Малыкском блоках на Полярном Урале (Пыстин и др., 2020).

Данные, приведенные в настоящей статье, свидетельствуют о том, что при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала, так же как Среднего и Северного Тимана, существенную роль играли западные (фенноскандинавские) питающие провинции. Определенное значение могли иметь также местные источники сноса обломочного материала. В качестве возможных источников ближнего сноса наиболее предпочтительными являются полиметаморфические образования восточно-уральской части фундамента ВЕП, фрагменты которых выступают на дневной поверхности в виде небольших тектонических блоков в Западной тектонической зоне Урала.

Западный снос кластики предполагается также при формировании джежимской свиты Южного Тимана. Транспортировка материала в позднерифейский бассейн Южного Тимана могла происходить по Среднерусскому авлакогену (Кузнецов и др., 2010). Как уже отмечалось выше, материал в этот бассейн частично мог поступать из восточной части ВЕП.

Идентичный набор детритовых цирконов в верхнедокембрийских отложениях северо-восточной периферии ВЕП, включая Приполярный Урал, указывает на принадлежность всей этой территории в позднем докембрии к одной и той же континентальной окраине. Стратиграфические взаимоотношения верхнедокембрийских толщ с подстилающими нижнедокембрийскими образованиями известны только на Приполярном Урале. Поэтому для установления нижней возрастной границы тимано-североуральского верхнего докембрия определяющим является именно разрез Приполярного Урала. Залегающая в основании этого разреза пуйвинская свита, по полученным изотопно-геохронологическим данным, относится к верхнерифейским отложениям зильмердакско-катавского уровня. Нижний возрастной рубеж формирования отложений этого уровня (около 1000 млн лет назад) определяет вероятное время заложения Тиманской пассивной окраины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленные минимальные возрастные датировки детритовых цирконов из терригенных отложений пуйвинской свиты (около 900 млн лет) свидетельствуют о том, что нижняя возрастная граница формирования базальных слоев верхнего докембрия Приполярного Урала не выходит за пределы позднего рифея.

Идентичный набор групп детритовых цирконов в верхнедокембрийских отложениях северо-восточной периферии ВЕП, включая Приполярный Урал, указывает на принадлежность всей этой территории в позднем докембрии к одной и той же континентальной окраине и о накоплении средне- и северотиманских, приполярноуральских верхнерифейских осадков в общем бассейне седиментации.

Учитывая, что стратиграфические взаимоотношения верхнедокембрийских толщ с подстилающими нижнедокембрийскими образованиями на северо-восточной периферии ВЕП достоверно известны только в северной части Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале, именно этот район является опорным для установления нижней возрастной границы тимано-североуральского верхнего докембрия: нижний возрастной рубеж формирования пуйвинской свиты (около 1000 млн лет назад) определяет вероятное время заложения Тиманской пассивной окраины.

Отсутствие на северо-восточной периферии ВЕП ниже- и среднерифейских отложений может быть объяснено высоким стоянием этой территории в допозднерифейское время и нахождением ее во внутренней части фрагмента суперконтинента Нуна/Колумбия, избежавшего деструкции вплоть до вхождения Протобалтики в Родинию. Таким образом, заложение и развитие тиманид на северо-

восточной окраине ВЕП, очевидно, связаны с эволюцией Родинии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (2010) Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 44 с.
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2014) U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(2), 32-45. <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **93**(2), 14-26.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р.М., Клаэссон С., Киризова Т.И. (1995) Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, (6), 68-78.
- Белякова Л.Т. (1972) Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 26 с.
- Брусницына Е.Б., Ершова В.Б., Худoley А.К., Андерсен Т. (2018) Результаты исследований U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четлаского Камня Тиманской гряды. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы 50-го Тектонич. совещ.* М.: ГЕОС, 384-388.
- Глубинное строение Тимано-Североуральского региона. (2011) (Отв. ред. А.М. Пыстин). Сыктывкар: Геопринт, 261 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2001) Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-40, 41 – Воркута. Объяснительная записка. (Ред. О.А. Кондаин). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 342 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2007) Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-41 – Воркута. Объяснительная записка. (Ред. В.А. Водолазская). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 541 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. (Ред. М.А. Шишкин). М.: МФ ВСЕГЕИ, 252 с.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 152 с.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Полихронная цирконология навыйских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *Докл. АН*, **478**(1), 74-80. <https://doi.org/10.7868/S0869565218010152>
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., Рейлли С.О., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. (2010) Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма). *Докл. АН*, **435**(6), 798-805.
- Петров Г.А. (2020) Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): Стратигра-

- фия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 176 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (La-ISP-MS) датирования обломочных цирконов из песчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593. <https://doi.org/10/7868/S08696521521529023X>
- Пучков В.Н. (1975) Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л.: Наука, 208 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483-499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Пучков В.Н., Карстен Л.А. (1986) Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала. *Ежегодник-1985*. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 25-27.
- Пыстин А.М. (2021) Геологическое наследие Б.А. Голдина. *Вестник геонаук*, (12), 51-60. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.12.6>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2008) Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. *Литосфера*, (6), 25-38.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2014) Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе. *Литосфера*, (3), 41-50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018а) Геологическая позиция и возраст маньхобейской свиты (RF₁?) на Приполярном Урале. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, (9), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018б) Геологическая позиция и возраст шокуринской свиты на Приполярном Урале. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, (10), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б. (2019) Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Докл. АН*, **488**(2), 172-175. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882172-175>
- Пыстин А.М., Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Гракова О.В. (2020) Источники сноса и U-Pb возраст обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала: к вопросу о времени заложения тиманской пассивной окраины. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **28**(5), 3-25. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20050087>
- Пыстина Ю.И. (1997) Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 124 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. (2002) Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 167 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. (2019) Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале. *Докл. АН*, **486**(5), 72-576. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486572-576>
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. (2013) Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал). *Докл. АН*, **452**(6), 642-645.
- Соболева А.А. (2004) Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 147 с.
- Соболева А.А. (2020) Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал. *Современные проблемы теоретической и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2020)*. Мат-лы Росс. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 63-65.
- Соболева А.А., Андреичев В.Л. (1997) Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале. *Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. Тезисы докл. Всерос. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 38-39.
- Соболева А.А., Андреичев В.Л., Михайленко Ю.В., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцито-песчаниках хобейской свиты (Приполярный Урал). *Вестник геонаук*, (1), 4-20. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Уралгеолком.
- Удoratина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. (2017) Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **92**(5), 15-32.
- Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Гракова О.В., Хубанов В.Б. (2019) Первые результаты U-Pb LA-SF-ICP-MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских(?) терригенных отложений Полярного Урала. *Докл. АН*, **485**(4), 488-492. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524854488-492>
- Фишман М.В., Голдин Б.А. (1963) Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 105 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление со SHRIMP-данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258. <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norw. J. Geol., Trondheim*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.

- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund, Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Pystin A., Pystina J. (2015) The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust. *Int. Geol. Rev.*, **57**(11-12), 1650-1659. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.991767>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **29**, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Andreichev V.L. (2010) Evolution of the basement of the Pechora plate according to isotope-geochronological data. Dr. geol.-min. nauk. Diss. Ekaterinburg, 44 p. (In Russ.)
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gerels J. (2014) U-Pb age and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of the Northern Timan. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(2), 32-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Khubanov V.B., Sobolev I.D. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from metasedimentary rocks at the base of the Upper Precambrian section of Northern Timan. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **93**(2), 14-26. (In Russ.)
- Belyakova L.T. (1972) Geosynclinal Riphean of the north of the Urals. Cand. geol.-min. nauk. Diss. Moscow, 26 p. (In Russ.)
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Gorbachev R.M., Claesson S., Kirnozova T.I. (1995) Isotopic age, nature and structure of the Precambrian crust in Belarus. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **3**(6), 68-78. (In Russ.)
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norw. J. Geol., Trondheim*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Brusnitsyna E.B., Ershova V.B., Khudolei A.K., Andersen T. (2018) Results of studies of the U-Pb isotopic age of clastic zircons from the Middle-Upper Riphean deposits of the Chetla Kamen of the Timan Ridge. *Problems of tectonics and geodynamics of the Earth's crust and robes. Materials of the 50th Tectonic Conference*. Moscow, GEOS Publ., 384-388. (In Russ.)
- Deep structure of the Timan-Severouralsk region. (2011) (Ed. A.M. Pystin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 261 p. (In Russ.)
- Fishman M.V., Goldin B.A. (1963) Granitoids of the central part of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 105 p. (In Russ.)
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope dating of zircons from PZ₃-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: Determination procedure and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Krasnobaev A.A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018) Polychronic zirconology of the Navysh volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **478**(1), 74-80. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565218010152>
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Kulikova K.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V. (2010) First results of U/Pb dating and isotope-geochemical study of detrital zircons from Late Precambrian sandstones of South Timan (Dzhezhim-Parma ridge). *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(6), 798-805. (In Russ.)
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- Petrov G.A. (2020) Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny. Ekaterinburg, RIO UB RAN Publ., 176 p. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (Northern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 589-593. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S086956521529923X>
- Puchkov V.N. (1975) Structural links between the Subpolar Urals and the adjacent part of the Russian platform. Leningrad, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund, Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Segeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Karsten L.A. (1986) Early Proterozoic metamorphic complexes of the Subpolar Urals. *Ezhegod-*

- nik-1985. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 25-27. (In Russ.)
- Pystin A.M. (2021) Geological legacy of B.A. Goldin. *Vestnik Geonauk*, (12), 51-60. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2021.12.6>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2008) Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Ural segment of the Earth's crust. *Lithosphere (Russia)*, (6), 25-38. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2014) Upper Precambrian basal deposits in the Timan-North Ural region. *Lithosphere (Russia)*, (3), 41-50. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018a) Geological position and age of the Mankhobeinskaya Formation (RF₁?) in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (9), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018b) Geological position and age of the Shchokurinskaya Formation in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Khubanov V.B. (2019) First results of U-Pb dating of detrital zircons from Upper Precambrian basal deposits of the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(2), 172-175. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882172-175>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Pystin A., Pystina J. (2015) The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust. *Int. Geol. Rev.*, **57**(11-12), 1650-1659. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.991767>
- Pystin A.M., Ulyasheva N.S., Pystina Yu.I., Grakova O.V. (2020) Fossil zircons and U-Pb age of detrital zircons from the Upper Proterozoic deposits of the Polar Urals: on the question of the time of initiation of the Timan passive margin. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **28**(5), 3-25. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869592X20050087>
- Pystina Yu.I. (1997) Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations in the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 124 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2002) Zircon Chronicle of the Ural Precambrian. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 167 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M., Khubanov V.B. (2019) Lower Precambrian in the Paleozoic structure in the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(5), 72-576. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865572-576>
- Romanyuk T.V., Maslov A.V., Kuznetsov N.B. (2013) First results of U/Pb LA-ICP-MS dating of detrital zircons from the Upper Riphean sandstones of the Bashkirian Anticlinorium (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **452**(6), 642-645. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2004) Volcanites and associated granitoids of the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 147 p. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2020) Results of U-Pb (SIMS) dating of zircon from granites and rhyolites Mt. Maldynyrd, Subpolar Urals. *Modern problems of theoretical and applied mineralogy (Yushkin Readings – 2020). Materials of the Russian conference with international participation*. Syktyvkar, IG Komi Scientific Center UB RAS, 63-65. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Andreichev V.L. (1997) Volcano-plutonic association of gabbro-tonalite-granodiorite-granite composition in the Subpolar Urals. *Granitoid volcano-plutonic associations. Abstracts All-Russian meeting*. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 38-39. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Andreichev V.L., Mikhailenko Yu.V., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic ages and probable sources of detrital zircon in quartzite sandstones of the Khobeinskaya suite (Polar Urals). *Vestnik Geonauk*, (1), 4-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- State geological map of the Russian Federation. (2001) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-40, 41 – Vorkuta. Explanatory note. (Ed. O.A. Condiain). St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 342 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2007) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-41 – Vorkuta. Explanatory note. (Ed. V.A. Vodolazskaya). St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 541 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 200,000. Severo-Uralskaya series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note. (Ed. M.A. Shishkin). Moscow, MF VSEGEI Publ., 252 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Uralgeolcom Publ. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B. (2017) Age of metasediments of the Upper Precambrian Chetlas Group of the middle Timan based on U-Pb dating of detrital zircons. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **92**(5), 15-32. (In Russ.)
- Ulyasheva N.S., Pystina Yu.I., Pystin A.M., Grakova O.V., Khubanov V.B. (2019) First results of U-Pb LA-SF-ICP-MS dating of detrital zircons from the Middle Riphean (?) terrigenous deposits of the Polar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **485**(4), 488-492. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524854488-492>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **29**, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта

А. И. Антошкина¹, И. Г. Добрецова², В. И. Силаев¹, Д. В. Киселёва³, В. Н. Филиппов¹,
И. В. Смолева¹, Н. В. Чередниченко³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru

²АО “Полярная морская геологоразведочная экспедиция”, 198412, г. Санкт-Петербург, ул. Победы, 24

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 24.07.2022 г., принята к печати 04.10.2022 г.

Объект исследования. Ветвистые и конусообразные карбонатные постройки, поднятые с глубин от 1986 до 2973 м во внеосевой зоне рифтовой долины северной части Атлантического океана на участках активного молодого вулканизма. Дно океана здесь сложено базальтоидами и серпентинизированными габбро-перидотитами, фрагментарно перекрытыми пелагическими карбонатными осадками. **Цель.** Доказать органогенную природу этих карбонатных построек и выявить особенности, ранее не отмечавшиеся в глубоководных карбонатных постройках подобного типа. **Материалы и методы.** Карбонатные постройки в количестве около 100 образцов, первичные исследования которых проводились непосредственно во время рейсов на корабле. Аналитические методы включали в себя оптическую микроскопию, электронную микроскопию, рентген-флуоресцентную спектроскопию, рентгеновскую дифрактометрию, инфракрасную спектроскопию, масс-спектрометрию с индуктивно-связанной плазмой, изотопную масс-спектрометрию. **Результаты.** Важными признаками изученных построек являются концентрически-зональная структура, образующаяся вокруг осевого канала, и тонкая темно-коричневая корка карбонатно-железомарганцевого состава. В теле построек и корках выявлены обилие фоссилий планктонной фауны и распространение минерализованных биопленок с бактериоморфными структурами и гликокаликсом. В составе карбонатных построек установлено более 50 микроэлементов, в том числе 11 эссенциальных (жизненно необходимых), 18 физиогенно-активных и 22 антибионтов. Отношения групповых содержаний элементов эссенциалов и антибионтов варьируют в пределах от 0.67 в верхней части построек до 0.001 в нижней их части и до 0.0006 в вулканогенном субстрате. Аналогично ведет себя и отношение концентраций эссенциального цинка к физиогенно-активной меди. В кальците углерод по изотопному составу ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.16 \pm 1.03\text{‰}$) соответствует морским осадочным карбонатам, а кислород, напротив, обнаруживает аномально изотопно-тяжелые значения ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 34.44 \pm 3.21\text{‰}$). В железомарганцевых карбонатах соответствующие значения составляют $-3 \dots -1$ и $32 \dots 35\text{‰}$. **Выводы.** Карбонаты построек представляют собой твердые растворы на основе кальцита в самом теле построек и на основе бинарного ряда сидерит-родохрозит в составе бурых корок. Особенности состава, строения, химизма и минеральной смесимости карбонатных твердых растворов отражают условия бактериально-стимулированного минералообразования. В ходе изотопных исследований впервые установлен феномен сочетания в изученных карбонатных постройках принципиально разных по генетической природе углерода и кислорода, для объяснения которого предложена схема изотопного обмена кислородом между морским бикарбонатом и сульфатом при активном участии сульфатредуцирующих бактерий.

Ключевые слова: минерализованные биопленки, химический состав, микроэлементы, карбонатные твердые растворы, морфология, карбонатные постройки, рифтовая долина, север Атлантики

Источник финансирования

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 1021062311457-5-1.5.6). Анализ содержания микроэлементов проведен в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществлялись при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Для цитирования: Антошкина А.И., Добрецова И.Г., Силаев В.И., Киселёва Д.В., Филиппов В.Н., Смолева И.В., Чередниченко Н.В. (2022) Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта. *Литосфера*, 22(6), 761-782. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-761-782>

For citation: Antoshkina A.I., Dobretsova I.G., Silaev V.I., Kiseleva D.V., Filippov V.N., Smoleva I.V., Cherednichenko N.V. (2022) Deep-sea organogenic-carbonate buildups in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 761-782. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-761-782>

© А.И. Антошкина, И.Г. Добрецова, В.И. Силаев, Д.В. Киселёва, В.Н. Филиппов, И.В. Смолева, Н.В. Чередниченко, 2022

Deep-sea organogenic-carbonate buildups in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge

Anna I. Antoshkina¹, Irina G. Dobretsova², Valery I. Silaev¹, Dar'ya V. Kiseleva³,
Vasily N. Filippov¹, Irina V. Smoleva¹, Nadezhda V. Cherednichenko³

¹N.P. Yushkin Institute of Geology, Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru

²JSC "Polar Marine Geological Exploration Expedition", 24 Pobeda st., St. Petersburg 198412, Russia

³A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
620110 Ekaterinburg, Russia

Received 24.07.2022, accepted 04.10.2022

Research subject. Carbonate formations raised from depths up 1986 to 2973 m in the off-axis zone of the rift valley of the North Atlantic Ocean in areas of active young volcanism. The ocean floor here is composed of basaltoids and serpentinized gabbro-peridotites fragmentarily overlain by carbonate pelagic sediments. **Aim.** To confirm the organogenic nature of these carbonate formations and to reveal new features of deep-water carbonate structures of this type. **Materials and methods.** The research objects comprised 100 samples of branched and cone-shaped/crater-like carbonate formations, the primary studies of which were carried out directly on the research vessel. Analytical methods included optical microscopy, electron microscopy, X-ray fluorescence spectroscopy, X-ray diffractometry, infrared spectroscopy, inductively coupled plasma mass spectrometry, and isotope mass spectrometry. **Results.** Among the most important features of the studied formations were found to be a concentric-zonal structure, which forms around the axial channel, and a thin dark brown crust of carbonate-ferromanganese composition. The abundance of planktonic fauna fossils and the distribution of mineralized biofilms with bacteriomorphic structures and glycocalyx were found in the body of crusts of the studied formations. More than 50 trace elements were found, including 11 essential (vital), 18 physiogenically-active and 22 antibiotic elements. The ratios of group contents of essential and antibiotic elements vary from 0.67 in the upper part of the structures to 0.001 in their lower part and up to 0.0006 in the volcanogenic substrate of the carbonate buildups. The ratio of the concentrations of essential zinc to physiogenically-active copper behaves similarly. In calcite, the isotopic composition of carbon, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.16 \pm 1.03\text{‰}$, corresponds to marine sedimentary carbonates; conversely, while oxygen exhibits anomalously isotopically heavy values, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 34.44 \pm 3.21\text{‰}$. In ferromanganese carbonates, the corresponding values are $-3 \dots 1$ and $32 \dots 35\text{‰}$. **Conclusions.** The studied carbonate formations are solid solutions based on calcite in their body and based on siderite-rhodochrosite binary series in the composition of brown crusts. Specific features of the chemism and mineral compatibility of carbonate solid solutions reflect the conditions of microbially-stimulated mineral formation. The conducted isotopic studies discovered the phenomenon of a combination of carbon and oxygen, fundamentally different in genetic nature, in the studied formations. For the explanation of this fact, a scheme for isotopic exchange of oxygen between marine bicarbonate and sulfate with the active participation of sulfate-reducing bacteria was proposed.

Keywords: mineralized biofilms, chemical composition, trace elements, carbonate solid solutions, morphology of carbonate buildups, rift valley, North Atlantic

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment of Komi SC UB RAS (No. 1021062311457-5-1.5.6). Determination of trace elements was carried out at the "Geoanalitik" Center for Collective Use of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences in the framework of theme No. AAAA-A18-118053090045-8 of the state order IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of "Geoanalitik" is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что в осадках большей части акватории Атлантического океана, включая гемипелагические, могут протекать анаэробные процессы сульфатредукции и метаногенеза (Леин и др., 2002; Леин, Иванов, 2009). По данным Е.С. Базилевской (2007), при изучении приэкваториальной части Атлантического океана в активной межрифтовой зоне у разломов на базальте образуются карбонатные железомарганцевые корки в виде коралловидного нароста до 50 мм, а на серпентините – до 22 мм толщиной. В.Х. Геворкян (2011) считает, что мар-

ганцевыми корками обрастают кораллы, прикрепленные к вулканическому или осадочному субстрату. Как известно, в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходят процессы спрединга, сопровождающиеся специфичным вулканизмом и образованием молодой океанической коры. Система трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта (САХ) при их пересечении формирует тектонически ослабленные зоны, через которые продукты гидротермального изменения глубинных пород могут подниматься к поверхности океанского дна и формировать активные или неактивные гидротермальные поля с железомар-

ганцевой, сульфидной и карбонатной минерализацией.

В 2000-х гг. в районе массива Атлантик Северной Атлантики были обнаружены два крупных участка с карбонатными постройками: Лост-Сити и Лост-Виллидж. Стеноподобные карбонатные постройки Лост-Сити высотой от 1.5 до 60.0 м образуются на глубине 700–850 м и характеризуются присутствием на поверхности черной Fe-Mn-корки (Леин и др., 2002). Карбонатные постройки Лост-Виллидж на глубине 1016–1072 м образуют светлые или покрытые черной Fe-Mn-коркой выступы карбонатных пород на дне высотой до 1.5 м (Леин и др., 2007). Минералогические исследования карбонатных построек показали, что основными минеральными фазами изученных проб Лост-Виллидж являются кальцит, арагонит и кальцит с переменным катионным составом, а минеральная ассоциация построек Лост-Сити представлена бруситом и в различных соотношениях кальцитом, арагонитом, а также серпентином (Дара и др., 2009). По изотопным характеристикам кислорода карбонатные постройки имеют близкие величины, но существенно различаются по углероду (Леин и др., 2007, рис. 4), что отражает различия в условиях формирования карбонатов первичной гидротермальной ассоциации с бруситом (на активном гидротермальном поле) и карбонатов арагонит-кальцитовый ассоциации на неактивном поле.

На примере построек Лост-Сити рассмотрено поведение изотопов углерода, кислорода и стронция в процессе подводного осаждения неорганических карбонатов (Дубинина и др., 2020). Одним из крайне малоизученных объектов являются кораллообразные органогенно-карбонатные постройки (ОКП), минералого-геохимические исследования которых только начинаются. Дополнительную актуальность этим исследованиям придает факт пространственно-генетической связи ОКП с молодым океаническим вулканизмом, с которым генетически связаны и поля глубоководных сульфидно-полиметаллических минерализаций и оруденений (Леин и др., 2007), поиски которых на дне океанов активно проводятся, по крайней мере с 1960-гг.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Исследуемые ОКП выявлены в интервале глубин 1986–2973 м в пределах Российского сектора САХ с координатами от 20° до 13° с. ш. во внеосевой зоне рифтовой долины (рис. 1). Основная масса исследуемых ОКП обнаружена на глубинах 2200–2500 м. Отдельные экземпляры были подняты с глубины 1986 м (вершина горы 13°49'), а максимальная глубина составляла 2973 м. Образцы отбирались в рейсах № 34, 36, 37, 39 и 41 НИС “Профессор Логачёв” с 2011 по 2019 г. и в рей-



Рис. 1. Район исследований (выделен красным цветом) в пределах северной части Срединно-Атлантического хребта.

Fig. 1. Study area (highlighted in red) within the northern part of the Mid-Atlantic Ridge.

се № 2 ОИС “Янтарь” в 2016 г. Образцы отбирались не только на рудных полях (Петербургское – глубина 2973 м, Холмистое – 2750 м), но и в районе выявленных геофизических аномалий проявлений молодого подводного вулканизма, где базальты прорвали осадки голоцен-позднеплейстоценового возраста. На этом отрезке САХ дно океана сложено базальтоидами и серпентинизированными габбро-перидотитами, фрагментарно перекрытыми карбонатными пелагическими осадками (Добрецова, Оськина, 2015; Добрецова, 2020). Последние представлены кокколито-фораминиферовыми илами мощностью до первых метров с прослоями птероподовых илов мощностью до 20 см, возраст которых, по данным изучения планктонных фораминифер, датируется как голоцен-поздний плейстоцен (Габлина и др., 2012). Физико-химические расчетные параметры (Eh и pH) карбонатных фоновых отложений характеризуются стабильным pH (от 7.4 до 7.8) и всегда положительным Eh (от +235 до +267 мВ), которые типичны для всего разреза. В ближайших сульфидных постройках рудного тела эти параметры резко изменяются до –130 мВ (Eh) и 6.8 (pH) (Габлина и др., 2017).

При наблюдениях дна Атлантического океана в этом районе в местах молодого вулканизма И.Г. Добрецовой обнаружено нескольких типов карбонатных построек, размеры которых обычно чуть менее 10 см и редко превышают 15–20 см в длину. Молодые базальты и туффиты лежат на птероподо-кокколито-фораминиферовых осадках и покрыты твердыми бактериальными образованиями различных форм, преимущественно в виде палочек. Другие карбонатные постройки по форме ею разделены на пять групп (рис. 2): сложные, конусовидные, завершённые округлые холмики, ветвящиеся и утолщенные тела с небольшими отростками. Карбонатные постройки отмечались и на базальтах, и на серпентинитах, и на осадках, как литифицированных, так и рыхлых. В последнем случае они просто лежат на осадках, иногда сплошным ковром покрывая участки дна, как ветки деревьев после сильного урагана.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследований послужили ветвистые и конусовидные/кратероподобные карбонатные постройки. Первичное макроскопическое исследование ≈ 100 отобранных образцов с постройками проводилось на корабле, они не промывались дистиллятом, просто высушивались. Позже в камеральных условиях использовался комплекс методов, включающий в себя оптическую микроскопию (OLYMPUS PX51), аналитическую сканирующую электронную микроскопию (JSM 6400 Jeol), рентген-флуоресцентную спектроскопию (XRF-1800 Shimadzu), рентгеновскую дифрактометрию (XRD-6000 Shimadzu), инфракрасную спектроскопию (ФТ-2 Инфралюм), масс-спектрометрию с индуктивно-связанной плазмой (NexION 300S), изотопную масс-спектрометрию (проточный масс-спектрометр Delta V Advantage и аналитический

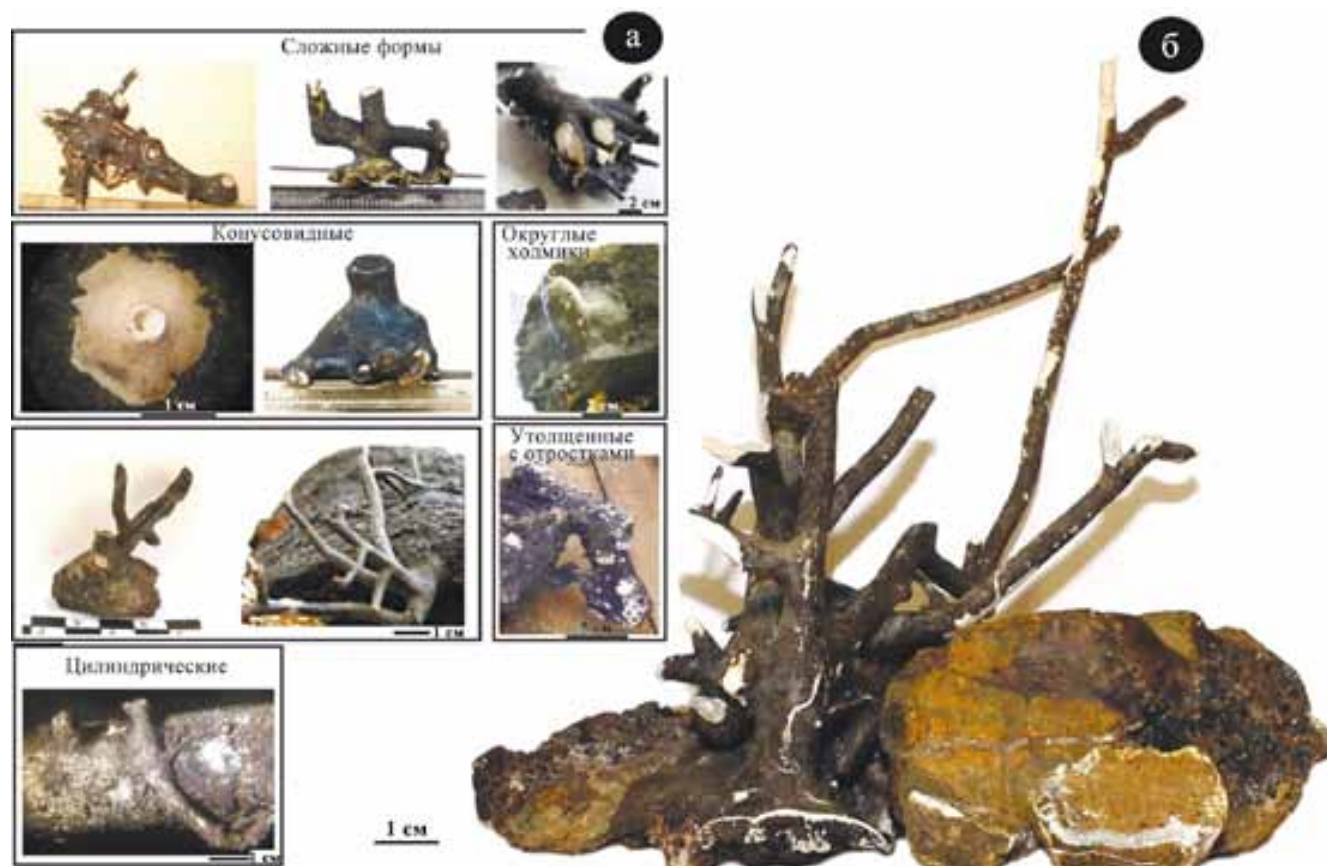


Рис. 2. Морфологические разновидности карбонатных построек (а) и типичный пример исследованной постройки, образованной на субстрате океанических вулканитов (б).

Fig. 2. Morphological varieties of carbonate build-ups (a) and a typical example of the studied build-up formed on the substrate of oceanic volcanic rocks (b).

комплекс Thermo Fisher). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – относительно стандарта SMOW, калиброванного по международному стандарту NBS 19 (TS-limestone). Ошибка определений как $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$ не превышает $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ). В ходе анализов применялись соответствующие стандарты и эталонные образцы. Основная часть аналитических работ осуществлена в ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, определение микроэлементов методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы (ИСП-МС) проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав и строение органогенно-карбонатных построек

Исследованные постройки в большинстве своем характеризуются причудливой ветвистостью и преимущественно светлой окраской, но часто их тела с поверхности обрастают тонкими темными корками, что придает постройкам темный цвет (рис. 3а–г). В поперечном строении построек выявляется концентрическая зональность, степень проявления которой варьирует от незначительной до контрастной (рис. 3д, ж). Тела построек характе-

ризуются продольной однородностью, но при этом присутствует внутренний канал, как полый, так и заполненный органогенным карбонатным осадком, сложенным раковинами птеропод, кокколитофорид, остракод, фораминифер. При переходе от биогенного осадка из канала к стенке карбонатной постройки отчетливо проявляется микрогубчатая структура, свойственная бактериальным постройкам. Сама корка имеет сложное строение, в ее составе отчетливо различаются микрослойки разной структуры.

В режиме СЭМ выявляется сложно скульптурированный и мозаично-трещиноватый характер поверхности построек (рис. 4а, в), где также присутствуют фоссилии, возможно, трубчатых червей, участками покрытые, как и сама поверхность, многочисленными кокколитофорами и фораминиферами (рис. 4е). Раковины подвержены растворению с переотложением вещества в стенки построек. Кроме того, они обволакиваются бактериальной фоссилизированной биопленкой с многочисленными минеральными включениями (Антошкина и др., 2020). В Атлантике уровень карбонатного растворения приходится, по разным источникам, на глубину 4.5 км (Friis et al., 2007), 4.3–4.6 км (Куприн, 2014) и даже ниже 5400 м (Keating-Bitonti, Peters, 2019), но глубины распространения изученных карбонатных построек расположены существенно

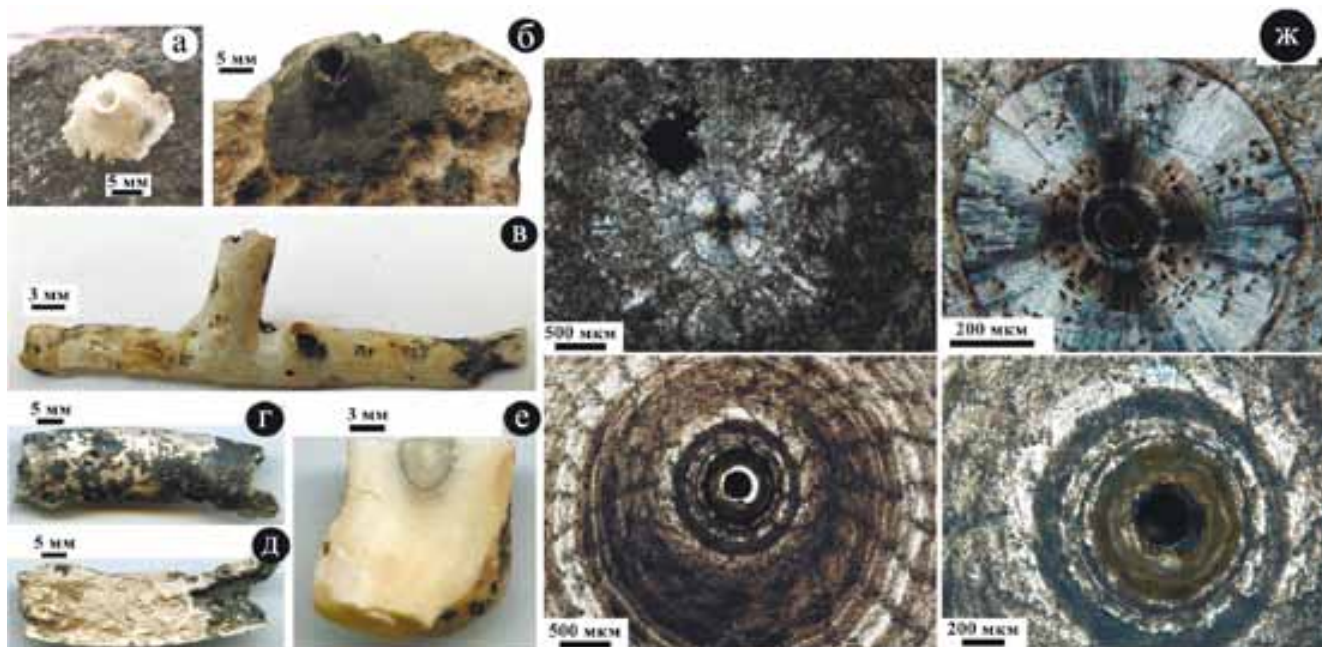


Рис. 3. Морфология (а–е) и внутреннее строение (ж) исследованных построек.

ж – сечения построек под оптическим микроскопом, николи х.

Fig. 3. Morphology (а–е) and internal structure (ж) of the studied build-ups.

ж – sections of build-ups under an optical microscope, nicoli x.

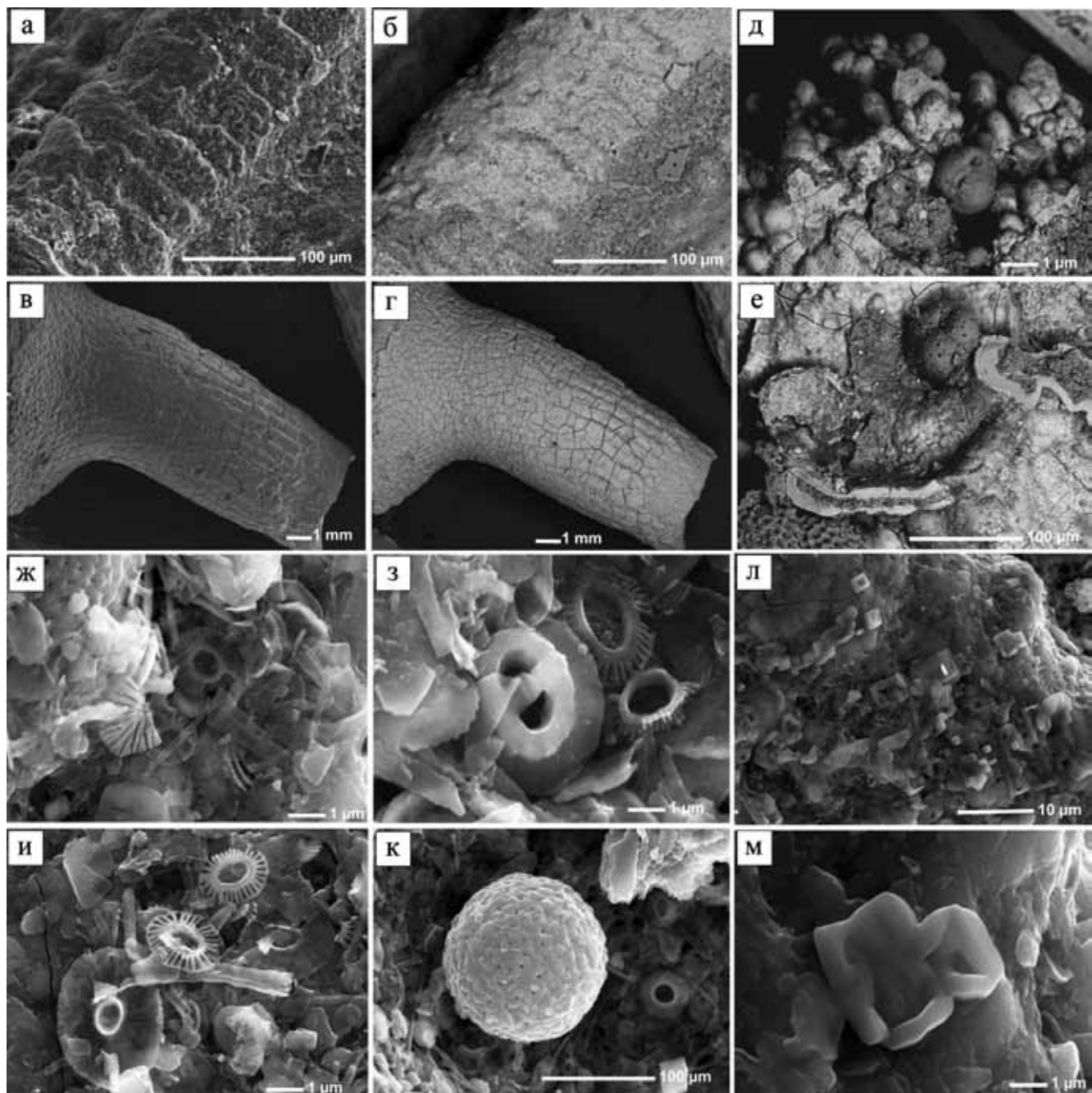


Рис. 4. СЭМ-изображения строения карбонатных построек в режимах вторичных (а, в, ж, и) и упруго-отраженных (б, г, д, е, з, к–м) электронов.

а, б – скульптурированная поверхность постройки под обломанной частью Fe-Mn корки; в, г – характерная мозаично-трещиноватая поверхность корки; д – микроглобулярное строение бактериоморф корки; е – фосилии трубчатого червя и фораминифер на поверхности корки; ж–к – фосилии кокколитофорид и фораминифер в биопленке; л, м – морфология скелетных кристаллов хлоридных твердых растворов на основе галита внутри минерализованной биопленки.

Fig. 4. SEM images of carbonate build-ups structures in the modes of secondary (a, v, z, i) and elastically reflected (b, g, d, e, z, k–m) electrons.

а, б – a sculptured surface of the build-up under the broken part of the Fe-Mn crust; в, г – a characteristic mosaic-fractured surface of the crust; д – a microglobular structure of a bacteriomorphs surface under the crust; е – fossils of a tube worm and foraminifera on the crust surface; ж–к – fossils of coccolithophorids and foraminifera in a biofilm; л, м – a morphology of skeletal crystals of chloride solid solutions based on halite of the biofilm.

выше этого уровня (2200–2500 м). Химический состав биопленок, мас. %: SiO_2 – 3.84–32.54, TiO_2 – 1.87–2.37, Al_2O_3 – 3.24–10.94, Fe_2O_3 – 1.65–0.17, MnO – 0.39–30.29, MgO – 0.26–4.19, CaO – 1.47–42.64, P_2O_5 – 1.05–1.86. На биопленках, как и на самой поверхности корок, неравномерно распределены многочисленные фоссилии кокколитофорид, спикул губок, фораминифер, среди которых имеются участки с обилием идиоморфных аутигенных кристаллов галита, трещинки с кристаллами сильвина (Антошкина и др., 2020, рис. 2b, d). Микростроение построек сложное, с множеством глобулярных форм (рис. 4д) и включениями скелетной микрофауны (рис. 4ж–к). Внутри они сложены кальциевыми карбонатами, а снаружи часто покрыты тонкой корочкой карбонатно-железомарганцевого состава. В поперечном сечении таких корочек также обнаруживается тонкая концентрическая зональность.

Иногда встречаются совсем молодые постройки, на которых отсутствует железомарганцевая корочка. При этом более мелкая постройка без железомарганцевой корки может образовываться на вершине более крупной постройки с коркой. Внутри таких молодых бескорковых построек наблюдаются тем не менее концентрически-зональное строение кратера и скелетная микрофауна. На поверхности видны слойки и участки с обилием фоссилизированной планктонной микрофауны и множеством идиоморфных футляровидных кристаллов поликомпонентных хлоридов (см. рис. 4л, м). Такие скелетные формы кристаллов свидетельствуют о значительных пересыщениях растворов при кристаллизации. Биопленка является результатом взаимодействия, в частности, бактерий и продуктов их жизнедеятельности с субстратом и состоит из совокупности микробных клеток, воды и гликокаликса (Ископаемые..., 2011). Последний как естественный процесс жизнедеятельности микробного сообщества, включающего в себя бактерий, удерживая клетки вместе, формировал структуру и конструкцию матрицы биопленки. Его основные функции состояли в посредничестве исходного прикрепления клеток к различным субстратам и защите от экологического стресса и обезвоживания (Vu et al., 2009).

В ископаемом состоянии биопленка является минерализованной. Многочисленные исследования генетически разнообразных морских и лагуновых карбонатных стяжений показали, что минерализованные бактериальные биопленки практически всегда имеют типичный элементный состав – Si, Al, K, Mg, Fe (Логвинова, Матвеева, 2009; Меркушова, Жегалло, 2016; Габлина и др., 2017; Antoshkina, 2018; и др.). Это объясняется тем, что до кальцитизации биопленки первым изменяется гликокаликс до аморфного магнетиального силиката (Pacton et al., 2012). В исследованных нами минерализованных биопленках на скоплениях кокколито-

форид, губок и фораминифер ассоциация элементов дополняется Mn, Ti, P, Co, Ni, кроме того, установлены микропримеси барита и магнетиального кальцита.

Интересным оказался образец тонковетвистой постройки (рис. 5д), в котором под железомарганцевой карбонатной коркой выявлены слои из кристаллов тонкофибрового магнетиального кальцита с проявлением признаков растворения (рис. 5в). В самой корке с минерализованной биопленкой наблюдаются шаровидные и палочковидные бактериоморфы (рис. 5г, е). Последние определяются как псевдоморфозы, вероятнее всего, по железомарганцевым бактериям (рис. 5б). Отчетливо проявляется микрогубчатая структура, характерная для бактериальных построек, с минерализованной биопленкой, распространены спикулы губок (рис. 5а).

Субстратом для органогенных карбонатных построек выступают океанические вулканы, отвечающие по составу умереннощелочным пикробазальтам, базальтам и андезитобазальтам. В отдельных случаях под постройками обнаруживаются и более кислые по составу магматиты, например плагиоклазиты. В нижних частях построек над вулканическим субстратом выявляется значительная примесь магматического материала, содержание которого выше резко сокращается.

Химический состав

Валовый химический состав исследованных построек охарактеризован в табл. 1. Полученные данные показывают следующее. *Верхние части построек* почти полностью – в среднем на 93.9 мол. % – сложены карбонатами, в том числе на 91.6 мол. % кальциевыми и на 2.3 мол. % железомарганцевыми. В качестве наиболее важных примесей отмечаются SrO (0.45 ± 0.09 мас. %), SO_3 (1.15 ± 1.37) и Cl (0.07 ± 0.28 мас. %). В *нижней части построек* содержание карбонатов в среднем сокращается до 74.14 мол. %, но среди них резко – в среднем до 11.74 мол. % – возрастает доля железомарганцевых карбонатов. Содержание примеси SrO снижается (0.12 ± 0.12 мас. %), но значительно расширяются ассортимент и содержание других примесей, мас. % (указано среднее \pm среднее квадратическое отклонение): BaO – 0.04 ± 0.08 , NiO – 0.07 ± 0.12 , CoO – 0.08 ± 0.14 , CuO – 0.03 ± 0.06 , ZnO – 0.03 ± 0.05 , PbO – 0.02 ± 0.03 , MoO_3 – 0.1 ± 0.18 , P_2O_5 – 0.75 ± 0.72 , SO_3 – 1.12 ± 1.05 , Cl – 2.99 ± 0.728 .

Особый интерес вызывает повышенное содержание SrO в кальците исследованных карбонатных построек, изменяющееся в пределах 0.24–0.52 мас. %. Это на порядок выше, чем в морских известняках, и в 2–5 раз выше, чем в рифогенных известняках. Такая концентрация стронция вообще не характерна для кальцита, даже формирующегося на испарительных барьерах (Силаев и др., 2006).

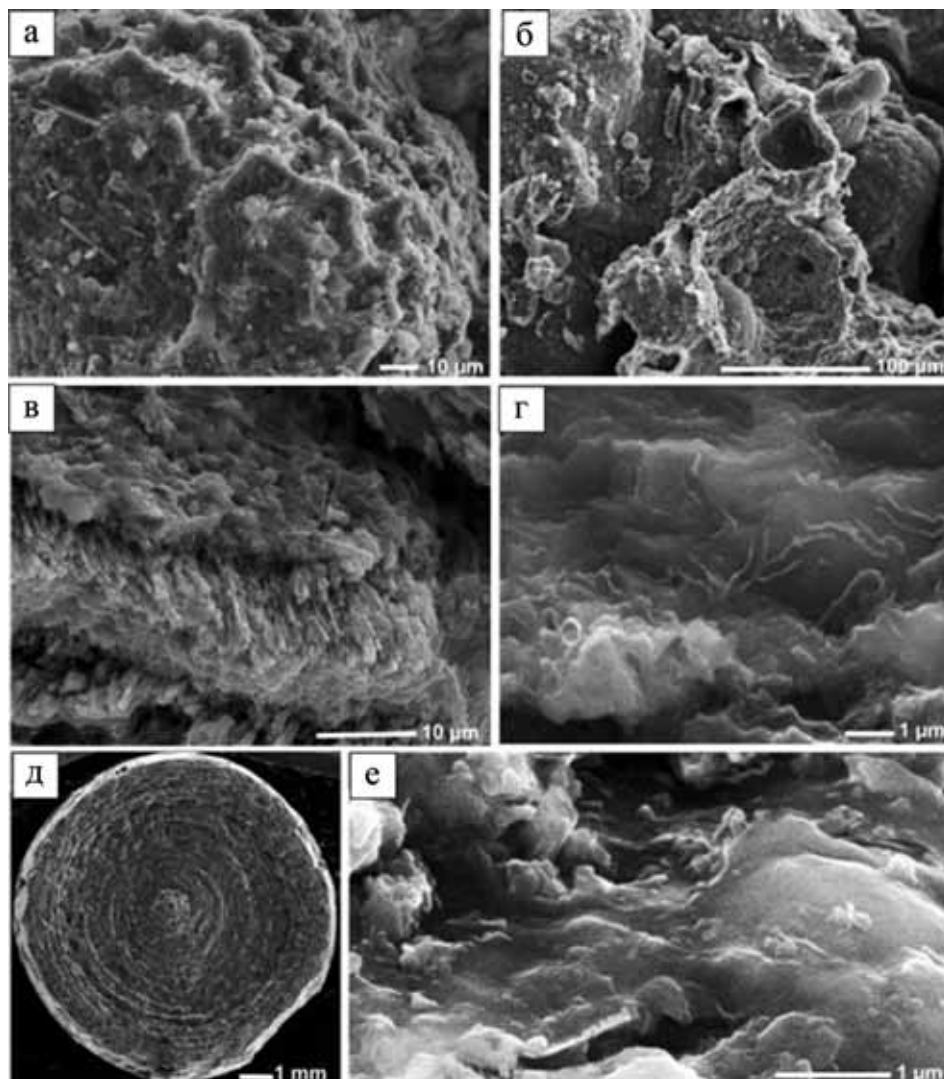


Рис. 5. СЭМ-изображение структур тонковетвистой карбонатной постройки в режиме вторичных электронов.

а – губкоподобная бактериоморфная структура, включающая в себя спикеры губок; б – Fe-Mn бактериоморфы корки; в – аутигенные кристаллы Mg-кальцита под коркой, измененные органическими кислотами; г – биопленка с реликтами бактериоморфной структуры; д – поперечный срез ветвистой постройки с заполненным кратером; е – биопленка с кокковыми и палочковидными бактериоморфами.

Fig. 5. SEM images of the finely-branched carbonate build-up structure in the secondary electron mode.

а – a sponge-like bacteriomorphic structure with sponge spicules; б – Fe-Mn bacteriomorphs of the crust; в – autigenic crystals of Mg-calcite under the crust with crystals altered by organic acids; г – a biofilm with relics of bacteriomorphic structures; д – a branched build-up cross section with a filled crater; е – a biofilm with coccal and rod-shaped bacteriomorphs.

Однако для собственно арагонитовых травертинов содержание этого элемента, выявленное в исследуемых органогенно-карбонатных постройках, в 3–4 раза ниже (Силаев и др., 2008).

Микроэлементы

Микроэлементы в составе карбонатных построек и их вулканогенных субстратов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Пределы обнаружения составили,

нг/л: для литофильных элементов – 0.01–120, в том числе для РЗЭ – 0.01–1.0, Li – 24.0, Be – 3.0, Cs – 0.4; для халькофильных – 0.2–90.0, в том числе для Se – 90.0; для сидерофильных элементов – 0.2–23.0. Для коррекции изобарных наложений использовалось ПО масс-спектрометра NexION 300S со встроенной библиотекой полиатомных интерференций.

В исследованных образцах выявлен 51 микроэлемент (табл. 2). В верхней части построек общее содержание этих элементов составляет в среднем 1959.45 г/т, в том числе по признаку биотолерант-

Таблица 1. Химический состав карбонатных построек и их субстрата, мас. %

Table 1. Chemical composition of carbonate structures and their substrate, wt %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	10.4	0.82	0.96	0.73	1.55	0.58	1.02	0.49	7.55	11.84	12.27	72.48	45.86	45.19
TiO ₂	0.18	0.07	0.05	—	0.16	—	0.09	0.08	1.05	1.07	0.24	0.18	1.01	1.32
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	4.48	0.47	0.47	0.37	0.74	0.37	0.48	0.38	4.09	5.75	5.28	16.26	20.08	25.12
Fe ₂ O ₃	2.26	0.79	0.43	0.40	1.75	0.15	0.86	0.86	11.42	37.5	2.25	1.14	9.58	10.85
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	0.06	0.08
MnO	0.65	0.54	0.19	0.16	1.36	—	0.38	0.24	9.71	21.63	0.13	0.12	0.13	0.05
NiO	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	0.21	—	—	—	0.01
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.25	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	—	—	0.02	0.01
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	0.01	0.01
PbO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—	—
MgO	3.34	5.17	4.81	5.26	5.54	5.51	4.84	5.59	5.78	3.51	2.51	0.61	4.56	2.44
CaO	74.96	89.84	90.74	90.64	85.97	90.56	86.87	90.16	49.11	10.25	68.64	1.35	15.03	10.75
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—	—	—	—
SrO	0.24	0.47	0.48	0.47	0.48	0.52	0.46	0.47	—	0.23	0.12	0.01	0.03	0.03
Na ₂ O	1.24	0.75	0.76	0.80	0.78	0.75	0.84	0.72	4.54	1.59	3.82	6.72	2.46	2.84
K ₂ O	0.60	0.06	0.07	0.06	0.08	0.04	0.06	0.04	0.49	0.63	0.84	0.19	0.32	0.32
MoO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.31	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.06	0.05	0.23	0.06	0.07	0.08	0.62	1.53	0.11	0.28	0.29	0.52
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0.49	0.64	0.75	0.74	0.95	1.15	3.75	0.71	2.29	0.78	0.28	0.29	0.15	0.11
Cl	1.05	0.26	0.24	0.31	0.38	0.31	0.24	0.17	3.35	2.09	3.53	0.31	0.39	0.31

Примечание. Данные приведены к 100%, прочерк – не обнаружено. Объекты исследований: 1–8 – карбонатные постройки, верхняя часть; 9–11 – карбонатные постройки, нижняя часть; 12 – подложка карбонатных построек, кислый плагиоклазит; 13, 14 – подложка карбонатных построек, пикробазальт.

Note. The data are reduced to 100%, a dash means not found. Object research: 1–8 – carbonate structures, upper part; 9–11 – carbonate structures, lower part; 12 – substrate of of carbonate structures, acid plagioclase; 13, 14 – layer of carbonate structures, picrobasalt.

ности (Воронков, Кузнецов, 1997) 11 элементов-эссенциалов или жизненно необходимых – Be, Zn, As, Se, Rb, Mo, Ag, Cd, Pb, Bi, Th (14.26 г/т, или 0.73% в общем балансе элементов), 18 физиогенно-активных – Li, I, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, Y, Zr, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, U (1923.84 г/т, или 98.18%) и 22 элемента-антибионта – B, Sc, Ge, Nb, Te, Ln (14), Ta, W, Tl (21.35 г/т, или 1.09%). Расчет кларков концентрации (КК) микроэлементов производился с использованием данных по глубоководным карбонатным осадкам и карбонатным породам земной коры. Относительно глубоководных осадков исследованные постройки обогащены (в порядке увеличения величин КК) Mn, Ti, Sr, Ba, B, Y, Zn, Ni, Co, V, Zr, Ln, Se, Ga, Cr, Pb, Li, Nb, Mo, Sc, U. Среди микроэлементов повышенное значение имеют 5 из 11 (45%) эссенциалов, 14 из 18 (78%) физиогенно-активных и 13 из 22 (59%) антибионтов. Остальные микроэлементы сильно дефицитны. В сравнении с карбонатными породами земной коры изученные постройки обогащены Bi, Ge, Nb, Cr, Co, Sc, As, V, Ta, Ti, Mo, Cu, Ag, Se, Hf, Ni, Ga, Sb, Zn, Ln, Tl, Sn, Y. В это число входят 6 из 11 (55%) эссенциалов, 11 из 22 (50%) физиогенно-активных и 11 из

18 (61%) антибионтов. Остальные микроэлементы дефицитны. Как следует из представленных отношений, распределение микроэлементов в постройках по кларкам концентрации оказалось довольно сходным.

В составе нижней части построек общее содержание микроэлементов возрастает в 25 раз – до 50 272 г/т. При этом содержание эссенциалов составляет 54.64 г/т (0.11% в общем балансе элементов), физиогенно-активных – 1610.92 (3.2%), а элементов-антибионтов – 48 606.44 (96.69%). Отношения эссенциалов к физиогенно-активным элементам и Zn/Cu составляют 0.001 и 0.72 соответственно. В число избыточных элементов в относительно глубоководных карбонатолитах входят Cd, As, Ta, Ag, Sr, Cs, Li, Rb, Sb, Ni, Tm, Sc, La, Hf, Co, Tl, V, Cr – 4 из 11 (36%) эссенциалов, 9 из 18 (50%) физиогенно-активных, 5 из 22 (23%) антибионтов. У карбонатолитов земной коры избыточными микроэлементами являются Ce, Nb, Co, Cd, Ta, Ni, Tl, Rb, Bi, Cu, As, Eu, Dy, Yb, Er, Gd, La, Pr, Cs, Tb, Th, Sm, Ho, Li, Hf, Mo, Sc, Ti, V, Sb, Ga, Ag, Sr, Cr – 7 (64%) эссенциалов, 11 (61%) физиогенно-активных и 15 (68%) антибионтов.

Таблица 2. Содержание микроэлементов, г/т

Table 2. Content of microelements, ppm

Элемент	1	2 (KK1)	3 (KK2)	4	5 (KK1)	6 (KK2)	7 (4)	8 (KK1)	9 (KK2)
Li	3.03 ± 3.721	1.2	0.87	12	2.4	1.74	6 ± 1.414	1.2	0.87
Be	0.026 ± 0.028	0.95	0.79	0.31	0.62	0.52	0.475 ± 0.035	0.95	0.79
B	12.484 ± 5.43	0.43	1.3	3.1	0.06	0.17	23.5 ± 12.021	0.43	1.3
Sc	0.288 ± 0.223	19.75	19.75	3	1.5	1.5	39.5 ± 2.121	19.75	19.75
Ti	25.779 ± 28.967	12.3	15.8	800	1.04	1.33	9500 ± 707.107	12.3	15.8
V	3.071 ± 3.431	17.0	17.9	23	1.15	1.28	340 ± 56.568	17	17.9
Cr	19.07 ± 80.135	34.5	34.5	11	1.1	1.1	380 ± 28.284	34.5	34.5
Mn	324.947 ± 489.852	0.55	0.67	500	0.5	0.6	555 ± 346.482	0.55	0.67
Co	11.353 ± 13.969	6.1	26.9	9	1.28	5.6	43 ± 2.121	6.1	26.9
Ni	23.105 ± 26.006	2.7	6.7	50	1.67	4.17	80 ± 9.899	2.7	6.7
Cu	6.395 ± 9.895	2.7	11.8	25	0.83	3.7	80 ± 14.142	2.7	11.8
Zn	6.221 ± 15.631	1.85	2.95	18	0.51	0.82	65 ± 7.071	1.85	2.95
Ga	0.087 ± 0.185	1.23	6.15	3.1	0.24	1.19	16 ± 1.414	0.24	6.15
Ge	0.009 ± 0.011	5.75	6.4	0.154	0.77	0.85	1.15 ± 0.354	0.77	0.85
As	3.631 ± 8.496	30.1	18.8	4.7	4.7	2.94	30.1 ± 25.314	30.1	18.8
Se	0.318 ± 0.272	0.04	8	0.7	0.04	8.75	0.64 ± 0.049	0.04	8
Rb	0.181 ± 0.264	0.41	0.81	20	2	4	4.05 ± 1.344	0.41	0.81
Sr	1495.053 ± 369.05	1.12	0.42	600	3	1.1	225 ± 7.071	1.12	0.42
Y	1.926 ± 1.208	0.54	1.12	13	0.31	0.65	22.5 ± 3.535	0.54	1.12
Zr	0.709 ± 0.935	5.1	5.1	19	0.95	0.95	102 ± 11.314	5.1	5.1
Nb	0.189 ± 0.222	3.26	50	3.1	0.67	10.3	15 ± 1.414	3.26	50
Mo	0.621 ± 0.82	2.37	14.2	0.8	0.26	1.6	7.1 ± 5.515	2.37	14.2
Ag	0.041 ± 0.055	30.4	9.5	0.18	3.6	1.12	1.52 ± 0.961	30.4	9.5
Cd	0.165 ± 0.1	1.33	0.22	1.5	25	4.2	0.08 ± 0.071	1.33	0.22
Sn	0.096 ± 0.217	1.3	1.3	0.46	0.92	0.92	0.65 ± 0.07	1.3	1.3
Sb	0.061 ± 0.096	7.33	4.78	0.29	1.93	1.26	1.1 ± 0.99	7.33	4.78
Te	0.117 ± 0.12	—	—	41	—	—	0.07 ± 0.085	—	—
Cs	0.004 ± 0.005	0.08	0.08	1	2.5	2.5	0.031 ± 0.018	0.08	0.08
Ba	9.063 ± 3.308	0.29	1.04	40	0.21	0.75	55 ± 7.07	0.29	1.04
La	1.447 ± 0.983	0.95	1.9	13	1.3	2.6	9.5 ± 2.121	0.95	1.9
Ce	3.065 ± 3.552	0.57	20	20	0.57	20	20 ± 2.828	0.57	20
Pr	0.367 ± 0.313	0.79	2.2	3	0.91	2.5	2.6 ± 0.283	0.79	2.2
Nd	1.531 ± 1.318	0.86	0.8	12	0.86	0.8	12 ± 1.414	0.86	0.8
Sm	0.336 ± 0.304	0.82	2.6	2.4	0.63	2	3.1 ± 0.283	0.82	2.6
Eu	0.069 ± 0.039	1.92	5.75	0.6	0.6	3	1.15 ± 0.212	1.92	5.75
Gd	0.366 ± 0.29	0.99	3.79	2.6	0.68	2.63	3.75 ± 0.353	0.99	3.79
Tb	0.05 ± 0.038	0.92	3.23	0.4	0.67	2.35	0.55 ± 0.07	0.92	3.23
Dy	0.313 ± 0.235	1.44	5.2	2.2	0.81	2.93	3.9 ± 0.434	1.44	5.2
Ho	0.063 ± 0.043	1.06	3.7	0.4	0.5	1.74	0.85 ± 0.071	1.06	3.7
Er	0.178 ± 0.125	1.57	5	1.3	0.87	2.76	2.35 ± 0.212	1.57	5
Tm	0.024 ± 0.017	3.4	1.26	0.18	1.8	0.67	0.34 ± 0.028	3.4	1.26
Yb	0.147 ± 0.106	1.43	6.14	1	0.67	2.86	2.15 ± 0.212	1.43	6.14
Lu	0.021 ± 0.015	0.6	1.76	0.16	0.32	0.94	0.3 ± 0.07	0.6	1.76
Hf	0.02 ± 0.026	6.1	7.14	0.57	1.39	1.63	2.5 ± 0.283	6.1	7.14
Ta	0.004 ± 0.007	17	17	0.21	4.2	4.2	0.85 ± 0.071	17	17
W	0.074 ± 0.134	0.7	0.66	0.09	0.18	0.17	0.35 ± 0.07	0.7	0.66
Tl	0.209 ± 0.49	0.59	1.9	0.2	1.25	2	0.095 ± 0.007	0.59	1.9
Pb	2.814 ± 3.57	0.08	0.08	6	0.67	0.68	0.7 ± 0.07	0.08	0.08
Bi	0.016 ± 0.024	—	73.1	0.05	—	3.85	0.005 ± 0.001	—	73.1
Th	0.228 ± 0.305	—	0.88	2.4	—	2.22	0.95 ± 0.07	—	0.88
U	0.128 ± 0.068	1.03	0.89	0.5	0.25	0.22	2.05 ± 1.768	1.03	0.89
Э/АБ		0.67			0.001			0.0006	
Zn/Cu		3.24			0.72			0.81	

Примечание. 1 – постройки, верхняя часть (19 анализов); 2, 3 – кларки концентрации относительно глубоководных карбонатных осадков (KK1) и земной коры (KK2); 4 – постройки, нижняя часть; 5, 6 – кларки концентрации, относительно соответственно глубоководных карбонатных осадков и земной коры; 7 – вулканический субстрат построек (4 анализа); 8, 9 – кларки концентрации, относительно соответственно глубоководных карбонатных осадков и земной коры. Прочерк – не обнаружено.

Note. 1 – building, upper part (19 analysis); 2, 3 – clarks of concentration relative to deep-sea carbonate sediments (KK1) and the earth's crust (KK2); 4 – buildings, lower part; 5, 6 – clarks of concentration, relative to deep-water carbonate sediments and the earth's crust, respectively; 7 – volcanic substrate of buildings (4 analyses); 8, 9 – clarks of concentration, relative to deep-water carbonate sediments and the earth's crust, respectively. Dash – not found.

В вулканогенном субстрате, на который нарастают постройки, общее содержание микроэлементов достигает в среднем 178 607 г/т, что превышает содержание в нижней и верхней частях построек в 3.5 и 91.0 раза соответственно. При этом содержание элементов-эссенциалов оценивается только в 110.62 г/т (0.06%), физиогенно-активных – в 1 1457.43 г/т (6.41%), а антибионтов – в 16 7038.95 (93.53%). К избыточным относительно глубоководных карбонатолитов микроэлементам здесь относятся Cr, Ag, As, Sc, Ta, V, Ti, Sb, Hf, Co, Ge, Zr, Tm, Nb, Ni, Cu, Mo, Eu, Zn, Er, Dy, Yb, Cd, Sn, Ln, Ga, Li, Sr, в число которых входят 4 (45%) элемента-эссенциала, 13 (72%) физиогенно-активных и 9 (41%) антибионтов. Избыточными относительно карбонатолитов земной коры являются Bi, Nb, Cr, Co, Ce, Sc, As, V, Ta, Ti, Mo, Cu, Ag, Se, Hf, Ni, Ge, Ga, Yb, Eu, Dy, Zr, Er, Sb, Gd, Ho, Tb, Zn, Sm, Pr, La, Tl, Lu, Sn, B, Tm, Yb, включая 6 (54%) элементов-эссенциалов, 12 (67%) физиогенно-активных и 19 (86%) антибионтов.

Полученные данные указывают на отчетливый геохимический тренд, проявляющийся в следующем. Верхние, наиболее чистые от вулканического материала, части органогенных построек характеризуются наименьшим содержанием микроэлементов, среди которых доля элементов-эссенциалов достигает максимума. На это же указывает и высокое (более 3) значение отношения содержания эссенциального цинка к физиогенно-активной меди.

В нижней части построек резко возрастает общее содержание микроэлементов, что объясняется обогащением вулканогенным материалом. При этом фиксируется уменьшение в 670 раз отношения содержания эссенциалов к антибионтам и сокращение в 4.4 раза отношения Zn/Cu.

При переходе к вулканогенному субстрату наблюдается еще один скачок суммарной концентрации микроэлементов при еще большем сокращении доли элементов-эссенциалов. Из анализа распределения функциональных групп микроэлементов следует, что преимущественно эссенциальные и физиогенно-активные, и лишь изредка – антибионтные увязаны между собой в составе органогенно-карбонатных построек.

Фазовый и химический состав минералов

Фазовая диагностика основного карбоната в исследуемых органогенных постройках осуществлялась рентгеноструктурным и ИК-спектроскопическими методами. В полученной рентгеновской дифрактограмме зарегистрирована следующая серия отражений в последовательности уменьшения интенсивностей, Å (в скобках – индексы Миллера): 3.01 (104)–2.08 (202)–1.862 (116)–1.594 (212)–1.898 (108)–3.83 (102)–1.914 (2.04)–1.615

(211). Приведенные данные отвечают именно кальциту, а не арагониту, для которого диагностически являются отражения 3.4–2.71–2.38–1.98–1.74. Полученные нами данные тем не менее в некоторых случаях немного уступают эталонному кальциту, что объясняется изоморфной примесью в исследуемом минерале ионов магния. Параметры элементарной ячейки кальцита из построек оцениваются следующим образом, Å: $a_0 = 4.9567 \pm 0.0004$, $c_0 = 10.922 \pm 0.002$. В спектрах ИК-поглощения, полученных от кальциевых карбонатов, присутствует высокоинтенсивная расщепленная полоса с максимумами при 1427–1430 и 1450–1452 см⁻¹ и дополнительная полоса с максимумом при 880 см⁻¹, которые отвечают поглощению на группах CO₃ в кальците. Кроме того, в некоторых образцах регистрируется узкая полоса с максимумом при 1474–1480 см⁻¹, которую можно приписать незначительной примеси арагонита.

Судя по химическому составу (табл. 3), кальциевые карбонаты в органогенных постройках представляют собой твердые растворы на основе кальцита, содержание которого в них составляет 93.8 ± 13.2 мол. %. Минально-примесными выступают магнезит (4–12 мол. %), родохрозит (0–5), сидерит (0–4) и в единичных случаях гаспеит (до 1 мол. %). Характерной особенностью рассматриваемых карбонатных минералов является присутствие в них незначительной структурной примеси сульфат- и хлорид-анионов со стехиометрическим содержанием 0.01 ± 0.01 и 0.04 ± 0.09 соответственно. Между этими дополнительными анионами в рассматриваемом случае существует сильная прямая связь ($r = 0.8$). В качестве гетерофазной примеси отмечаются микровключения силикатов, содержание которых составляет 6.2 ± 13.2 мол. %.

Для железомарганцевых карбонатов, слагающих нарастающие на постройки поздние бурые корки, были получены рентгенограммы низкого качества с единичными размытыми линиями сидерита и родохрозита. Это, очевидно, свидетельствует о сравнительно плохой окристаллизованности таких минералов. Судя по химическому составу (табл. 4), корковые карбонаты представляют собой твердые растворы на основе бинарного ряда сидерит–родохрозит. В минальный состав железомарганцевых карбонатных растворов входят сидерит (32–60 мол. %), родохрозит (25–47), магнезит (5–15), кальцит (2–12), кроме того, спорадически отмечаются кобальтокальцит и гаспеит (0–3 мол. %). Расчеты корреляционных связей между миналами показали, что содержание сидеритового минала в железомарганцевых карбонатах отрицательно коррелирует с содержанием родохрозитового ($r = -0.71$), кальцитового ($r = -0.49$) и магнезитового ($r = -0.22$) миналов. Содержание родохрозитового минала отрицательно коррелирует с содержанием кальцитового (-0.18). Наряду с этим выявляются положительные парные

Таблица 3. Химический состав карбонатных твердых растворов на основе кальцита, мас. %

Table 3. Chemical composition of carbonate solid solutions based on calcite, wt %

№ п.п.	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	SO ₃	Cl
1	73.22	10.71	3.37	10.26	—	2.01	0.43
2	65.71	8.95	5.60	17.34	—	2.01	0.39
3	78.18	15.11	1.98	3.05	—	1.68	—
4	86.53	0.69	12.40	—	—	—	0.34
5	93.84	3.84	2.32	—	—	—	—
6	89.7	8.76	—	—	—	1.54	—
7	76.16	14.96	0.88	2.69	1.37	2.44	1.50
8	92.71	4.83	—	—	—	2.0	0.46
9	93.74	4.69	—	—	—	1.12	0.45
10	48.86	6.09	1.19	19.03	—	7.36	17.47
11	56.49	2.11	9.51	17.85	—	1.58	12.46
12	70.59	4.62	1.31	6.30	—	4.30	12.88
13	78.19	15.11	1.98	3.04	—	1.68	—
14	79.98	Н. о.	7.45	12.57	—	—	—
15	73.22	10.71	3.37	10.26	—	2.01	0.43
16	79.1	0.78	6.75	0.5	—	2.42	0.45
17	89.69	8.76	—	—	—	1.55	—
18	78.85	3.02	—	3.96	—	4.55	9.62
19	69.23	4.56	—	3.95	—	4.39	17.87
20	87.41	2.08	0.92	3.86	—	2.43	3.3
21	86.68	6.7	1.27	2.1	—	2.32	0.93
22	70.59	4.1	1.32	6.3	—	4.3	12.88
23	88.97	9.35	—	—	—	1.68	—
24	90.62	7.46	—	—	—	1.92	—
25	83.77	4.35	1.53	8.71	—	1.64	—
26	94.83	3.66	—	—	—	1.51	—
27	90.05	6.99	—	1.03	—	1.04	—
28	90.51	8.07	—	—	—	1.42	—
29	69.85	7.61	—	20.84	—	1.17	—
30	86.48	4.82	—	7.3	—	1.4	—
31	91.23	7.0	—	7.3	—	1.77	—
32	89.58	6.13	0.78	1.82	—	1.69	—
33	89.8	5.93	0.72	2.07	—	1.48	—
34	96.74	2.33	—	—	—	1.03	—
35	92.6	5.16	—	—	—	1.6	0.64
36	88.8	7.89	—	—	—	2.02	1.29
37	90.51	7.44	—	—	—	1.68	0.38
38	83.7	7.42	3.09	4.62	—	1.17	—
39	91.05	6.48	—	0.76	—	1.7	—
40	90.58	6.47	—	1.26	—	1.69	—
41	93.83	3.84	—	2.33	—	—	—
42	100	—	—	—	—	—	—
43	86.18	—	0.69	12.75	—	—	0.38
44	93.59	2.6	0.93	2.88	—	—	—
Среднее	89.91	5.96	1.61	4.57	0.03	1.80	2.25
СКО	10.91	3.75	2.77	5.84	0.21	1.41	4.96

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%, прочерк – не обнаружено. Эмпирические формулы: 1 – (Ca_{0.75}Mn_{0.03}Mg_{0.15}Fe_{0.07})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 2 – (Ca_{0.65}Mn_{0.04}Mg_{0.12}Fe_{0.19})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 3 – (Ca_{0.76}Mn_{0.01}Mg_{0.20}Fe_{0.03})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 4 – (Ca_{0.90}Mn_{0.01}Fe_{0.09})[CO₃]_{0.99}Cl_{0.01}; 5 – Ca_{0.93}Mg_{0.05}Fe_{0.02})[CO₃]; 6 – (Ca_{0.88}Mg_{0.12})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 7 – (Ca_{0.76}Mn_{0.01}Mg_{0.21}Ni_{0.02})[CO₃]_{0.96}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.02}; 8 – (Ca_{0.93}Mg_{0.07})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 9 – (Ca_{0.93}Mg_{0.07})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 10 – (Ca_{0.68}Mn_{0.01}Mg_{0.12}Fe_{0.19})[CO₃]_{0.53}[SO₄]_{0.07}Cl_{0.40}; 11 – (Ca_{0.71}Mn_{0.10}Mg_{0.04}Fe_{0.15})[CO₃]_{0.73}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.26}; 12 – (Ca_{0.85}Mn_{0.01}Mg_{0.08}Fe_{0.06})[CO₃]_{0.71}[SO₄]_{0.04}Cl_{0.25}; 13 – (Ca_{0.75}Mg_{0.2}Mn_{0.01}Fe_{0.02})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 14 – (Ca_{0.86}Mn_{0.06}Fe_{0.08})[CO₃]; 15 – (Ca_{0.79}Mg_{0.16}Mn_{0.03}Fe_{0.02})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 16 – (Ca_{0.79}Mg_{0.15}Mn_{0.05}Fe_{0.01})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 17 – (Ca_{0.87}Mg_{0.13})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 18 – (Ca_{0.92}Mg_{0.05}Fe_{0.03})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.18}; 19 – (Ca_{0.88}Mg_{0.08}Fe_{0.04})[CO₃]_{0.60}[SO₄]_{0.04}Cl_{0.36}; 20 – (Ca_{0.93}Mg_{0.03}Mn_{0.01}Fe_{0.03})[CO₃]_{0.92}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.06}; 21 – (Ca_{0.88}Mg_{0.09}Mn_{0.01}Fe_{0.02})[CO₃]_{0.96}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.02}; 22 – (Ca_{0.87}Mg_{0.13})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 23 – (Ca_{0.90}Mg_{0.10})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 24 – (Ca_{0.87}Mg_{0.13})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 25 – (Ca_{0.87}Mg_{0.06}Fe_{0.07})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 26 – (Ca_{0.94}Mg_{0.06})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 27 – (Ca_{0.89}Mg_{0.10}Fe_{0.01})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 28 – (Ca_{0.89}Mg_{0.11})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 29 – (Ca_{0.73}Mg_{0.12}Fe_{0.15})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 30 – (Ca_{0.86}Mg_{0.09}Fe_{0.05})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.02}; 31 – (Ca_{0.90}Mg_{0.1})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 32 – (Ca_{0.89}Mg_{0.09}Mn_{0.01}Fe_{0.01})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 33 – (Ca_{0.90}Mg_{0.08}Mn_{0.01}Fe_{0.01})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 34 – (Ca_{0.97}Mn_{0.03})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 35 – (Ca_{0.93}Mg_{0.07})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 36 – (Ca_{0.89}Mg_{0.11})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 37 – (Ca_{0.9}Mg_{0.1})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 38 – (Ca_{0.89}Mg_{0.11})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 39 – (Ca_{0.89}Mg_{0.09}Fe_{0.02})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 40 – (Ca_{0.9}Mg_{0.09}Fe_{0.01})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 41 – (Ca_{0.93}Mg_{0.05}Fe_{0.02})[CO₃]; 42 – Ca[CO₃]; 43 – (Ca_{0.9}Mn_{0.01}Fe_{0.09})[CO₃]_{0.99}Cl_{0.01}; 44 – (Ca_{0.94}Mg_{0.04}Mn_{0.03})[CO₃].

Note. Results of analysis are reduced to 100%, dash – not found. Empirical formula see above.

Таблица 4. Химический состав поликомпонентных карбонатных твердых растворов, слагающих буро-черные корки на постройках, мас. %

Table 4. Chemical composition of polycomponent carbonate solid solutions that make up brown-black crusts on build-ups, wt %

№ п.п.	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CoO	SO ₃	Cl
1	21.23	6.28	20.31	49.23	—	—	1.57	1.38
2	34.21	4.57	8.68	50.08	—	—	1.48	0.98
3	21.37	5.81	19.97	48.59	—	1.14	1.78	1.34
4	46.80	9.58	9.42	27.15	—	1.29	4.38	1.38
5	10.87	3.20	33.39	49.06	—	—	2.96	0.52
6	11.33	4.56	32.33	48.89	—	1.44	1.45	Н. о.
7	8.25	5.69	35.05	47.37	—	1.30	1.80	0.54
8	2.33	5.06	1.92	88.21	—	—	1.59	0.89
9	5.96	4.13	46.57	35.58	—	2.66	2.04	3.06
10	2.55	4.83	1.24	89.19	—	—	1.20	0.99
11	2.92	6.23	Н. о.	89.16	—	—	0.83	0.86
12	5.14	3.66	2.08	87.0	—	—	1.31	0.81
13	1.58	12.02	28.34	44.86	1.66	—	4.47	7.07
14	5.64	6.78	32.97	43.12	—	—	2.24	9.25
15	12.78	10.17	26.90	39.03	—	—	3.13	7.99
16	7.82	4.87	32.58	45.48	—	—	3.11	6.14
17	7.35	4.92	32.84	46.10	—	—	3.05	5.74
18	32.58	4.45	32.58	47.71	—	—	1.74	6.12
19	7.58	7.87	35.07	38.88	—	—	3.10	7.50
20	7.8	5.6	35.7	48.76	—	—	1.84	0.3
21	6.95	4.95	35.45	50.33	—	—	1.92	0.4
22	6.45	1.84	32.66	57.47	—	—	1.27	0.31
23	17.96	12.85	47.05	19.76	0.85	—	0.8	0.73
24	0.78	6.47	28.88	45.5	—	—	9.37	—
25	9.15	4.11	33.13	57.78	—	—	0.83	—
26	12.22	5.52	29.72	51.21	—	—	1.33	—
27	8.59	4.83	34.17	51.27	—	—	1.14	—
28	6.48	Н. о.	34.33	56.99	—	1.34	0.86	—
29	7.09	7.07	32.45	49.73	—	1.10	1.97	0.59
30	5.98	6.94	40.08	41.15	—	1.17	1.83	2.85
31	2.21	5.39	0.88	89.58	—	—	0.92	1.02
32	4.95	2.04	38.98	50.36	—	—	1.45	2.22
33	2.52	8.3	1.06	86.2	—	—	0.88	1.04
34	11.63	10.79	25.46	40.28	1.48	—	4.01	6.35
35	1.16	8.56	34.82	43.53	—	—	3.4	8.53
36	56.49	2.12	9.51	17.83	—	—	1.58	12.47
37	7.92	3.7	36.66	40.61	—	—	3.24	7.87
38	10.6	5.76	32.5	47.7	—	—	2.89	0.48
39	11.5	4.62	32.8	49.6	—	—	1.48	—
40	8.35	5.77	35.52	47.99	—	—	1.83	0.54
41	14.71	6.14	30.90	46.10	—	—	1.81	0.34
42	20.56	6.18	10.97	48.43	—	—	1.54	3.32
43	33.21	5.55	8.68	50.09	—	—	1.48	0.99
44	21.65	5.86	20.20	49.13	—	—	1.8	1.36
45	47.42	9.71	9.54	27.5	—	—	4.43	1.4
46	5.93	3.44	53.51	29.65	—	3.93	1.0	2.54
47	5.42	4.29	45.03	34.24	—	5.75	2.34	2.93
48	5.78	4.01	45.19	34.52	—	5.54	1.99	2.97
49	5.13	3.85	32.61	51.01	—	2.4	2.17	2.83
50	5.51	2.84	33.09	56.6	—	—	—	1.96
51	5.21	2.68	38.95	50.38	—	—	—	1.49
52	2.39	4.54	1.16	89.85	1.32	—	1.14	0.92
53	2.52	6.12	1.82	87.88	—	—	0.82	0.84
54	5.12	3.64	2.07	86.76	—	0.38	1.24	0.79
55	5.23	6.84	2.29	85.64	—	—	—	—

Таблица 4. Окончание

Table 4. Ending

№ п.п.	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CoO	SO ₃	Cl
56	3.36	4.08	2.28	88.31	—	—	1.05	0.92
57	5.89	5.31	3.28	82.96	—	—	0.79	1.05
Среднее	11.41	5.56	24.66	53.64	0.09	0.53	1.96	2.37
СКО	12.01	2.45	15.27	19.48	0.35	1.26	1.45	2.89

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%, прочерк — не обнаружено. Эмпирические формулы: 1 — (Fe_{0.45}Mn_{0.21}Mg_{0.12}Ca_{0.22})[CO₃]_{0.95}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.04}; 2 — (Fe_{0.44}Mn_{0.08}Mg_{0.10}Ca_{0.38})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 3 — (Fe_{0.44}Mn_{0.21}Mg_{0.11}Ca_{0.23})[CO₃]_{0.95}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.03}; 4 — (Fe_{0.38}Mn_{0.09}Mg_{0.16}Ca_{0.36})[CO₃]_{0.93}[SO₄]_{0.04}Cl_{0.03}; 5 — (Fe_{0.49}Mn_{0.38}Mg_{0.05}Ca_{0.08})[CO₃]_{0.96}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.01}; 6 — (Fe_{0.46}Mn_{0.34}Mg_{0.09}Ca_{0.10})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 7 — (Fe_{0.45}Mn_{0.37}Mg_{0.11}Ca_{0.07})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 8 — (Fe_{0.88}Mn_{0.02}Mg_{0.10})[CO₃]_{0.96}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.02}; 9 — (Fe_{0.34}Mn_{0.50}Mg_{0.08}Co_{0.05}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.91}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.07}; 10 — (Fe_{0.86}Mn_{0.01}Mg_{0.09}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 11 — (Fe_{0.86}Mg_{0.12}Ca_{0.02})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 12 — (Fe_{0.87}Mn_{0.02}Mg_{0.07}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 13 — (Fe_{0.44}Mn_{0.31}Mg_{0.23}Ni_{0.02})[CO₃]_{0.53}[SO₄]_{0.07}Cl_{0.40}; 14 — (Fe_{0.44}Mn_{0.38}Mg_{0.14}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.75}[SO₄]_{0.22}Cl_{0.04}; 15 — (Fe_{0.56}Mn_{0.19}Mg_{0.13}Ca_{0.12})[CO₃]_{0.79}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.18}; 16 — (Fe_{0.47}Mn_{0.37}Mg_{0.10}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.83}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.14}; 17 — (Fe_{0.48}Mn_{0.38}Mg_{0.10}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.83}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.14}; 18 — (Fe_{0.48}Mn_{0.37}Mg_{0.09}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.84}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.14}; 19 — (Fe_{0.41}Mn_{0.44}Mg_{0.16}Ca_{0.02})[CO₃]_{0.79}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.18}; 20 — (Fe_{0.46}Mn_{0.38}Mg_{0.11}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 21 — (Fe_{0.48}Mn_{0.38}Mg_{0.09}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 22 — (Fe_{0.54}Mn_{0.35}Mg_{0.05}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 23 — (Fe_{0.16}Mn_{0.43}Mg_{0.21}Ca_{0.20})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 24 — (Fe_{0.45}Mn_{0.32}Mg_{0.13}Ca_{0.1})[CO₃]_{0.91}[SO₄]_{0.09}; 25 — (Fe_{0.49}Mn_{0.35}Mg_{0.08}Ca_{0.08})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 26 — (Fe_{0.47}Mn_{0.31}Mg_{0.1}Ca_{0.12})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 27 — (Fe_{0.38}Mn_{0.43}Mg_{0.11}Ca_{0.08})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 28 — (Fe_{0.54}Mn_{0.37}Co_{0.01}Ca_{0.08})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}; 29 — (Fe_{0.47}Mn_{0.35}Co_{0.01}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 30 — (Fe_{0.39}Mn_{0.42}Mg_{0.13}Ni_{0.01}Ca_{0.02})[CO₃]_{0.93}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.05}; 31 — (Fe_{0.88}Mn_{0.01}Mg_{0.11})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 32 — (Fe_{0.48}Mn_{0.42}Mg_{0.03}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.94}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.05}; 33 — (Fe_{0.83}Mn_{0.01}Mg_{0.16})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 34 — (Fe_{0.39}Mn_{0.28}Mg_{0.21}Ni_{0.02}Ca_{0.1})[CO₃]_{0.94}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.05}; 35 — (Fe_{0.44}Mn_{0.39}Mg_{0.17})[CO₃]_{0.78}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.19}; 36 — (Fe_{0.16}Mn_{0.1}Mg_{0.04}Ca_{0.70})[CO₃]_{0.73}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.26}; 37 — (Fe_{0.43}Mn_{0.44}Mg_{0.08}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.78}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.19}; 38 — (Fe_{0.46}Mn_{0.35}Mg_{0.11}Ca_{0.08})[CO₃]_{0.96}[SO₄]_{0.03}Cl_{0.01}; 39 — (Fe_{0.47}Mn_{0.35}Mg_{0.09}Ca_{0.09})[CO₃]_{0.99}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.05}; 40 — (Fe_{0.46}Mn_{0.38}Mg_{0.11}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 41 — (Fe_{0.44}Mn_{0.33}Mg_{0.12}Ca_{0.11})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.01}; 42 — (Fe_{0.45}Mn_{0.21}Mg_{0.12}Ca_{0.22})[CO₃]_{0.95}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.04}; 43 — (Fe_{0.44}Mn_{0.09}Mg_{0.10}Ca_{0.37})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 44 — (Fe_{0.45}Mn_{0.21}Mg_{0.11}Ca_{0.23})[CO₃]_{0.95}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.03}; 45 — (Fe_{0.48}Mn_{0.19}Mg_{0.33})[CO₃]_{0.86}[SO₄]_{0.08}Cl_{0.06}; 46 — (Fe_{0.28}Mn_{0.56}Mg_{0.06}Co_{0.04}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.94}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.05}; 47 — (Fe_{0.33}Mn_{0.49}Mg_{0.09}Co_{0.06}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.92}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.06}; 48 — (Fe_{0.33}Mn_{0.48}Mg_{0.08}Co_{0.06}Ca_{0.05})[CO₃]_{0.92}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.06}; 49 — (Fe_{0.50}Mn_{0.36}Mg_{0.08}Co_{0.02}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.92}[SO₄]_{0.02}Cl_{0.06}; 50 — (Fe_{0.54}Mn_{0.36}Mg_{0.06}Co_{0.04})[CO₃]_{0.96}Cl_{0.04}; 51 — (Fe_{0.47}Mn_{0.41}Mg_{0.05}Ni_{0.01}Ca_{0.06})[CO₃]_{0.97}Cl_{0.03}; 52 — (Fe_{0.90}Mn_{0.01}Mg_{0.09})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 53 — (Fe_{0.61}Mn_{0.01}Mg_{0.38}Co_{0.02}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.98}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.01}; 54 — (Fe_{0.86}Mn_{0.02}Mg_{0.07}Co_{0.01}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 55 — (Fe_{0.82}Mn_{0.02}Mg_{0.14}Ca_{0.02})[CO₃]_{0.98}Cl_{0.02}; 56 — (Fe_{0.89}Mn_{0.03}Mg_{0.08})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}; 57 — (Fe_{0.83}Mn_{0.04}Mg_{0.1}Ca_{0.04})[CO₃]_{0.97}[SO₄]_{0.01}Cl_{0.02}.

Note. Results of analysis are reduced to 100%, dash — not found. Empirical formula see above.

корреляции между миналами магнезита и гаспеита (0.48), родохрозита и кобальтокальцита (0.42), магнезита и кальцита (0.13). Содержание SO₃ и Cl в железомарганцевых карбонатах несколько выше, чем в кальцитовых, стехиометрическое содержание дополнительных сульфатного и хлоридного анионов составило 0.02 ± 0.03 и 0.50 ± 0.07 соответственно. Корреляционная связь между дополнительными анионами в железомарганцевых карбонатах также положительная, но гораздо слабее (r = 0.19). В качестве основных гетерофазных включений в составе железомарганцевых карбонатных корок установлены силикаты и апатит, содержание которых определяется как 15.6 ± 7.1 и 5.2 ± 2.3 мол. % соответственно.

Обобщение данных о химическом и минеральном составе карбонатных твердых растворов в органических постройках осуществлено в виде построения развертки тетраэдрической диаграммы кальцит–магнезит–родохрозит–сидерит (рис. 6). Из этой диаграммы следуют два основных вывода. Во-первых, карбонатные твердые растворы, слагающие тела построек и корок на их поверхности, различаются по составу необычайно контрастно. Это видно даже по распределению на диаграмме отдельных точек, не говоря уже о статистических полях. Во-вторых, проецирование полей распре-

ления точек состава обоих типов твердых растворов на пределы смешимости в бинарных изоморфных рядах карбонатов указывает на значительные перекрытия точками состава исследуемых карбонатных фаз разрывов смешимости, например, в рядах кальцита–родохрозита, магнезита–родохрозита и кальцита, а также сидерита. Особенно удивляет картина распределения точек на фоне последнего ряда, демонстрирующая практически непрерывную смешимость кальцита с сидеритом, при том что в случае хемогенных карбонатов разрыв смешимости этих карбонатов превышает 70 мол. %. Объяснение двум этим фактам мы видим в бактериогенной природе карбонатов исследуемых построек, точнее, в том, что, во-первых, два типа карбонатных твердых растворов образовались в результате жизнедеятельности двух разных культур микроорганизмов, во-вторых, в неравновесных условиях бактериально-стимулированного минералообразования.

В составе карбонатных построек установлены три группы минералов-примесей. К первой относятся сингенетичные карбонатам барит состава (Ba_{0.96–1.0}Sr_{0–0.04})(SO₄) и поликомпонентные твердые растворы хлоридов (табл. 5), образующие показанные скелетные кристаллы. Минеральный состав этих твердых растворов определяется комбинаци-

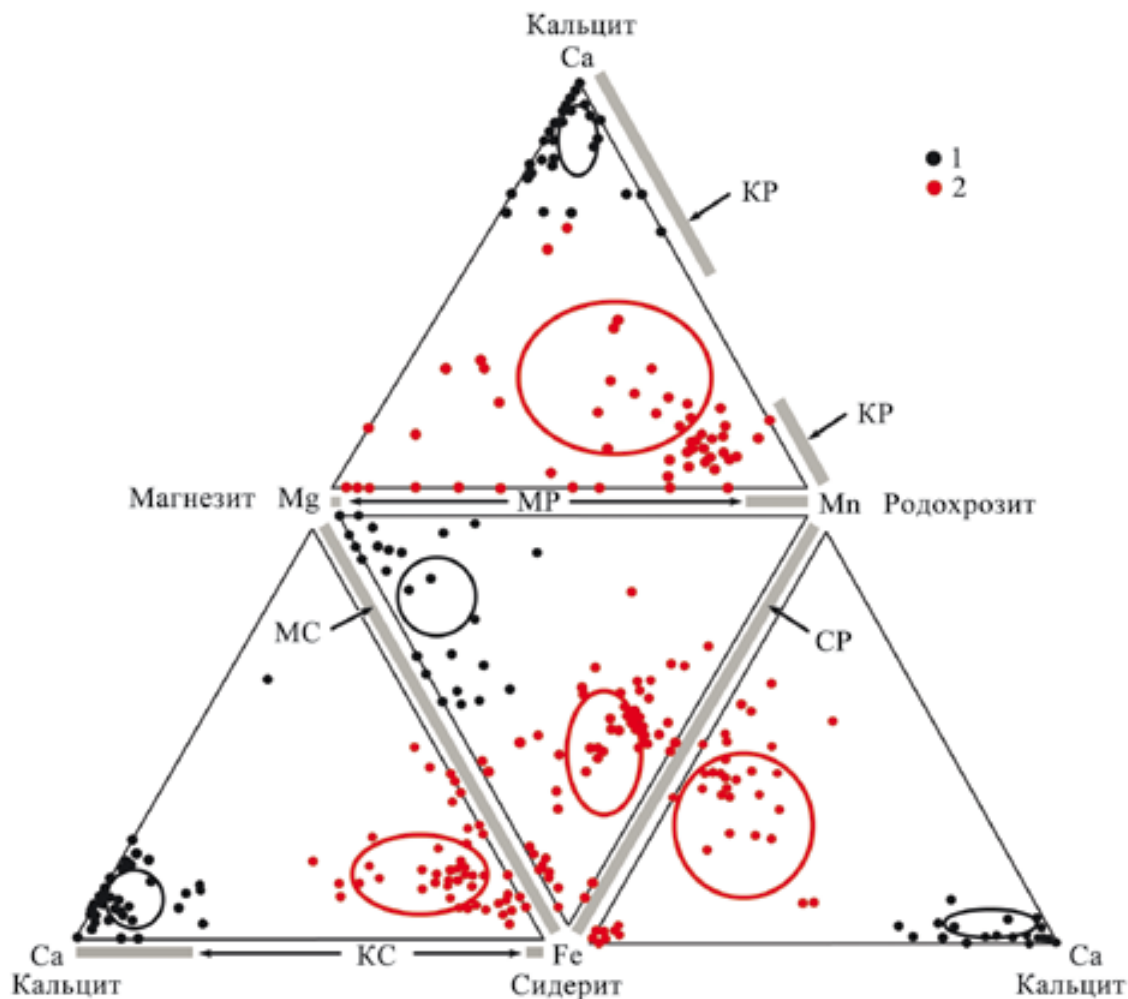


Рис. 6. Развертка тетраэдрической диаграммы химизма карбонатов, слагающих карбонатные постройки.

1 – твердые растворы на основе кальцита; 2 – твердые растворы на основе сидерит-родохрозитового бинарного ряда. Окружностями выделены статистические поля состава (среднее \pm СКО). Заливкой показаны смесимости в бинарных рядах: КР – кальцит-родохрозитовом, МР – магнезит-родохрозитовом, МС – магнезит-сидеритовом, СР – сидерит-родохрозитовом, КС – кальцит-сидеритовом.

Fig. 6. Reversal of the tetrahedral diagram of the chemistry of carbonates composing carbonate build-ups.

1 – solid solutions based on calcite; 2 – solid solutions based on the siderite-rhodochrosite binary series. The circles show the statistical fields of the composition (mean \pm standard deviation). Shading shows miscibility in binary series: KR – calcite-rhodochrosite, MR – magnesite-rhodochrosite, MS – magnesite-siderite, SR – siderite-rhodochrosite, KS – calcite-siderite.

ей пяти хлоридов, мол. %: галита – 30–100, гидрофилита – 0–41, хлормагнезита – 0–6, лавренсита – 0–31, сильвина – 0–3. Кроме того, в хлоридных твердых растворах установлена карбонатная примесь состава $(\text{Ca}_{0.62}\text{Mn}_{0.17-0.98}\text{Fe}_{0.09-0.89}\text{Mg}_{0.0-0.49})(\text{CO}_3)$. Ко второй группе мы относим сульфиды – пирит и пирротин-троилит состава $(\text{Fe}_{0.9-0.95}\text{Cu}_{0.0-0.03})_{0.95-1}\text{S}$, образовавшиеся благодаря сульфатредуцирующим бактериям. Третью группу образуют ксеногенные минералы, обусловленные включением в состав карбонатных построек вулканического материала. К числу таких минералов относятся оливин состава

$(\text{Mg}_{1.45-1.89}\text{Fe}_{0.09-0.55}\text{Ca}_{0.0-0.07})_2(\text{SiO}_4)$ с минимальным содержанием форстерита 87.7 ± 8.8 мол. %; авгит $(\text{Ca}_{0.62-0.93}\text{Mg}_{0.65-0.82}\text{Fe}_{0.37-0.57}\text{Mn}_{0.0-0.02})_2(\text{SiO}_4)$; ортоклаз; магнетит-ульвит $(\text{Fe}_{0.87-1}\text{Mn}_{0.0-0.03}\text{Mg}_{0.0-0.1})(\text{Fe}_{1.25-2}\text{Ti}_{0.0-0.67}\text{Al}_{0.0-0.15})_2\text{O}_4$ с минимальным составом, мол. %: магнетит FeFe_2O_4 – 26–35, ульвит Fe_2TiO_4 – 56–67, яacobсит MnFe_2O_4 – 0–10, герцинит FeAl_2O_4 – 0.0–7.5, кулсонит FeV_2O_4 – 0–2. В качестве наиболее редкой примеси выступают рутил и алюмосодержащий гематит $(\text{Fe}_{1.88-2}\text{Al}_{0.0-0.18})_2\text{O}_3$. В качестве эпигенетической примеси установлен хлорсодержащий гётит $(\text{Fe}_{0.95-0.98}\text{Mn}_{0.01-0.03}\text{Ni}_{0.0-0.02})(\text{OH})_{0.98-1}\text{Cl}_{0.0-0.02}$.

Таблица 5. Химический состав хлоридных твердых растворов, мас. %**Table 5.** Chemical composition of chloride solid solutions, wt %

Компонент	1	2	3	5	6	7	8	9
Na	7.77	28.33	38.32	52.0	12.97	3.46	45.98	44.11
Ca	22.03	13.12	0.78	8.73	10.43	42.54	0.67	0.96
Mg	4.67	—	—	—	—	4.34	—	—
Mn	15.76	7.07	1.2	4.71	12.54	13.26	1.03	1.21
Fe	15.76	7.07	1.2	5.96	14.29	15.71	2.12	2.19
Cl	29.91	42.97	58.31	28.6	49.77	20.59	50.2	51.53
Миналы в хлоридных твердых растворах								
Галит, NaCl	46.1	100	100	60.6	46.4	30.6	100	100
Сильвин, KCl	—	—	—	0.9	1.2	2.8	—	—
Гидрофилит, CaCl ₂	41.0	—	—	38.5	21.4	11.0	—	—
Хлормagnesит, MgCl ₂	12.9	—	—	—	—	55.6	—	—
Лавренсит, FeCl ₂	—	—	—	—	31.0	—	—	—

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%, прочерк – не обнаружено. Эмпирические формулы карбонатной примеси: 1 – (Ca_{0.43}Mn_{0.25}Fe_{0.32})[CO₃]; 2 – (Ca_{0.29}Mn_{0.33}Mg_{0.38})[CO₃]; 3 – (Ca_{0.56}Mn_{0.17}Fe_{0.27})[CO₃]; 4 – (Ca_{0.28}Mn_{0.32}Mg_{0.49})[CO₃]; 5 – (Fe_{0.54}Mn_{0.46})[CO₃]; 6 – (Mn_{0.98}Fe_{0.38})[CO₃]; 7 – (Ca_{0.62}Mn_{0.17}Fe_{0.21})[CO₃]; 8 – (Mn_{0.33}Fe_{0.37})[CO₃]; 9 – (Fe_{0.89}Ca_{0.06}Mn_{0.05})[CO₃].

Note. Result of analysis are reduced to 100%, dash – not found. Empirical formula of carbonate admixture see above.

Изотопия карбонатного вещества

Изотопный состав углерода и кислорода в органогенно-карбонатных постройках анализировался точно в отдельных образцах и серийно по высоте вдоль них (табл. 6). Полученные данные приводят к следующим выводам.

В целом постройки по изотопному составу обоих типов карбонатных твердых растворов (кальцитовых и железомарганцевых) характеризуются однородностью, но при этом обнаруживается, что изотопный состав углерода не выходит за пределы интервала значений, отвечающих морским осадочным карбонатам, а кислород, напротив, демонстрирует редко встречающиеся в природе аномально изотопно-тяжелые значения (рис. 7). В частности, для кальцитовых твердых растворов значения изотопных коэффициентов лежат в следующих пределах, ‰: $\delta^{13}\text{C} = -1...+1$, $\delta^{18}\text{O} = 33-40$; для железомарганцевых карбонатов: $-3...+1$ и $32-35$ соответственно; в сериях значений, полученных вдоль удлинений построек: $0.05-0.83$ и $32-34$ соответственно. Между изотопными коэффициентами существует сильная отрицательная корреляция: $r = -0.5...-0.99$. Очевидно, что приведенные данные устойчивы (коэффициент вариации $\delta^{18}\text{O} = 1.2-6.0\%$) и практически совпадают для кальцитовых и железомарганцевых карбонатов. Отметим, что различия изотопного состава углерода в организмах и соединениях неживой природы обусловлены тем, что в химии биологических соединений углерод организмов обогащен легким изотопом ^{12}C по сравнению с углеродом неорганических источников (Галимов, 1981).

Аналогичные значения изотопных коэффициентов получены для образцов, драгированных с

участков вблизи исследованных построек: раковинного детрита ($\delta^{13}\text{C} = 1.02$, $\delta^{18}\text{O} = 30.65\%$); карбонатизированных базальтоидов и перидотитов ($\delta^{13}\text{C} = -2.15 \pm 3.68$, $\delta^{18}\text{O} = 28.26 \pm 4.54\%$); черных шлакообразных вулканитов ($\delta^{13}\text{C} = -2.55 \pm 1.3$, $\delta^{18}\text{O} = 30.15 \pm 0.79\%$); так называемых карбонатно-тальковых метасоматитов ($\delta^{13}\text{C} = 1.43$, $\delta^{18}\text{O} = 37.27$) и пелагических осадков ($\delta^{13}\text{C} = 1.43 \pm 0.46$, $\delta^{18}\text{O} = 35.12 \pm 1.53$). Из приведенных данных следует, что изотопный состав карбонатов в раковинах и магматических породах соответствует и по углероду, и по кислороду нормально-морским обстановкам, а в тальковых метасоматитах и пелагических осадках в части кислорода является столь же аномально тяжелым, как и в карбонатных постройках. Таким образом, в исследованных карбонатных постройках выявляется изотопный парадокс, выражающийся в сочетании углерода с изотопным составом, отвечающим нормально-морским обстановкам, и кислорода, отличающегося аномальным изотопно-тяжелым составом.

Из литературных источников следует, что изотопные данные, подобные полученным нами, отмечались на массиве Атлантис (Fru-Green et al., 2003; Proskurowski et al., 2008; Сазонов и др., 2019; Чамов и др., 2019), в древних карбонатных трубах на дне Кадисского залива в Северо-Восточной Атлантике (Маракушев и др., 2011), коралловидных постройках на дне Черного моря (Лысенко, Шик, 2014), карбонатных образованиях подводного грязевого вулкана в Норвежском море (Логвинова, Матвеева, 2009), карбонатных породах девонской галитовой формации в Белоруссии (Махнач и др., 1994) и даже в раковинах современных бентосных моллюсков (MacLeod, Норре, 1992). Следовательно, такого рода изотопная аномалия для карбо-

Таблица 6. Изотопный состав углерода и кислорода (‰) в карбонатах исследованных построек

Table 6. Isotopic composition of carbon and oxygen (‰) in carbonates of the studied build-ups

№ п.п.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Тело постройки (твердые растворы на основе кальцита)		
1	-0.29	33.03
2	0.1	33.58
3	-0.45	33.74
4	-0.29	33.03
5	-0.37	33.72
6	-0.98	36.07
7	-0.86	38.27
8	0.4	39.75
9	-0.96	37.52
10	-0.46	37.41
11	-0.47	34.24
12	0.26	35.49
13	-0.71	34.14
14	0.67	33.4
15	0.78	32.72
16	0.76	32.65
17	0.83	32.56
18	0.26	35.49
19	-0.71	34.14
20	-0.47	34.24
21	0.67	33.4
22	0.78	32.72
23	0.76	32.65
24	0.26	35.49
25	-0.71	34.14
26	0.67	33.4
27	0.78	32.72
28	0.76	32.65
Статистика	0.06 ± 0.75 $r = -0.49$	34.37 ± 1.91
Бурая корка (железомарганцевые карбонаты)		
29	-2.12	33.76
30	0.83	32.56
31	-3.11	34.53
Статистика	-1.47 ± 2.05 $r = -0.99$	33.61 ± 0.99
Серия определений вдоль тела постройки		
32	0.67	33.4
33	0.78	32.72
34	0.76	32.65
35	0.83	32.56
Статистика	0.76 ± 0.07 $r = -0.94$	32.83 ± 0.38
Серия определений вдоль тела постройки		
36	0.4	32.15
37	0.05	33.76
38	0.13	32.8
39	0.49	32.61
40	0.82	32.27
41	0.37	34.24
Статистика	0.38 ± 0.27 $r = -0.51$	32.97 ± 0.84
Генеральная статистика	0.02 ± 0.87 $r = -0.42$	33.96 ± 1.73

натного кислорода не является исключительной. В настоящее время обсуждается предположение, что источником аномального изотопно-тяжелого кислорода в океанических карбонатных образованиях выступают глубинные эндогенные воды с таким кислородом. Однако находки карбонатов с такой изотопией за пределами рифтов и их органо-генное происхождение заставляют искать другое объяснение.

В качестве такого объяснения может служить процесс сульфатзависимого анаэробного окисления метана с участием сульфатредуцирующих бактерий, когда кислород в карбонатах заимствуется из морских сульфатов. В настоящее время имеются две схемы такого окисления: собственно сульфатная и "ацетатная". По первой схеме окисление метана происходит непосредственно сульфатным кислородом (Reeburgh, 2007): $\text{CH}_4 + (\text{SO}_4)^{2-} = \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} + \text{HS}^-$. По второй схеме сначала образуется ацетат, а затем происходит его сульфатзависимое окисление (Valentine, Reeburgh, 2000): 1) $\text{CH}_4 + \text{HCO}_3^- = \text{CH}_3\text{COO}^- + \text{H}_2\text{O}$; 2) $\text{CH}_3\text{COO}^- + (\text{SO}_4)^{2-} = 2\text{HCO}_3^- + \text{HS}^-$. Как известно, в природе реализуются обе приведенные схемы, но с образованием в итоге карбонатов с весьма изотопно-легким ($-24 \dots -40\text{‰}$) углеродом.

В нашем случае аномально изотопно-тяжелые по кислороду карбонаты содержат изотопно-нормальный для морских карбонатов углерод. Следовательно, для рассматриваемого случая необходима третья схема, в качестве которой мы предлагаем следующую схему изотопного обмена кислородом между морским бикарбонатом и сульфатом при активном участии сульфатредуцирующих бактерий: $2\text{H}^{16}\text{O}_3$ (морской) + S^{18}O_4 (сульфатредуцирующие бактерии) = H^{18}O_3 (изотопномодифицированный) + 3.5^{16}O_2 . Согласно этой схеме, происходит не сульфатзависимое окисление метана, а изотопный обмен кислородом между морским бикарбонатом и сульфатом, разумеется, при участии сульфатредуцирующих бактерий. Е.Т. Дегенс с соавторами (Degens et al., 1968) выявили, что различие в изотопном фракционировании в различных биосистемах может быть объяснено обменными процессами. Вполне возможно для этой схемы предложить название "изотопно-обменная". Следует отметить, что наряду с микробной гипотезой происхождения карбонатов океанических построек существует и гипотеза их неорганического хемогенного образования в зоне смешения глубинно-флюидных и морских вод в условиях значительных колебаний скоростей кристаллизации (т. е. пересыщений) применительно к постройкам в поле Лост-Сити (Дубинина и др., 2007).

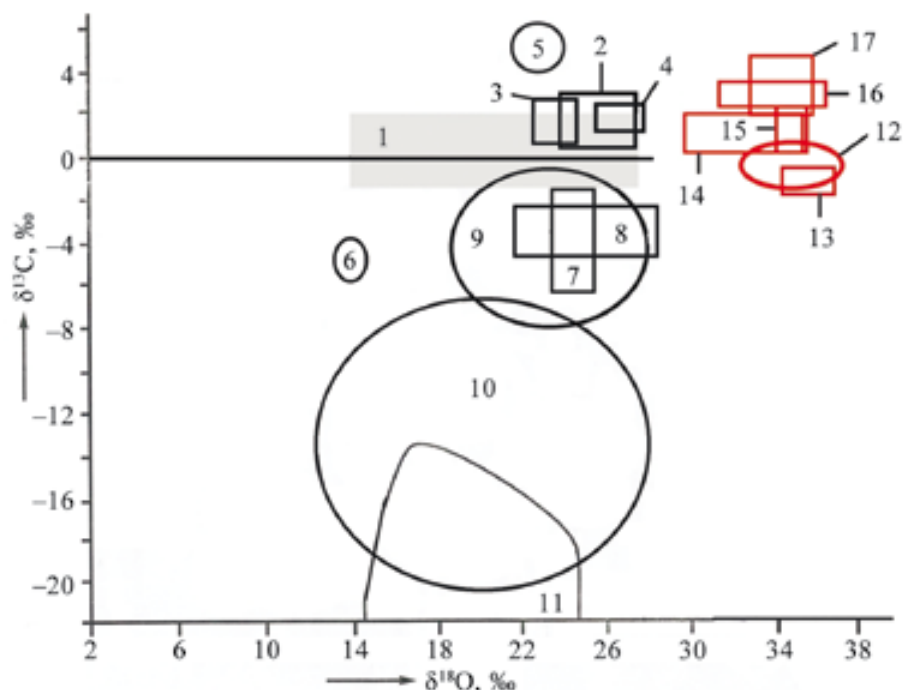


Рис. 7. Изотопный состав карбонатов.

1 – морские карбонатолиты; 2–4 – микробиальные холмы и рифы, O_3 – D_1 ; 5–6 – травертины соответственно арагонитовые (Силаев и др., 2006) и кальцитовые (Силаев и др., 2008); 7 – силурийские строматолиты (данные В.А. Матвеева); 8 – осадочный арагонит (коллекция Н.П. Юшкина); 9 – натежные карбонатные минерализации из пещер Красноярского края (Сазонов и др., 2019); 10 – лавопещерные карбонатные минерализации, камчатские вулканы (коллекция К.В. Тарасова); 11 – фумарольные карбонатные минерализации (Хазов и др., 2019); 12 – исследованные нами ОКП; 13–17 – органогенно-карбонатные минерализации с массива “Атлантик”: 13 – постройки карнизного типа, 14 – постройка “Посейдон”, 15 – кораллы и карбонатные маты, 16 – карбонаты в серпентинизированных перидотитах, 17 – карбонатные постройки Лост-Сити (Fru-Green et al., 2003; Reebugh, 2007).

Fig. 7. Isotopic composition of carbonates.

1 – marine carbonatoliths; 2–4 – microbial mounds and reefs, O_3 – D_1 ; 5–6 – aragonite (Silaev et al., 2006) and calcite (Silaev et al., 2008) travertines, respectively; 7 – Silurian stromatolites (data from V.A. Matveev); 8 – sedimentary aragonite (collection of N.P. Yushkin); 9 – drip carbonate mineralizations from caves in the Krasnoyarsk territory (Sazonov et al., 2019); 10 – lava-cave carbonate mineralizations, Kamchatka volcanoes (collection of K.V. Tarasov); 11 – fumarolic carbonate mineralizations (Khazov et al., 2019); 12 – carbonate build-ups studied by us; 13–17 – organogenic-carbonate mineralizations from the Atlantis Massif: 13 – cornice-type structures, 14 – the Poseidon build-up, 15 – corals and carbonate mats, 16 – carbonates in serpentinized peridotites, 17 – the Lost City carbonate build-ups (Fru-Green et al., 2003; Reebugh, 2007).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты мультидисциплинарных научных исследований ветвистых и конусообразных форм карбонатных построек, поднятых с глубины около 3 км во внеосевой зоне рифтовой долины северной части Атлантического океана на участках активного молодого вулканизма, доказывают их органогенную природу и выявляют литолого-палеоэкологические, химические, элементные и изотопно-геохимические особенности, не описанные еще в современной литературе по придонно-океаническим и морским карбонатным постройкам.

Субстратом для построек чаще всего выступают умереннощелочные пикробазальты, базальты и андезитобазальты. Важным признаком построек яв-

ляется их более или менее контрастное концентрически-зональное строение, формирующееся вокруг приосевого канала – или пологого, или заполненного фоссилиями птеропод, кокколитофорид, остракод, фораминифер. Другим структурно-морфологическим элементом построек является нарастающая на их поверхность тонкая темная корочка карбонатно-железомарганцевого состава. Верхние части построек почти полностью сложены карбонатами, в направлении сверху вниз в постройках возрастает содержание вулканогенного материала. Особый интерес вызывает обогащение построек стронцием, содержание которого в них на порядок превышает содержание этого элемента в морских карбонатных осадках и в 2–5 раз в рифогенных известняках.

В составе карбонатных построек установлено более 50 микроэлементов, в том числе 11 элементов-эссенциалов (жизненно необходимых), 18 физиогенно-активных и 22 элемента-антибионта. Отношения группового содержания элементов-эссенциалов и элементов-антибионтов варьируют в пределах от 0.67 в верхней части построек до 0.001 в нижней их части и до 0.0006 в вулканогенном субстрате построек. Аналогично ведет себя и отношение концентраций эссенциального цинка к физиогенно-активной меди. Таким образом, геохимические данные подтверждают вывод об органогенной природе исследованных карбонатных построек.

Исследования СЭМ выявили как в теле построек, так и в корках не только обилие фоссилий разнообразной планктонной фауны, но и распространение минерализованных биопленок с кокковыми, палочковыми, трубчатыми бактериоморфами и выделениями гликокаликса. Особенностью минерализованных биопленок в изученных карбонатных постройках является присутствие в них не только Si, Al, K, Mg, Fe – типичных для биопленок в разнообразных морских и лагунных карбонатных стяжениях, но и Mn, Ti, P, Co, Ni, Cu, Mo, а также микровключений барита и магнезиального кальцита.

Слагающие постройки карбонаты представляют собой твердые растворы двух типов – на основе кальцита в самом теле построек и на базе бинарного ряда сидерит-родохрозит в составе бурых корок. В первом типе твердых растворов в качестве минеральных примесей выступают магнезит, родохрозит, сидерит и в единичных случаях гаспеит. В качестве гетерофазной примеси отмечаются микровключения силикатов. Корковые железомарганцевые карбонаты отличаются сравнительно плохой окристаллизованностью, в их минеральный состав входят сидерит, родохрозит, магнезит, кальцит, спорадически встречаются кобальтокальцит и гаспеит. В качестве основных гетерофазных включений здесь установлены силикаты и апатит.

На диаграмме химизма карбонатов выявляется необычно контрастное различие состава кальцитовых и железомарганцевых карбонатов. Кроме того, распределение точек состава последних демонстрирует практически непрерывную смесимость кальцита с сидеритом, хотя в случае хемогенных карбонатов разрыв смесимости в соответствующем ряду превышает 70 мол. %. Такого рода отклонения зафиксированы и в некоторых других бинарных рядах. Все это можно объяснить, во-первых, бактериогенной природой карбонатов построек и, соответственно, сильной неравновесностью условий бактериально-стимулированного минералообразования; во-вторых, образованием двух типов карбонатных твердых растворов в результате жизнедеятельности двух разных культур микроорганизмов.

В составе карбонатных построек установлены три группы минералов-примесей. Первая – сингенетичные карбонатам барит и поликомпонентные твердые растворы хлоридов (галит + гидрофиллит + хлормagneзит + лавренсит + сильвин), образующие скелетные кристаллы с карбонатной примесью состава $(\text{Ca}_{0-0.62}\text{Mn}_{0.17-0.98}\text{Fe}_{0-0.89}\text{Mg}_{0-0.49})(\text{CO}_3)$. Вторая группа – пирит и пирротин-троилит, образованные благодаря сульфатредуцирующим бактериям. В третью группу входят ксеногенные минералы, обусловленные примесью вулканического материала: магнезиальный оливин, авгит, ортоклаз, магнетит-ульвит, рутил. В качестве эпигенетической примеси присутствует хлорсодержащий гётит.

По изотопному составу кальцитовые и железомарганцевые карбонатные твердые растворы характеризуются однородностью, но при этом обладают принципиально разными по генетической природе изотопными характеристиками углерода и кислорода. В кальцитовых твердых растворах углерод по изотопному составу ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.16 \pm 1.03\text{‰}$) соответствует морским осадочным карбонатам, а кислород, напротив, обнаруживает аномально изотопно-тяжелые значения ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 34.44 \pm 3.21\text{‰}$). В железомарганцевых карбонатах соответствующие значения составляют $-3 \dots -1$ и $32 \dots 35\text{‰}$. Между изотопными коэффициентами существует сильная отрицательная корреляция – $r = -0.5 \dots -0.99$. Об изотопной однородности карбонатов свидетельствует коэффициент вариации $\delta^{18}\text{O}$, колеблющийся в кальцитовых и железомарганцевых карбонатах в пределах $1.2 \dots 6.0$.

Таким образом, в исследованных карбонатных постройках выявляется изотопный парадокс, выражающийся в сочетании углерода с изотопным составом, отвечающим нормально-морским обстановкам, и кислорода, отличающегося аномальным изотопно-тяжелым составом. В качестве объяснения выявленного изотопного парадокса мы предлагаем схему изотопного обмена кислородом между морским бикарбонатом и сульфатом при активном участии сульфатредуцирующих бактерий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И., Добрецова И.Г., Силаев В.И., Киселева Д.В., Смолева И.В., Чередниченко Н.В. (2020) Особенности состава и строения карбонатных построек в северной зоне Срединного Атлантического хребта. *Геология рифов. Мат-лы Всеросс. литол. совещ.* Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 19-22.
- Базилевская Е.С. (2007) Исследование железомарганцевых руд океана. *Тр. ГИН РАН*, вып. 518, 189 с.
- Воронков М.Г., Кузнецов И.Г. (1977) Элементы жизни. *Химия и жизнь*, 9, 43-47.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Бельтнев В.Е., Люткевич А.Д., Наркевский Е.В., Густайтис А.Н. (2012) Особенности современного сульфидного ору-

- денения в районе 19°15'–20°08' с. ш. Срединно-Атлантического хребта. *Докл. АН*, **442**(4), 506–510.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В., Густайтис А.Н., Садчикова Т.А., Горькова Н.В., Савичев А.Т., Люткевич А.Д., Дара О.М. (2017) Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современного сульфидного оруденения в придонных карбонатных осадках Срединно-Атлантического хребта (19–20° с. ш.). *Литология и полез. ископаемые*, **5**, 387–408.
- Галимов Э.М. (1981) Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 247 с.
- Геворкян В.Х. (2011) Рудоносность подводных гор и поднятий открытого океана. *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*, **3**, 5–27.
- Дара О.М., Кузьмина Т.Г., Леин А.Ю. (2009) Минеральные ассоциации гидротермальных полей Лост-Виллидж и Лост-Сити (Северная Атлантика). *Океанология*, **49**(5), 742–750.
- Добрецова И.Г. (2020) Псевдоморфозы по прижизненным формам организмов в современных вулканитах Срединно-Атлантического хребта. *Вестн. геонаук*, **12**, 26–31. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.12.2>
- Добрецова И.Г., Оськина Н.С. (2015) О взаимодействии базальтов с карбонатными осадками в районе 13–20° с. ш. Срединно-Атлантического хребта. *Докл. АН*, **461**(3), 307–311.
- Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Леин А.Ю., Сагалевич А.М., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Мохов А.В. (2007) Изотопно-геохимические характеристики гидротермального поля Лост-Сити. *Геохимия*, **11**, 1223–1236.
- Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. (2020) Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{88}\text{Sr}$) карбонатов построек поля Лост-Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с. ш.). *Петрология*, **28**(4), 413–430. <https://doi.org/10.31857/S0869590320040032>
- Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. (2011) (Науч. ред. А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская). М.: ПИН РАН, 172 с.
- Куприн П.Н. (2014) Введение в океанологию. М.: МГУ, 632 с.
- Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Пересыпкин В.И., Дулов Л.Е. (2002) Белые столбы Покинутого города. *Природа*, **12**, 40–46.
- Леин А.Ю., Галкин С.В., Масленников В.В., Богданов Ю.А., Богданова О.Ю., Дара О.М., Иванов М.В. (2007) Новый тип карбонатных пород на дне океана (Срединно-Атлантический хребет, 30°07' с. ш.). *Докл. АН*, **412**(4), 535–539.
- Леин А.Ю., Иванов М.В. (2009) Биогеохимический цикл метана в океане. (Отв. ред. А.П. Лисицын). М.: Наука, 576 с.
- Логвинова Е.А., Матвеева Т.В. (2009) Сравнение изотопного состава аутигенных карбонатов из различных районов Мирового океана. *Вестн. СПбГУ*, **7**(1), 48–56.
- Лысенко В.И., Шик В.Н. (2014) Дегазация и “карбонатные постройки” в бухте ЛАСПИ (ЮБК). *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*, (2), 105–111.
- Маракушев А.А., Панях Н.А., Маракушев С.А. (2011) Образование сульфидных руд и углеводородов в срединно-океанических хребтах. *Глубинная нефть*, **4**(6), 150–156.
- Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Колосов И.Л., Шиманович В.М. (1994) Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси. Минск: ИГН АН Беларуси, 96 с.
- Меркушова М.Ю., Жегалло Е.А. (2016) Биоморфные структуры в богатых железных рудах КМА (по результатам электронно-микроскопического исследования). *Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол.*, (2), 150–154.
- Сазонов А.М., Цыкин Р.А., Ананьев С.А. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сосновская О.В. (2019) Путеводитель по геологическим маршрутам в окрестностях г. Красноярск. Красноярск: СФУ, 212 с.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Митюшова Т.П., Хазов А.Ф. (2008) Современные карбонатные минерализации на испарительных и седиментационно-диагенетических изотопно-геохимических барьерах. Сыктывкар: Геопринт, 66 с.
- Силаев В.И., Штейнер В.Л., Шнайдер Л.Б. (2006) Травертины как индикатор долгоживущей рудоносной гидротермальной системы. *Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана*. (Отв. ред. Л.В. Махлаев, О.В. Удоратина). Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 116–127.
- Хазов А.Ф., Вергасова Л.П., Симакова Ю.С., Смолева И.В., Тарасов К.В., Силаев В.И. (2019) Фумарольные карбонатные минерализации на примере БТТИ (Камчатка). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **2**, 12–19. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-12-12-19>
- Чамов Н.П., Стукалова И.Е., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Горькова Н.В., Разумовский А.А., Былинская М.Е., Головина Л.А. (2019) Тектоноседиментационная система подводных гор Атлантик-Метеор (Северная Атлантика): обстановки вулканизма и седиментации в позднем миоцене-плиоцене, положение в ряду Атлантико-арктических структур. *Литология и полез. ископаемые*, **5**, 418–438.
- Antoshkina A.I. (2018) Bacteriomorph Structures in Nodules, a Characteristic of Euxinic Conditions of Nodule Formation. *Paleontol. J.*, **52**(10), 28–39.
- Degens E.T., Behreng M., Gotthardt B., Reppmann E. (1968) Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected of the coast of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Res.*, **15**(1), 11–20. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90025-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90025-9)
- Friis K., Najjar R.G., Follows M.J., Dutkiewicz S. (2007) Dissolution of calcium carbonate: observations and model results in the subpolar North Atlantic. *Biogeosciences*, **4**(2), 205–213. <https://doi.org/10.5194/bg-4-205-2007>
- Fru-Green G.L., Kelley D.S., Bernasconi S.M., Karson J.A., Ludwig K.A., Butterfield D.A., Boschi C. (2003) 30.000 Years of Hydrothermal Activity at the Lost City Vent Field. *Science*, **301**, 495–498. <https://doi.org/10.1126/science.1085582>
- Keating-Bitonti C.R., Peters S.E. (2019) Influence of increasing carbonate saturation in Atlantic bottom water during the late Miocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **518**, 134–142. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.006>
- MacLeod K.G., Hoppe K.A. (1992) Evidence that iniceramid bivalves were benthic and harbored chemosyn-

- thetic symbioses. *Geology*, **20**(2), 117-120. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0117:ETIBWB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0117:ETIBWB>2.3.CO;2)
- Pacton V., Ariztegui D., Wacey D., Kilburn M.R., Rollion-Bard C., Farah R., Vasconcelos C. (2012) Going nano: A new step towards understanding the processes governing fresh water ooid formation. *Geology*, **40**(6), 547-550. <https://doi.org/10.1130/G32846..>
- Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S., Früh-Green G.L., Olson E.J., Lupton J.E., Sylva S.P., Kelley D.S. (2008) Abiogenic Hydrocarbon Production at Lost City Hydrothermal Field. *Science*, **319**, 604-607. <https://doi.org/10.1126/science.115119>
- Reeburgh W.S. (2007) Oceanic methane biogeochemistry. *Chem. Rev.*, **107**(2), 486-513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>
- Valantine D.L., Reeburgh W.S. (2000) New perspectives on anaerobic methane oxidation. *Environ. Microbiol.*, **2**(5), 477-484. <https://doi.org/10.1046/j.1462-2920.2000.00135.x>
- Vu B., Chen M., Crawford R.J., Ivanova E.P. (2009) Bacterial Extracellular Polysaccharides Involved in Biofilm Formation. *Molecules*, **14**(7), 2535-2554. <https://doi.org/10.3390/molecules14072535>
- Antoshkina A.I. (2018) Bacteriomorph Structures in Nodules, a Characteristic of Euxinic Conditions of Nodule Formation. *Paleontol. J.*, **52**(10), 28-39.
- Antoshkina A.I., Dobretsova I.G., Silaev V.I., Kiseleva D.V., Smoleva I.V., Cherednichenko N.V. (2020) Features of the composition and structure of carbonate structures in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge. *Proceedings of the All-Russian Lithological Conference "Geology of reefs"*. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 19-22. (In Russ.)
- Bazilevskaya E.S. (2007) Investigation of oceanic ferromanganese ores. *Tr. GIN RAN*, vyp. 518, 189 p. (In Russ.)
- Chamov N.P., Stukalova I.E., Sokolov S.Y., Peive A.A., Gor'kova N.V., Razumovskii A.A., Bylinskaya M.E., Golovina L.A. (2019) Tectonic-Sedimentary System of the Atlantis-Meteor Seamounts (North Atlantic): Volcanism and Sedimentation in the Late Miocene-Pliocene and Position in the Atlantic-Arctic Rift System. *Lithol. Miner. Res.*, **54**(5), 374-389 (translated from *Litologiya i Poleznye Iskopaemye*, **5**, 418-438). <https://doi.org/10.1134/S0024490219050043>
- Dara O.M., Kuzmina T.G., Lein A.Yu. (2009) Mineral associations of hydrothermal fields Lost Village and Lost City (North Atlantic). *Okeanologiya*, **49**(5), 742-750. (In Russ.)
- Degens E.T., Behrens M., Gotthardt B., Reppmann E. (1968) Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected of the coast of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Res.*, **15**(1), 11-20. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90025-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90025-9)
- Dobretsova I.G. (2020) Pseudomorphoses based on lifetime forms of organisms in modern volcanic rocks of the Mid-Atlantic Ridge. *Vestnik Geonauk*, **12**, 26-31. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2020.12.2>
- Dobretsova I.G., Oskina N.S. (2015) On the interaction of basalts with carbonate sediments in the region of 13–20° N of the Mid-Atlantic Ridge. *Dokl. Akad. Nauk*, **461**(3), 307-311. (In Russ.)
- Dubinina E.O., Chernyshev I.V., Bortnikov N.S., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D., Mokhov A.V., Lein A.Yu., Sagalevich A.M. (2007) Isotope-geochemical characteristics of the Lost City hydrothermal field. *Geochemistry*, **45**(11), 1131-1143 (translated from *Geokhimiya*, **11**, 1223-1236). Нет ссылки
- Dubinina E.O., Bortnikov N.S., Kramchaninov A.Y., Silant'ev S.A. (2020) Effect of sedimentation rate on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{88}\text{Sr}$) of carbonates of the Lost City field structures (Mid-Atlantic Ridge, 30° N). *Petrology*, **28**(4), 374-388 (translated from *Petrologiya*, **28**(4), 413-430). <https://doi.org/10.1134/S0869591120040037>
- Fossil bacteria and other microorganisms in terrestrial rocks and astromaterials. (2011) (Eds A.Yu. Rozanov, G.T. Ushatinskaya). Moscow, PIN RAN, 172 p. (In Russ.)
- Friis K., Najjar R.G., Follows M.J., Dutkiewicz S. (2007) Dissolution of calcium carbonate: observations and model results in the subpolar North Atlantic. *Biogeosciences*, **4**(2), 205-213. <https://doi.org/10.5194/bg-4-205-2007>
- Fru-Green G.L., Kelley D.S., Bernasconi S.M., Karson J.A., Ludwig K.A., Butterfield D.A., Boschi C. (2003) 30,000 Years of Hydrothermal Activity at the Lost City Vent Field. *Science*, **301**, 495-498. <https://doi.org/10.1126/science.1085582>
- Gablina I.F., Dobretsova I.G., Beltenev V.E., Lyutkevich A.D., Narkevskii E.V., Gustaitis A.N. (2012) Peculiarities of Present Day Sulfide Mineralization at 19°15'–20°08' N, Mid-Atlantic Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **442**(2), 163-167 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **442**(4), 506-510).
- Gablina I.F., Dobretsova I.G., Narkevsky E.V., Gustaitis A.N., Sadchikova T.A., Gorkova N.V., Savichev A.T., Lyutkevich A.D., Dara O.M. (2017) Influence of Hydrothermal-Metasomatic Processes on the Formation of Present-Day Sulfide Ores in Carbonate Bottom Sediments of the Mid-Atlantic Ridge (19°–20° N). *Lithol. Miner. Res.*, **52**(5), 335-344 (translated from *Litologiya i Poleznye Iskopaemye*, **5**, 387-408).
- Galimov E.M. (1981) Nature of biological isotope fractionation. Moscow, Nauka Publ., 247 p. (In Russ.)
- Gevorkyan V.Kh. (2011) Ore potential of seamounts and uplifts of the open ocean. *Geologiya i Poleznye Iskopaemye Mirovogo Okeana*, **3**, 5-27. (In Russ.)
- Keating-Bitonti C.R., Peters S.E. (2019) Influence of increasing carbonate saturation in Atlantic bottom water during the late Miocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **518**, 134-142. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.006>
- Khazov A.F., Vergasova L.P., Simakova Yu.S., Smoleva I.V., Tarasov K.V., Silaev V.I. (2019) Fumarolic carbonate mineralizations on the example of BTTI (Kamchatka). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, **2**, 12-19. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-12-12-19>
- Kuprin P.N. (2014) Introduction to Oceanology. Moscow, MGU, 632 p. (In Russ.)
- Lein A.Yu., Bogdanov Yu.A., Sagalevich A.M., Peresypkin V.I., Dulov L.E. (2002) White pillars of the abandoned city. *Nature*, **12**, 40-46. (In Russ.)
- Lein A.Yu., Galkin S.V., Maslennikov V.V., Bogdanov Yu.A., Bogdanova O.Yu., Dara O.M., Ivanov M.V.

- (2007) A new type of carbonate rocks on the ocean floor (Mid-Atlantic Ridge, 30°07' N). *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(4), 535-539. (In Russ.)
- Lein A.Yu., Ivanov M.V. (2009) Biogeochemical cycle of methane in the ocean. (Resp. Ed. A.P. Lisitsyn). Moscow, Nauka Publ., 576 p. (In Russ.)
- Logvinova E.A., Matveeva T.V. (2009) Comparison of the isotopic composition of authigenic carbonates from different regions of the world ocean. *Vestnik SPbGU*, **7**(1), 48-56. (In Russ.)
- Lysenko V.I., Shik V.N. (2014) Degassing and "carbonate structures" in the LASPI Bay (South Coast). *Geologiya i Poleznye Iskopaemye Mirovogo Okeana*, (2), 105-111. (In Russ.)
- MacLeod K.G., Hoppe K.A. (1992) Evidence that iniceramid bivalves were benthic and harbored chemosynthetic symbioses. *Geology*, **20**(2), 117-120. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0117:ETIBWB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0117:ETIBWB>2.3.CO;2)
- Makhnach A.A., Mikhailov N.D., Kolosov I.L., Shimanovich V.M. (1994) Carbon and Oxygen Isotopes in the Devonian Carbonate Formations of Belarus. Minsk, IGA AN Belarusi, 96 p. (In Russ.)
- Marakushev A.A., Paneyakh N.A., Marakushev S.A. (2011) Formation of sulfide ores and hydrocarbons in mid-ocean ridges. *Glubinnaya Neft*, **4**(6), 150-156. (In Russ.)
- Merkushova M.Yu., Zhegallo E.A. (2016) Biomorph structures in rich iron ores of the KMA (according to the results of an electron microscopic study). *Vestnik Voronezh. Gos. Universita. Geol. Ser.*, (2), 150-154. (In Russ.)
- Pacton V., Ariztegui D., Wacey D., Kilburn M.R., Rollion-Bard C., Farah R., Vasconcelos C. (2012) Going nano: A new step towards understanding the processes governing fresh water ooid formation. *Geology*, **40**(6), 547-550. <https://doi.org/10.1130/G32846.1>
- Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S., Früh-Green G.L., Olson E.J., Lupton J.E., Sylva S.P., Kelley D.S. (2008) Abiogenic Hydrocarbon Production at Lost City Hydrothermal Field. *Science*, **319**, 604-607. <https://doi.org/10.1126/science.1151119>
- Reeburgh W.S. (2007) Oceanic methane biogeochemistry. *Chem. Rev.*, **107**(2), 486-513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>
- Sazonov A.M., Tsykin R.A., Ananiev S.A., Perfilova O.Yu., Makhlaev M.L., Sosnovskaya O.V. (2019) Guide to the geological routes in the vicinity of the city of Krasnoyarsk. Krasnoyarsk, SFU, 212 p. (In Russ.)
- Silaev V.I., Shteiner V.L., Schneider L.B. (2006) Travertines as an indicator of a long-lived ore-bearing hydrothermal system. *Petrology and Mineralogy of the North Urals and Timan*. (Eds L.V. Makhlaev, O.V. Udoratina). Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 116-127. (In Russ.)
- Silaev V.I., Tchaikovsky I.I., Mityushova T.P. (2008) Modern carbonate mineralizations on evaporation and sedimentation-diagenetic isotope-geochemical barriers. Syktyvkar, Geoprint, 66 p.
- Valantine D.L., Reeburgh W.S. (2000) New perspectives on anaerobic methane oxidation. *Environ. Microbiol.*, **2**(5), 477-484. <https://doi.org/10.1046/j.1462-2920.2000.00135.x>
- Voronkov M.G., Kuznetsov I.G. (1977) Elements of Life. *Khimiya i Zhizn*, **9**, 43-47. (In Russ.)
- Vu B., Chen M., Crawford R.J., Ivanova E.P. (2009) Bacterial Extracellular Polysaccharides Involved in Biofilm Formation. *Molecules*, **14**(7), 2535-2554. <https://doi.org/10.3390/molecules14072535>

Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа

А. В. Черемных, И. К. Декабрёв

Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: cherem@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 14.04.2022 г., принята к печати 28.09.2022 г.

Объект исследования. Предбайкальский предгорный прогиб расположен в восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы и протягивается более чем на 600 км в северо-восточном направлении. Он начал формироваться в мезозое на палеозойском основании, смятом в складчатые структуры, и продолжил в кайнозое, в результате чего имеет сложное строение в виде системы валов и прогибов, осложненных разрывными нарушениями. Исследование посвящено недостаточно детально изученным разрывным нарушениям платформенного чехла, которые сложно картировать из-за незначительных смещений их крыльев. **Материалы и методы.** При изучении разноранговых разрывных нарушений применен метод специального картирования разломных зон, в основе которого лежит парагенетический анализ дизъюнктивных дислокаций. Была создана сеть из 18 точек геолого-структурных наблюдений в разновозрастных породах осадочного чехла, в пределах которых собраны данные о разрывах и трещиноватости горных пород. **Результаты.** Поранговый структурно-парагенетический анализ разрывов, откартированных в породах разного возраста и состава, позволил определить специфику поэтапного развития прогиба. Разрывы, обнаруженные в породах докайнозойского чехла платформы, удовлетворяют парагенезам зоны сжатия, поскольку являются взбросами и соответствующими сдвигами, а также парагенезам зоны правостороннего сдвига и зоны растяжения северо-восточного простирания. Деформации в кайнозойских отложениях относятся к парагенезам зон правостороннего сдвига и растяжения, которым удовлетворяют локальные сдвиги и сбросы. **Выводы.** Проведенное исследование показало, что кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб формировался в обстановках сдвига и растяжения. Он заложен на докайнозойском основании, которое, помимо обстановок сдвига и растяжения, испытало этап сжатия в докайнозойское время.

Ключевые слова: Сибирская платформа, предгорный прогиб, разломная зона, парагенезы разрывов, Байкальский рифт

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках базового бюджетного проекта Министерства науки и высшего образования РФ № FWEF-2021-0009 “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии” с использованием оборудования ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (грант № 075-15-2021-682)

Faults of the Pre-Baikal submontane trough (Siberian Platform): Structural-genetic analysis

Aleksandr V. Cheremnykh, Ilya K. Dekabryov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: cherem@crust.irk.ru

Received 14.04.2022, accepted 28.09.2022

Research subject. The pre-Baikal submontane trough is located in the eastern part of the Irkutsk Amphitheater of the Siberian Platform, stretching for 600 km in a north-easterly direction. The trough started to form in the Mesozoic on the Paleozoic folded base and continued in the Cenozoic. The trough is characterized by a complex structure of shafts and deflections complicated by ruptures. **Aim.** To investigate the insufficiently studied ruptures of the platform cover, which are difficult to map due to minor displacements of their wings. **Materials and methods.** The method of specialized mapping of crustal fault zones based on an analysis genetically related of ruptures families was used. A network of 18 points of geological and structural observations in rocks of different ages of the sedimentary cover was created. **Results.** A rank structural-ge-

Для цитирования: Черемных А.В., Декабрёв И.К. (2022) Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа. *Литосфера*, 22(6), 783–795. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-783-795>

For citation: Cheremnykh A.V., Dekabryov I.K. (2022) Faults of the Pre-Baikal submontane trough (Siberian Platform): Structural-genetic analysis. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 783–795. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-783-795>

netic analysis of fractures mapped in rocks of different ages and composition revealed specific features associated with the gradual development of the trough. The ruptures identified in the rocks of the pre-Cenozoic cover of the platform satisfy the parageneses of the compression zone, the dextral strike-slip zone and the extension zone of the north-eastern strike. Deformations in Cenozoic sediments belong to the parageneses of dextral strike-slip zone and the extension zone. These parageneses consist of strike-slip and normal faults. *Conclusions.* The Cenozoic Pre-Baikal submontane trough was formed under strike-slip and extension conditions. The compression stage is highlighted in the Pre-Cenozoic base.

Keywords: *Siberian platform, submontane trough, fault zone, rupture parageneses, Baikal rift*

Funding information

The study was carried out as part of project No. FWEF-2021-0009 *Recent Geodynamics, Mechanism of Lithospheric Deformation, and Geological Hazards in Central Asia. The research was technically supported by equipment of the Centre of Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (grant No. 075-15-2021-682)*

Acknowledgements

The authors express their appreciation to K.Zh. Seminsky, Yu.P. Burzunova, A.K. Seminsky, R.M. Zaripov, A.A. Karimova and A.S. Cheremnykh for assistance in field structural and geological measurements.

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб расположен в восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы (Логачев и др., 1964; Замараев и др., 1976; и др.). Он протягивается от долины р. Ангара в северо-восточном направлении около 600 км (рис. 1). Заложение (поздний мезозой) и дальнейшее развитие прогиба происходили синхронно с формированием Байкальской рифтовой системы (Логачев, 2003; Мац, Ефимова, 2011; и др.), в связи с чем представляет научный интерес специфика тектонического развития этих территорий, разделенных горными сооружениями (Приморский и Байкальский хребты).

Согласно Геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная..., 2009), в пределах района наших исследований кайнозойские отложения прогиба представлены образованиями от среднего палеогена до современных русловых и пойменных отложений (рис. 2). Отложения среднего палеогена (каменская свита) в своем стратотипическом виде описаны в монографии (Логачев и др., 1964). Они выделяются в основании разреза осадочной формации кайнозойских впадин, где залегают, как правило, на мощной коре выветривания. В пределах района исследований кора выветривания развивалась по юрским аркозовым песчаникам и алевролитам и по красноцветным мергелям и алевролитам среднего кембрия. Булусинская свита верхнего отдела палеогена выделена (Литвинцев, Тараканова, 1967) в объеме нижней угленосной подсвиты ользонской свиты (Логачев и др., 1964). Ее отложения располагаются либо с размывом на породах каменской свиты, либо на коре выветривания подстилающих юрских или кембрийских пород. Отложения баяндайской свиты нижнего неогена с нормальным стратиграфическим контактом лежат на булусинской, иногда

с локальным перерывом и смещением структурного плана – на каменской свите и значительно реже – на коре выветривания коренных пород. Отло-



Рис. 1. Район проведения исследования.

Темными пятнами обозначены кайнозойские отложения Предбайкальского предгорного прогиба, пунктирной линией – ось прогиба, по (Замараев и др., 1976).

Fig. 1. The area of the study.

Dark spots indicate Cenozoic deposits of the Pre-Baikal submontane trough. The discontinuous line is the submontane trough axis according to (Zamaraev et al., 1976).

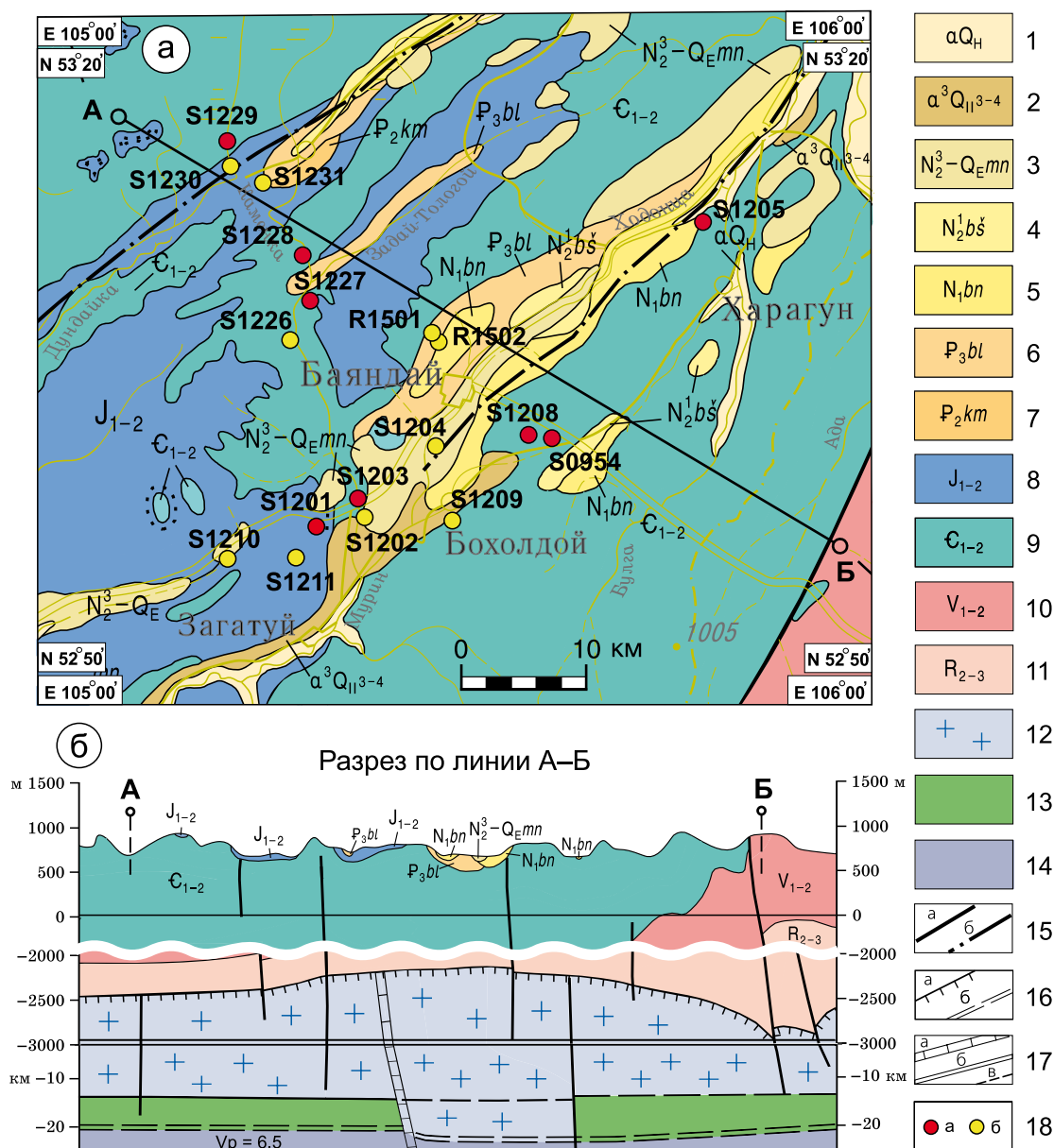


Рис. 2. Геологическое строение района исследований на карте (а) и в разрезе (б), согласно (Государственная..., 2009), и точки геолого-структурных наблюдений.

1 – аллювий русел, низкой и высокой пойм: валунно-галечные отложения, пески, супеси, суглинки, илы; 2 – аллювий третьей террасы: галечники, пески, супеси, суглинки; 3 – манзурская свита: галечники, пески, прослои глин, гравий; 4 – байшинская свита: галечники, пески, торфяники, глины; 5 – баяндайская свита: глины монтмориллонитовые серые, каолинит-гидрослюдистые, часто карбонатные, алевролиты, известняки, мергели, бурые угли; 6 – булусинская свита: глины каолинит-бейделлитовые, углистые, пласты бурых углей, пески, в основании – прослои галечников, гравийников; 7 – каменная свита: глины, алевролиты серые, пестроцветные с каолинитом, белые каолинитовые, песчаники пестроцветные, бурые угли, бокситы; 8 – нижняя и средняя юра: переслаивание песчаников, гравелитов, конгломератов, прослои алевролитов, аргиллитов, туфы андезитов, андезиты, глинисто-карбонатные брекчии, реже туффиты и угли; 9 – нижний и средний кембрий: алевролиты, песчаники, прослои аргиллитов, мергелей пестроцветных, алевролиты, мергели красноцветные, доломиты, доломито-ангидриты, глинистые доломиты, известняки, мергели, брекчии, прослои песчаников, каменная соль; 10 – нижний и средний венд: доломиты, известняки, карбонатные брекчии, каменная соль, ангидриты, песчаники, прослои известняков гравелитов, алевролитов, аргиллитов, песчаники кварцевые, аркозовые, конгломераты; 11 – средний и верхний рифей: песчаники кварцевые, сланцы глинистые, углеродистые, алевроитовые, известняки, доломиты, известняки доломитовые; 12 – верхнекоровый “гранит-метаморфический” слой консолидированной коры контрастного латерального членения по гравимантным свойствам и умеренноградиентного нарастания пластовых скоростей от 6.0 до 6.4 км/с при средней $V_p = 6$ км/с; 13 – переходный слой резкой горизонтальной расслоенности среды и дифференцированного изменения скоростных характеристик ($V_p = 5.9-6.8$ км/с при средней скорости 6.4 км/с); 14 – среднекоровый слой, характеризующийся резким падением электрического сопротивления до 50–100 Ом·м, падением градиента нарастания

тания сейсмических скоростей ($V_p = 6.5$ км/с); 15 – главные долгоживущие разломы: а – выходящие на поверхность, б – скрытые под перекрывающими образованиями; 16 – отражающие и преломляющие границы: а – кровля кристаллического фундамента, б – отражающие коровые границы; 17 – разломы фундамента и чехла по геофизическим данным, не выходящие на поверхность, выделяемые: а – по сейсморазведке, б – по градиентам Δg и ΔT основные, в – предполагаемые сейсмогеологические границы; 18 – точки геолого-структурных наблюдений: а – в докайнозойских породах чехла Сибирской платформы, б – в кайнозойских отложениях Предбайкальского предгорного прогиба.

Fig. 2. The geological structure on the map (a) and in the cross-section (б) of the research area, according to (State..., 2009) and the points of geological and structural observations.

1 – alluvium of riverbeds, low and high floodplains: boulder-pebble deposits, sands, sandy loams, loams, silts; 2 – alluvium of the third terrace: pebbles, sands, sandy loams, loams; 3 – Manzurka Formation: pebbles, sands, clay interlayers, gravel; 4 – Baishinskaya Formation: pebbles, sands, peatlands, clays; 5 – Bayandai Formation: gray montmorillonite clays, kaolinite-hydrosoluidic, often carbonate, siltstones, limestones, marls, brown coals; 6 – Bulusinskaya Formation: kaolinite-beidellite clays, carbonaceous, brown coal beds, sands, at the base – layers of pebbles, gravel beds; 7 – Kamenskaya Formation: clays, gray siltstones, variegated with kaolinite, white kaolinite, variegated sandstones, brown coals, bauxite; 8 – Lower and Middle Jurassic: interlayer of sandstones, gravelites, conglomerates, interlayers of siltstones, mudstones, tuffs of andesites, andesites, clay-carbonate breccias, rarely tuffites and coals; 9 – Lower and Middle Cambrian: siltstones, sandstones, interlayers of mudstones, variegated marls, siltstones, red-colored marls, dolomites, dolomite-anhydrites, clay dolomites, limestones, marls, breccias, sandstone interlayers, rock salt; 10 – Upper Ediacaran: dolomites, limestones, carbonate breccias, rock salt, anhydrites, sandstones, layers of limestone mudstones, siltstones, mudstones, quartz sandstones, arkose, conglomerates, quartz sandstones, clay shales, carbonaceous, siltstone; 11 – Middle and Upper Riphean: quartz sandstones, clay shales, carbonaceous, siltstone, limestones, dolomites, dolomite limestones; 12 – the upper-crust “granite is a metamorphic” layer of consolidated crust of contrasting lateral partitioning according to gravimagnetic properties and a moderately gradient increase in reservoir velocities from 6.0 to 6.4 km/s with an average $V_p = 6$ km/s; 13 – is a transitional layer of sharp horizontal stratification of the medium and differentiated changes in velocity characteristics ($V_p = 5.9$ – 6.8 km/s at an average of 6.4 km/s); 14 – is a medium-core layer characterized by a sharp drop in electrical resistance to 50–100 Ohm·m, a drop in the gradient of the increase in seismic velocities ($V_p = 6.5$ km/s); 15 – the main long-lived faults: а – coming to the surface, б – hidden under overlapping formations; 16 – reflecting and refractive boundaries: а – the roof of the crystal foundation, б – reflecting crustal boundaries; 17 – faults of the foundation and cover according to geophysical data, not coming to the surface, allocated: а – for seismic exploration, б – for gradients Δg and ΔT main, в – assumed seismogeological boundaries; 18 – points of geological and structural observations: а – in the Pre-Cenozoic rocks of the Siberian Platform cover, б – in the Cenozoic sediments of the Pre-Baikal submontane trough.

жения байшинской свиты верхнего неогена залегают на осадках баяндайской свиты со скрытым угловым несогласием ввиду смещения оси максимального прогибания осадков к северо-западу. Манзурская свита, возраст которой оценивается в интервале конец плиоцена – эоплейстоцен, сложена аллювиальными песчано-галечными отложениями, которые впервые описаны на междуречье Унгуры и Манзурки (Логачев, Абрамова, 1957; Логачев и др., 1964), где они представлены мощной (до 195 м) толщей многократного переслаивания галечников и песков различного гранулометрического состава и с переменным (чередование преобладающего косослоистости с параллельно-слоистым) рисунком слоистости. Отложения манзурской свиты широко распространены в пределах района исследований и представляют особый интерес, поскольку их образование синхронно с интенсивным ростом горных поднятий Приморского и Байкальского хребтов на позднеорогенном этапе развития региона (последние 3.5 млн лет). Кроме того, четвертичные отложения представлены аллювием третьей террасы (средний неоплейстоцен), а также русел рек, включая низкую и высокую поймы (голоцен). Из приведенной характеристики кайнозойских отложений следует, что формирование прогиба было поэтапным с интенсификацией тектонических движений в плиоцен-четвертичное время.

Важными индикаторами тектонического развития являются разрывные нарушения, изуче-

ние которых в пределах краевого прогиба осложняется особенностями обнаженности горных пород и спецификой самих дизъюнктивов, которые, как правило, представлены лишь зонами повышенной трещиноватости. Кинематический тип таких разрывов сложно установить из-за весьма незначительных смещений их крыльев, которые крайне редко наблюдаются в выходах горных пород осадочного чехла платформы. Так, на государственных геологических картах этой территории (Суханова, Деев, 1962; Государственная..., 2009) разломы или совсем отсутствуют, или весьма редки (см. рис. 2). На приведенной карте и в разрезе разломы обозначены как скрытые под перекрывающими образованиями. При этом разломы не зафиксированы ни в кайнозойских, ни в мезозойских отложениях. Однако в пределах предгорного прогиба дистанционными методами установлена серия разломов северо-восточного простирания (Семинский, Черемных, 2011; Семинский и др., 2012; Лунина, 2016), образующих зону Предбайкальского разлома, которая находится в пределах прогиба, по данным магнитно-теллурических зондирований (Семинский и др., 2012) и сейсморазведки (см. рис. 2, разрез). Также выделенный геофизическими методами Предбайкальский разлом откартирован с помощью формализованного линейamentного анализа на базе программного комплекса LESSA (Иванченко, Горбунова, 2021). Однако целенаправленные геолого-структурные исследования разрывов

в этой разломной зоне не проводились. Ранее были рассмотрены парагенезы разломов и складок в северо-восточной части прогиба (Рязанов, Малых, 1981; Саньков и др., 2017). При этом разрывные нарушения платформенного чехла в пределах Предбайкальского прогиба, связанные с одноименным разломом, остаются недостаточно изученными. Наше исследование проведено в целях установления кинематических типов разрывных нарушений, характерных для крупной долгоживущей разломной зоны, расположенной в пределах Предбайкальского предгорного прогиба, и выявления разновозрастных тектонических этапов ее формирования. Особый интерес представляют разрывы новейшего времени и динамические обстановки их образования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для выполнения исследования в центральной части юго-западного сегмента Предбайкальского предгорного прогиба, на водоразделе рек Ангара и Лена, была создана сеть точек геолого-структурных наблюдений (см. рис. 2). Наблюдения проведены в пределах 18 обнажений горных пород, из которых 8 – в породах кембрия и 10 – в кайнозойских отложениях. В ходе исследований мы не датировали кайнозойские отложения, хотя возраст последних в пределах изученной площади сильно варьирует от среднего палеогена до голоцена. Возраст некоторых разрезов известен, а других – еще предстоит установить. В дальнейшем, по мере накопления достаточного количества точек наблюдений в кайнозойских отложениях разного возраста, планируется датирование тектонических этапов. В данный момент это невозможно.

Во введении отмечено, что картирование разрывных нарушений в осадочном чехле платформ, а особенно в слабосцементированных кайнозойских осадках, затруднено, в связи с чем нами применен метод спецкартирования разломных зон земной коры, разработанный в Институте земной коры СО РАН (Семинский, 2014, 2015). В его основе лежит парагенетический анализ дизъюнктивных структур различных иерархических уровней: – от трещин длиной десятки сантиметров до крупных разломных зон протяженностью сотни и даже тысячи километров. Преимущество метода заключается в том, что основу фактического материала составляют зафиксированные в пределах горных пород разрывные и пликативные дислокации разного размера. Однако не во всех выходах горных пород наблюдаются разрывные нарушения или складки, но в каждом из них имеются трещины отрыва и/или скола. Сеть трещин, а часто и разрывов в виде зон

дробления или повышенной трещиноватости горных пород визуальнo выглядит хаотической или системной и может быть детально изучена. В связи с этим нами дополнительно к фиксации разрывов и складок проведены массовые измерения элементов залегания трещин (100 замеров). Затем с помощью построения сферограмм (азимутальные проекции) для каждого выхода горных пород, даже слабосцементированных кайнозойских отложений, был изучен характер трещиноватости, в том числе выделение максимумов, оценка их угловых соотношений, ориентировка в пространстве, асимметричность и т. д. Построения проведены с использованием программы “Structure”, правообладатель ИЗК СО РАН (Левина и др., 2017). Кроме того, в рамках спецкартирования применены многие известные методические приемы структурной геологии и тектонофизики при наличии соответствующих структур. Так, реконструкции поля тектонических напряжений с использованием штрихов на зеркалах скольжения проведены с помощью программы “Tensor”, разработанной Д. Дельво (Delvaux, 1993; Delvaux, Sperner, 2003) на основе метода инверсии Ж. Анжелы (Angelier, 1990) с добавлением метода оптимизации вращением.

В рамках первого этапа спецкартирования распределение максимумов трещиноватости на сферограммах сопоставлено с трафаретами парагенезов разрывов различных кинематических типов: сдвигов, сбросов, взбросов (надвигов), построенными в аналогичных проекциях (Бурзунова, 2011), что позволило установить кинематические типы локальных разрывов. Кроме того, при проведении парагенетического анализа использовался весь полученный в точках наблюдения фактический материал, т. е. при наличии обязательно учитывались сведения о выявленных разрывах (со смещением и без такового) и складках, а также о размерах и генетическом типе трещин. Эти сведения позволили верифицировать реконструкции кинематических типов локальных разрывов в пределах изученных обнажений горных пород (рис. 3а). Подобный комплекс методов, как правило, применяется при исследовании новейших деформаций в осадочном чехле впадин и их горном обрамлении (Пржияловский, Лаврушина, 2020; и др.).

На втором этапе специального картирования разломов осуществлен поранговый структурно-парагенетический анализ, заключающийся в выявлении наиболее распространенных парагенезов локальных разрывов в пределах изученной площади, и их сопоставление с идеализированными парагенезами разломных зон регионального уровня (рис. 3б). Ниже рассмотрены результаты проведенного исследования для палеозойского и кайнозойского структурных ярусов осадочного чехла.

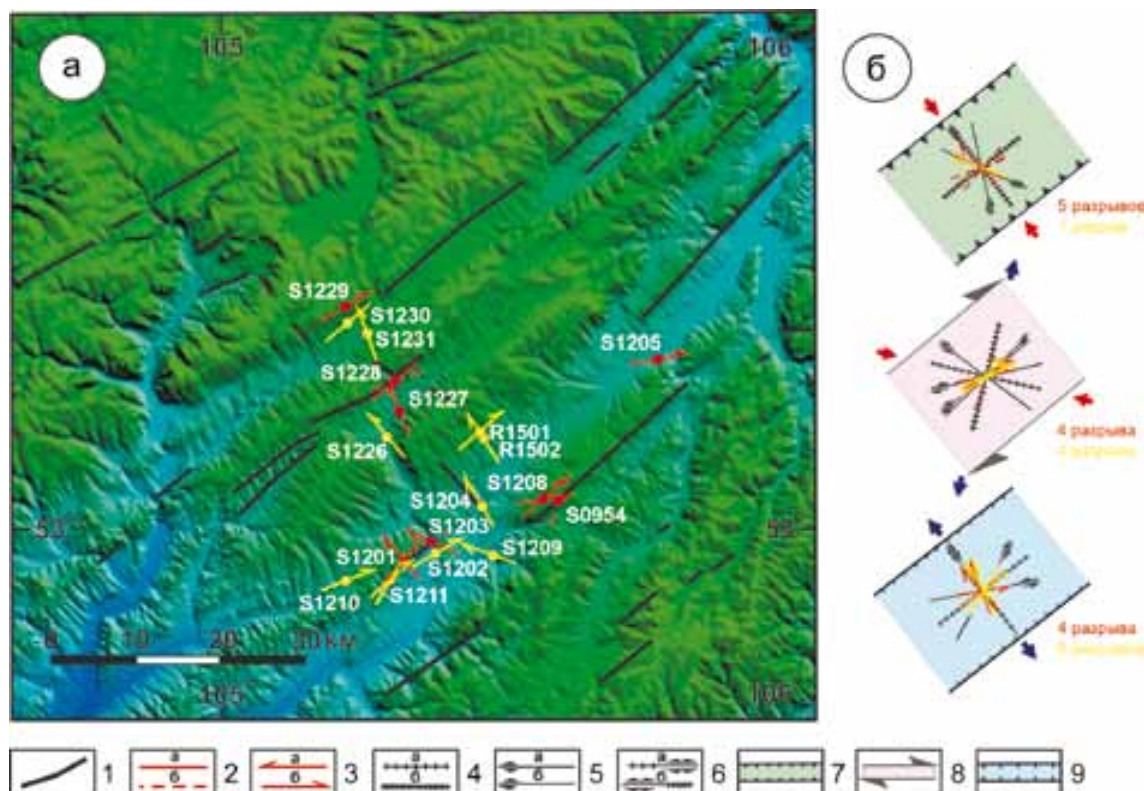


Рис. 3. Результаты спецкартирования разломных зон.

а – распространение выявленных локальных разрывов по площади, б – соответствие локальных разрывов парагенезам разломных зон сжатия, правого сдвига и растяжения.

1 – линейменты, выделенные с помощью цифровой модели рельефа (Черемных и др., 2018); 2, 3 – локальные разрывы, установленные в результате спецкартирования в кембрийских осадках (красное) и в кайнозойских отложениях (желтое): 2 – сброс (а) и взброс (надвиг, б), 3 – левый (а) и правый сдвиги (б); 4–6 – идеализированные разрывы структурных парагенезов разломных зон (Семинский, 2014): 4 – сброс (а) и взброс (надвиг, б), 5 – левый (а) и правый (б) сдвиги, 6 – разломы трансформационного типа в зонах растяжения (а) и зонах сжатия (б); 7–9 – разломные зоны: сжатия (7), сдвига (8) и растяжения (9).

Fig. 3. Results of specialized mapping of crustal fault zones.

а – local ruptures, б – the parageneses of the fault zones of compression, dextral strike-slip zone and the extension zone.

1 – lineaments identified using a digital relief model (Cheremnykh et al., 2018); 2, 3 – local ruptures in Cambrian sediments (red) and Cenozoic sediments (yellow): 2 – normal fault (a) and reverse fault (thrust; б), 3 – left (a) and right strike-slip fault (б); 4–6 – structural parageneses of fault zones (Seminskii, 2014): 4 – normal fault (a) and reverse fault (thrust; б), 5 – left (a) and right (б) strike-slip fault, 6 – transitional strike-slip to normal (a) and strike-slip to reverse (б) faults; 7–9 – fault zones: of compression (7), strike-slip (8) and extension (9).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Парагенезы разрывов и складчатость пород кембрия

В пределах коренных выходов кембрийских отложений выявлены разрывы, в том числе и со следами скольжения на поверхностях, и складчатые структуры, большинство из которых объясняются парагенезом зоны сжатия северо-восточного простирания. В двух из восьми обнажений (т. н. S1203 и S1228) наблюдались штрихи скольжения на пологих плоскостях и поверхности слоистости, простирание которых изменялось в пределах 315–325°, что позволило реконструировать положение оси сжатия при формировании разрывов со смещением в этих коренных выходах. В т. н. S0954, S1201, S1203 и S1228 по результатам специального картирования разломов реконструированы структуры сжатия (взбросы и надвиг) с простиранием 20°, 40°, 60° и 70° соответственно (см. рис. 3). Во многих обнажениях кембрийских пород часто вместе со структурами сжатия выявлены сдвиги, характеризующиеся различным простиранием и направлением перемещения крыльев.

Кроме того, в т. н. S1228 изучен сброс с простиранием, согласным с ориентировкой линеймента, выявленного ранее путем анализа цифровой мо-

дели рельефа (Черемных и др., 2018). Здесь же обнаружены послойные и слабосекущие слоистость трещины. В складчатых породах кембрия зафиксировано два разрывных нарушения в виде зон трещиноватости мощностью 15 м и более 5 м (рис. 4).

К сожалению, полевые геолого-структурные наблюдения не позволили установить характер взаимодействия этих зон, а для реконструкции кинематического типа в зоне каждого из разрывных нарушений были собраны и в дальнейшем обработаны

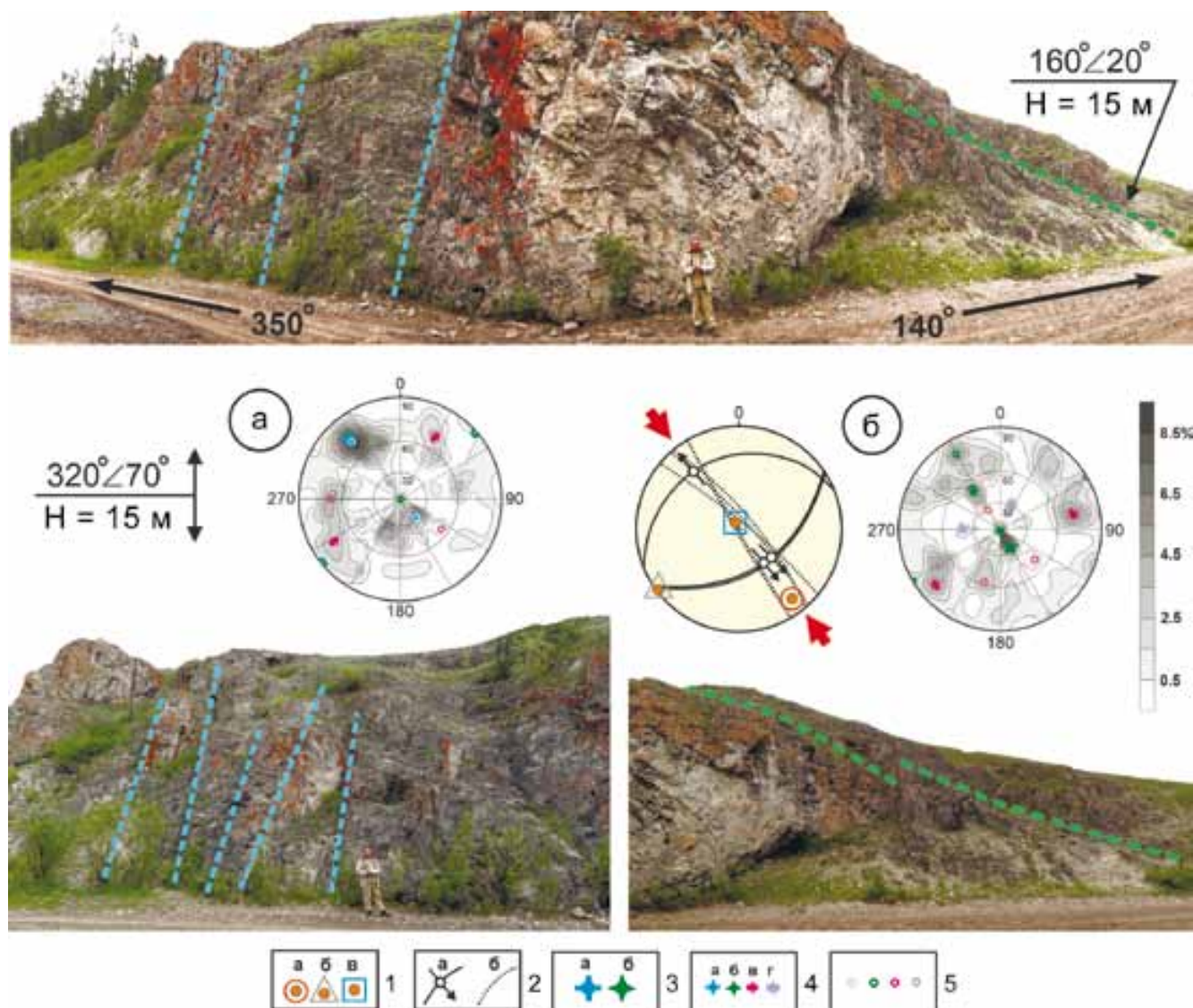


Рис. 4. Реконструкции кинематических типов разрывов и тектонических напряжений в отложениях кембрия (т. н. S1228).

1 – оси тектонических напряжений: а – сжатия, б – промежуточная, в – растяжения; 2 – положение плоскостей: а – зеркал скольжения (стрелка указывает направление перемещения висячего крыла), б – отрывов; 3 – полюса разрывов первого порядка: а – сброс, б – надвиг; 4 – полюса разрывов второго порядка, образующих парагенез зоны разрыва первого порядка: а – сброс, б – надвиг, в – сбросо-сдвиг, г – сдвиго-взброс; 5 – системы трещин соответствующих разрывов. Диаграммы построены в проекции верхней полусферы.

Fig. 4. Reconstructions of kinematics of ruptures and tectonic stresses in Cambrian sediments (Verkholenskaya Formation).

1 – axes of tectonic stresses: а – compression, б – intermediate, в – extension; 2 – position of planes: а – slickenside (arrow indicates the direction of movement of the hanging wing), б – tension joint; 3 – poles of faults of the first order: а – normal fault, б – thrust; 4 – poles of ruptures of the second order: а – normal fault, б – thrust, в – oblique, г – reverse oblique; 5 – systems of cracks of corresponding ruptures. Stereoplots are upper hemisphere projections.

сведения о трещиноватости горных пород. Также были построены сферограммы и выявлены максимумы плотности трещиноватости.

Даже при визуальном сравнении диаграмм трещиноватости видно, что они значительно различаются, хотя трещины для проведения анализа собраны в первых десятках метров друг от друга. Наиболее интенсивный максимум первой диаграммы – крутопадающий с наклоном на СЗ (см. рис. 4а), а самый значительный максимум второй диаграммы – пологий с падением на ЮВ (см. рис. 4б). Сопоставление максимумов диаграмм с трафаретами идеализированных парагенезов разрывов различных кинематических типов позволил установить кинематический тип этих разломов (зон трещиноватости) – сброс с аз. пад. $320^\circ \angle 70^\circ$ и надвига с аз. пад. $160^\circ \angle 20^\circ$.

Кроме того, в зоне надвига выявлены штрихи на зеркалах скольжения, по которым реконструировано поле тектонических напряжений сжатия с погружением главной оси – аз. пад. $323^\circ \angle 9^\circ$ (см. рис. 4б). Послойный и местами слабосекущий характер надвига, а также соответствующие выявленному сжатию пликативные структуры свидетельствуют о более раннем формировании этого разрыва по сравнению со сбросом. Последний развивался в среде, нарушенной трещиноватостью по слоистости горных пород и, вероятно, использовал ее как систему скола, сопряженного с основным разломом. В целом оба разлома имеют северо-восточное простирание, согласное с ориентировкой ближайшей границы платформы и подвижного пояса, но характеризуются падением в противоположных румбах и значительно различаются углами падения сместителей, что, вероятно, связано с характером воздействия на чехол платформы со стороны Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Складчатая структура кембрийских отложений характеризуется северо-восточным простиранием осей складок, что вызвано сжатием в СЗ направлении в палеозойское время, когда кембрийские отложения еще обладали достаточной пластичностью для образования пликативных дислокаций. В т. н. S1229 были измерены элементы залегания крыльев и проведена реконструкция погружения шарнира – аз. пад. $219^\circ \angle 4^\circ$. В т. н. S1203 измерено погружение шарниров мелких складок: аз. пад. $65^\circ \angle 8^\circ$, аз. пад. $55^\circ \angle 30-40^\circ$, аз. пад. $245^\circ \angle 10^\circ$. В других обнажениях кембрийских пород положение шарниров не установлено, так как наблюдалось лишь одно из крыльев (наклонное залегание). Чаще фиксировалось залегание пород с падением в юго-восточных румбах под углами $15-50^\circ$ (т. н. S1201, S1205, S0954), реже – с падением в северо-западном направлении и более пологими углами (например, S1208 – аз. пад. $305^\circ \angle 10^\circ$). А в т. н. S1227 зафиксировано субгоризонтальное залегание пород кембрия.

Поранговый анализ второго этапа спецкартирования показал, что все разломы кембрийских по-

род, имеющие разную ориентировку и кинематический тип, могут быть отнесены к трем парагенезам разломных зон северо-восточного простирания: зоне сжатия, зоне правого сдвига и зоне растяжения (см. рис. 3б). При этом парагенезу каждой из разломных зон удовлетворяют 4-5 локальных разрывов. Если же рассматривать соответствие локальных разрывов простиранию крупного разлома, то основное направление Предбайкальской разломной зоны представлено тремя взбросонадвигами, двумя сдвигами и одним сбросом (см. рис. 3б).

Выше отмечено, что в субгоризонтально и наклонно залегающих породах кембрия широко распространены парагенезы сдвигов различного простирания и кинематического типа (см. рис. 3). Эти крутопадающие хрупкие разрывы и отдельные трещины скола часто ортогональны слоистости горных пород. По нашему мнению, данная особенность хрупкого разрушения слоистых толщ связана со спецификой напряженно-деформированного состояния в приповерхностных условиях, когда основным силам, действующим вдоль пласта, значительно легче реализовать образование скола в плоскости действия максимальных касательных напряжений. Подобные условия характерны и для субгоризонтально залегающих кайнозойских осадков.

Парагенезы разрывов в кайнозойских отложениях

Выше обсуждалось, что сдвиги широко распространены в неоднородной горизонтально-слоистой среде. Исследования, проведенные на 10 обнажениях кайнозойских осадков, подтвердили эти представления. В результате спецкартирования получено 11 решений о локальных разрывах, большинство из которых сдвиги (9 решений) преимущественно правые (6 решений).

Так, в горизонтально залегающих песчаниках, предположительно, неогенового возраста (т. н. S1210) наблюдаются зона трещиноватости с аз. пад. $160^\circ \angle 80^\circ$ и мощностью 70 см, и зона трещиноватости с аз. пад. $255^\circ \angle 89^\circ$ и мощностью 10 см (рис. 5). В ходе проведения структурно-парагенетического анализа установлено, что трещиноватость в обнажении соответствует парагенезу сдвиговой зоны северо-восточного простирания с правосторонним перемещением крыльев, где наиболее интенсивный максимум (аз. пад. $160^\circ \angle 80^\circ$) показывает положение основного сместителя – правого сдвига первого порядка. Два других полюса с высокой плотностью – аз. пад. $190^\circ \angle 70^\circ$ и аз. прост. 300° – являются известными сколами Риделя – R и R'. Другие максимумы диаграммы, расположенные вблизи большого круга, отображают полюса сопутствующей сдвигу крутопадающей трещиноватости (см. диаграмму на рис. 5).

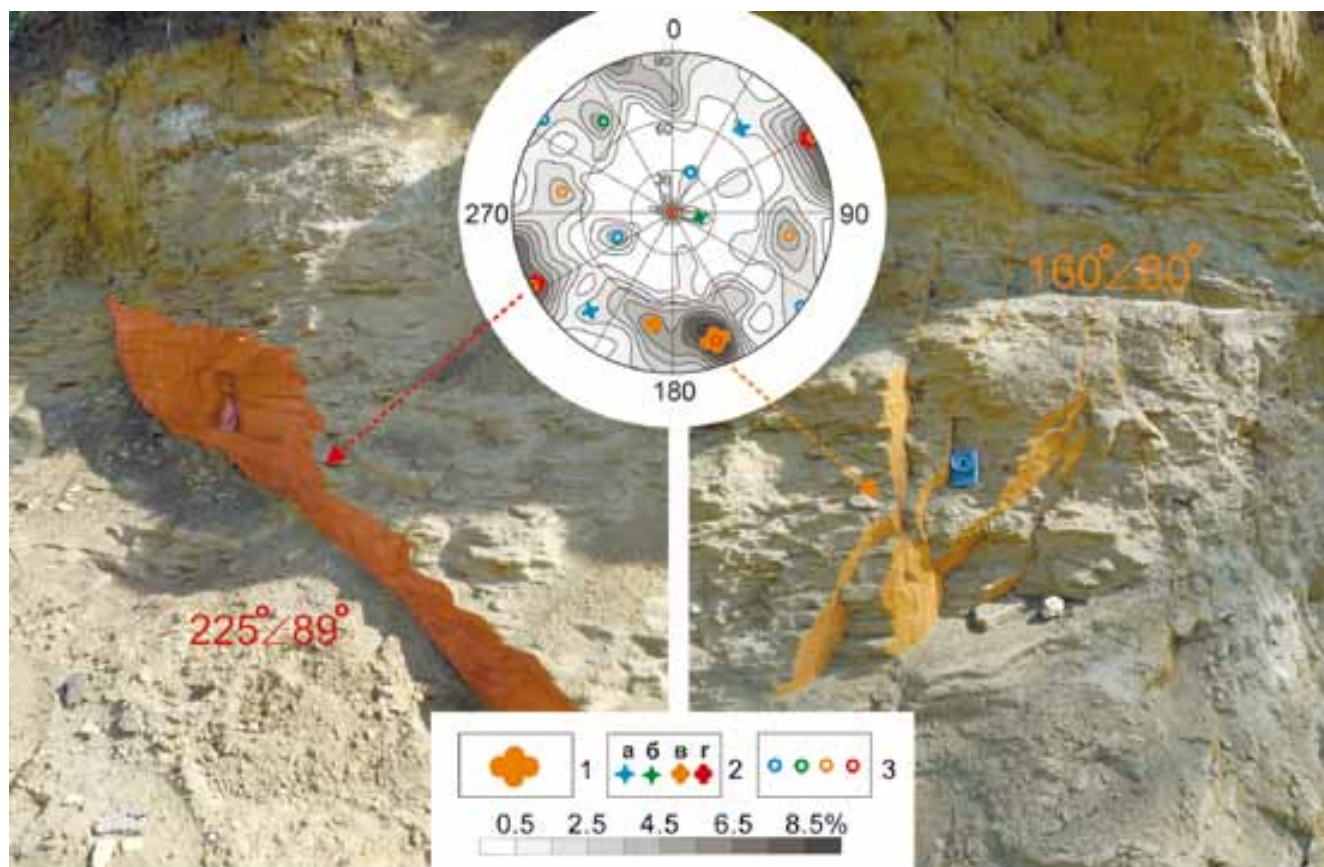


Рис. 5. Реконструкции кинематического типа разрыва в кайнозойских отложениях (т. н. S1210).

1 – полюс правого сдвига первого порядка; 2 – полюсы разрывов второго порядка, образующих парагенез зоны разрыва первого порядка: а – сброса, б – надвига, в – правого сдвига, г – левого сдвига; 3 – системы трещин соответствующих разрывов. Диаграмма построена в проекции верхней полусферы.

Fig. 5. Reconstructions of kinematically fault in Cenozoic sediments.

1 – the pole of the right strike-slip fault of the first order; 2 – the poles of the ruptures of the second order, forming the paragenesis of the fault zone of the first order: а – normal fault, б – thrust, в – dextral strike-slip fault, г – sinistral strike-slip fault; 3 – systems of cracks of corresponding ruptures. Stereoplot is upper hemisphere projections.

В целом из 9 локальных сдвигов кайнозойских осадков 4 являются правосторонними сдвигами северо-восточного простирания, 2 – правосторонними сдвигами северо-западной ориентировки, 2 – левосторонними сдвигами северо-западного простирания и 1 – правосторонним сдвигом западо-северо-западной ориентировки (см. рис. 3). Кроме того, в кайнозойских осадках реконструировано два сброса: аз. пад. $300^\circ/70^\circ$ (т. н. S1211) и аз. пад. $140^\circ/60^\circ$ (т. н. S1230). Дальнейший поранговый анализ показал, что локальные сбросы и различно ориентированные сдвиги удовлетворяют парагенезам более крупных зон растяжения, правостороннего сдвига северо-восточного простирания и, вероятно, сжатия (см. рис. 3а).

Наибольшее количество локальных разрывов (6 шт.), обнаруженных в кайнозойских осадках, удовлетворяют парагенезу зоны растяжения

северо-восточного простирания, так как являются сбросами близкой ориентировки и ортогональными к ним сдвигами с различным направлением перемещения крыльев, относящимися к трансформационному типу. Четыре правосторонних сдвига северо-восточного простирания, откартированные в т. н. S1210, S1211, S1202 и R1501, соответствуют парагенезу зоны сдвига с правосторонним перемещением крыльев. Парагенезу зоны сдвига также удовлетворяют правосторонние сдвиги и взброс, выявленные в отложениях кембрия (т. н. S1205, S1208, S1229 и S0954). Лишь один правосторонний сдвиг западо-северо-западной ориентировки, выявленный в т. н. S1209, хорошо соответствует парагенезу северо-восточной зоны сжатия (см. рис. 3б), что может быть вызвано рядом причин, затронутых в обсуждении результатов.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ
РЕЗУЛЬТАТОВ

Предбайкальский предгорный прогиб формируется на докайнозойском основании, поэтому часть разрывов, нарушающих кембрийские отложения чехла Сибирской платформы, образовалась на кайнозойском этапе тектогенеза. Однако и в кайнозойских осадках могли проявиться дизъюнктивные нарушения, сформированные ранее в кембрийских породах, что возможно при активизации разрывов, благоприятно ориентированных к новому полю тектонических напряжений. В связи с этим более детально рассмотрим распространение разрывов по площади и выявленные парагенезы разломных зон.

Анализ распространения выявленных локальных разрывов в пределах района исследования позволил отметить следующие особенности. Большинство разрывов характеризуются простиранием в северо-восточных румбах, согласным с ориентировкой прогиба и ближайшей реактивированной границы Сибирской платформы. Разрывы северо-западной ориентировки, как правило, приурочены к долинам рек и временных водотоков, имеющих соответствующее простирание. Близкая ориентировка разрывов в соседних точках наблюдения позволяет проследить некоторые из них по простиранию. Эта особенность отмечается для локальных дизъюнктивов как северо-восточного, так и северо-западного простирания (см. рис. 3). Например, в т. н. S1210, S1211, S1202 и S1208 выявлены правосторонние сдвиги северо-восточного простирания, что свидетельствует о протяженной зоне соответствующего сдвига, а правосторонние сдвиги северо-западного простирания в т. н. S1202 и S1209 характеризуются практически одинаковым простиранием. Также в т. н. S1201 и S1202 имеются взбросы сходной ориентировки. По нашему мнению, выявленные особенности носят не случайный характер, а обусловлены развитием региона на разных временных этапах в обстановках сжатия, сдвига и растяжения.

Существование Предбайкальского предгорного прогиба предполагает накопление осадков в условиях растяжения, поэтому не удивительно, что парагенез зоны растяжения северо-восточного простирания подтверждается наибольшим количеством локальных разрывов, которые преимущественно проявлены в породах кайнозоя. Парагенезу удовлетворяют 10 из 23 локальных разрывов, установленных в разновозрастных породах района исследований, а 6 из 10 – в осадках кайнозойского возраста. Это два сброса северо-восточного простирания в т. н. S1211 и S1230, а также четыре сдвига северо-западного простирания (в т. н. S1204, S1226, S1231 и R1502), характеризующиеся разнонаправленными перемещениями крыльев. Сдвиги

северо-западного простирания являются дополнительными элементами парагенеза зоны растяжения, так как их формирование обусловлено перемещением по системам основных структур – сбросов северо-восточного простирания, согласных с ориентировкой всей зоны. Подобный сброс и сдвиг обнаружены и в кембрийских отложениях, что ожидаемо и может быть объяснено двумя обстоятельствами. Во-первых, кайнозойское растяжение воздействовало на более ранние отложения платформенного чехла (кембрийские в пределах района исследования). Во-вторых, кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб наложен на более ранние структуры – Ангаро-Ленский раннепалеозойский прогиб в большей своей части и ранне- и среднеюрский предгорный прогиб в южной части (Замараев и др., 1976), т. е. условия растяжения в прогибе существовали и на более ранних (докайнозойских) тектонических этапах развития региона.

Парагенезу зоны правостороннего сдвига в равной мере (по 4 решения) удовлетворяют локальные разрывы, выявленные как в кайнозойских, так и в палеозойских породах (см. рис. 3б). Мы предполагаем, что широкое распространение элементов парагенеза разломной зоны правостороннего сдвига в кайнозойских осадках, причем как неогенового, так и четвертичного возраста, связано с образованием или активизацией данного дизъюнктива в кайнозойское время. То есть не исключается формирование разлома в четвертичное время, что предполагает существование элементов, образующих его внутреннюю структуру, и в породах более раннего возраста. Однако существует вероятность того, что разлом образовался в докайнозойское время и лишь “подновился” при активизации. На данной стадии исследования нет возможности датировать выявленный для данного региона сдвиговый этап. Работы в этом направлении планируется продолжить.

В результате же проведенного исследования установлено, что разрывы, выявленные в кембрийских отложениях, удовлетворяют парагенезам зон сжатия (5 разрывов), правостороннего сдвига (4 разрыва) и растяжения (4 разрыва), а разрывы в кайнозойских осадках – в основном парагенезам зон правостороннего сдвига и растяжения (см. рис. 3б). Из этого следует, что парагенез зоны сжатия в пределах района исследования сформировался после ранне- и среднекембрийского и до кайнозойского времени. Единичный правосторонний сдвиговый разрыв, выявленный в молодых отложениях (т. н. S1209) и удовлетворяющий парагенезу зоны сжатия более раннего возраста, скорее всего, имеет случайный характер, хотя мы допускаем возможность активизации существовавшего ранее разрыва (ослабленной зоны) под действием необходимых для этого напряжений в кайнозойское время. Так мог образоваться соответствующий локаль-

ный парагенез трещин в кайнозойских песчано-галечных отложениях, о чем косвенно свидетельствует расположение данной точки наблюдения на границе с кембрийскими отложениями (см. рис. 2).

Полученные нами результаты хорошо коррелируют с подобными исследованиями, проведенными в северо-восточной части Предбайкальского прогиба и в Непской зоне. Так, парагенезы пликтивных и дизъюнктивных структур зоны сочленения Ангара-Ленского поднятия и Предбайкальского прогиба свидетельствуют о нескольких стадиях сжатия в докайнозойское, вероятно палеозойское, время и о растяжении на кайнозойском этапе развития региона (Саньков и др., 2017). Здесь, помимо взбросов и сбросов, отмечается широкое развитие генетически связанных с ними сдвиговых разрывных нарушений. Однако, в отличие от нашего исследования, отдельный сдвиговый этап в цитируемой работе не выделяется. Широкое развитие парагенеза правостороннего сдвига северо-восточного простирания в пределах Непской зоны обсуждалось в статье (Рязанов, Малых, 1981). На схеме, приведенной в данной работе, разнообразие различно ориентированных сдвигов и складчато-надвиговых дислокаций связывается со смещениями крыльев – правосторонними Ангара-Вилуйского (наиболее крупный) и левосторонними Тунгусско-Чонского разломов фундамента при западо-северо-западной ориентировке оси сжатия. Авторы объясняют парагенез дислокаций верхних горизонтов осадочного чехла движением по разломам основания, а время активных движений устанавливается как позднедевонско-среднекаменноугольное. Проведенные нами исследования подтверждают существование данного поля тектонических напряжений в пределах Предбайкальского прогиба, которое могло воздействовать на породы осадочного чехла как в послекембрийское, так и в кайнозойское время.

Современная активность в пределах прогиба подтверждается сейсмичностью юга Сибирской платформы, закономерности проявления которой свидетельствуют о генетической связи процессов деструкции земной коры в краевой части платформы (полоса 150–300 км) и подвижном поясе (Семинский и др., 2008). Нам неизвестны механизмы очагов землетрясений в пределах Предбайкальского предгорного прогиба, однако растяжение вкрест центральной части его юго-западного сегмента подтверждается данными GPS-измерений (Ашурков, 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В окрестностях пос. Баяндай в кембрийских и кайнозойских отложениях чехла Сибирской платформы методом спецкартирования разломных зон изучены парагенезы разрывов. В центральной ча-

сти Предбайкальского предгорного прогиба выявлены парагенезы зон сжатия, правостороннего сдвига и растяжения. Парагенез разрывов зоны сжатия имеет докайнозойское время формирования, так как практически не проявлен в кайнозойских отложениях. Обстановки, при которых были сформированы парагенезы зоны сдвига с правосторонним перемещением крыльев и зоны растяжения, существовали в кайнозойское время.

Таким образом, кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб формировался в обстановках сдвига и растяжения. Он заложен на докайнозойском основании, которое, помимо обстановок сдвига и растяжения, испытало этап сжатия в докайнозойское время. Проведенное исследование также не исключает полициклического развития деформаций в пределах прогиба. Так, сброс и правосторонние сдвиги, зафиксированные в кембрийских отложениях чехла платформы, могли образоваться не только в кайнозойское время, но и ранее – в палеозое или мезозое. Уточнение времени проявления установленных в ходе исследования этапов тектогенеза требует проведения дальнейших работ по изучению деформаций в породах различного возраста.

Благодарности

Авторы благодарны д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому, к.г.-м.н. Ю.П. Бурзуновой, к.г.-м.н. А.К. Семинскому, Р.М. Заринову, А.А. Каримовой и А.С. Черемных за помощь при сборе геолого-структурного материала в экспедициях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ашурков С.В. (2022) Деформации южной части Сибирской платформы по данным GPS-измерений. *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(1), 0628. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0628>
- Бурзунова Ю.П. (2011) Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках. *Литосфера*, (2), 94–110.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2009) N-48 (Иркутск). Масштаб 1 : 1 000 000. Авторы: Т.Ф. Галимова, С.А. Пермяков, В.Т. Бобровский, Л.А. Бормоткина, А.Г. Пашкова. (Ред. Л.Б. Макарьев). СПб.: ВСЕГЕИ.
- Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. (1976) Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 134 с.
- Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. (2021) Формализованный линейный анализ геологических структур Прибайкалья. *Физика Земли*, (5), 223–234. <https://doi.org/10.31857/S0002333721050082>
- Левина Е.А., Семинский К.Ж., Мирошников А.И., Гладков А.С. (2017) Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2017615651 “Structure”.

- Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И. (1967) Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы. *Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири*. Новосибирск: Наука, 156-166.
- Логачев Н.А. (2003) История и геодинамика Байкальского рифта. *Геология и геофизика*, **44**(5), 391-406.
- Логачев Н.А., Абрамова Т.К. (1958) Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра. *Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.* Вып. 14, 114-128.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. (1964) Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 196 с.
- Лунина О.В. (2016) Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии. *Геодинамика и тектонофизика*, **7**(3), 407-434. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
- Мац В.Д., Ефимова И.М. (2011) Палеогеографический сценарий позднего мела-кайнозоя центральной части Байкальского региона. *Геодинамика и тектонофизика*, **2**(2), 175-193.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2020) Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань). *Литосфера*, **20**(6), 771-790. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Рязанов Г.В., Малых А.В. (1981) Парагенезы дислокаций осадочного чехла при горизонтальных движениях фундамента в Непской зоне (Сибирская платформа). *Докл. АН СССР*, **258**(4), 980-982.
- Саньков В.А., Парфеев А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. (2017) Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы. *Геодинамика и тектонофизика*, **8**(1), 81-105. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0233>
- Семинский К.Ж. (2014) Спецкартирование разломных зон земной коры. Ст. 1. Теоретические основы и принципы. *Геодинамика и тектонофизика*, **5**(2), 445-467.
- Семинский К.Ж. (2015) Спецкартирование разломных зон земной коры. Ст. 2. Основные этапы и перспективы. *Геодинамика и тектонофизика*, **6**(1), 1-43.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Вахромеев А.Г., Черемных А.В., Бобров А.А., Когут Е.И. (2008) Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разных масштабных уровнях. *Литосфера*, (4), 3-21.
- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. (2012) Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю пос. Баяндай – м. Крестовский. *Геология и геофизика*, **53**(2), 250-269.
- Семинский К.Ж., Черемных А.В. (2011) Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа. *Геология и геофизика*, **52**(3), 450-469.
- Суханова Н.В., Деев Ю.П. (1962) Государственная геологическая карта СССР. Сер. Прибайкальская. Лист N-48-XXVIII. Масштаб 1 : 200 000.
- Черемных А.В., Черемных А.С., Бобров А.А. (2018) Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла). *Геология и геофизика*, **59**(9), 1372-1383.
- Angelier J. (1990) Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, 363-376.
- Delvaux D. (1993) The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems. *Terra Abstracts (Abstr. suppl. Terra Nova)*, **5**, 216.
- Delvaux D., Sperner B. (2003) Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *Nieuwland, D. (Ed.) New Insights into Structural Interpretation and Modelling. V. 212. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 75-100.

REFERENCES

- Angelier J. (1990) Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, 363-376.
- Ashurkov S.V. (2022) Strain rates for the Southern Siberian craton derived from GPS measurements. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(1), 0628. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0628>
- Burzunova Y.P. (2011) Angles between conjugated systems of near-fault fractures in idealized and natural parageneses formed in various dynamic settings. *Lithosphere (Russia)*, (2), 94-110. (In Russ.)
- Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Bobrov A.A. (2018) Faults in the Baikal region: morphostructural and structure-genetic features (case study of the Buguldeika fault junction). *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(9), 1100-1108 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **59**(9), 1372-1383). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.08.004>
- Delvaux D. (1993) The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems. *Terra Abstracts (Abstr. suppl. Terra Nova)*, **5**, 216.
- Delvaux D., Sperner B. (2003) Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *Nieuwland D. (Ed.) New Insights into Structural Interpretation and Modelling. V. 212. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 75-100.
- Geological Map of the Russian Federation. (2009) N-48 (Irkutsk). T.F. Galimova, S.A. Permyakov, V.T. Bobrovsky, L.A. Bormitkina, L.B. Pashkova. (Ed. A.G. Makar'ev). Scale 1 : 1 000 000. St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- Ivanchenko G.N., Gorbunova E.M. (2021) Formalized lineament analysis of geological structures in the Baikal region. *Izv. Phys. Solid Earth*, **57**(5), 779-788 (translated from *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Fizika Zemli*, (5), 223-234). <https://doi.org/10.31857/S0002333721050082>
- Levina E.A., Seminsky K.Zh., Miroshnichennko A.I., Gladkov A.S. (2017) Structure Software. *State Registration Certificate 615651*. (In Russ.)
- Litvintsev G.G., Tarakanova G.I. (1967) New data on stratigraphy and lithology of tertiary deposits of the south of

- the Siberian platform. *Stratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia*. Novosibirsk, Nauka Publ., 156-166. (In Russ.)
- Logachev N.A. (2003) History and geodynamics of the Baikal rift. *Russ. Geol. Geophys.*, **44**(5), 373-387 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **44**(5), 391-406).
- Logachev N.A., Abramova T.K. (1958) Some features of the geology of Cenozoic deposits of the southeastern part of the Irkutsk Amphitheater. *Tr. Vost.-Sib. Filiala AN SSSR. Ser. geol.* V. 14, 114-128. (In Russ.)
- Logachev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. (1964) Cenozoic deposits of the Irkutsk Amphitheater. Moscow, Nauka Publ., 196 p. (In Russ.)
- Lunina O.V. (2016) The digital map of the Pliocene-Quaternary crustal faults in the southern East Siberia and the adjacent Northern Mongolia. *Geodynam. Tectonophys.*, **7**(3), 407-434. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
- Mats V.D., Efimova I.M. (2011) Paleogeographic scenario of the Late Cretaceous–Cenozoic for the central part of the Baikal region. *Geodynam. Tectonophys.*, **2**(2), 175-193. (In Russ.)
- Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2020) The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 771-790. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Ryazanov G.V., Malykh A.V. (1981) Parageneses of dislocations of sedimentary cover during horizontal movements of the foundation in the Siberian zone (Siberian platform). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **258**(4), 980-982. (In Russ.)
- San'kov V.A., Parfeevets A.V., Miroshnichenko A.I., Byzov L.M., Lebedeva M.A., San'kov A.V., Dobrynina A.A., Kovalenko S.N. (2017) Late Cenozoic faulting and the stress state in the south-eastern segment of the Siberian platform. *Geodynam. Tectonophys.*, **8**(1), 81-105. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0233>
- Seminsky K.Zh. (2014) Specialized mapping of crustal fault zones. Pt 1: Basic theoretical concepts and principles. *Geodynam. Tectonophys.*, **5**(2), 445-467. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>
- Seminsky K.Zh. (2015) Specialized mapping of crustal fault zones. Pt 2: Main stages and prospects. *Geodynam. Tectonophys.*, **6**(1), 1-43. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170>
- Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V. (2011) Jointing patterns and stress tensors in Cenozoic sediments of the Baikal rift: Development of the structural-genetic approach. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(3), 353-367 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **52**(3), 450-469). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.002.008>
- Seminsky K.Zh., Gladkov A.S., Vakhromeev A.G., Cheremnykh A.V., Bobrov A.A., Kogut E.I. (2008) Faults and seismicity of the south of Siberian platform: features of display at different scale levels. *Lithosphere (Russia)*, **4**(4), 3-21. (In Russ.)
- Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospieva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Burzunova Y.P. (2012) Interblock zones of the northwestern Baikal rift: Results of geological and geophysical studies along the Bayandai Village-Cape Krestovskii profile. *Geol. Geofiz.*, **53**(2), 194-208. (In Russ.)
- Sukhanova N.V., Deev Yu.P. (1962) State geological map of the USSR. The Baikal series. Sheet N-48-XXVIII. Scale 1 : 200 000. (In Russ.)
- Zamaraev S.M., Adamenko O.M., Ryazanov G.V., Kulchitsky A.A., Adamenko R.S., Vikentiev N.M. (1976) Structure and history of the development of the Pre-Baikal foothill trough. Moscow, Nauka Publ., 134 p. (In Russ.)

Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро

А. И. Хассан^{1,2}, С. В. Рассказов^{1,3}, И. С. Чувашова^{1,3}, С. А. Решетова⁴, М. Н. Рубцова¹,
Т. А. Ясныгина¹, Р. Ц. Будаев⁵, А. Аль Хамуд⁶, Л. А. Титова⁷, Е. В. Родионова⁷, М. В. Усольцева⁷

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128

²Университет Аль-Басс, г. Хомс, Сирия, e-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com

³Иркутский государственный университет, 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, д. 1

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, д. 1А

⁵Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6а

⁶Университет Аль-Фурад, Дейр-Эз-Зор, Сирия

⁷Лимнологический институт СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, д. 3

Поступила в редакцию 24.06.2022 г., принята к печати 21.09.2022 г.

Объект исследования. Кайнозойские стратифицированные осадочные образования, вскрытые скважиной 517 в районе Уро. **Цель.** Изучить разрез пространственно совмещенных стратонсов Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны. **Методы.** Литолого-стратиграфический анализ, литогеохимические, палеонтологические исследования отложений. **Результаты.** Впервые вскрыты олигоценые отложения кулариктинской свиты Селенгино-Витимского прогиба, с несогласием перекрытые отложениями впадин байкальского типа Байкальской рифтовой зоны (миоцен-нижнеплиоценовой танхойской свитой, верхнеплиоценовой-эоплейстоценовой аносской свитой и четвертичной полифациальной толщей). В отложениях разреза охарактеризовано четыре палинокомплекса: ПК I раннего олигоцена – смешанных лесов из ели, сосен, тсуги с примесью ольхи, березы и широколиственных листопадных с незначительным участием вечнозеленых растений, существовавших в условиях теплоумеренного климата; ПК II позднего олигоцена – расширения площадей хвойной растительности в условиях перехода к умеренному климату; ПК III раннего миоцена – мезофильных хвойных лесов и значительной ролью широколиственных пород деревьев в более теплых и влажных климатических условиях; ПК IV позднего миоцена – растительности, близкой к таежной, с редкими реликтами хвойных и лиственных растений в условиях нарастающего похолодания при уменьшении общей влагообеспеченности. Отсутствие пыльцевых зерен в переходных отложениях от кулариктинской к танхойской свите конца олигоцена – начала миоцена соответствовало условиям палеоклиматического пессимума. В танхойской свите установлена пачка озерных отложений с диатомеями. В пачке выявлено 50 видов диатомовых водорослей, среди которых абсолютно доминировал планктонный вид *Alveolophora antiqua* в палеоводоеме значительных глубин и большого объема водной массы. **Выводы.** В разрезе Уро совмещены олигоценые отложения Селенгино-Витимского прогиба и миоцен-четвертичные отложения Байкальской рифтовой зоны.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона, оз. Байкал, Баргузинская долина, Селенгино-Витимский прогиб, олигоцен, миоцен, литология, палинологический анализ, диатомовые водоросли

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ № 19-04-00746, № 0279–2021–0008 (ЛИН СО РАН), № 0284-2021-0003 (ИГХ СО РАН) на базе приборного центра “Электронная микроскопия”, входящего в ЦКП “Ультрамикроанализ” ЛИИ СО РАН

Cenozoic sediments from the Selenga-Vitim Downwarp and Baikal Rift Zone spatially combined in the Uro section

Для цитирования: Хассан А.И., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Решетова С.А., Рубцова М.Н., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц., Аль Хамуд А., Титова Л.А., Родионова Е.В., Усольцева М.В. (2022) Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро. *Литосфера*, 22(6), 796–817. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-796-817>

For citation: Hassan A.I., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Reshetova S.A., Rubtsova M.N., Yasnygina T.A., Budaev R.Ts., Al Hamoud A., Titova L.A., Rodionova E.V., Usoltseva M.V. (2022) Cenozoic sediments from the Selenga-Vitim Downwarp and Baikal Rift Zone spatially combined in the Uro section. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 796–817. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-796-817>

© А.И. Хассан, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, С.А. Решетова, М.Н. Рубцова, Т.А. Ясныгина, Р.Ц. Будаев, А. Аль Хамуд, Л.А. Титова, Е.В. Родионова, М.В. Усольцева, 2022

Abdulmonem I. Hassan^{1,2}, Sergei V. Rasskazov^{1,3}, Irina S. Chuvashova^{1,3}, Svetlana A. Reshetova⁴,
Mariya N. Rubtsova¹, Tatiana A. Yasygina¹, Rentchin Ts. Budaev⁵, Adnan Al Hamoud⁶,
Lyubov A. Titova⁷, Elena V. Rodionova⁷, Marina V. Usoltseva⁷

¹Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia

²Al-Baath University, Homs, Syria, e-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com

³Irkutsk State University, 1 Karl Marx st., Irkutsk 664003, Russia

⁴A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the RAS, 1A Favorskogo st., Irkutsk 664033, Russia

⁵Geological Institute, Siberian Branch of the RAS, 6a Saf'yanova st., Ulan-Ude 670047, Russia

⁶Al-Furat University, Deir Ezzor, Syria

⁷Limnological Institute, Siberian Branch of the RAS, 3 Ulan-Batorskaya st., Irkutsk 664033, Russia

Received 24.06.2022, accepted 21.09.2022

Research subject. Cenozoic stratified sedimentary formations exposed by well 517 in the Uro area. **Aim.** To study a section of spatially combined deposits from the Selenga-Vitim Downwarp and Baikal Rift Zone. **Methods.** Lithological and stratigraphic analysis, lithogeochemical, paleontological studies. **Results.** Oligocene deposits of the Kularikta Formation from the Selenga-Vitim Downwarp found for the first time, unconformably overlain by deposits of the Baikal-type basins of the Baikal Rift Zone (Miocene-Lower Pliocene Tankhoi Formation, Upper Pliocene-Eopleistocene Anosov Formation, and Quaternary polyfacies stratum). Four palynocomplexes are characteristic of the section: PC I of the Early Oligocene shows mixed forests of spruce, pine, hemlock with an admixture of alder, birch, and broad-leaved deciduous trees with an insignificant participation of evergreens that existed in a warm temperate climate; PC II of the Late Oligocene reflects expansion of areas of coniferous vegetation in the transition to a moderate climate; PC III of the Early Miocene demonstrates mesophilic coniferous forests and a significant role of broad-leaved tree species in warmer and more humid climatic conditions; PC IV of the Late Miocene–Early Pliocene displays vegetation close to taiga with rare relics of coniferous and deciduous plants under conditions of increasing cooling with a decrease in total moisture supply. A lack of pollen grains in the transitional deposits from the Kularikta to the Tankhoi Formation of the late Oligocene–early Miocene corresponds to conditions of a paleoclimatic pessimum. A member of lacustrine sediments with diatoms was found in the Tankhoi Formation, 50 species of diatoms are identified, among which the planktonic species *Alveolophora antiqua* is absolutely dominant in a paleowater body of significant depths and a large volume of water mass. **Conclusion.** The Uro section combines the Oligocene deposits of the Selenga-Vitim Downwarp and Miocene–Quaternary deposits of the Baikal Rift Zone.

Keywords: Baikal Rift Zone, Lake Baikal, Barguzin Valley, Selenga-Vitim Downwarp, Oligocene, Miocene, Pliocene, Quaternary, lithology, palynology, diatoms

Funding information

This work was supported by the RFBR No. 19-04-00746, No. 0279–2021–0008 (LI SB RAS), No. 0284–2021–0003 (Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS) projects at the “Electron Microscopy Center” of the Shared Researched Facilities “Ultramicroanalysis” of Limnological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

Acknowledgements

Well 517 was drilled by the Baikal branch “Sosnovgeologiya” of FGUP “Urangologorazvedka” in 2012. Core documentation was carried out with the participation of V.L. Kolomiets (GIN SB RAS). The authors express their deep and sincere gratitude to analytical chemists G.V. Bondareva and M.M. Samoilenko (IZK SB RAS) for analytical determinations of petrogenic oxides in rocks, V.I. Egorov and M.M. Maslennikova (LIN SB RAS) for help with the SEM method, palynologist G.N. Alexandrova (GIN RAS) for useful consulting assistance in the age interpretation of spore-pollen spectra.

ВВЕДЕНИЕ

По характеру осадконакопления во впадинах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) различаются два этапа тектонического развития: раннеорогенный (добайкальский) и позднеорогенный (необайкальский) (Логачев, 1958, 1968, 1974; Флоренсов, 1960). Предполагается, что на раннеорогенном этапе во впадинах накапливалась угленосная (танхойская) свита при спокойном опускании фундамента в условиях влажного и теплого климата. На позднеорогенном этапе накапливалась “охристая” (аносовская) свита при резком поднятии горных хребтов и опускании впадин в условиях аридизации и похолодания климата. БРЗ рассматрива-

ется как полоса поднятий и впадин, образовавшаяся в плиоцен-четвертичное время (Логачев, 1977). В структуру Байкальской рифтовой системы объединялись впадины БРЗ и впадины, заполненные осадочными отложениями и вулканическими породами неогена и кватерра, распространявшиеся за пределы БРЗ. В Тункинской долине и на Витимском плоскогорье установлено существенное расчленение рельефа раннего миоцена и рубежа раннего и среднего миоцена (Рассказов, 1993; Rasskazov et al., 2007).

В определении начала развития осевых впадин БРЗ ключевую роль играет идентификация в них наиболее древних отложений, которые могут относиться к их заложению с последующим направлен-

ным развитием до настоящего времени. Между тем во впадинах байкальского типа можно встретить отложения структур, некогда распространявшихся на территорию БРЗ, которые со временем приобрели собственное морфоструктурное выражение. Такое пространственно-временное перекрытие территории развития поднятий и впадин БРЗ шло со стороны Селенгино-Витимского прогиба (СВП), в осевой части которого накапливались отложения мохейской свиты кампана-маастрихта, иренгинской свиты палеоцена-эоцена и сосновоозерских слоев, кулариктинской свиты олигоцена-нижнего миоцена, джилдиндинской свиты нижнего-среднего миоцена, хойготской толщи плиоцена и береинской толщи квартера (Рассказов и др., 2007; Чувашова и др., 2019).

В створе впадин БРЗ к палеоцену отнесена только 60-метровая вулканогенно-осадочная толща, вскрытая скважинами на Ахаликском буровом месторождении Еловского отрога в Тункинской долине (Логачев, 1974). Хотя эта толща может коррелировать с нижней частью иренгинской свиты Селенгино-Витимского прогиба, ее единичный ахаликский фрагмент не имеет последовательного стратиграфического перехода к перекрывающим миоценовым отложениям танхойской свиты и отделен от них существенным стратиграфическим перерывом. Между тем во впадинах байкальского типа выделяются седиментационные последовательности совмещенных стратонів СВП и БРЗ. Такие последовательности начинаются отложениями эоцена и наращиваются вверх олигоценовыми и более молодыми отложениями. Совмещенные стратонів были вскрыты скважиной Степной Дворец, пройденной в дельте Селенги до глубины 3200 м (Замараев, Самсонов, 1959), и в Мишихинском разрезе Танхойской тектонической ступени Южного Байкала (Аль Хамуд и др., 2019, 2021).

В настоящей работе рассматривается новый разрез совмещенных стратонів СВП и БРЗ, вскрытый в разрезе Уро. Цель исследования – дать литолого-стратиграфическую характеристику нового разреза с обоснованием возраста слоев и показать значение совмещенных стратонів для определения характера перехода от длительного развития структуры СВП к плиоцен-четвертичному развитию структуры БРЗ в центральной части Байкальской рифтовой системы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Разрез Уро находится на юго-западном окончании Баргузинской долины – одной из осевых структур БРЗ (рис. 1). Наиболее мощный разрез осадочного наполнения Баргузинской долины вскрыт опорной скважиной 1–Р на глубину 1420 м в ее центральной части у с. Могойто. Отложения в основании разреза датировались по спорово-пыльцевому

комплексу средним-поздним миоценом (Логачев, 1974). По геофизическим данным (Зорин, 1971; Logatchev, Zorin, 1992), под осадочными отложениями Баргузинской долины погребены четыре котловины (с юго-запада на северо-восток): Джидинская (Джидотойская), Усть-Миндайская, Хонхинская и Усть-Гаргинская. Максимальная глубина 2.5 км определена в Хонхинской впадине.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Совмещенные стратонів СВП и БРЗ вскрыты в междуречье Уро и Читкан скважиной 517 (53°30'00" с. ш., 109°46'53.38" в. д.) с абсолютной высотой устья 530 м и глубиной 249.7 м. Разрез характеризует осадконакопление в Читканском понижении Джидинской (Джидотойской) котловины.

При литологических исследованиях керны скважины определялись фации отложений по их окраске, составу, структурным и текстурным признакам, характеру обломочного материала, минеральным включениям, включениям органического материала (детрита), контактам между слоями, а также по смене этих признаков в разрезе. Для разных типов исследования выбирались наиболее характерные образцы, отражающие смену литологии пород в разрезе, а также образцы, явно отличающиеся по своим характеристикам от других пород.

Возраст осадочных отложений обосновывался по результатам палинологического анализа (15 образцов), обеспечивающего определение относительного возраста слоев по динамике растительности и климатических условий территории. Спорово-пыльцевой анализ проведен по стандартной методике (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Палинологический мацерат просмотрен с помощью светового микроскопа Zeiss Axilab при увеличении в 400 и 630 раз. Полученные данные систематизированы с применением факторного анализа по программе "Statistica 12".

Диатомовые водоросли исследовались с помощью световой микроскопии (СМ) и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Подготовка проб (16 образцов) для световой микроскопии и количественного учета проводилась по методике, описанной в работе (Грачев и др., 1997). Очищенные створки высушиваются на покровных стеклах и помещаются в смолу Naphrax (Naphrax Ltd., Великобритания, показатель преломления 1.74) и подсчитываются с помощью светового микроскопа Axiovert 200 ZEISS LM (Carl Zeiss, Йена, Германия), оснащенного камерой Pixera Penguin 600 CL. Для СЭМ капля с материалом помещается на столик и напыляется золотом с помощью ионного распылителя SDC 004 (BALZERS) в течение 150 с при 10–15 мА. Образцы анализируются с помощью СЭМ Quanta 200 (компания FEI, США) при напряжении 21.5 кВ и рабочем расстоянии 10 мм.

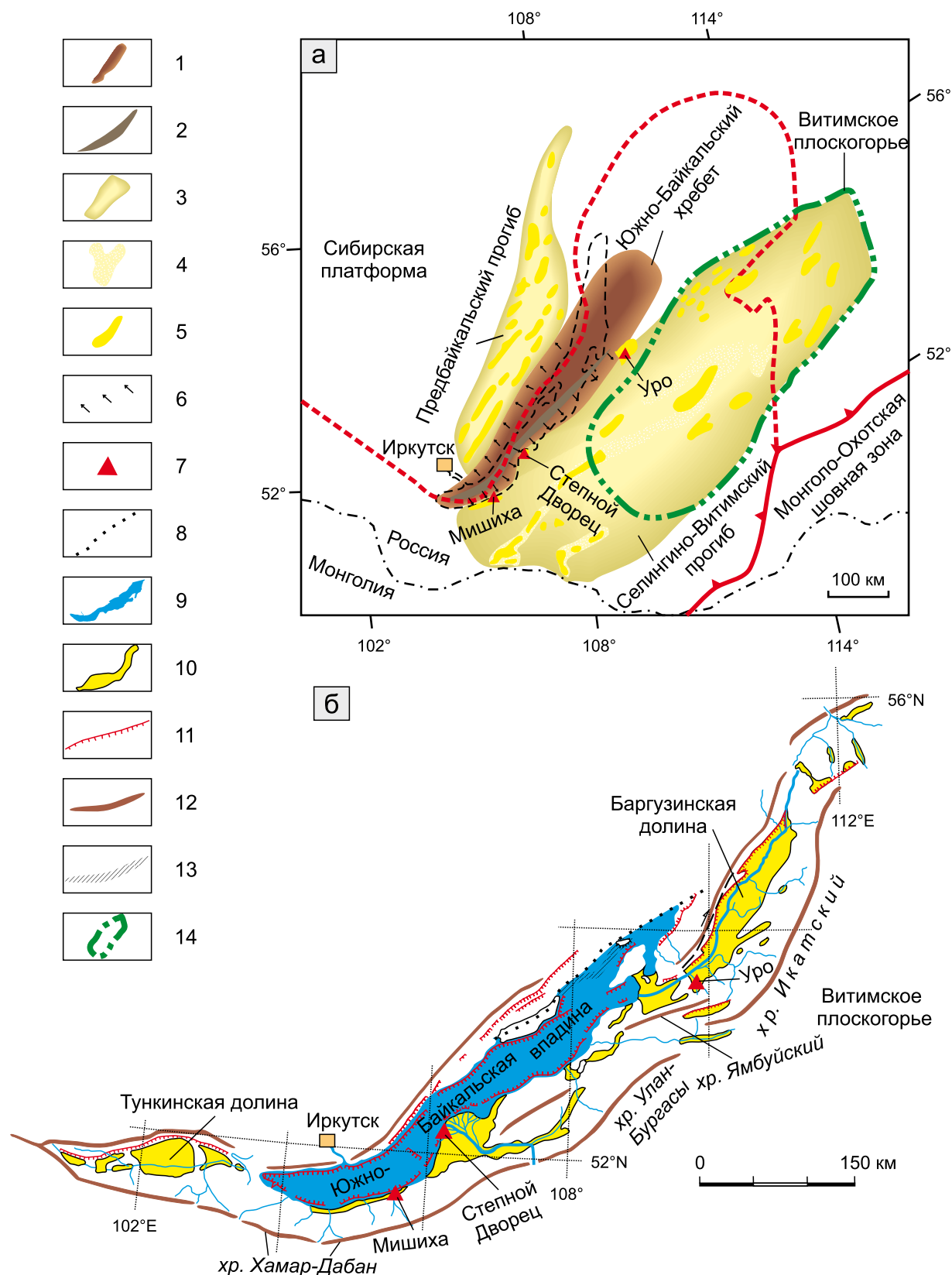


Рис. 1. Схемы пространственных соотношений Южно-Байкальского хребта и сопредельных предгорных прогибов в конце мела–палеогене (а) и бассейнов и хребтов центральной части БРЗ в плиоцене–квартере (б), по (Рассказов, Чувашова, 2018; Рассказов и др., 2021) и (Флоренсов, 1960), с изменениями и дополнениями.

1 – палеохребет, 2 – осевая часть, 3 – прогиб, 4 – палеодолина, 5 – впадина, 6 – направление сноса осадочного материала, 7 – местоположение пространственно-совмещенных осадочных отложений СВП и БРЗ, 8 – диагональная граница Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадин, 9 – озерная впадина, 10 – сухоходный осадочный фрагмент, 11 – уступ, 12 – горный хребет, 13 – подводный хребет, 14 – граница Витимского плоскогорья.

Fig. 1. Schemes of spatial relationships between the South-Baikal paleorange and adjacent downwarps in the late Cretaceous–Paleogene (a) and basins and ridges of the central Baikal Rift Zone in the Pliocene–Quaternary (b), from (Rasskazov, Chuvashova 2018; Rasskazov et al., 2021) and (Florensov, 1960), with changes and additions.

1 – paleoridge, 2 – axial part, 3 – deflection, 4 – paleovalley, 5 – depression, 6 – sediment drift direction, 7 – location of spatially combined sedimentary deposits of the SVP and BRZ, 8 – diagonal boundary of the South Baikal and North Baikal depressions, 9 – lake basin, 10 – upland sedimentary fragment, 11 – shelf, 12 – ridge, 13 – underwater ridge, 14 – border of the Vitim Plateau.

Идентификация диатомовых и их эколого-географических характеристик дается по литературным источникам (Глезер и др., 1974; Van Dam et al., 1994; Houk, 2003; Баринова и др., 2006; Houk, Klee, 2007; Козыренко и др., 2008; Кузьмин и др., 2009; Usoltseva, Tsoy, 2010; Стенина, 2017, 2019; Titova et al., 2021).

Концентрации петрогенных оксидов определялись классическими методами “мокрой химии”. Просушиванием пробы (39 образцов) при температуре 105°C удаляется гигроскопическая вода (H₂O), и прокаливанием при температуре 950°C – другие летучие компоненты (п.п.п.). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекается конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигается детритовый органический материал. Микроэлементный состав пород определяется методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза

В изученном керне скв. 517 отложения кулариктинской свиты СВП вскрыты в интервале 249.7–66.8 м. Вышележащая часть вскрытого разреза относится к осадочному наполнению Баргузинской долины БРЗ (рис. 2).

Отложения залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном гранитом серым, среднезернистым, неизмененным, состоящим из белого полевого шпата и дымчатого кварца с редкими зернами биотита.

Кулариктинская свита (общая мощность 182.9 м).

В свите различается 5 пачек.

Пачка 1 (интервал 249.7–230.5 м) сложена хлидолитом – неокатанными несортированными обломками разного состава размером от 60 до 1 см с наполнителем, состоящим из песчано-алевролитово-глинистого материала, от темно-коричневого до охристого цвета, с включениями неокатанных обломков кварца и белого полевого шпата размером

от первых мм до 2 см, редко встречаются зерна амфибола. В верхней части пачки содержится органический материал.

Пачка 2 (интервал 230.5–220.0 м) характеризуется переслаиванием песчаников серых слюдистых среднезернистых с алевролитами черными, темно-серыми, с глинистым заполнителем (15–20%), с включениями детритового материала. В интервале 221.5–222.5 м находится прослой бурого угля.

Пачка 3 (интервал 220.0–102.0 м) представлена переслаиванием песчаников серых, темно-серых, желтоватых, желтовато-бурых, слюдистых, разнотернистых и алевритов черного цвета мощностью до 1 м, обогащенных органическим материалом.

Пачка 4 (интервал 102.0–75.0 м) характеризуется переслаиванием алевритов, черных, обогащенных органическим материалом, и песков серых, темно-серых, крупнозернистых. В интервале 97–95 м находится прослой бурого угля.

Пачка 5 (интервал 75.0–66.8 м) – охристые песчаники, местами желтоватые, желтовато-бурые, крупнозернистые, с примесью мелкой галки. Верхняя часть пачки обогащена пластинками слюды.

Танхойская свита (общая мощность 26.5 м).

Эта свита с несогласием залегает на отложениях кулариктинской свиты и представлена двумя пачками.

Пачка 6 (интервал 66.8–44.5 м) сложена алевролитом темно-серым, тяжелым в нижней части (в интервале 66.8–62.0 м) и светло-серым, однородным, необычайно легким (с диатомеями) – в верхней части (в интервале 62.0–44.5 м).

Пачка 7 (интервал 44.5–40.5 м) представлена алевролитом темно-серым, с включениями зерен белого полевого шпата, кварца и пластинок биотита. В ней диатомеи отсутствуют. Эта пачка является переходной от отложений танхойской свиты к ановской.

Ановская свита (общая мощность 12.5 м).

Свита сложена *аллювиальными* отложениями, с размывом перекрывающими отложения танхойской свиты.

Пачка 8 (интервал 40.5–28.0 м) – песчаник охристый, желтовато-бурый, разнотернистый, с глинисто-алевровитовым заполнителем (до 20%). В интер-

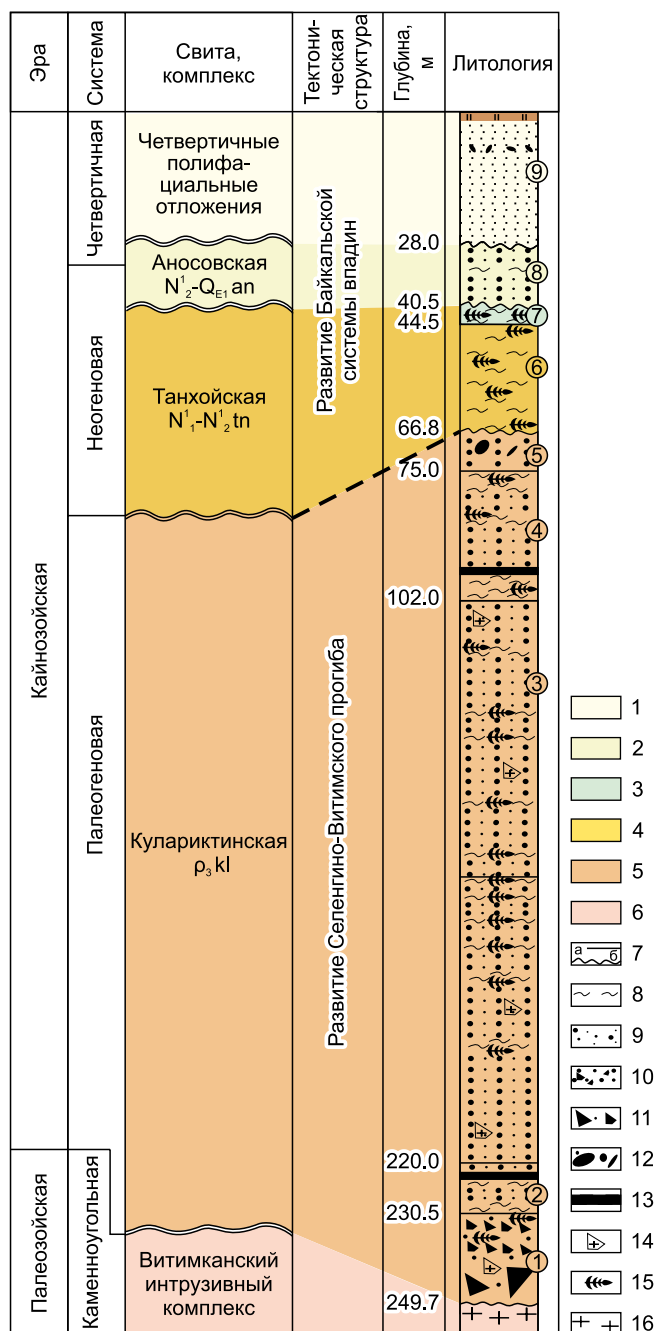


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка скв. 517.

Стратоны (1–6): 1 – четвертичные отложения, 2 – аносовская свита, 3 – переходный слой от танхойской к аносовской свите, 4 – танхойская свита, 5 – кулариктинская свита, 6 – порода фундамента; 7 – стратиграфическая граница: а – согласная, б – несогласная; 8 – алевролит; 9 – песчаник разнозернистый; 10 – песчаник от гравелистого до разнозернистого; 11 – хлидолит; 12 – галечник; 13 – бурый уголь; 14 – обломок гранита; 15 – детрит; 16 – гранит. Цифрами в кружках обозначены литологические пакеты от первой до девятой.

Fig. 2. Lithological-stratigraphic column of well 517.

Stratons (1–6): 1 – Quaternary deposits, 2 – Anosovka Formation, 3 – transitional layer from the Tankhoi to Anosovka unite, 4 – Tankhoi Formation, 5 – Kularikta Formation, 6 – Vitimkan intrusive complex; 7 – stratigraphic boundary: a – conformable, b – unconformable; 8 – siltstone; 9 – inequigranular sandstone; 10 – sandstone, from gravelly to inequigranular; 11 – hliдолит; 12 – gravel; 13 – brown coal; 14 – fragment of granite; 15 – detritus; 16 – granite. Numbers in the circles indicate numbers of lithological units from 1 to 9.

вале 31.5–33.5 м находится прослой алевролита желтоватого цвета. Отложения в целом сильно лимонизированы.

Четвертичные полифациальные отложения (общая мощность 28.0 м).

Пачка 9 – песок однородный, желтовато-бурый, мелкозернистый, полимиктовый, алевролитистый в нижней части пачки и разнозернистый – в верхней. В интервале 8.2–7.9 м встречены гальки гранитов.

Палинокомплексы

На палинологический анализ в интервале глубин 28–170 м отобрано 15 образцов. На спорово-пыльцевой диаграмме выделяется четыре палинокомплекса (ПК) (рис. 3).

ПК I. Нижний олигоцен кулариктинской свиты.

Спорово-пыльцевые спектры (СПС) 517/165, 517/163, 517/112, объединенные в ПК I (см. рис. 3), характеризуются доминантами семейства Pinaceae (25–30%), в основном *Picea*, *Tsuga*, *Pinus* s/g *Diploxylon* и *P. s/g Haploxylon*, несколько меньше в их составе пыльцы термофильных покрытосеменных (в сумме 22%), среди которых *Castanea*, *Myrica*, *Corylus*. Субдоминанты мелколиственные (13%): *Alnus*, *Betula*, *Salix* и *Polypodiaceae* (12–15%, локально 48%); также *Cyperaceae* (12%), *Sanquisorbaceae* (локально 10%), *Triporopollenites* (5–7%). Им сопутствуют *Taxodiaceae*, *Sciadopitya*, *Larix*. *Quercus*, *Platycarya*, *Carya*. Единичны зерна *Cupressaceae*, *Gingo*, *Podocarpus*, *Abies*, *Pterocarya*, *Ulmoideipites*, *Tricolporopollenites*, *Carpinus*, *Diervilla*, *Lonicera*, *Ericaceae*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum*, *Valerianaceae*, *Fabaceae*, *Typha*, *Osmunda*, *Woodsia*, *Lygodium*, *Cyathea*, *Ophioglossum*.

Реконструируются смешанные леса из ели, сосен, тсуги с примесью ольхи и березы, широколиственных листопадных с некоторым присутствием вечнозеленых растений. Незначительное количество мелкой трехбороздной пыльцы *Tricolporopollenites*, присутствие пыльцы *Triporopollenites* и редкие зерна *Ulmoideipites*, отсутствие в спектрах типично эоценовых элементов гаммелисовых *Hamamelidaceae* этого палинокомплекса характерны для континентальных отложений нижнеколымской свиты и ее возрастных аналогов нижнего подотдела

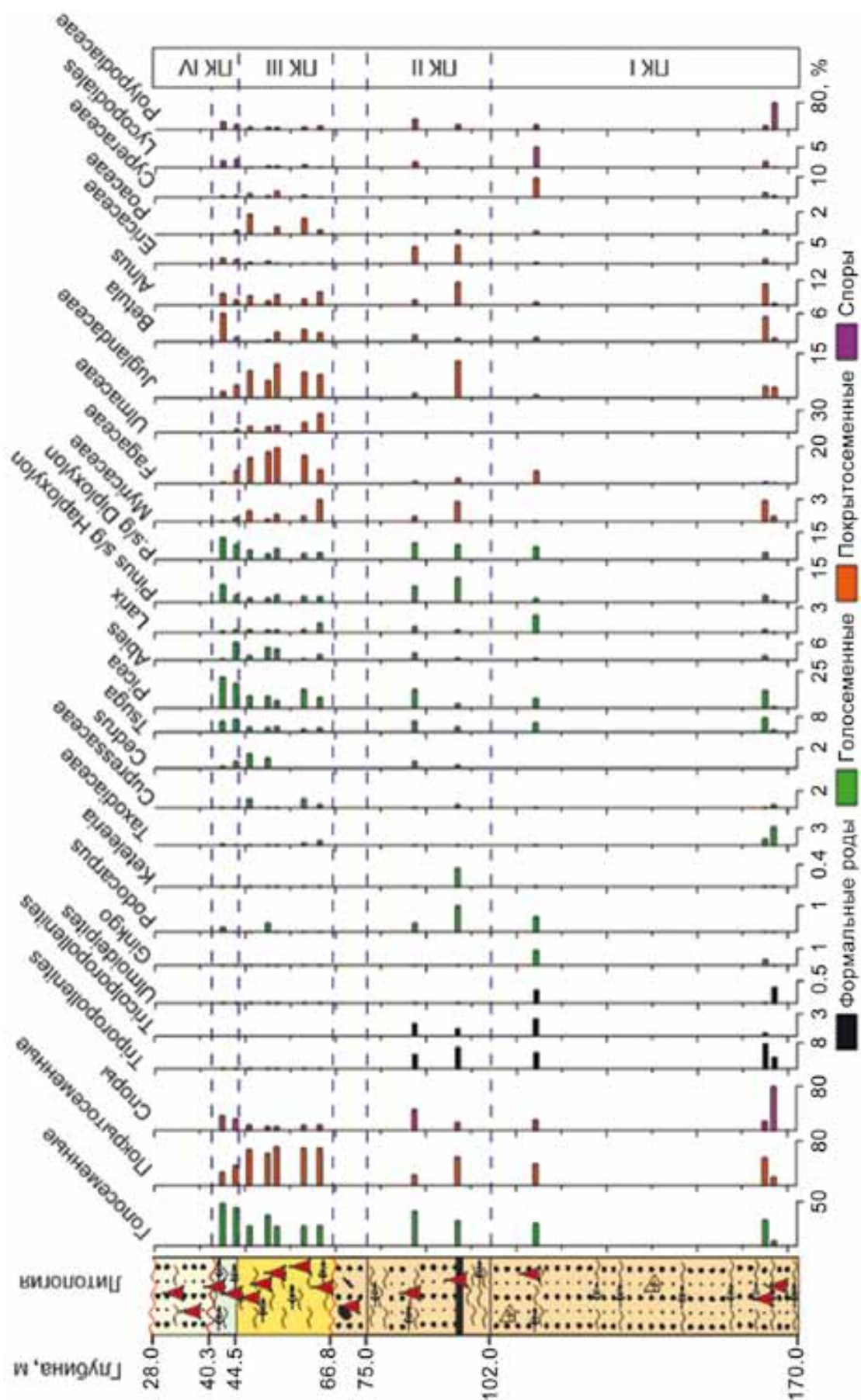


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений.

Условные обозначения – см. рис. 2. В литологической колонке местоположение проб, отобранных на палинологический анализ.

Fig. 3. Spore-pollen diagram of sediments.

Legend – see Fig. 2. Triangles in the lithological column show sampling depths for palynological analysis.

олигоцена Северо-Востока России (Фрадкина, 1995). Климат был теплоумеренным, но более прохладным по сравнению с климатом конца позднего эоцена.

ПК II. Верхний олигоцен кулариктинской свиты.

В СПС 517/95, 517/86 (см. рис. 3) доминирует пыльца Pinaceae (28–39%): *Pinus* s/g *Diploxylon* и *P.* s/g *Haploxylon*, *Picea*, *Tsuga*. Пыльца термофильных покрытосеменных установлена в суммарном количестве 22%, в основном это *Triporopollenites*, *Pterocarya*, *Myrica*. Субдоминанты: Polypodiaceae, споры неустановленной систематической принадлежности; мелколиственные в суммарном количестве 9% (*Alnus*, *Salix*, *Betula*). Сопутствуют *Tricolporopollenites*, *Abies*, *Carpinus*, *Carya*, *Platycarya*, *Ostrya*, Ericaceae, Lycopodiaceae. Единично представлены *Magnolia*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Corylus*, *Ilex*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Podocarpus*, *Sciadopitys*, *Cedrus*, *Larix*, *Diervilla*, *Lonicera*, Poaceae, Cyperaceae, *Thalictrum*, *Onoclea*, *Osmunda*, *Polygonum amphibium* L., *Sparganium*.

В составе спектров, по сравнению с СПС ПК I, увеличивается доля хвойных пород, исчезает пыльца *Ulmoideipites*, Taxodiaceae, *Ginkgo*. Таксономическое разнообразие термофильных растений больше характерно для спектра 517/95. Выше по разрезу (517/86) оно уменьшается и состав становится сходным с составом комплекса из отложений онкухахского горизонта позднего олигоцена (Фрадкина, 1995), для которого характерно доминирование пыльцы голосеменных и лиственных растений бореальной группы со значительным участием пыльцы вересковых и сопутствующей пылью термофильных покрытосеменных растений.

В целом ПК II характеризует полидоминантные хвойные леса с представителями широколиственных, незначительным количеством реликтов эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры, которые типичны для отложений олигоцена различных районов Витимского плоскогорья (Рассказов и др., 2007). Увеличение площадей хвойных лесов и сокращение таксономического разнообразия термофильных растений могут свидетельствовать о существовании более прохладного климата (по сравнению с раннеолигоценовым).

ПК I и ПК II кулариктинской свиты отличаются от комплексов северо-восточных территорий меньшим содержанием пыльцы мелколиственных растений.

ПК III. Нижний миоцен танхойской свиты.

В СПС 517/65, 517/61, 517/55, 517/53 и 517/49, скв. 517 (см. рис. 3), доминирует пыльца разнообразных покрытосеменных растений, составляя 59–72%. Среди них *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Carya*. Пыльца хвойных составляет 19–33%, это *Picea*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P.* s/g *Diploxylon*, *Abies* и *Tsuga canadensis* (L.) Carrière, *Tsuga*

diversifolia (Maxim.) Mast. Им сопутствуют *Myrica*, *Zelkova*, *Planera*, *Acer*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Ostrya*, *Betula*, *Alnus*. *Castanea*, *Ostrya*, *Humulus*, *Celtis*, *Diervilla*, Poaceae, Cyperaceae, Polypodiaceae, *Osmunda*. Единичны *Morus*, *Liquidambar*, *Myrtus*, *Rhus*. *Comptonia*. *Ilex*, *Engelhardtia*, *Castanea*, *Podocarpus*, *Cedrus*, Taxodiaceae, *Sciadopitys*, Cupressaceae, *Larix*, *Alnaster*, *Salix*, *Diervilla*, Ericaceae, Chenopodiaceae, *Sphagnum*, Lycopodiaceae.

Доминирование пыльцы покрытосеменных растений, большое таксономическое разнообразие широколиственных и участие пыльцы тропических и субтропических представителей флоры позволяют реконструировать растительность раннего миоцена. Во время накопления отложений были распространены хвойно-широколиственные леса с участием реликтов субтропических видов растений в условиях теплого влажного климата.

ПК IV. Миоцен-плиоцен танхойской свиты.

СПС 517/46 и 517/43 (см. рис. 3) близки между собой по таксономическому составу. Доминирует пыльца хвойных растений (43–48%): *Picea* (17–21%), *Pinus* s/g *Diploxylon*+*P.* s/g *Haploxylon* (12–21%). Субдоминанты: Polypodiaceae, *Osmunda*, *Tsuga* 3 вида (*Tsuga canadensis* (L.) Carrière, *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast. и *Tsuga* sp.), *Abies*. Пыльца покрытосеменных составляет 24–35%, это Juglandaceae, Ulmaceae, Betulaceae, Fagaceae, Tiliaceae. В СПС 517/46 эти семейства выступают в качестве сопутствующих элементов, а выше по разрезу (в СПС 517/43) присутствуют в качестве единичных зерен с сопутствующими *Betula* и *Alnus* (древесные формы) и пыльцы кустарников *Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster* и *Salix*. В единичных экземплярах присутствуют пыльца Taxodiaceae, *Larix*, Poaceae, Cyperaceae, споры *Sphagnum* и *Lycopodium*.

Реконструируются хвойные сосново-еловые леса с участием тсуги. Нижний горный пояс был занят умеренно теплолюбивыми широколиственными лесами с сохранившимися редкими реликтами хвойных и лиственных растений. Растительность подобного рода могла существовать в переходный период от миоцена к плиоцену в условиях нарастающего похолодания.

СПС образцов 517/32, 517/38 аносковской свиты содержат единичные экземпляры микрофоссилий, статистическая обработка которых для получения палеогеографической информации не будет достоверной.

Ископаемые диатомовые водоросли

Створки диатомовых водорослей обнаружены в интервале глубин 61.0–44.5 м (рис. 4–6). Всего выявлено 50 видов, из них 1 – планктонный, 12 – литорально-планктонных и 37 – бентосных таксонов.

Доминирует вид *Alveolophora antiqua* (Moisseva), представленный овальными, треугольно-

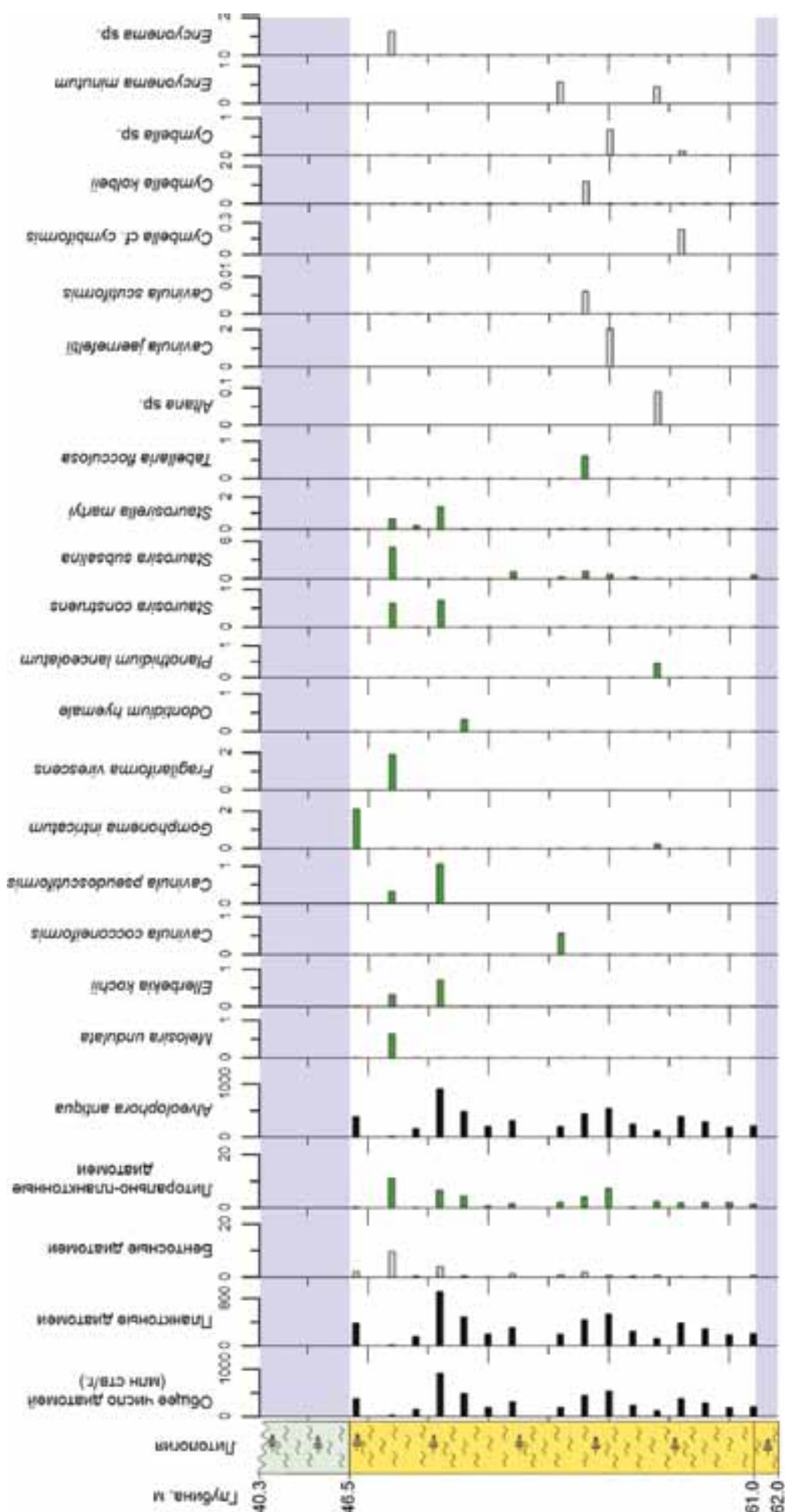


Рис. 4. Распределение ископаемых диатомей в озерных отложениях.

Пояснения – см. рис. 2. По оси х – млн ств./г. Черные столбики – планктонные виды, зеленые – литорально-планктонные, серые – бентосные.

Fig. 4. Distribution of fossil diatoms in lacustrine sediments.

Explanations – see Fig. 2. On the x-axis – million stems/g. Black bars are planktonic species, green bars are littoral planktonic species, and gray bars are benthic species.

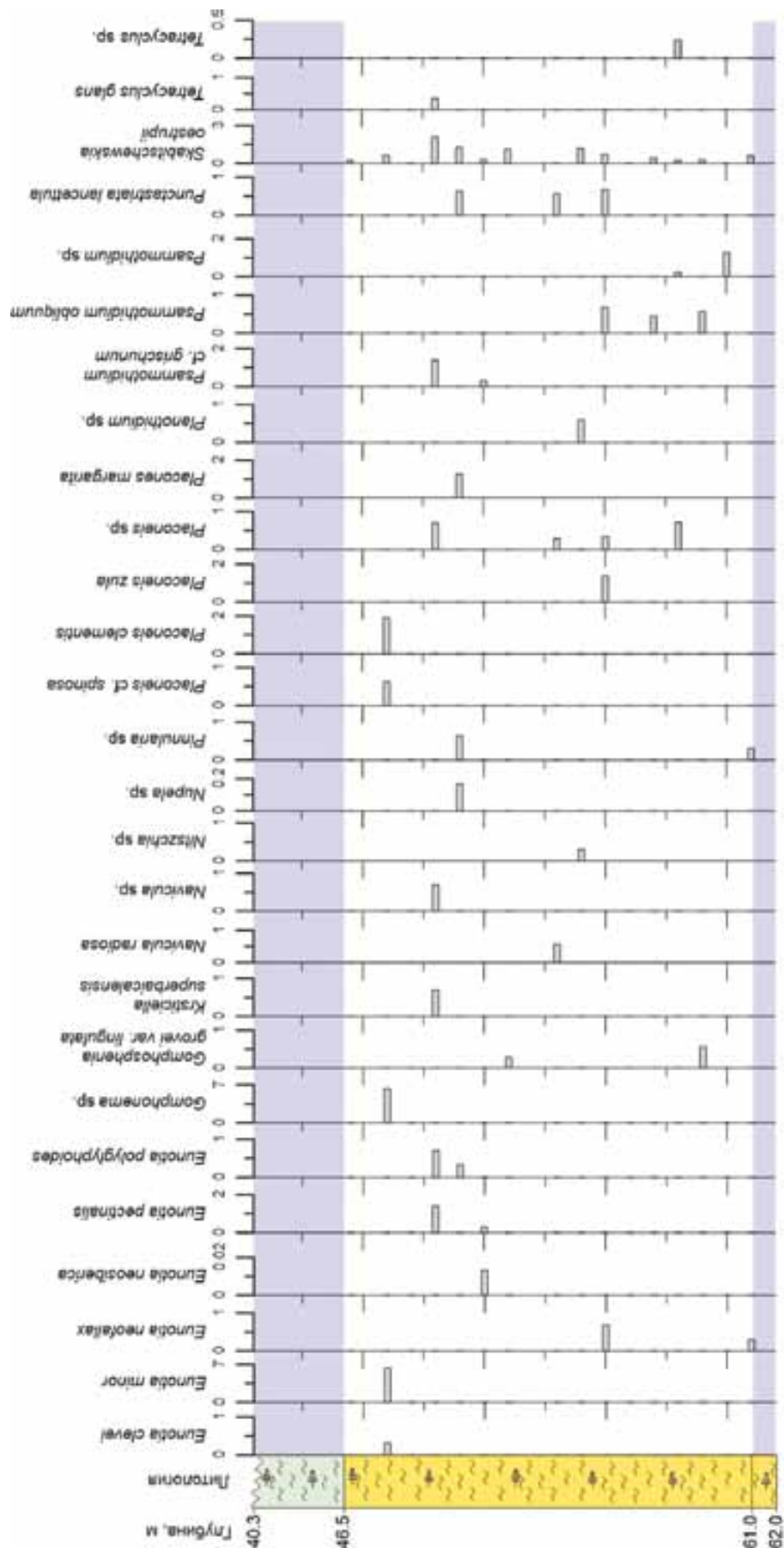


Рис. 5. Распределение диатомей в озерных отложениях.
Пояснения – см. рис. 2, 4. По оси x – млн ств./г.

Fig. 5. Distribution of diatoms in lacustrine sediments.
Explanations – see Fig 2, 4. On the x-axis – million stems/g.

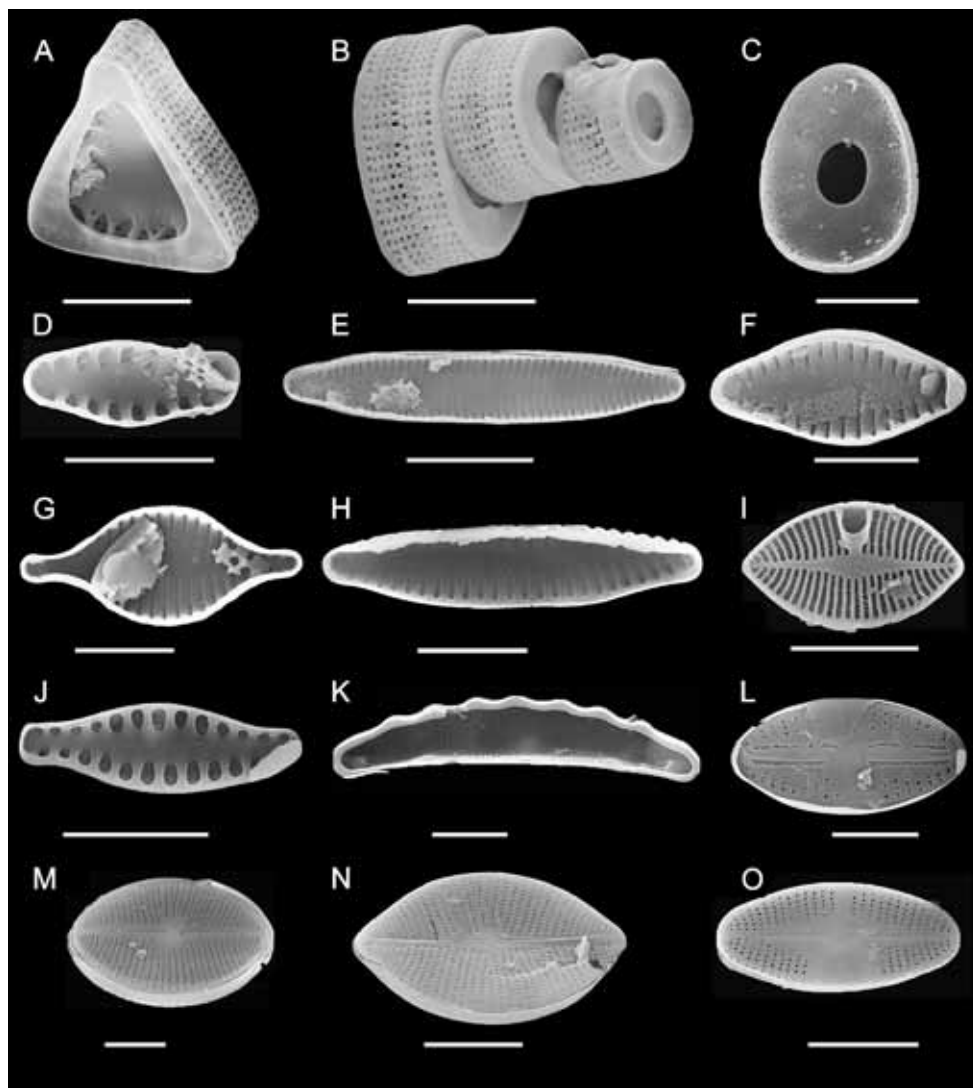


Рис. 6. Диатомовые водоросли, часто встречающиеся в отложениях, вскрытых скв. 517.

A–C – *Alveolophora antiqua*, D – *Staurosirella martyi*, E, F – *Staurosira subsalina*, G – *Staurosira construens*, H – *Gomphonema intricatum*, I – *Skabitschewskia oestrupii*, J – *Punctastriata lancettula*, K – *Eunotia polyglyphis*, L – *Eolimna aboensis*, M – *Cavinula pseudoscutiformis*, N – *Placoneis margaritae*, O – *Eunotia pectinalis*. Размер масштабной линейки – 10 мкм.

Fig. 6. Common diatoms from sediments of well 517.

A–C – *Alveolophora antiqua*, D – *Staurosirella martyi*, E, F – *Staurosira subsalina*, G – *Staurosira construens*, H – *Gomphonema intricatum*, I – *Skabitschewskia oestrupii*, J – *Punctastriata lancettula*, K – *Eunotia polyglyphis*, L – *Eolimna aboensis*, M – *Cavinula pseudoscutiformis*, N – *Placoneis margaritae*, O – *Eunotia pectinalis*. Bar scale 10 μ m.

овальными и треугольными створками. На долю этого вида приходится 89–99% от общей численности диатомей. Максимальная численность (910.7 млн ств/г) отмечена на глубине 48 м, а минимальная (33.9 млн ств/г) – на глубине 46 м.

На долю литорально-планктонных видов приходится менее 0.5% от общей численности створок, за исключением пробы с глубины 46 м, где их численность достигает 28%. Среди них отмечены *Ellerbekia kochii* (Pantocsek) Moisseeva, *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing, *Staurosirella martyi* (Héril-

aud-Joseph) Morales et Manoylov, *Gomphonema intricatum* Kützing, *Fragilariforma virescens* (Ralfs) Williams et Round, *Staurosira subsalina* (Hustedt) Lange-Bertalot, *Cavinula pseudoscutiformis* (Hustedt) Mann et Stickle, *Cavinula cocconeiformis* (Gregory ex Greville) Mann et Stickle, *Staurosira construens* Ehrenberg, *Odontidium hyemale* (Roth) Kützing, *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing, *Planothidium lanceolatum* (Brébisson ex Kützing) Lange-Bertalot.

Из бентосных (0.1–32.7%) представлены: *Gomphonema olivaceum* Hornemann) Ehrenberg, *Psam-*

mothidium obliquum (Gregory) Potapova, *Psammothidium* cf. *grischunum* Bukhtiyarova et Round, *Ska-bitschewskia oestrupii* (Cleve) Kuliskovskiy et Lange-Bertalot, *Cymbella* cf. *cymbiformis* Agardh, *Cymbella kolbei* Hustedt, *Cymbella* sp., *Encyonema minutum* (Hilse) Mann, *Placoneis clementis* (Grunow) Cox, *Placoneis* cf. *spinosa* Kulikovskiy, *Placoneis margaritae* Kulikovskiy et Lange-Bertalot, *Placoneis zula* Kulikovskiy, *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata* (Hustedt) Lange-Bertalot, *Eolimna aboensis* (Cleve) Genkal, *Eunotia minor* (Kützing) Grunow, *Eunotia neofallax* Nörpel-Schempp et Lange-Bertalot, *Eunotia neosiberica* (Cleve) Lange-Bertalot, Kulikovskiy et Witkowski, *Eunotia pectinalis* (Kützing) Rabenhorst, *Eunotia polyglyphis* Grunow, *Eunotia clevei* Grunow, *Eunotia* sp., *Punctastriata lancettula* (Schumann) Hamilton et Siver, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams et Round, *Cavinula jaernefeltii* (Hustedt) Mann et Stickle, *Cavinula scutiformis* (Grunow) Mann et Stickle, *Krysticiella superbaicalensis* Metzeltin, *Navicula radiosa* Kützing, *Navicula* sp., *Tetracyclus glans* (Ehrenberg) Mills, *Tetracyclus* sp., *Planothidium* sp., *Gomphonema* sp., *Nupela* sp., *Pinnularia* sp., *Encyonema* sp., *Nitzschia* sp., *Altana* sp., *Psammothidium* sp.

Сравнение списка видов диатомей из отложений, вскрытых скв. 517, с другими скважинами Баргузинской долины показало, что состав видов скв. 517 близок с таковым из скв. 545 (Usoltseva et al., 2020), но отличается от состава видов скв. 531 и 532 (Hassan et al., 2019; Усольцева и др., 2019). Также данный комплекс отличается от комплексов диатомей Витимского плоскогорья (Расказов и др., 2007; Usoltseva et al., 2010, 2013), Тункинской долины (Черемисинова, 1973; Хассан и др., 2020), оз. Байкал (Кузьмин и др., 2009) и скв. 532 и 531 Баргузинской долины (Усольцева и др., 2019; Hassan et al., 2019). Состав видов скв. 517 и 545 отличается от скв. 531 и 532 и является более древним, ранне- и среднемиоценовым. Об этом свидетельствуют большая толщина стенок панциря, глубокая кольцевидная диафрагма видов *Aulacoseira* и овальные, треугольно-овальные, треугольные створки *Alveolophora antiqua* и *Aulacoseira capitalina* (Usoltseva et al., 2022). *Aulacoseira* с овальными створками уже встречалась в раннемиоценовых отложениях Дальнего Востока, Японии и штата Орегон, США (Usoltseva et al., 2013), а *Alveolophora antiqua* – в ранне- и среднемиоценовых отложениях Забайкалья (джилиндинская свита?) (Моисеева, Невретдинова, 1990) и позднемиоценовых отложениях скв. BDP-98, пройденной на подводном Академическом хребте оз. Байкал (Кузьмин и др., 2009). Такая форма створок является древним признаком и не встречается у современных пресноводных диатомей. Возрастные оценки отложений по диатомеям согласуются с датировками отложений по палинологическим данным и их стратиграфическим положением в разрезе.

Литогеохимическая характеристика отложений

Для прослеживания изменения состава пород в разрезе используются вариации оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , CO_2), потерь при прокаливании, отношения окисного и закисного железа, химический индекс выветривания (Chemical Index of Alteration, $\text{CIA} = 100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Nesbitt, Young, 1982) и индекс зрелости осадков ICV (Index of Compositional Variation) $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Cox et al., 1995), а также отношения U/Th и Si/Ti (рис. 7).

Отложения нижнего олигоцена кулариктинской свиты имеют низкие значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (от 1.47 до 2.32) и повышенные значения CIA (от 75.8 до 84.5) при содержании SiO_2 в интервале от 47.10 до 51.48 мас. %.

Отложения верхнего олигоцена кулариктинской свиты подразделяются на две группы. Первая имеет низкие значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (от 1.42 до 2.99) и повышенные значения CIA (от 71.7 до 77.1). Вторая группа (охристая пачка) характеризуется повышенными и высокими значениями $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (от 16.64 до 17.51) при низких значениях CIA (66.0–66.4). В целом с повышением степени окисления железа содержание SiO_2 увеличивается от 48.04 до 71.58 мас. %. Исключение составляет образец бурого угля, отобранный с глубины 95 м, в котором определено 5.14 мас. % SiO_2 .

В озерных отложениях танхойской свиты значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в целом низкие и изменяются в интервале от 1.71 до 3.0. В образце с глубины 62 м $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ возрастает до 3.52. С относительным уменьшением степени окисления железа содержание SiO_2 уменьшается от 68.38 до 49.70 мас. %. Осадочные отложения свиты характеризуются высокими значениями CIA (от 74.7 до 85.0), что отражает условия седиментации теплого и влажного климата.

По сравнению с отложениями танхойской свиты в аносоской свите определены повышенные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (4.96–13.70) и широкие вариации SiO_2 (51.80–65.06 мас. %). Значения CIA в отложениях аносоской свиты изменяются в интервале от 64.4 до 78.9.

Значения ICV отражают степень зрелости тонкого терригенного материала, поступающего в область осадконакопления, и могут использоваться для определения источника сноса материала. Незрелые глинистые сланцы, с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов, имеют значения $\text{ICV} > 1$. Зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов имеют значения $\text{ICV} < 1$ (Cox et al., 1995). В отложениях кулариктинской, танхойской и аносоской свит значения этого индекса в основном не превышают 1, что свидетельствует о зрелости материала.

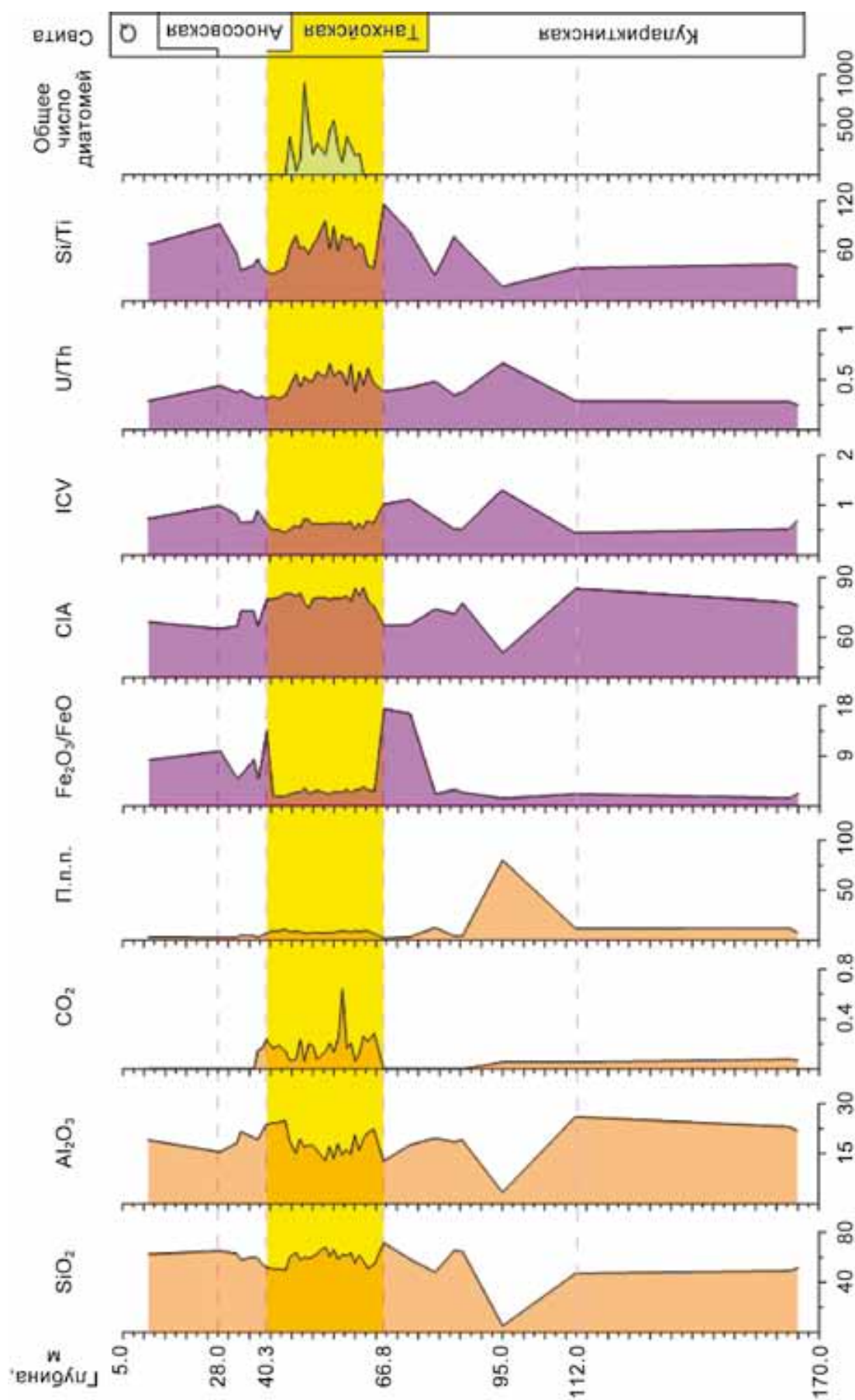


Рис. 7. Корреляция по глубине показателевых петрогенных оксидов (оранжевый цвет колонок), литохимических индексов (фиолетовый цвет колонок) с концентрацией диатомовых водорослей (зеленый цвет колонок).

Fig. 7. Depth correlations between indicative major oxides (orange columns), lithochemical indicators (purple columns), and diatom concentrations (blue columns).

Максимальные значения IСV (более 1) определены в отложениях на границе между кулариктинской толщей и танхойской свитой в образцах из охристой пачки 5 (глубины 73.0 и 66.8 м) (см. рис. 7). Это указывает на незрелость осадков, существенное снижение роли глинистого материала в условиях аридного климата и отсутствие седиментационного рециклинга.

В осадках кулариктинской свиты содержание п.п.п. варьируется в интервале от 7.42 до 12.11 мас. % при низком содержании CO_2 (0.06–0.08 мас. %). Для отложений кулариктинской и аносоской свит наблюдается увеличение содержания SiO_2 при уменьшении значений п.п.п. из-за снижения содержания кристаллизационной H_2O , входящей в состав глинистых минералов. Наиболее высокие значения п.п.п. определены в прослое бурого угля (обр. 517/95, п.п.п. = 80.12 мас. %, CO_2 = 0.06 мас. %) (см. рис. 7).

В отложениях танхойской свиты содержание п.п.п. в основном варьирует в интервале от 6.77 до 11.01 мас. %, что обусловлено чередованием прослоев с различным насыщением диатомовыми водорослями, глиной и растительным детритом (рис. 8). Максимальные значения CO_2 определены в осадках танхойской свиты (до 0.64 мас. %). В отложениях аносоской свиты максимальное значение CO_2 на границе с танхойской толщей (0.24 мас. %) сменяется выше по разрезу отложениями, не содержащими CO_2 .

Исходя из анализа вариаций CIA , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, IСV и п.п.п., мы предполагаем, что пачка 5 венчает осадконакопление в Селенгино-Витимском прогибе и вышележащая часть разреза обозначает осадочное наполнение формировавшейся Баргузинской долины.

В качестве индикаторов палеоклимата оз. Байкал для теплых периодов характерны повышенные концентрации диатомовых водорослей, присутствие органического углерода, величины отношений урана к торию (Гавшин и др., 1998). Для оценки биогенного кремнезема (Si_{bio}), который входит в состав диатомовых водорослей, используется индекс Si/Ti . Повышенные содержания Si/Ti коррелируют с высокими концентрациями диатомей (Brown et al., 2007; Johnson, Brown, 2011).

В отложениях кулариктинской свиты значения U/Th изменяются в интервале от 0.25 до 0.67 при значениях Si/Ti = 17.4–116.0. Максимальное значение U/Th (0.67) при минимальном значении Si/Ti (17.4) определено в прослое бурого угля с глубины 95 м кулариктинской свиты. Обратные соотношения для пробы с глубины 66.8 (граница кулариктинской и танхойской свит): U/Th = 0.38 и Si/Ti = 116.0, связаны с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов. Повышенные значения U/Th (0.31–0.66) и Si/Ti (59.85–96.30) предполагают развитие диатомовых водорослей в условиях теплого и влажного климата. В отложениях танхойской свиты без диатомей отношение

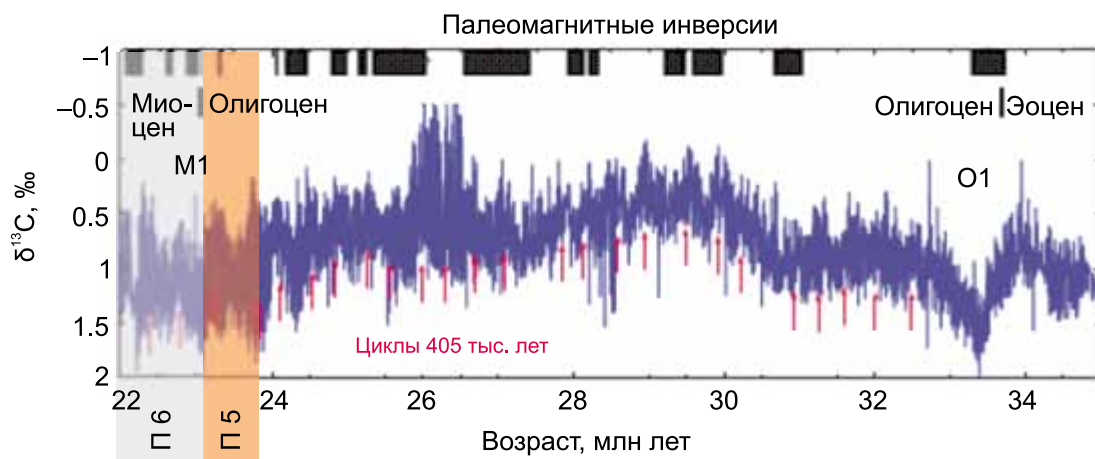


Рис. 8. Олигоценовые вариации $\delta^{13}\text{C}$ бентосных фораминифер, калиброванные астрономически (Hinnov, 2013).

Использована обратная шкала значений $\delta^{13}\text{C}$. Вертикальные красные стрелки обозначают циклы эксцентриситета 405 тыс. лет. M1 – первое событие миоценового оледенения, O1 – первое событие олигоценового оледенения, P5 и P6 – предполагаемое время перехода от накопления пачки 5 к пачке 6 в разрезе Уро (скв. 517).

Fig. 8. Oligocene variations in $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifera calibrated astronomically (Hinnov, 2013).

The reverse scale of $\delta^{13}\text{C}$ values was used. Vertical red arrows indicate eccentricity cycles of 405 Ka. M1 – first event of the Miocene glaciation; O1 – first event of the Oligocene glaciation, P5 and P6 – suggested time of transition in sedimentation from package 5 to package 6 in the Uro section (well 517).

кремнезема к титану не превышает 42.84. В аносовское время вновь уменьшаются отношения U/Th (до интервала 0.31–0.44) при низких значениях Si/Ti (32.4–56.91), за исключением обр. 517/28 (граница аносовской свиты и четвертичной толщи), в котором отношение Si/Ti достигает 92.19 (см. рис. 7). Такое высокое значение отношения Si/Ti отражает обстановку аридного климата.

ОБСУЖДЕНИЕ

Палеоклиматические переходы

По вариациям $\delta^{13}\text{C}$ в бентосных фораминиферах можно заключить, что олигоцен в целом характеризовался теплыми климатическими усло-

виями. Оледенение было в самом начале олигоцена (максимум положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ около 33.3 млн лет назад) и на рубеже олигоцена–миоцена (максимумы положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ 23.8–23.1, 22.3 млн лет назад) (Hinnov, 2013). Судя по спорово-пыльцевым спектрам из отложений, вскрытых скважиной 517 (см. рис. 5), аллювий кулариктинской свиты накапливался в олигоцене в условиях теплоумеренного климата с переходом к умеренному, а затем – к палеоклиматическому пессимуму (пачка 5). Глубокое палеозеро образовалось в условиях теплого и влажного климата раннего миоцена (пачка 6) (см. рис. 8).

Палинокомплексы ПК I–IV из отложений разреза Уро хорошо разделяются на факторной диаграмме (рис. 9). Основная изменчивость в выборке

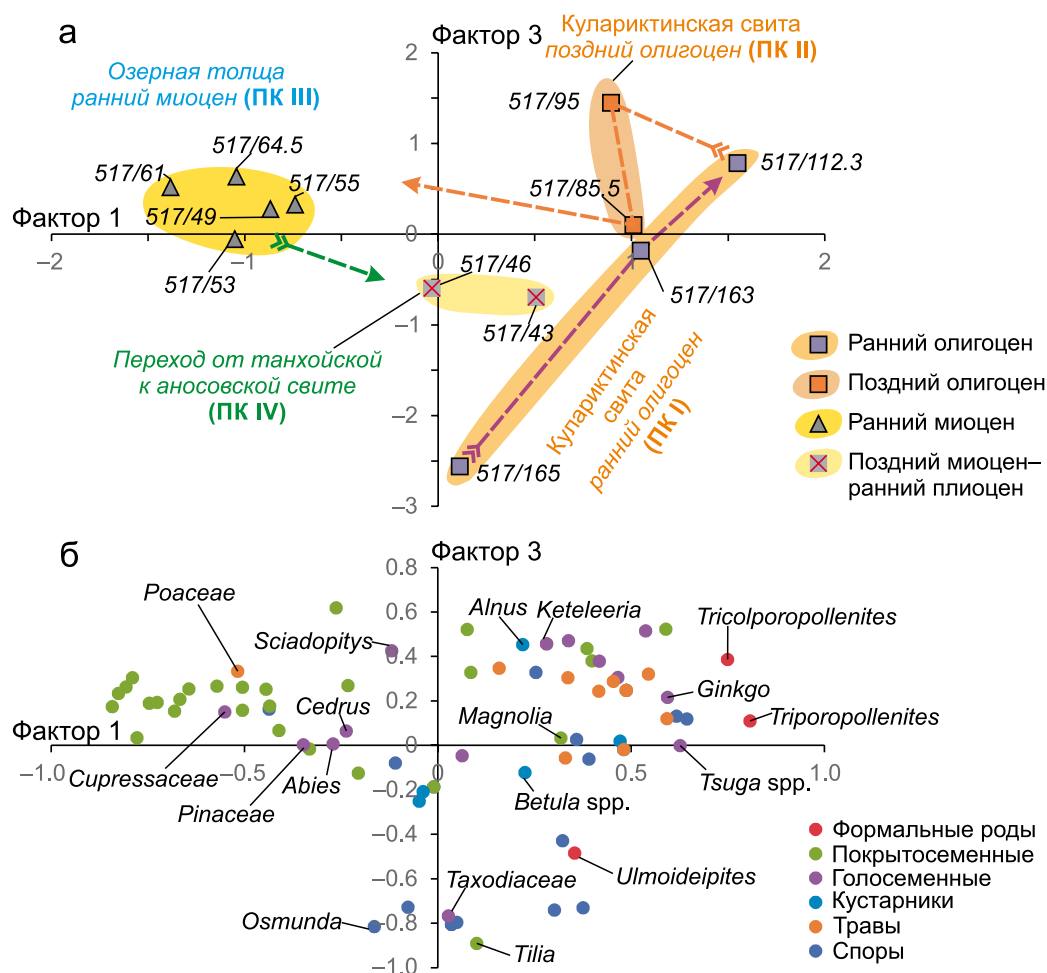


Рис. 9. Факторная диаграмма спорово-пыльцевых спектров из осадочных отложений (а) и их факторных нагрузок (б).

На панели “а” цифрами показан номер скважины и глубина отбора пробы. Стрелками обозначена смена растительности до образования раннемиоценового палеозеро (фиолетовая и оранжевая стрелки) и после его деградации (зеленая стрелка).

Fig. 9. Factor diagram of spore-pollen spectra from sedimentary deposits (a) and their factor loadings (b).

Show on panel “a” are a well number and sampling depths. Arrows indicate the change of vegetation that preceded the early Miocene paleolake formation (violet and orange colors) and its subsequent degradation (green color).

связана с двумя факторами, составляющими 20.6% (F1) и 13.8% (F3).

Спектры ПК I имеют положительные значения первого фактора. Тренд от фигуративной точки 517/165 к точке 517/112.3 обозначает смену теплоумеренного климата умеренным. Подобный спектр пыльцы содержится в олигоценовых отложениях из Мишихинского разреза Танхойской тектонической ступени, в котором отмечена пыльца *Ulmoidites* и *Triatriopollenites* (Аль Хамуд и др., 2021).

Точки спектров ПК II, несколько смещенные от точки 517/112.3, по составу отражают похолодание конца олигоцена, которое отмечалось во всей Евразии (Баранова, Бискэ, 1979; Ахметьев, 1993). На Северо-Востоке России во второй половине раннего олигоцена (омолойское время) расширились площади широколиственных лесов, климат стал теплее, но оставался теплоумеренным, влажным. Это был период расцвета тургайской листопадной флоры. В позднем олигоцене (онкухакское время) произошла деградация тургайской флоры, наступило резкое похолодание, климатический пессимум фиксировался на Сахалине, Камчатке и Корякском нагорье (Ахметьев и др., 1981). На Витимском плоскогорье палинокомплекс из отложений кулариктинской свиты и сосновоозерской толщи характеризует полидоминантные хвойные леса с участием широколиственных представителей, редкими реликтами эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры. Леса произрастали в условиях умеренного климата олигоцена. Фрагментарно распространялись слои со спорово-пыльцевыми спектрами пессимума конца олигоцена и более молодыми спектрами конца олигоцена–начала миоцена (Рассказов и др., 2007). На Танхойской тектонической ступени отмечалось усиление аридизации на поздних стадиях олигоцена (Аль Хамуд и др., 2021).

Точки спектров ПК III дают отрицательные значения первого фактора. Развивались широколиственные леса богатого видового состава с заметным участием тропических и субтропических элементов.

Точки спектров ПК IV характеризуют переходный интервал от сероцветной диатомовой озерной свиты к охристой аллювиальной аносковской свите. Пыльцевые векторы смещены в положительную область первого фактора и отрицательную – третьего. Этот ПК характеризует похолодание, хотя и продолжают встречаться отдельные формы тропических и субтропических видов (в обр. 517/46 – 7% и в обр. 517/43 – 3%). Такая тенденция отмечалась в отложениях всей системы байкальских впадин (Мазилов и др., 1972, 1993; Рассказов и др., 2007, 2019; Кузьмин и др., 2009; Hassan et al., 2019; Хассан и др., 2020; Аль Хамуд и др., 2021).

Палеоэкологические условия обитания диатомей в раннемиоценовом палеоозере

Отложения раннемиоценового палеоозера занимают центральное место в разрезе Уро. Палеоэкологические условия обитания диатомей воспроизводятся по их биоиндикаторным характеристикам.

По отношению к галобности и рН исследовано 28 таксонов. Доминировали олигогалобиндифференты (68%). К олигогалоб-галофобам относились 5 видов, олигогалоб-галофилам – 2 вида, олигогалобам – 2 вида.

По отношению к рН преобладали индифференты (39%) и алкалифилы (32%), предпочитающие слабощелочную и щелочную среду обитания. На долю ацидофилов приходилось 22%. Доля диатомей-алкалибионтов была незначительной (2 вида, или 7%).

По географическому распространению проанализировано 30 таксонов. Большинство из них были космополитами – 17 видов (57%). На долю арктоальпийских видов приходилось 27%, бореальных – 13%. Из средиземноморского–палеотропического вида встречается *Cymbella kolbei*.

Показано, что абсолютным доминантом во всех образцах керна был планктонный вид *Alveolophora antiqua*. Остальные 49 видов – литорально-планктонные и бентосные с частотой встречаемости менее 1%, что свидетельствует о развитии диатомовой флоры в условиях глубокого водоема с узкой литоральной зоной.

Судя по палинологическим данным, климат в это время становился более теплым и влажным, что вызвало увеличение биогенов, в первую очередь растворенного фосфора и кремнезема.

Палеогеографическая реконструкция

В современном рельефе полоса впадин и хребтов БРЗ обрамляется с севера и юга соответственно Предбайкальским и Селенгино-Витимским прогибами. Осадочные отложения накапливались в прогибах начиная с маастрихта (Предбайкальского прогиба) и кампана-маастрихта (Селенгино-Витимского прогиба). В позднем меле и палеогене эти прогибы разделялись Южно-Байкальским поднятием, что предопределило развитие растительности тургайского типа (Казахская провинция) в Предбайкальском прогибе и Приморского типа (Дальний Восток России) в Селенгино-Витимском прогибе (Рассказов и др., 2021).

В конце мела-палеогене осадконакопление было ограничено осевой частью СВП. В эоцене – олигоцене осадконакопление продвинулось к границе Селенгино-Витимского прогиба с Южно-Байкальским палеохребтом. Олигоценовые отложения кулариктинской свиты разреза Уро распространялись в связи с развитием мел-палеогенового

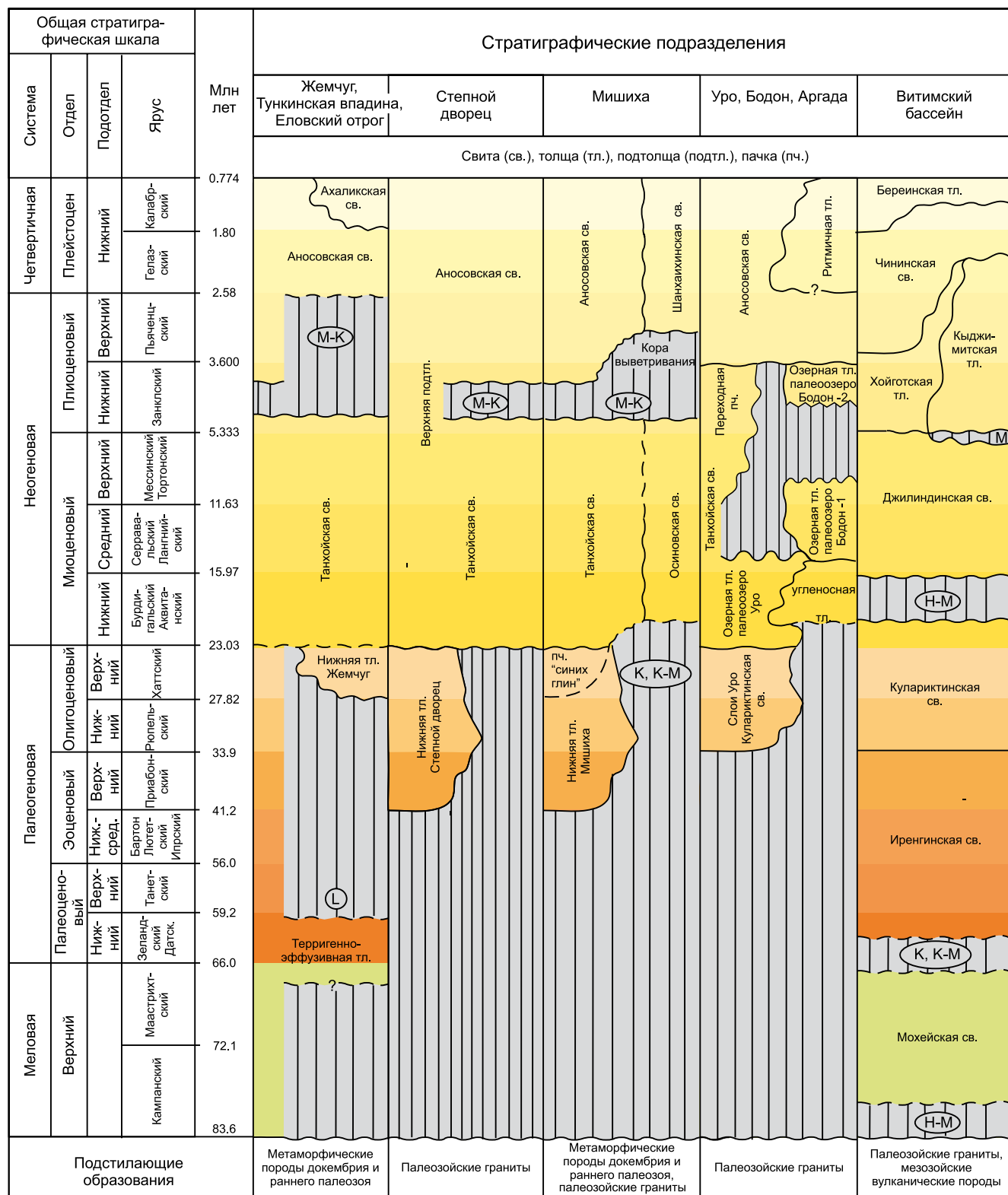


Рис. 10. Схема корреляции отложений кайнозойских структур юга Сибири (Рассказов и др., 2014) с новыми дополнениями (Hassan et al., 2019; Рассказов и др., 2019; Хассан и др., 2019; Аль Хамуд и др., 2019, 2021; Трегуб и др., 2020).

Стратиграфические перерывы сопровождаются развитием кор выветривания: М – монтмориллонитовых, К – каолинитовых, Г – гидрослюдистых, Л – латеритных.

Fig. 10. Correlation scheme for deposits of Cenozoic structures in southern Siberia (Rasskazov et al., 2014) with additions of new data (Hassan et al., 2019; Rasskazov et al., 2019; Khassan et al., 2019; Al' Khamud et al., 2019, 2021; Tregub et al., 2020).

Stratigraphic unconformities are accompanied by the development of weathering crusts: М – montmorillonite, К – kaolinite, Г – hydromicaceous, Л – lateritic.

Селенгино-Витимского предгорного прогиба Южно-Байкальского поднятия, предшествовавшего неоген-четвертичному образованию Южно-Байкальской впадины. Слои кулариктинской свиты в целом не характерны для впадин БРЗ и распространены в переходной области между осевой частью СВП и будущей БРЗ (Чувашова и др., 2019).

Впадины байкальского типа заполнены отложениями танхойской, ановской свиты и четвертичными полифациальными отложениями (Логачев, 1958, 1974) (рис. 10). В пространственно совмещенных разрезах СВП и БРЗ Мишиха, Степной дворец и Уро эоцен-олигоценовые и олигоценовые толщи были перекрыты отложениями танхойской свиты. Нижнемиоценовые отложения района Уро накапливались после перестройки олигоценового рельефа, которая способствовала образованию и длительному существованию в раннем миоцене глубокого палеозера Уро. Олигоценовые отложения разреза Уро коррелируются с отложениями “синих глин” центральной части Танхойской тектонической ступени (Рассказов и др., 2014) и с отложениями, вскрытыми Жемчугской скважиной в Тункинской впадине (Мазиллов и др., 1993). В центральной части Танхойской ступени отложения “синих глин” сменялись накоплением нижнемиоценовых озерно-болотных отложений, тогда как в ее северо-восточной части (в Мишихинском блоке) накапливались аллювиальные отложения (Аль Хамуд и др., 2021). В отложениях Танхойской тектонической ступени диатомовые водоросли не получили развития из-за отсутствия здесь благоприятных условий крупного озера (Черняева, 1990). В Тункинской впадине верхнеолигоценовая толща резко сменялась по латерали расчлененным рельефом Еловского отрога, бронированного среднемиоценовыми базальтовыми лавами возрастом 16–15 млн лет (Рассказов, 1993).

На позднеорогенном этапе, когда в плиоцен-квартере образовалась полоса поднятий и впадин БРЗ, отложения танхойской свиты сменились отложениями ановской свиты. В разрезе дельты Селенги между этими стратонами образовалось резкое стратиграфическое несогласие (Замараев, Самсонов, 1959), а на Танхойской ступени произошли мощные тектонические движения, которые привели к опрокинутому залеганию эоцен-олигоцен-миоценовой толщи (Аль Хамуд и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены результаты литолого-стратиграфических исследований отложений от олигоцена до квартера, вскрытых скважиной 517 в районе Уро. Олигоценовый стратон обнаружен в Баргузинской долине впервые и рассмотрен в составе кулариктинской свиты СВП, а вышележащая часть разреза характеризует этап формирования Баргузинской долины как части рифтовой структуры БРЗ.

По литологическим характеристикам отложений в разрезе выделено девять пачек. Пять нижних из них (интервал 249.7–66.8 м) относятся к кулариктинской свите, шестая и седьмая (интервал 66.8–40.5 м) – к танхойской свите, восьмая (интервал 40.5–28.0 м) – к ановской свите, девятая (интервал <28.0 м) – к четвертичным полифациальным отложениям.

В отложениях разреза Уро выделено четыре пачки: ПК I характеризует растительность теплоумеренного влажного климата раннего олигоцена, ПК II – растительность перехода к умеренному климату позднего олигоцена с расширением площадей хвойных пород, ПК III – растительность более теплых и влажных условий раннего миоцена с развитием мезофильных хвойных лесов, в которых усиливалась роль широколиственных пород, ПК IV – растительность условий похолодания позднего миоцена – раннего плиоцена при уменьшении влагообеспеченности и обеднении термофильной флоры. Отсутствие пыльцевых зерен в переходных отложениях конца олигоцена – начала миоцена соответствовало условиям палеоклиматического пессимума.

В нижнемиоценовых отложениях танхойской свиты установлено доминирование диатомового планктонного вида *Alveolophora antiqua*, что свидетельствует о ее развитии в глубоком водоеме. Изменение численности видов может быть связано с потеплением и увлажнением климата и повышением содержания биогенов (в первую очередь растворенного фосфора и кремнезема). Полученные данные расширяют ранние представления о древней диатомовой флоре Байкальского региона.

Благодарности

Скважина 517 была пройдена Байкальским филиалом “Сосновгеология” ФГУП “Урангеологоразведка” в 2012 г. Документация керна проводилась с уча-

стием В.Л. Коломийца (ГИН СО РАН). Авторы выражают глубокую и искреннюю благодарность химикам-аналитикам Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко (ИЗК СО РАН) за аналитические определения петрогенных оксидов в породах, В.И. Егорову и М.М. Масленниковой (ЛИН СО РАН) – за помощь в работе методом СЭМ, палинологу Г.Н. Александровой (ГИН РАН) – за полезную консультативную помощь в возрастной интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. (2019) Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Байкала. *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле*, **30**, 108-129. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.108>
- Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. (2021) Опрокинутая эоцено-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(1), 139-156. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0518>
- Ахметьев М.А. (1993) Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 144 с.
- Ахметьев М.А., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Шелудченко С.Д. (1981) Позднепалеогеновое похолодание на Востоке СССР по палеоботаническим данным. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **4**, 87-100.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. (1979) Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Востока Азии. Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 186-204.
- Барнинова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006) Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies Studio Publisher, 498 с.
- Гавшин В.М., Архипов С.А., Бобров В.А., Мельгунов М.С., Макарова И.В. (1998) Распределения естественных радиоактивных элементов в голоцен-плейстоценовых глубоководных отложениях озера Байкал и хронологические построения. *Геология и геофизика*, **39**(8), 1045-1058.
- Глезер З.И., Жузе А.П., Макарова И.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. (1974) Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 403 с.
- Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнберг Е.В., Гольдберг Е.Л., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.М., Легунова П.П., Отинов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Яскевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков В.И., Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.А. (1997) Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал. *Геология и геофизика*, **38**(5), 957-980.
- Замараев С.М., Самсонов В.В. (1959) Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии. *Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири*. М.: Гостоптехиздат, 435-475.
- Зорин Ю.А. (1971) Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 168 с.
- Козыренко Т.Ф., Стрельникова Н.И., Хурсевич Г.К., Цой И.Б., Жаковщикова Т.К., Мухина В.В., Ольштынская А.П., Сёмина Г.И. (2008) Диатомовые водоросли России и сопредельных стран: ископаемые и современные. Т. 2. Вып. 5. СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 171 с.
- Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Седеня С.А., Карабанов Е.Б. (2009) Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал. Новосибирск: Академ. изд-во, 370 с.
- Логачев Н.А. (1958) Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, (4), 18-29.
- Логачев Н.А. (1968) Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. *Байкальский рифт*. Новосибирск: Наука, 72-101.
- Логачев Н.А. (1974) Саяно-Байкальское и Становое нагорья. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья*. М.: Наука, 7-163.
- Логачев Н.А. (1977) Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 183 с.
- Мазилев В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. (1993) Олигоценные отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона). *Геология и геофизика*, **34**(8), 81-88.
- Мазилев В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. (1972) Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 120 с.
- Моисеева А.И., Невретдинова Т.Л. (1990) Новые семейство и род пресноводных диатомовых водорослей (Bacillariophyta). *Бот. журн.*, **75**(4), 539-544.
- Рассказов С.В. (1993) Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сиб. издат. фирма, 288 с.
- Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль-хамуд А., Хассан А., Алокла Р. (2021) Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту. *Геология и окружающая среда*, **1**(1), 6-14.
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. (2014) Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе. *Геодинамика и тектонофизика*, **5**(4), 993-1032. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0165>
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. (2007) Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 193 с.
- Рассказов С.В., Трегуб Т.Ф., Волков М.А. (2019). Палинологическая характеристика аллювиальных толщ долины реки Баргузин (Республика Бурятия). *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*, (2), 150-152. <https://doi.org/10.17308/geology.2019.2/1805>
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. (2018) Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео",

383 с.

- Стенина А.С. (2019) Аннотированный список Bacillariophyta реки Шугор (Урал, Республика Коми). *Бот. журн.*, **104**(1), 41-57. <https://doi.org/10.1134/S0006813619010101>
- Стенина А.С., Стерлягова И.Н. (2017) Bacillariophyta в эпилитоне реки Шугор (Урал, Республика Коми). *Бот. журн.*, **102**(8), 1107-1122. <https://doi.org/10.1134/S000681361708004X>
- Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Хассан А.И., Аднан А.Х. (2020) Эволюция палинокомплексов отложений аллювиальной формации Байкальской рифтовой зоны в неогене. *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*, (1), 39-50. <https://doi.org/10.17308/geology.2020.1/2512>
- Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Чувашова И.С., Рассказов С.В. (2019) Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия. *Вопр. совр. геологии*, **2**(20), 279-284.
- Флоренсов Н.А. (1960) Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 257 с.
- Фрадкина А.Ф. (1995) Палинотратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск: Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии Сиб. Отд. РАН, 82 с.
- Хассан А., Коломиец В., Рассказов С., Будаев Р., Чувашова И., Аль Хамуд А. (2019) Палеопотамология плейстоценовых отложений в Баргузинской долине (Байкальская рифтовая зона). *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*, (4), 37-46. <https://doi.org/10.17308/geology.2019.4/2694>
- Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усольцева М.В. (2020) Идентификация озерных отложений верхнего миоцена–нижнего плиоцена в суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны. *Геодинамика и тектонофизика*, **11**(2), 262-284.
- Черемисинова Е.А. (1973) Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд., 83 с.
- Черняева Г.П. (1990) История озера по данным о диатомовой флоре. *История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки*. Л.: Наука, 213-217.
- Чувашова И.С., Хассан А., Аль Хамуд А., Коваленко С.Н., Руднева Н.А., Рассказов С.В. (2019) Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм. *Изв. ИГВ. Сер. Науки о Земле*, **27**, 138-153. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138>
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. (1986) Pollen analysis and pollen diagrams. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 455-484.
- Brown E.T., Johnson T.C., Scholz C.A., Cohen A.S., King J.W. (2007) Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55.000 years. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20702. <https://doi.org/10.1029/2007GL031240>
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. (2019) The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone. *Quat. Int.*, **524**, 24-30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.024>
- Hinnov A. (2013) Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1703-1734.
- Houk V. (2003) Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions. Pt I. Melosiraceae, Orthosiraiceae, Paraliaceae and Aulacoseiraceae. *Czech Phycol. Suppl.* 1: 1–27, plus pls I-XLI [1–41].
- Houk V., Klee R. (2007) Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions Pt II. *Melosiraceae and Aulacoseiraceae (Supplement to Pt I)*. *Fottea*, **7**, 85-255.
- Johnson T.C., Brown E.T., Shi J. (2011) Biogenic silica deposition in Lake Malawi, East Africa over the past 150.000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **303**, 103-109. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.024>
- Logatchev N.A., Zorin Y.A. (1992) Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics*, **208**, 273-286.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Titova L., Hassan A., Mikhailov I., Rodionova E., Rasskazov S., Usoltseva M. (2021) Diversity and Ecology of Diatoms in Pliocene Deposits of the Tunka Valley (Baikal Rift Zone). *Diversity*, **13**(10), 479. <https://doi.org/10.3390/d13100479>
- Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. (2020) The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone). *Limnol. Fresh Water Biol.*, **4**, 752-754.
- Usoltseva M., Khursevish G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva G. (2010) Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia. *Plant Ecol. Evol.*, **143**(3), 352-364.
- Usoltseva M.V., Kociolek J.P., Khursevich G.K. (2013) Three new species of Alveolophora (Aulacoseiraceae, Bacillariophyceae) from Miocene deposits in western North America. *Phycologia*, **52**, 109-117.
- Usoltseva M., Titova L., Hassan A., Rasskazov S., Morozov A. (2022) Morphological variability of *Alveolophora antiqua* from a freshwater Early Miocene paleolake in the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone). *Diversity*, **14**(12), 1075. <https://doi.org/10.3390/d14121075>
- Usoltseva M.V., Tsouy I.B. (2010) Elliptical species of the freshwater genus Aulacoseira in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan). *Diatom Res.*, **25**(2), 397-415.
- Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Neth. J. Aquat. Ecol.*, **1**(28), 117-133.

REFERENCES

- Akhmet'ev M.A. (1993) Phytostратigraphy of Paleogene and Miocene continental deposits of Extratropical Asia. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Akhmet'ev M.A., Volobueva V.I., Gladenkov Yu.B., Sheldchenko S.D. (1981) Late Paleogene cooling in the East of the USSR according to paleobotanical data. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **4**, 87-100. (In Russ.)
- Al Khamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tre-

- gub T.F., Volkov M.A., Kulagina N.V., Kolomiets V.L., Budaev R.T. (2019) Temporal Compositional Variations of Cenozoic Sediments on the Tankhoi Tectonic Step, the Southern Baikal. *Bull. Irkutsk Gos. Univ. Ser. Nauki o Zemle*, **30**, 108-129. (In Russ.) <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.108>
- Al Khamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tre-gub T.F., Rubtsova M.N., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Khassan A., Volkov M.A. (2021) Overturned Eocene – Lower Pliocene alluvial stratum on the southern coast of Lake Baikal and its neotectonic significance. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(1), 139-156. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0518>
- Baranova Yu.P., Biske S.F. (1979) Paleoclimates of the Paleogene and Neogene of Northeast Asia. Continental Tertiary strata of Northeast Asia. Novosibirsk, Nauka Publ., 186-204. (In Russ.)
- Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anisimova O.V. (2006) Biodiversity of algae-indicators of the environment. Tel-Aviv, PiliesStudio, 498 p. (In Russ.)
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. (1986) Pollen analysis and pollen diagrams. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 455-484.
- Brown E.T., Johnson T.C., Scholz C.A., Cohen A.S., King J.W. (2007) Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55.000 years. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20702. <https://doi.org/10.1029/2007GL031240>
- Cheremisinova E.A. (1973) Diatom Flora of Neogenic Sediments in Pribaikalie. Novosibirsk, Nauka Publ., 83 p. (In Russ.)
- Chernyaeva G.P. (1990) The history of the lake from the data on diatom flora. *The History of Ladoga, Onega, Pskov-Chudskoe, Baikal and Hanka Lakes*. Leningrad, Nauka Publ., 213-217. (In Russ.)
- Chuvashova I.S., Khassan A., Al Khamud A., Kovalenko S.N., Rudneva N.A., Rasskazov S.V. (2019) From the Selenga-Vitim Downwarp to the Vitim Plateau: Cenozoic Sedimentation and Volcanism. *Bull. Irkutsk Gos. Univ., Ser. Nauki o Zemle*, **27**, 138-153. (In Russ.) <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138>
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Florensov N.A. (1960) Mesozoic and Cenozoic Depressions of Pribaikalie. Moscow; Leningrad, Publishing House of the USSR Acad. Sci., 257 p. (In Russ.)
- Fradkina A.F. (1995) Palynostratigraphy of Paleogene and Neogene sediments of North-Eastern Russia. Novosibirsk, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, 82 p. (In Russ.)
- Gavshin V.M., Arkhipov S.A., Bobrov V.A., Melgunov M.S., Makarova I.V. (1998) Distributions of natural radioactive elements in the Holocene-Pleistocene deep-water deposits of Lake Baikal and chronological constructions. *Geol. Geofiz.*, **39**(8), 1045-1058. (In Russ.)
- Glezer S.I., Zhuze A.P., Makarova I.V., Proshkina-Lavrenko A.I., Sheshukova-Poretskaya V.S. (1974) The diatoms of the USSR. Fossil and Recent. V. I. Leningrad, Nauka Publ., 403 p. (In Russ.)
- Grachev M.A., Likhoshvai E.V., Vorob'eva S.S., Khlystov O.M., Bezrukova E.V., Veinberg E.V., Goldberg E.L., Granina L.Z., Kornakova E.G., Lazo F.I., Levina O.M., Letunova P.P., Otinov P.V., Pirog V.V., Fedotov A.P., Yaskovich S.A., Bobrov V.A., Sukhorukov F.V., Rezhnikov V.I., Fedorin M.A., Zolotarev K.V., Kravchinskii V.A. (1997) Paleoclimate Signals of the Upper Pleistocene in Sediments of Lake Baikal. *Geol. Geofiz.*, **38**(5), 957-980. (In Russ.)
- Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. (2019) The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone. *Quat. Int.*, **524**, 24-30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.024>
- Hinnov A. (2013) Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1703-1734.
- Houk V. (2003) Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions. Pt I. Melosiraceae, Orthoseiraceae, Paraliaceae and Aulacoseiraceae. *Czech Phycology. Suppl.* 1: 1-27, plus pls I-XLI [1-41].
- Houk V., Klee R. (2007) Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions. Pt II. Melosiraceae and Aulacoseiraceae (Supplement to Pt I). *Fottea*, **7**, 85-255.
- Johnson T.C., Brown E.T., Shi J. (2011) Biogenic silica deposition in Lake Malawi, East Africa over the past 150.000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **303**, 103-109. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.024>
- Khassan A.I., Kolomiets V.L., Rasskazov S.V., Budaev R.Ts., Chuvashova I.S., Al Khamud A. (2019) Paleopotamology of Pleistocene sediments in the Barguzin valley (Baikal Rift Zone). *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (4), 37-46. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2019.4/2694>
- Khassan A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Titova L.A., Kulagina N.V., Usoltseva M.V. (2020) Identifying upper miocene-lower pliocene lacustrine sediments in dry Tunka basin of the Baikal rift zone. *Geodynam. Tectonophys.*, **11**(2), 262-284. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0473>
- Kozyrenko T., Strelnikova N., Khursevich G., Tsoi I., Zhakovshchikova T., Mukhina V., Olshtynskaya A., Semina G. (2008) The diatoms of Russia and adjacent countries: Fossil and recent. V. 2. Iss. 5. St.Petersburg, St. Petersburg Univ. Press, 171 p. (In Russ.)
- Kuzmin M.I., Khursevich G.K., Prokopenko A.A., Sedennya S.A., Karabanov E.B. (2009) Late Cenozoic centric diatoms of Lake Baikal. Novosibirsk, Akad. Izd., 370 p. (In Russ.)
- Logatchev N.A. (1958) Cenozoic Continental Deposits in Basins of the Baikal type. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (4), 18-29. (In Russ.)
- Logatchev N.A. (1968) Sedimentary and volcanogenic formations of the Baikal rift zone. *Baikal Rift*. Novosibirsk, Nauka Publ., 72-101. (In Russ.)
- Logatchev N.A. (1974) The Sayan-Baikal and Stanovoe Highlands. *Highlands of Pribaikalie and Transbaikalia*. Moscow, Nauka Publ., 7-163. (In Russ.)
- Logachev N.A. (1977) Volcanogenic and sedimentary formations on the rift zones of East Africa. Moscow, Nauka Publ., 183 p. (In Russ.)
- Logatchev N.A., Zorin Y.A. (1992) Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics*, **208**, 273-286.
- Mazilov V.N., Kashik S.A., Lomonosova T.K. (1993) Oligocene sediments of the Tunka depression (Baikal rift zone). *Geol. Geofiz.*, **34**(8), 81-88. (In Russ.)
- Mazilov V.N., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. (1972)

- Lithology of Tertiary Basin Sediments in the Southwestern Baikal Rift System. Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russ.)
- Moiseeva A.I., Nevretdinova T.L. (1990) New family and genus of freshwater diatoms (Bacillariophyta). *Bot. Zh.*, **75**(4), 539-544. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Rasskazov S.V. (1993) Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk, Nauka, Siberian Publishing Company, 288 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. (2018) Volcanism and transtension in the northeast of the Baikal rift system. Novosibirsk, "Geo" Academic Publishing House, 383 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Chuvashova I.S., Al-khamud A., Khassan A., Alokla R. (2021) Recent activation of the suture zone of the Siberian craton under South Baikal: from the Cretaceous-Paleogene orogen to the Neogene-Quaternary rift. *Geologiya. Okruzhayushchaya Sreda*, **1**(1), 6-14. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P., Luzina I.V., Rudnev A.F., Rezanov I.N. (2007) Stratigraphy of Vitim Plateau in Cenozoic: Phenomenon of Long-Term Rifting in the Southern Part of East Siberia. Novosibirsk, "Geo" Academic Publishing House, 193 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Chuvashova I.S., Usoltseva M.V. (2014) Sediments in the Tertiary Tankhoi field, South Baikal basin: stratigraphy, correlation and structural transformations in the Baikal region. *Geodynam. Tectonophys.*, **5**(4), 993-1032. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0165>
- Rasskazov S.V., Tregub T.F., Volkov M.A. (2019) Palynological characteristics of the alluvial strata of the Barguzin River valley (Republic of Buryatia). *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (2), 150-152. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2019.2/1805>
- Stenina A.S. (2019) Annotated list of bacillariophyta of the Shchugor river (Urals, Komi republic). *Bot. Zh.*, **104**(1), 41-57. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0006813619010101>
- Stenina A.S., Sterlyagova I.N. (2017) Bacillariophyta in epilithon of the Shchugor river (Urals, Komi republic). *Bot. Zh.*, **102**(8), 1107-1122. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S000681361708004X>
- Titova L., Hassan A., Mikhailov I., Rodionova E., Rasskazov S., Usoltseva M. (2021) Diversity and Ecology of Diatoms in Pliocene Deposits of the Tunka Valley (Baikal Rift Zone). *Diversity*, **13**(10), 479. <https://doi.org/10.3390/d13100479>
- Tregub T.F., Volkov M.A., Khassan A.I., Adnan A.Kh. (2020) Evolution of palynocomplexes of deposits of the alluvial formation of the Baikal rift zone in the Neogene. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (1), 39-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2020.1/2512>
- Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. (2020) The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone). *Limnol. Fresh Water Biol.*, **4**, 752-754.
- Usoltseva M., Khursevich G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva G. (2010) Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia. *Plant Ecol. Evol.*, **143**(3), 352-364.
- Usoltseva M.V., Kociolek J.P., Khursevich G.K. (2013) Three new species of Alveolophora (Aulacoseiraceae, Bacillariophyceae) from Miocene deposits in western North America. *Phycologia*, **52**, 109-117.
- Usoltseva M.V., Titova L.A., Khassan A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. (2019) Centric diatoms from paleolakes of the Baikal Rift Zone, Russia. *Vopr. Sovr. Geol.*, **2**(20), 279-284. (In Russ.)
- Usoltseva M., Titova L., Hassan A., Rasskazov S., Morozov A. (2022) Morphological variability of *Alveolophora antiqua* from a freshwater Early Miocene paleolake in the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone). *Diversity*, **14**(12), 1075. <https://doi.org/10.3390/d14121075>
- Usoltseva M.V., Tsoi I.B. (2010) Elliptical species of the freshwater genus Aulacoseira in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan). *Diatom Res.*, **25**(2), 397-415.
- Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Neth. J. Aquat. Ecol.*, **1**(28), 117-133.
- Zamaraev S.M., Samsonov V.V. (1959) Geological structure and oil and gas potential of the Selenga Depression. Geology and oil and gas potential of Eastern Siberia. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 435-475. (In Russ.)
- Zorin Y.A. (1971) The recent structure and isostasy of Baikal Rift Zone and adjacent territories. Moscow, Nauka Publ., 168 p. (In Russ.)

Особенности осадконакопления, стратиграфия и изотопно-геохимическая характеристика верхнетурнейских отложений Верхнеусинского опускания (Полярный Урал)

А. Н. Плотницын, Я. А. Вевель, Д. А. Груздев, Д. Б. Соболев

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

Поступила в редакцию 22.04.2022 г., принята к печати 16.06.2022 г.

Объект исследований. Верхнетурнейские глинисто-кремнисто-карбонатные отложения разреза среднего течения р. Малая Уса (Полярный Урал). **Материал и методы исследования.** Для установления условий и особенностей осадконакопления комплекса глинисто-кремнисто-карбонатных образований в статье рассматриваются состав и строение пород (50 образцов, 51 шлиф); для биостратиграфического анализа (конодонты, остракоды, фораминиферы) проведена химическая дезинтеграция 13 проб в 7–10%-м растворе уксусной кислоты и изучены шлифы; проанализирован изотопный состав углерода и кислорода из карбонатных отложений (49 проб). Проведен трехступенчатый скрининг-тест образцов для изотопно-геохимических исследований. **Результаты.** Разрез Малая Уса представлен преимущественно микритовыми в различной степени окремненными известняками, насыщенными в разной степени органогенными остатками, от вакстоуна, что указывает на седиментацию в низкодинамических условиях, ниже базиса действия волн. Биостратиграфический анализ базируется на данных определения фораминифер, а также немногочисленных конодонтов и остракод. Фораминиферами охарактеризована зона *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica*, которая приблизительно сопоставима с интервалом конодонтовых зон *Upper typicus*–*anchoralis*–*latus* и остракодовой зоной *Entomoprimitia malinovkaensis*–*Marginia tschigovae* самых верхов турнейского яруса. Изотопно-геохимические данные по разрезу демонстрируют общий тренд, направленный на облегчение изотопного состава углерода вверх по разрезу, что в совокупности с данными биостратиграфии позволило сопоставить последовательность разреза Малая Уса с последовательностями изотопного события TISE из ряда географически разобщенных разрезов мира (Бельгия, Южный Китай, США). **Выводы.** Формирование отложений разреза, вероятно, происходило в условиях весьма пологого склона (рампа), где материал аккумуляровался в подножье в качестве толщи заполнения южной части Коротайхинской внутришельфовой палеовпадины. На примере разреза Малая Уса показано, что значительным корреляционным потенциалом обладают не только пиковые положительные отклонения изотопного события TISE (в верхней части зоны *isosticha* и нижней части зоны *typicus*), но и изотопная картина верхнего турне в целом. Применение изотопно-геохимического метода в совокупности с биостратиграфией позволило уточнить стратиграфический объем разреза с интервала конодонтовых зон *Upper typicus*–*anchoralis*–*latus* до зоны *Upper typicus* стандартной конодонтовой зональной последовательности.

Ключевые слова: карбон, турнейский ярус, конодонты, остракоды, фораминиферы, биостратиграфия, $\delta^{13}\text{C}$, Полярный Урал

Источник финансирования

Исследования проводились в рамках государственного задания по темам 1021062311460-9-1.5.3 и 1021051101644-0-1.5.1

Features of the sedimentation, stratigraphy and carbon isotope record of the upper Tournaisian of the Verkhnyaya Usa depression (Polar Urals)

Artem N. Plotitsyn, Yadviga A. Vevel, Dmitriy B. Sobolev, Denis A. Gruzdev

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: anplotitsyn@rambler.ru

Received 24.04.2022, accepted 16.06.2022

Для цитирования: Плотницын А.Н., Вевель Я.А., Груздев Д.А., Соболев Д.Б. (2022) Особенности осадконакопления, стратиграфия и изотопно-геохимическая характеристика верхнетурнейских отложений Верхнеусинского опускания (Полярный Урал). *Литосфера*, 22(6), 818–839. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-818-839>

For citation: Plotitsyn A.N., Vevel Ya.A., Sobolev D.B., Gruzdev D.A. (2022) Features of the sedimentation, stratigraphy and carbon isotope record of the upper Tournaisian of the Verkhnyaya Usa depression (Polar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 818–839. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-818-839>

Research subject. Upper Tournaisian clayey-siliceous-carbonate deposits of the Malaya Usa section (Polar Urals). **Material and methods.** The composition and structure of the deposits (50 samples, 51 thin sections) of the section were considered to determine the conditions of sedimentation; 13 samples were chemically disintegrated in 7–10% solution of acetic acid, and thin sections were studied for biostratigraphic analysis (conodonts, ostracods, and foraminifers); the carbon and oxygen isotopic composition of carbonate deposits (49 samples) were analyzed. A three-stage screening test of samples for isotopic studies was carried out. **Results.** The Malaya Usa section comprises mainly micritic limestones with fossils silicified to various degree (wackstone to packstone). The features and composition of the sediments indicate sedimentation in low dynamic conditions below the wave base. Biostratigraphic analysis is based on the identification of foraminifers, as well as a few conodonts and ostracods. Foraminifers characterize the Eotextularia diversa–Dainella chomatica Zone, which is approximately comparable to the Upper typicus–anchoralis–latus conodont zonal interval and Entomoprimitia malinovkaensis–Marginia tschigovae ostracode zones of the top of the Tournaisian. The isotope-geochemical data obtained from the section demonstrate a general lightening trend in the isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ up the section. This trend, along with the biostratigraphic data, makes it possible to compare the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sequence of the Malaya Usa section with sequences from a number of geographically separated sections of the world (Belgium, South China, USA), which are considered as the Tournaisian isotope carbon event (TICE). **Conclusions.** The deposits of the studied section were probably formed under the conditions of a very gentle slope (ramp), where the material accumulated at the foot as a filling sequence in the southern part of the Korotaikha intrashelf paleodepression. Using the Malaya Usa section as an example, it is shown that not only the peak positive deviations of the TICE in the upper part of the isosticha Zone and in the lower part of the typicus Zone, but also the isotopic structure of the upper Tournaisian has a significant correlation potential. The use of the isotope-geochemical method as an auxiliary application to biostratigraphy made it possible to improve the age determination of the section from the interval of the Upper typicus–anchoralis–latus conodont zonal interval to the Upper typicus Zone of the standard conodont zonation.

Keywords: Carboniferous, Tournaisian, conodonts, ostracods, foraminifers, biostratigraphy, $\delta^{13}\text{C}$, Polar Urals

Funding information

This work was fulfilled under the state-financed projects 1021062311460-9-1.5.3 and 1021051101644-0-1.5.1

Acknowledgements

The authors are grateful to T.I. Stepanova (IGG UB RAS, Ekaterinburg) and A.V. Zhuravlev (IG FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar) for consultations; and employees IG FRC Komi SC UB RAS of the A.S. Shuisky and E.M. Tropnikov for photographic images of fossils on SEM; V.L. Andreichev, I.V. Smoleva and the group of isotope geochemistry for making it possible to conduct isotope geochemical studies.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес стратиграфических исследований фокусируется главным образом на границах крупных подразделений МСШ (ярусы, отделы, системы). Относительно турнейского яруса наиболее актуальными в настоящее время являются работы, связанные с границей девонской и каменноугольной систем и в меньшей степени с нижней границей визейского яруса. При этом “внутренние части” стратиграфических подразделений, не связанные напрямую с границами, рассматриваются поверхностно либо вообще не принимаются во внимание. Эти проблемы актуальны и для разрезов севера Урала и Приуралья, а также Пай-Хоя (северо-восток европейской части России), где фораминиферами, остракодами и конодонтами наиболее детально охарактеризованы терминальный фамен, нижняя и средняя часть турнейского яруса (Черных, 1976; Журавлев, 2003; Соболев, 2005; Деулин, 2006; Плотцын и др., 2018а; и мн. др.). Верхнее турне в силу ряда причин изучено значительно хуже. Одной из главных причин слабого биостратиграфического обоснования этого стратиграфического интервала является таксономическая бедность палеонтологических ассоциаций, которая,

вероятно, носит событийный характер (Журавлев, Вевель, 2018).

Ранний карбон в целом представлял собой время перехода от парникового девонского климата к ледниковому, которое ознаменовало начало одного из самых протяженных холодных периодов в истории Земли – позднеледникового периода (The Late Paleozoic Ice Age или LPIA) (Montare, 2013; Qie et al., 2019). В турнейском веке отмечается ряд биотических событий различного ранга (Lower Alum shale event или Mid-Tournaisian event, Mid-Aikuanian event) (Ji, 1987; Walliser, 1996; Zhuravlev, 1998; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022; и др.) и ряд изотопных $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ аномалий или изотопных событий (P1 и P2 экскурсы, MTICE и TICE) (Yao et al., 2015; Qie et al., 2016; Плотцын, Журавлев, 2020), которые, по всей видимости, являются отражением циклических колебаний ледникового-межледникового на фоне глобального похолодания климата на начальном этапе LPIA (Klvoda, 1989; Qie et al., 2019).

Верхнее турне характеризуется следами биотического события Mid-Aikuanian и изотопного события TICE (Ji, 1987; Yao et al., 2015), которые известны, в частности, в разрезах Тимано-Североуральского региона (Saltzman et al., 2004;

Журавлев, Вевель, 2018; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). В пределах региона на уровне события Mid-Aikuanian (зона isosticha) наблюдается значительное снижение таксономического разнообразия конодонтов (Ziegler, Lane, 1987; Kalvoda, 1994; Журавлев, 2019; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). При этом относительную стабильность таксономического состава и разнообразие на уровне, приблизительно сопоставимом с конодонтовой зоной isosticha, демонстрируют остракоды и фораминиферы. Значительные изменения в комплексах остракод наблюдаются начиная с уровня основания конодонтовой зоны typicus (Соболев, 2005). Приблизительно с этого же уровня (зоны Spinoendothyra costifera и Eotextularia diversa–Dainella chomatica) происходит планомерный расцвет фораминифер при явном доминировании турнейских эндотирид (Kalvoda, 1991, 1992).

Верхняя часть турнейского яруса, сопоставимая с интервалом конодонтовых зон isosticha–typicus (=isosticha–Lower crenulata–Upper typicus), во многих разрезах мира характеризуется наличием двух высокоамплитудных положительных экскурсов $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (см. обзор (Saltzman, Thomas, 2012)), которые рассматриваются в качестве позднетурнейского изотопного события (TICE) (Yao et al., 2015). Позднетурнейская изотопная аномалия хорошо проявлена и считается надежным стратиграфическим репером для независимой от биостратиграфии корреляции естественных разрезов и скважин Тимано-Печорской провинции (Журавлев, Вевель, 2018; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). При этом амплитуда изотопной аномалии демонстрирует фациальную зависимость. Присутствует отчетливый тренд снижения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от мелководно-шельфовых фаций к глубоководно-шельфовым (Yao et al., 2015; Журавлев, Вевель, 2018).

Настоящая статья представляет собой результат стратиграфического анализа верхней части турнейского разреза среднего течения р. Малая Уса (далее – разрез Малая Уса) (Верхнеусинское опускание) с применением биостратиграфического (конодонты, остракоды, фораминиферы) и изотопно-геохимического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) методов. На примере разреза оценивается стратиграфическое значение изотопной структуры позднетурнейской изотопной аномалии (событие TICE) при датировке относительно глубоководных (депрессии в пределах шельфовой области) толщ, убедительность определения стратиграфического объема которых вызывает вопросы. Важно отметить, что ранее со стратиграфической точки зрения турнейские отложения Верхнеусинского опускания характеризовались в общих чертах при обобщающих тематических исследованиях (Чернов, 1962, 1972) и геологическом картировании (см., например, (Шишкин и др., 2013)) либо при исследованиях, охватывающих преимущественно нижнюю и среднюю части яруса

(Плотицын и др., 2018б; Zhuravlev et al., 2020). Таким образом, детальные стратиграфические исследования отложений позднетурнейского возраста Верхнеусинского опускания в данной работе описываются впервые.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В основу статьи положены материалы, полученные авторами в процессе полевых работ в составе геологического отряда Института геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН на Полярном Урале в 2013 г.

Палеонтологический материал (конодонтовые элементы, раковины остракод) выделялся из нерастворимого остатка карбонатных разностей путем дезинтеграции породы в 7–10%-м растворе уксусной кислоты. Скелетные остатки ископаемых организмов выделялись под бинокулярным микроскопом ЛабоСтеми-4. В общей сложности химической дезинтеграции подвергнуто 13 проб массой 1.0–1.5 кг. Фораминиферы изучались в стандартных литологических шлифах (51 шлиф) при помощи тринокулярного микроскопа OPTITECH XSP-128-301 и цифровой камеры LuckyZoom 5MP USB CMOS.

Для детализации литологической характеристики и седиментологического анализа был изготовлен 51 шлиф. Шлифы изучались под микроскопом ПОЛАМ-215 с цифровой камерой MC-20.

Образцы для изотопного анализа отбирались стальным микробуром.

Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода в режиме непрерывного потока производились на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB (Pee Dee Belemnite), $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW (Standard Mean Ocean Water). При калибровке были использованы международные стандарты МАГА-ТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения составляет $\pm 0.1\%$. Анализы и изготовление шлифов и пришлифовок проводились в ЦКП “Геонаука” Института геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

В процессе проведения изотопно-геохимических исследований в рамках настоящей статьи был осуществлен трехступенчатый скрининг-тест образцов. На предварительном этапе пробоподготовки проводился визуальный осмотр образца, исключались поверхности выветривания и явных постдиagenетических изменений, отбор материала происходил со свежего скола. Важным контролирующим фактором была фиксация следов значительной пе-

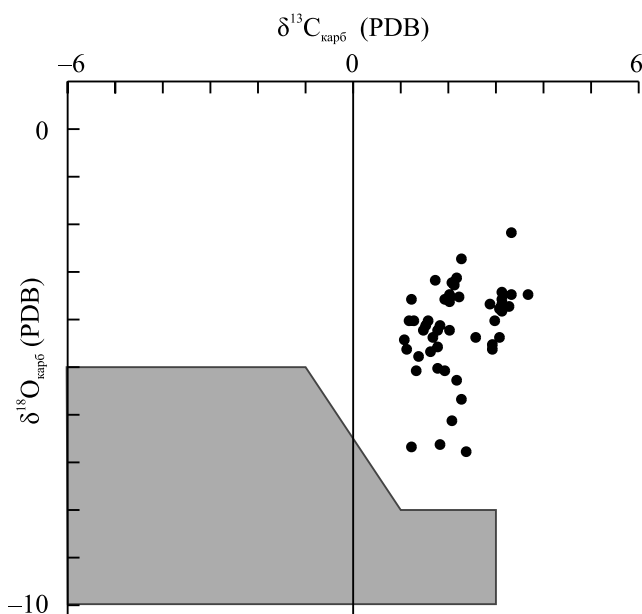


Рис. 1. Диаграмма соотношения изотопного состава $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в изученных образцах.

На диаграмме серым цветом выделена область значений, характерных для вторичных преобразований карбонатных пород, по (Zhuravlev et al., 2020).

Fig. 1. Bivariate plots of the bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ in the studied samples.

The field of results of secondary processes in carbonate rocks is gray, by (Zhuravlev et al., 2020).

рекристаллизации и окремнения в шлифах, такие образцы должны попадать в разряд “сомнительных” и, по возможности, исключаться из работы. Далее использовалась составная диаграмма скрининга (Zhuravlev et al., 2020), на которой по соотношению $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ выделяются области, где первичная природа полученного изотопного сигнала маловероятна. Как видно на рис. 1, интерпретируемые данные целиком попадают в область значений с высокой долей вероятности изотопного сигнала как “существенно первичного”. Для составления диаграммы изотопные значения кислорода относительно стандарта SMOW были переведены в стандарт PDB.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Рассматриваемый разрез (обн. mu13) расположен в 40 км ВСВ от г. Воркута на левом берегу р. Малая Уса, приблизительно в 300 м ниже по течению от устья руч. Ильяшор (координаты обнажения mu13: 67°34'53.7" N 64°59'58.8" E) (рис. 2). В структурном плане разрез приурочен к западному крылу Илейшорской антиклинали в пределах

Западной структурной зоны Верхнеусинского опускания (Юдин, 1994) или Малоусинской взброс-антиклинали в составе Приоченырского паравотона (Шишкин и др., 2013).

Разрез турнейского яруса в среднем течении р. Малая Уса представляет собой часть крупного верхнедевонско-нижнекаменноугольного разреза в бассейне р. Малая Уса (север западного склона Полярного Урала). Какое место исследуемый в настоящей статье разрез занимает в общем разрезе в бассейне р. Малая Уса, сказать сложно. Во-первых, отсутствуют опубликованные данные с соответствующей детальностью и набором аналитических методов. Во-вторых, исследуемый в статье разрез расположен в пределах довольно сложной тектонической зоны (Шишкин и др., 2013), что значительно затрудняет составление сводного разреза без использования высокоточных стратиграфических методов.

Далее приводится детальная литолого-палеонтологическая характеристика обн. mu13. Описание ведется снизу вверх по течению реки, вверх по разрезу в нормальной стратиграфической последовательности.

Пачка 1 (обр. mu13-1–mu13-12) (рис. 3). Пере-слаивание известняков биокластовых массивных серого цвета с известняками глинистыми темно-серыми массивными, неотчетливо горизонтально-слоистыми, реже пятнистыми (за счет распределения органического вещества (ОВ) и глинистого материала) (вакстоуны и пакстоуны). Биокластостика представлена обломками и створками раковин остракод, брахиопод, фрагментами известковых водорослей и другим недиагностируемым органическим детритом. Прочие органические остатки характеризуются фораминиферами, кальцисферами, редкими радиоляриями, криноидеями и единичными конодонтовыми элементами. В некоторых литологических разностях отмечено присутствие единичной мелкой литокластике (обр. mu13-2 и mu13-9). Редко литокластостика формирует участки лито-биокластовых известняков в составе биокластовых известняков (обр. mu13-5). Наиболее массивные разности биокластовых известняков содержат от темно-серых до черных конкреции кремней, вплоть до пластовых. Менее массивные разности биокластовых известняков и глинистые известняки обильно насыщены как рассеянным, так отжатым по трещинам и приуроченным к биокластостике ОВ (1.59% $\text{C}_{\text{орг}}$ в известняках (обр. mu13-10)). Среди органических остатков диагностированы единичные конодонтовые S-элементы, предположительно входящие в состав ротового аппарата рода *Hindeodus* Rexroad et Furnish (см.: Rexroad, Varker, 1992); остракоды *Cavellina* spp., *Gliptopleura* sp., *Knoxella* cf. *kummerowi* Zanina; фораминиферы *Parathuramminites obnatus* (Chuvashov), *Ivanovella obruchevica* Stepanova, *Archaeosphaera minima* Suley-

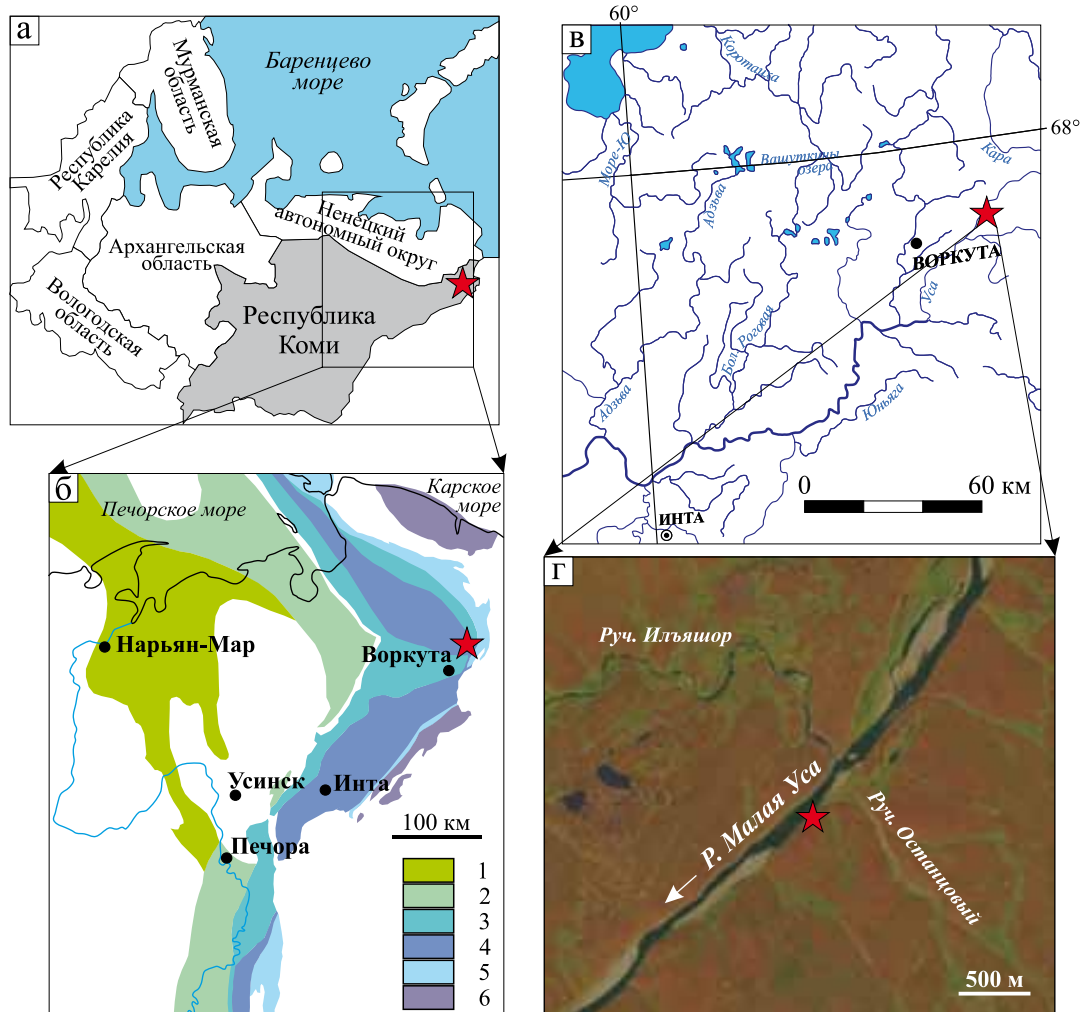


Рис. 2. Схема расположения разреза турнейского яруса в среднем течении р. Малая Уса (Полярный Урал).

а – схема административного районирования севера европейской части России; б – палеогеографическая схема северо-востока Лавруссии для турнейского века, по (Zhuravlev et al., 2020). 1 – низменная суша, 2 – внутренняя часть карбонатной платформы, 3 – внешняя часть карбонатной платформы, 4 – глубоководно-шельфовая впадина, 5 – изолированная карбонатная платформа, 6 – батиналь; в – схема расположения района работ; г – схема расположения обн. mu13 в среднем течении р. Малая Уса.

Fig. 2. The location scheme of the upper Tournaisian Malaya Usa section (Polar Urals).

а – scheme of administrative zoning of the north of the European part of Russia; б – paleogeographic map of the northeast of Laurussia for the Tournaisian Age, according to (Zhuravlev et al., 2020). 1 – lowland, 2 – inner part of the carbonate platform, 3 – outer part of the carbonate platform, 4 – deep-water shelf basin, 5 – isolated carbonate platform, 6 – bathyal; в – the location of the study area; г – location map of the mu13 outcrop in the middle reaches of the Malaya Usa River.

manov, *Serginella* sp., *Diplosphaerina* sp., *Tubeporella* sp., *Vicinesphaera squalida* Antropov, *Brunsia spirillinoides* (Grozilova et Glebovskaya), *Pseudoglomospira* aff. *serenae* (Malakhova), *Tournayella discoidea angusta* Lipina, *Eoforschia gigantea minoris* (Lipina), *Eoforschia moelleri* (Malakhova), *Septabrunsiina* sp., *Brunsiina uralica* Lipina, *Glomospiranella latispiralis* Lipina, *Neobrunsiina finitima* (Grozilova et Lebedeva), *Pseudoplaneoendothyra rotayi* (Dain in Brazhnikova), *Septaglomospiranella karakubensis minima* Brazhnikova et Vdovenko, *S. primaeva kazakh-*

stanica Reitlinger, *Eotextularia*? sp., *Tuberendothyra paraukrainica* (Lipina), *Dainella micula* Postoyalko, *D. chomatica* (Dain in Brazhnikova), *Paradainella* cf. *ovata* Brazhnikova, *Spinoendothyra costifera* (Lipina), *S. kalmiussi* Vdovenko, *S. kosvensis* (Lipina), *S. cf. paracostifera* (Lipina), *Inflatoendothyra* aff. *cuneata* (Malakhova); зеленые водоросли *Kamaena delicata* Antropov и *Kamaena magna* R. Ivanova. Неполная мощность пачки – 3.1 м.

Пачка 2 (обр. mu13-13–mu13-17). Переслаивание пелитоморфных массивных известняков серо-

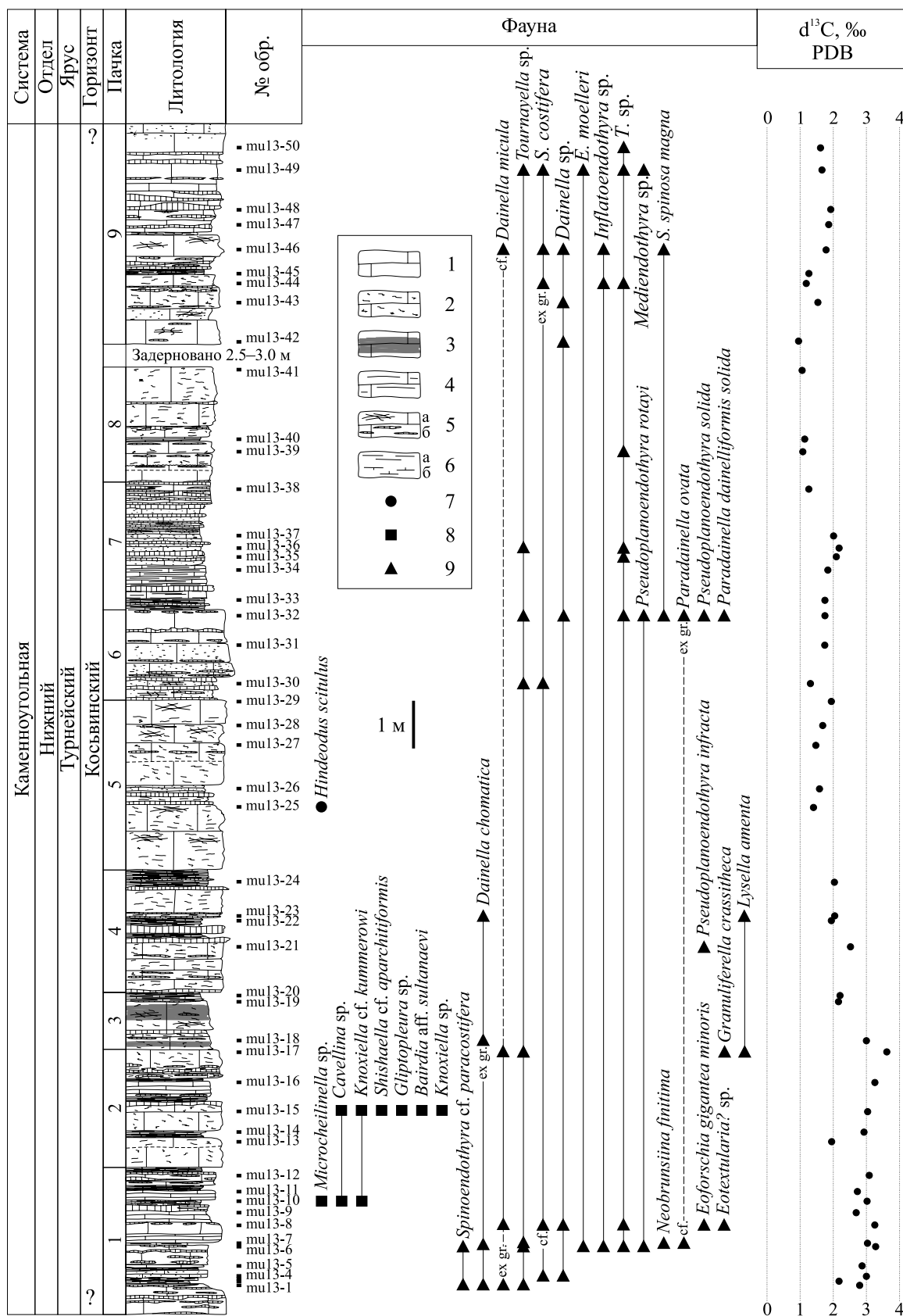


Рис. 3. Литологическая колонка обн. mul3 с распространением основных групп фауны (конондонтов, остракод, наиболее стратиграфически важных фораминифер) и распределением изотопных соотношений углерода.

1 – известняк, 2 – известняк с текстурами прохождения газов, 3 – известняк с тонкогоризонтально-слоистой текстурой, 4 – глинистый известняк, 5а – прожилки кальцита, 5б – конкреции и стяжения кремня, 6а – аргиллит, 6б – известковистый аргиллит, 7 – конодонты, 8 – остракоды, 9 – фораминиферы. Сокращения: S. – *Spinoendothyra*, E. – *Eoforshia*, T. – *Tuberendothyra*.

Fig. 3. Log of the mu13 outcrop with the distribution of the main groups of fossils (conodonts, ostracods, the most stratigraphically important foraminifers) and the distribution of carbon isotope ratios.

1 – limestone, 2 – limestone with structures of gas transmission, 3 – thin laminated limestone, 4 – clayey limestone, 5a – calcite streaks, 5b – cherts, cherty concretions, 6a – argillite, 6b – calcareous argillite, 7 – conodonts, 8 – ostracods, 9 – foraminifers. Abbreviations: S. – *Spinoendothyra*, E. – *Eoforshia*, T. – *Tuberendothyra*.

го цвета с темноцветными обильно насыщенными ОВ тонкоплитчатыми биокластовыми известняками (вакстоуны и пакстоуны, с преобладанием последних). Некоторые пелитоморфные известняки содержат большое количество спикул, предположительно, губок (например, обр. mu13-13), вплоть до спикулятов (обр. mu13-16). Пелитоморфные известняки часто характеризуются наличием мелких, нередко извилистых полостей, выполненных кальцитом и вытянутых преимущественно перпендикулярно слоистости, которые интерпретируются в качестве текстур прохождения газов (рис. 4). Аналогичные ходы и каверны, образованные путем сбора и миграции газов, известны из девонских (живетских) черных известняков разреза Meuse Valley в Бельгии (Cloud, 1960). Кальцитовые полости либо равномерно распространены в породе, либо приурочены к кровельным или подошвенным частям слоев. В прикровельных и приподошвенных частях пелитоморфных известняков встречаются конкреции черного кремня. Органические остатки представлены раковинами фораминифер, створками и фрагментами раковин остракод и брахиопод, членами криноидей, кальцисферами, фрагментами водорослей, спикулами губок, редкими скелетными остатками радиолярий. Диагностировать удалось остракод *Bairdia* aff. *sultanaevi* Tkacheva, *Cavellina* sp., *Gliptopleura* sp., *Knoxiella* cf. *kummerowi* Zanina и *Shishaella* cf. *aparchitiformis* Zanina. Фораминиферы характеризуются следующим таксономическим составом: *Ivanovella angulosa* Pronina, *Neoivanovella* sp., *Brunsia* sp., *Pseudoglomospira quadrata* (Malakhova), *Tournayella* sp., *Glomospiranella latispiralis* Lipina, *Septaglomospiranella endothyroides quadriloba* (Dain), *Chernyshinella* ex gr. *glomiformis* (Lipina), *Nodochernyshinella tumulosa* (Lipina), *Granuliferella crassitheca* (Lipina), *Dainella micula* Postoyalko, *Lysella amenta* (Ganelina), *Spinoendothyra* sp. Мощность пачки – 2.5 м.

Пачка 3 (обр. mu13-18–mu13-20). Пелитоморфные массивные или тонкогоризонтально-слоистые известняки серого цвета, часто с текстурами прохождения газов (вакстоуны). Более темноцветные тонкоплитчатые разности характеризуются присутствием биокластики и насыщены ОВ. Известняки трещиноватые. Трещины залечены кальцитом, нередко по ним отжато ОВ. Темно-серые кремнистые

конкреции в виде линз. Доломитизация развита по сутурам или в виде одиночных мелких линз. Органические остатки в тонкослоистых известняках представлены редкими кальцисферами и единичными створками раковин остракод. В остальных литологических разностях пачки наряду с кальцисферами и остракодами отмечаются водоросли, фораминиферы, криноидеи. Определены фораминиферы *Dainella* ex gr. *chomatica* (Dain in Brazhnikova) и *Spinoendothyra* sp. Мощность пачки – 1.2 м.

Пачка 4 (обр. mu13-21–mu13-24). Переслаивание массивных пелитоморфных известняков с примесью биокластики серого цвета, с текстурами прохождения газов и известняков биокластовых, тонкоплитчатых, темно-серых (вак- и пакстоуны), в значительной степени насыщенных ОВ (от 1.07 до 1.68% в обр. mu13-24 и mu13-22 соответственно). Темно-серые до черных кремнистые конкреции в виде линз или крупных пластов мощностью до 20 см. Органические остатки представлены многочисленными обломками и створками раковин брахиопод и остракод. Отмечается присутствие раковин фораминифер, фрагментов водорослей, спикул губок, кальцисфер. Определены фораминиферы *Septabrunsiina elegantula* Vdovenko, *Brunsiina uralica* Lipina, *Pseudoplanoendothyra infracta* Postoyalko, *Septaglomospiranella penduliformis* Vdovenko, *S. (?) subsymmetrica* Vdovenko, *Nodochernyshinella tumulosa* (Lipina), *Dainella chomatica* (Dain in Brazhnikova), *Lysella amenta* (Ganelina), *Spinoendothyra* sp. Мощность пачки – 2.6 м.

Пачка 5 (обр. mu13-25–mu13-29). Мощные (1.4–1.8 м) массивные прослои пелитоморфных известняков серого цвета с текстурами прохождения газов с примесью тонкой и мелкой биокластики разделены относительно маломощными (0.3 м) темно-серыми насыщенными ОВ биокластовыми известняками (вакстоуны и пакстоуны). ОВ пропитывает биокластовые известняки равномерно (например, слой с обр. mu13-26), либо приурочено к органическим остаткам, либо отжато по трещинам и сутурам (слой с обр. mu13-25). Известняки с текстурами прохождения газов часто содержат ксеноморфные конкреции кремней. Для биокластовых разностей характерны пластовые конкреции. Отмечается присутствие единичных разрозненных мелких кристаллов доломита (обр. mu13-25) либо до-

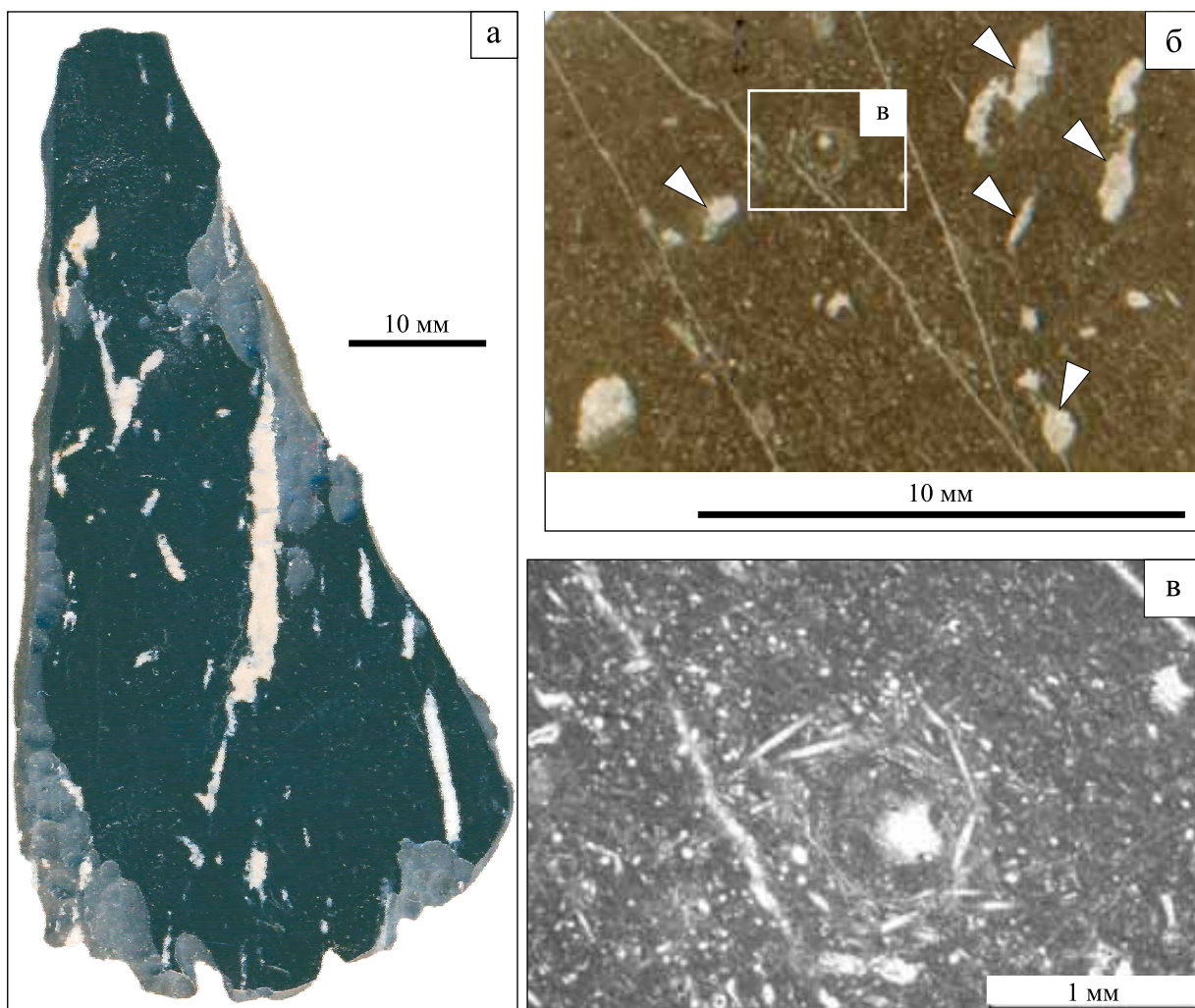


Рис. 4. Пелитоморфные известняки.

а – вакстоун со следами прохождения газов (пришлифовка, обр. mu13-41); б – вакстоун спикуловый, стрелочками отмечены полости, залеченные кристаллическим кальцитом, вероятно, следы прохождения газов (обр. mu13-13); в – следы биотурбации, которые подчеркнуты остатками спикул, образующих скрученные текстуры (обр. mu13-13).

Fig. 4. Pelitomorphic limestones.

а – wackestone with traces of gas transmission (sample mu13-41); б – spicular wackestone, arrows mark cavities filled by crystalline calcite, probably traces of gas transmission (sample mu13-13); в – traces of bioturbation, which are underlined by the spicules forming twisted structures (sample mu13-13).

ломит в виде немногочисленных гнезд, возможно, по кавернам (обр. mu13-29). Органические остатки представлены биокластикой тонкого и шламowego размера. Среди более крупных остатков идентифицированы остракоды, брахиоподы, фораминиферы, губки, водоросли, кальцисферы. Определен единственный P1 конодонтовый элемент *Hindeodus scitulus* (Hinde). Диагностированы фораминиферы *Parathuramminites* sp., *Archaeosphaera crassa* Lipina, *Vicinesphaera* sp., *Eotuberitina* sp., *Elenella* sp., *Septaglomospiranella* sp., *Calcisphaera* sp. и зеленые водоросли *Issinella* sp., *Kamaena* sp. Мощность пачки – 3.6 м.

Пачка 6 (обр. mu13-30-mu13-32). Пачка биокластовых массивных известняков серого цвета, в различной степени насыщенных ОВ (наиболее насыщенные ОВ разности известняков содержат около 1% $C_{орг}$). Кремнистые конкреции неправильной формы приурочены преимущественно к прикровельным или приподошвенным частям слоев. Органические остатки характеризуются многочисленными фрагментами или створками раковин брахиопод и остракод, раковинами фораминифер, кальцисферами, фрагментами водорослей. Диагностированы фораминиферы *Brunsia pulchra* Mikhailov, *Tournayella discoidea* Dain, *Eoforshia* sp., *Septa-*

tournayella aff. *questita* (Malakhova), *Septabrunsiina* sp., *Glomospiranella latispiralis* Lipina, *Pseudoplanoendothyra rotayi* (Dain in Brazhnikova), *P. solida* (Vdovenko), *Septaglomospiranella penduliformis* Vdovenko, *S. cf. postkazakhstanica* Brazhnikova, *Tuberendothyra* ex gr. *tuberculata* (Lipina), *Granuliferella angusta* (Lipina), *Dainella* sp., *Paradainella dainelliformis solida* Brazhnikova et Vdovenko, *P. ex gr. ovata* Brazhnikova, *Spinoendothyra costifera* (Lipina), *S. spinosa magna* (Lipina) и зеленые водоросли *Kamaena minuta* R. Ivanova. В основании пачки известняки сильнотрещиноватые. Трещины залечены кальцитом, или по ним отжато ОБ. Мощность пачки – 1.9 м.

Пачка 7 (обр. му13-33–му13-38). Относительно тонкое (мощность отдельных прослоев от 3 до 15 см, в среднем 10 см) переслаивание пелитоморфных массивных известняков серого цвета с примесью раковинного детрита остракод и брахиопод и биокластовых известняков темно-серого цвета (пакстоуны), насыщенных ОБ. В некоторых биокластовых известняках отмечается присутствие немногочисленной литокластички мелкого размера (обр. му13-33). В прикровельной части пачки – спиккулиты (слой с обр. му13-38). Кремни преимущественно в виде относительно маломощных (от 2–3 до 10 см) пластовых конкреций темно-серого до черного цвета. Органические остатки представлены фрагментами и створками раковин остракод и брахиопод, члениками морских лилий, кальцисферами, раковинами фораминифер и фрагментами водорослей. Фораминиферы характеризуются следующим таксономическим составом: *Tournayella* sp., *Septatournayella* aff. *questita* (Malakhova), *Glomospiranella latispiralis* Lipina, *Septaglomospiranella* sp., *Laxoendothyra* sp., *Tuberendothyra* sp., *Dainella* cf. *magna* (Vdovenko), *Spinoendothyra* sp. Мощность пачки – 2.7 м.

Пачка 8 (обр. му13-39–му13-41). Переслаивание относительно мощных (от 25 до 75 см) прослоев микритовых известняков с массивной текстурой или текстурами прохождения газов с рассеянным органометным детритом и биокластовых известняков со спиккулами. Единичные литокласты тонкой и мелкой размерности (слой с обр. му13-41). Межслоевая отдельность либо подчеркивается конкрециями черного кремня, либо маркируется сутурами или стиллолитами. Органические остатки представлены фораминиферами, кальцисферами, спиккулами губок и остракодами. Среди фораминифер определены однокамерные *Ivanovella* sp., *Archaeosphaera* sp. и единичные многокамерные *Septaglomospiranella* cf. *plana* Brazhnikova, *Tuberendothyra* sp. Некоторые прослои сильнотрещиноватые. По трещинам, часто сутуровидным, отжато ОБ. Каверны и полости известняков с текстурами прохождения газов выполнены кальцитом или доломитом. Неполная мощность пачки – 2.4 м.

Необнаженный интервал мощностью 2.5–3.0 м.

Пачка 9 (обр. му13-42–му13-50). Пачка массивных биокластовых известняков, в некоторых случаях с текстурами прохождения газов, серого цвета. В отдельных прослоях отмечаются единичные находки оолитов, вероятно перемещенных из более мелководных участков бассейна (слой с обр. му13-44). ОБ отжато по трещинам и/или заполняет пространство между структурными компонентами породы. Нижняя часть пачки более насыщена ОБ (до 1.58% в обр. му13-44). Среди фоссилий отмечены фораминиферы, криноидеи, кальцисферы, водоросли, брахиоподы, остракоды, единичные гастроподы. Ближе к кровельной части пачки в значительной степени увеличивается количество фораминифер. Среди них диагностированы *Parathuramminites cushmani* (Suleymanov), *P. suleimanovi* (Lipina), *Ivanovella* sp., *Brunsia spirillinoides* (Grozilova et Glebovskaia), *Tournayella discoidea* Dain, *Eoforschia moelleri* (Malakhova), *Rectoseptaglomospiranella* cf. *angusta* (Lipina), *Septaglomospiranella* ex gr. *karakubensis* Brazhnikova et Vdovenko, *S. cf. plana* Brazhnikova, *S. cf. postkazakhstanica* Brazhnikova, *Endothyra* ex gr. *superba* Malakhova, *Mediendothyra* sp., *Tuberendothyra* sp., *Globoendothyra* (*Eoglobendothyra*)? sp., *Dainella elegantula* Brazhnikova, *D. cf. magna* (Vdovenko), *D. cf. micula* Postoyalko, *Lysella* sp., *Spinoendothyra costifera* (Lipina), *S. spinosa magna* (Lipina), *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Yuferev). Неполная мощность пачки – 4.6 м.

Общая мощность разреза в обн. му13 с учетом необнаженного интервала составляет 27.6 м.

Фотоизображения конодонтов, остракод, водорослей и стратиграфически важных фораминифер, диагностированных в разрезе Малая Уса, приведены на рис. 5 и 6.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Условия осадконакопления

Накопление турнейских осадков севера западного склона Урала и Приуралья происходило преимущественно в шельфовых областях С-СВ палеоконтинента Лавруссия в условиях пассивной континентальной окраины (Scotese, 2017). Рельеф морского дна в этой части Лавруссии в позднем девоне–раннем карбоне был довольно изрезанным, о чем свидетельствуют опубликованные ранее палеогеографические схемы и палеоландшафтные профили (Атлас..., 1972; Никонов и др., 2000; Соболев, 2005; Журавлев, 2012; Плотицын и др., 2018а; Груздев, 2021; и др.). Детализация существующих представлений о рельефе морского дна в турнейское время становится возможной только при установлении фациальной приуроченности частных разрезов.

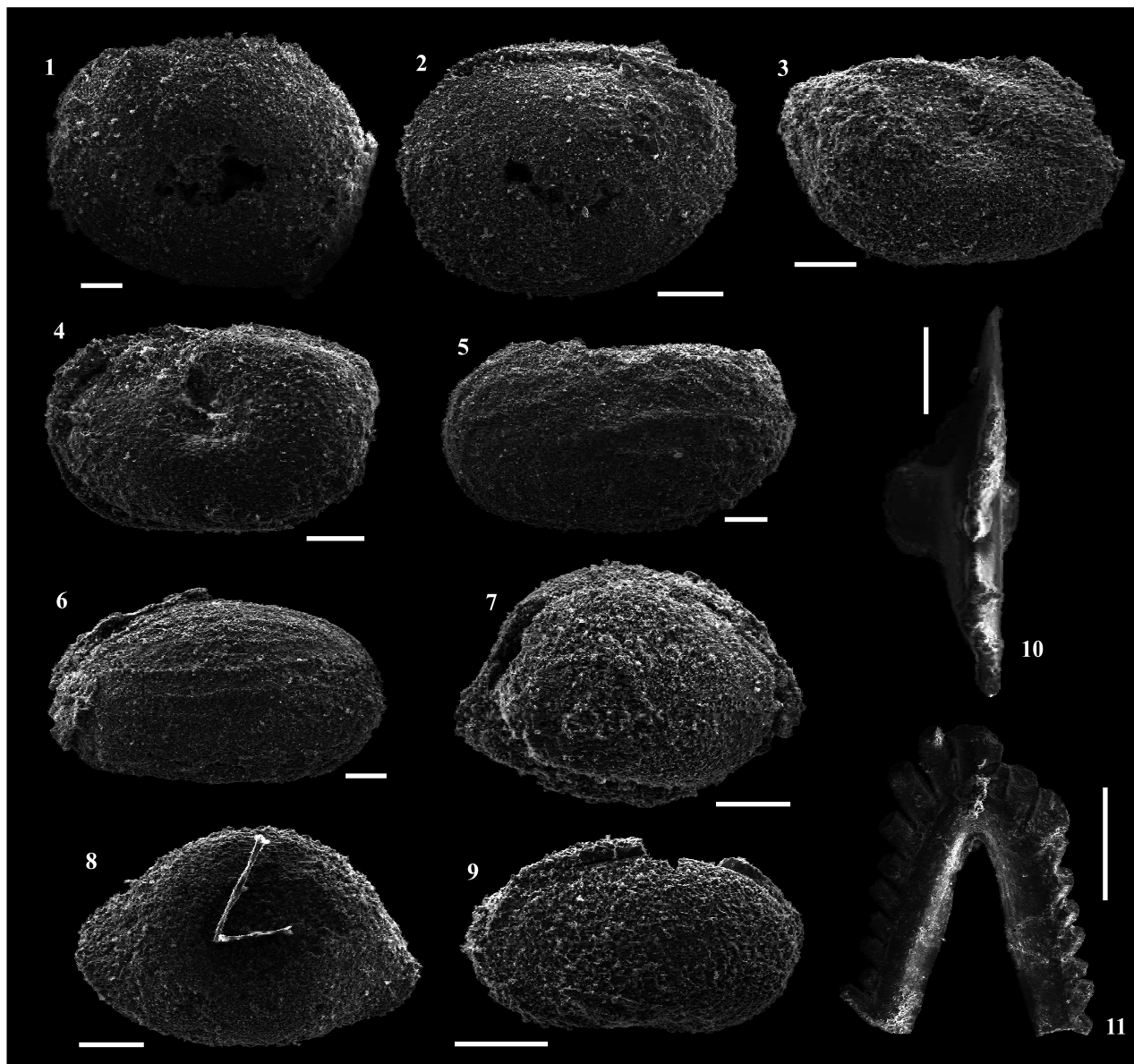


Рис. 5. Остракоды и конодонты из разреза верхнего турне среднего течения р. Малая Уса.

1, 2 – *Shishaella* cf. *aparchitiformis* Zanina, 1971, целая раковина, обр. mu13-15: 1 – колл. № 333/56-15, со стороны правой створки, 2 – колл. № 333/56-9, со стороны левой створки; 3, 4 – *Knoxiella* cf. *kummerowi* Zanina, 1971, целая раковина: 3 – колл. № 333/56-8, со стороны правой створки, обр. mu13-10, 4 – колл. № 333/56-18, со стороны левой створки, обр. mu13-15; 5, 6 – *Gliptopleura* sp., обр. mu13-15: 5 – колл. № 333/56-13, левая створка с внешней стороны, 6 – колл. № 333/56-14, целая раковина со стороны левой створки; 7, 8 – *Bairdia* aff. *sultanaevi* Tkacheva, целая раковина, обр. mu13-15: 7 – колл. № 333/56-10, со стороны правой створки, 8 – колл. № 333/56-12, со стороны левой створки; 9 – *Cavellina* sp., колл. № 333/56-4, целая раковина со стороны левой створки, обр. mu13-10; 10 – *Hindeodus scitulus* (Hinde), обр. mu13-25, колл. № 512/20-9; 11 – S-элемент, предположительно входящий в состав ротового аппарата рода *Hindeodus* Rexroad et Furnish, обр. mu13-4, колл. № 512/20-10. Длина масштабной линейки – 0.2 мм.

Fig. 5. Ostracods and conodonts from the upper Tournaisian of the Malaya Usa middle reaches section.

1, 2 – *Shishaella* cf. *aparchitiformis* Zanina, 1971, articulated shell, sample mu13-15: 1 – coll. No. 333/56-15, from the side of the right valve, 2 – coll. No. 333/56-9, from the side of the left valve; 3, 4 – *Knoxiella* cf. *kummerowi* Zanina, 1971, articulated shell: 3 – coll. No. 333/56-8, from the side of the right valve, sample mu13-10, 4 – coll. No. 333/56-18, from the side of the left valve, sample mu13-15; 5, 6 – *Gliptopleura* sp., sample mu13-15: 5 – coll. No. 333/56-13, left valve from the outer side, 6 – coll. No. 333/56-14, articulated shell from the left valve; 7, 8 – *Bairdia* aff. *sultanaevi* Tkacheva, articulated shell, sample mu13-15: 7 – coll. No. 333/56-10, from the side of the right valve, 8 – coll. No. 333/56-12, from the side of the left valve; 9 – *Cavellina* sp., coll. No. 333/56-4, articulated shell from the left valve, sample mu13-10; 10 – *Hindeodus scitulus* (Hinde), sample mu13-25, coll. No. 512/20-9; 11 – S-element, presumably part of the apparatus of *Hindeodus* Rexroad et Furnish, sample mu13-4, coll. No. 512/20-10. Length of scale bar – 0.2 mm.

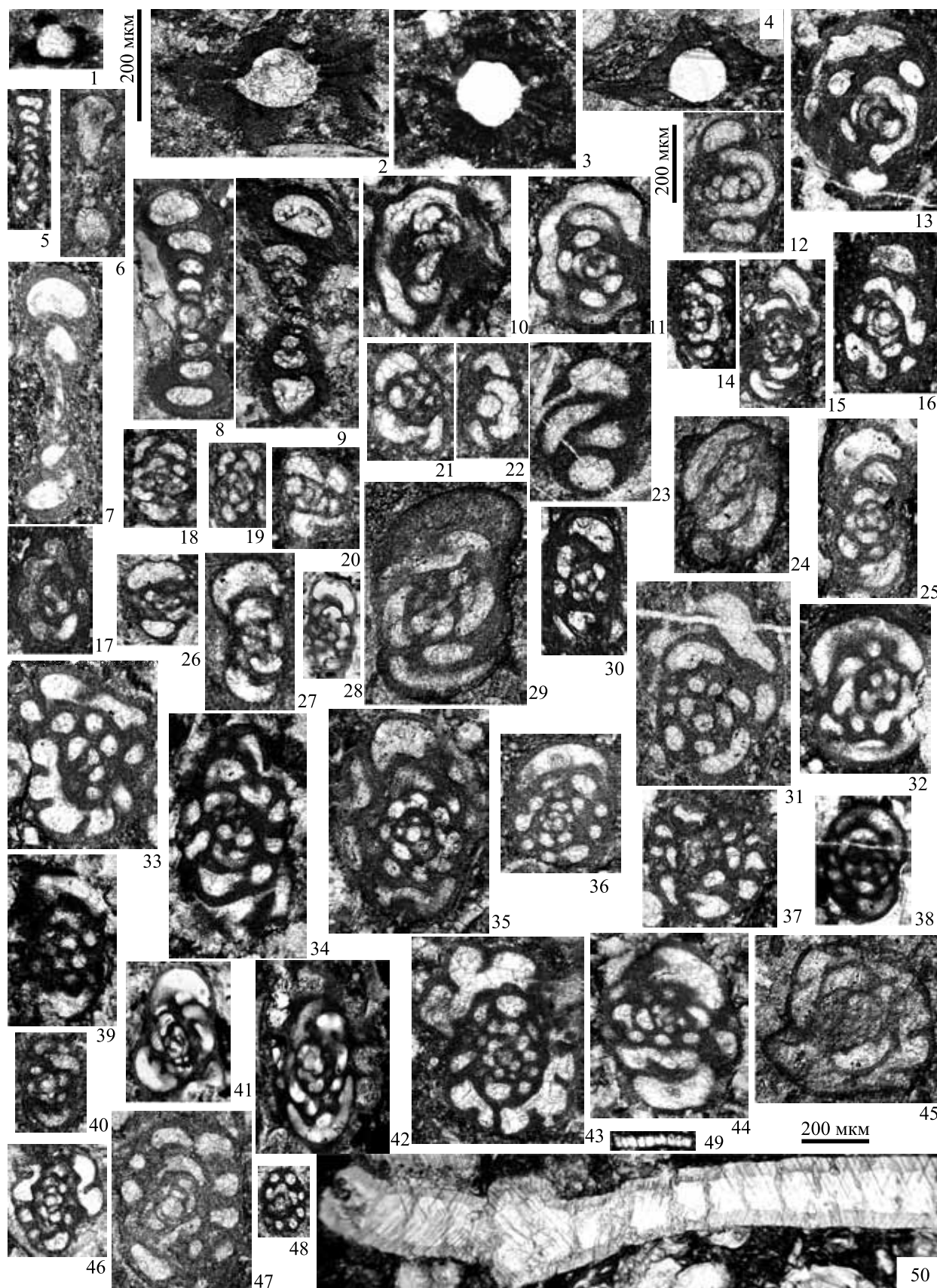


Рис. 6. Наиболее стратиграфически важные фораминиферы и известковые водоросли из верхнетурнейского разреза в среднем течении р. Малая Уса ($\times 100$ – для фиг. 1–4, $\times 70$ – для фиг. 5–48, $\times 60$ – для фиг. 49, 50).

1 – *Ivanovella angulosa* Pronina, 1969, coll. № 393/mul3-17_1, обр. mul3-17; 2 – *Ivanovella obruchevica* Stepanova, 2016, coll. № 393/mul3-8_1, обр. mul3-8; 3 – *Neoivanovella* sp., coll. № 393/mul3-17_2, обр. mul3-17; 4 – *Parathuramminites obnatus* (Chuvashov, 1965), coll. № 393/mul3-8_2, обр. mul3-8; 5 – *Brunsia spirillinoides* (Grozdilova et Glebovskaia, 1948), coll. № 393/mul3-6_1, обр. mul3-6; 6 – *Tournayella discoidea* Dain, 1953, coll. № 393/mul3-8_3, обр. mul3-8; 7 – *Tournayella* sp., coll. № 393/mul3-6_2, обр. mul3-6; 8, 9 – *Eoforschia moelleri* (Malakhova in Dain, 1953): 8 – coll. № 393/mul3-6_3, mul3-6, 9 – coll. № 393/mul3-49_1, обр. mul3-49; 10, 11 – *Glomospiranella subglobosa* (Malakhova, 1956): 10 – coll. № 393/mul3-4_1, обр. mul3-4, 11 – coll. № 393/mul3-6_4, обр. mul3-6; 12 – *Glomospiranella latispiralis* Lipina, 1955, coll. № 393/mul3-8_4, обр. mul3-8; 13 – *Neobrunsiina finitima* (Grozdilova et Lebedeva, 1954), coll. № 393/mul3-7_1, обр. mul3-7; 14 – *Septaglomospiranella endothyroides quadriloba* (Dain, 1953), coll. № 393/mul3-17_3, обр. mul3-17; 15 – *Pseudoplanoendothyra* ex gr. *rotayi* (Dain in Brazhnikova, 1962), coll. № 393/mul3-6_5, обр. mul3-6; 16 – *Pseudoplanoendothyra solida* (Vdovenko, 1954), coll. № 393/mul3-32-s2_1, обр. mul3-32, шлиф 2; 17, 18 – *Septaglomospiranella* cf. *postkazakhstanica* Brazhnikova, 1971: 17 – coll. № 393/mul3-32-s6_1, обр. mul3-32, шлиф 6, 18 – coll. № 393/mul3-42_1, обр. mul3-42; 19 – *Septaglomospiranella karakubensis minima* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, coll. № 393/mul3-8_5, обр. mul3-8; 20 – *Chernyshinella* ex gr. *glomiformis* (Lipina, 1948), coll. № 393/mul3-17_4, обр. mul3-17; 21, 22 – *Nodochernyshinella tumulosa* (Lipina, 1955): 21 – coll. № 393/mul3-17_5, 22 – coll. № 393/mul3-17_6, обр. mul3-17; 23 – *Eotextularia* ? sp., coll. № 393/mul3-8_6, обр. mul3-8; 24 – *Laxoendothyra* sp., coll. № 393/mul3-46_1, обр. mul3-46; 25 – *Granuliferella angusta* (Lipina, 1955), coll. № 393/mul3-32-s5_1, обр. mul3-32, шлиф 5; 26 – *Mediendothyra* ? sp., coll. № 393/mul3-49_2, обр. mul3-49; 27–29 – *Tuberendothyra* spp.: 27 – coll. № 393/mul3-39_1, обр. mul3-39, 28 – coll. № 393/mul3-44_1, обр. mul3-44, 29 – coll. № 393/mul3-46_2, обр. mul3-46; 30 – *Eogloboendothyra* ? sp., coll. № 393/mul3-49_3, обр. mul3-49; 31 – *Paradainella ovata* Brazhnikova, 1971 coll. № 393/mul3-8_7, обр. mul3-8; 32 – *Paradainella* ex gr. *ovata* Brazhnikova, 1971, coll. № 393/mul3-32-s4_1, обр. mul3-32, шлиф 4; 33 – *Paradainella dainelliformis solida* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, coll. № 393/mul3-32-s5_1, обр. mul3-32, шлиф 5; 34, 35 – *Dainella chomatica* (Dain, 1940): 34 – coll. № 393/mul3-1_1, обр. mul3-1, 35 – coll. № 393/mul3-6_6, обр. mul3-6; 36, 37 – *Dainella* ex gr. *chomatica* (Dain, 1940): 36 – coll. № 393/mul3-32-s5_2, обр. mul3-32, шлиф 5, 37 – coll. № 393/mul3-18_1, обр. mul3-18; 38 – *Dainella* cf. *chomatica* (Dain, 1940), coll. № 393/mul3-23_1, обр. mul3-23; 39, 40 – *Dainella* ex gr. *micula* Postoyalko, 1970: 39 – coll. № 393/mul3-1_2, обр. mul3-1, 40 – coll. № 393/mul3-17_7, обр. mul3-17; 41, 42 – *Dainella elegantula* Brazhnikova, 1962: 41 – coll. № 393/mul3-44_2, 42 – coll. № 393/mul3-44_3, обр. mul3-44; 43 – *Lysella amenta* (Ganelina), 1966, coll. № 393/mul3-17_8, обр. mul3-17; 44 – *Spinoendothyra kosvensis* (Lipina, 1955), coll. № 393/обр. mul3-1; 45 – *Spinoendothyra spinosa* (Chernysheva, 1940), coll. № 393/mul3-46_3, обр. mul3-46; 46 – *Spinoendothyra paracostifera* (Lipina, 1955), coll. № 393/mul3-6_7, обр. mul3-6; 47 – *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Yuferev, 1970), coll. № 393/mul3-50_1, обр. mul3-50; 48 – *Inflatoendothyra* sp., coll. № 393/mul3-49_4, обр. mul3-49; 49 – *Kamaena minuta* R. Ivanova, 1990, coll. № 393/mul3-30_1, обр. mul3-30; 50 – *Kamaena magna* R. Ivanova, 1988, coll. № 393/mul3-6_8, обр. mul3-6.

Fig. 6. The most stratigraphically important foraminifers and calcareous algae from the upper Tournaisian of the Malaya Usa section (×100 magnification for Figs 1–4, ×70 for Figs 5–48, ×60 for Figs 49, 50).

1 – *Ivanovella angulosa* Pronina, 1969, coll. No. 393/mul3-17_1, sample mul3-17; 2 – *Ivanovella obruchevica* Stepanova, 2016, coll. No. 393/mul3-8_1, sample mul3-8; 3 – *Neoivanovella* sp., coll. No. 393/mul3-17_2, sample mul3-17; 4 – *Parathuramminites obnatus* (Chuvashov, 1965), coll. No. 393/mul3-8_2, sample mul3-8; 5 – *Brunsia spirillinoides* (Grozdilova et Glebovskaia, 1948), coll. No. 393/mul3-6_1, sample mul3-6; 6 – *Tournayella discoidea* Dain, 1953, coll. No. 393/mul3-8_3, sample mul3-8; 7 – *Tournayella* sp., coll. No. 393/mul3-6_2, sample mul3-6; 8, 9 – *Eoforschia moelleri* (Malakhova in Dain, 1953): 8 – coll. No. 393/mul3-6_3, mul3-6, 9 – coll. No. 393/mul3-49_1, sample mul3-49; 10, 11 – *Glomospiranella subglobosa* (Malakhova, 1956): 10 – coll. No. 393/mul3-4_1, sample mul3-4, 11 – coll. No. 393/mul3-6_4, sample mul3-6; 12 – *Glomospiranella latispiralis* Lipina, 1955, coll. No. 393/mul3-8_4, sample mul3-8; 13 – *Neobrunsiina finitima* (Grozdilova et Lebedeva, 1954), coll. No. 393/mul3-7_1, sample mul3-7; 14 – *Septaglomospiranella endothyroides quadriloba* (Dain, 1953), coll. No. 393/mul3-17_3, sample mul3-17; 15 – *Pseudoplanoendothyra* ex gr. *rotayi* (Dain in Brazhnikova, 1962), coll. No. 393/mul3-6_5, sample mul3-6; 16 – *Pseudoplanoendothyra solida* (Vdovenko, 1954), coll. No. 393/mul3-32-s2_1, sample mul3-32, thin section 2; 17, 18 – *Septaglomospiranella* cf. *postkazakhstanica* Brazhnikova, 1971: 17 – coll. No. 393/mul3-32-s6_1, sample mul3-32, thin section 6, 18 – coll. No. 393/mul3-42_1, sample mul3-42; 19 – *Septaglomospiranella karakubensis minima* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, coll. No. 393/mul3-8_5, sample mul3-8; 20 – *Chernyshinella* ex gr. *glomiformis* (Lipina, 1948), coll. No. 393/mul3-17_4, sample mul3-17; 21, 22 – *Nodochernyshinella tumulosa* (Lipina, 1955): 21 – coll. No. 393/mul3-17_5, 22 – coll. No. 393/mul3-17_6, sample mul3-17; 23 – *Eotextularia* ? sp., coll. No. 393/mul3-8_6, sample mul3-8; 24 – *Laxoendothyra* sp., coll. No. 393/mul3-46_1, sample mul3-46; 25 – *Granuliferella angusta* (Lipina, 1955), coll. No. 393/mul3-32-s5_1, sample mul3-32, thin section 5; 26 – *Mediendothyra* ? sp., coll. No. 393/mul3-49_2, sample mul3-49; 27–29 – *Tuberendothyra* spp.: 27 – coll. No. 393/mul3-39_1, sample mul3-39, 28 – coll. No. 393/mul3-44_1, sample mul3-44, 29 – coll. No. 393/mul3-46_2, sample mul3-46; 30 – *Eogloboendothyra* ? sp., coll. No. 393/mul3-49_3, sample mul3-49; 31 – *Paradainella ovata* Brazhnikova, 1971 coll. No. 393/mul3-8_7, sample mul3-8; 32 – *Paradainella* ex gr. *ovata* Brazhnikova, 1971, coll. No. 393/mul3-32-s4_1, sample mul3-32, thin section 4; 33 – *Paradainella dainelliformis solida* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, coll. No. 393/mul3-32-s5_1, sample mul3-32, thin section 5; 34, 35 – *Dainella chomatica* (Dain, 1940): 34 – coll. No. 393/mul3-1_1, sample mul3-1; 35 – coll. No. 393/mul3-6_6, sample mul3-6; 36, 37 – *Dainella* ex gr. *chomatica* (Dain, 1940): 36 – coll. No. 393/mul3-32-s5_2, sample mul3-32, thin section 5, 37 – coll. No. 393/mul3-18_1, sample mul3-18; 38 – *Dainella* cf. *chomatica* (Dain, 1940), coll. No. 393/mul3-23_1, sample mul3-23; 39, 40 – *Dainella* ex gr. *micula* Postoyalko, 1970: 39 – coll. No. 393/mul3-1_2, sample mul3-1, 40 – coll. No. 393/mul3-17_7, sample mul3-17; 41, 42 – *Dainella elegantula* Brazhnikova, 1962: 41 – coll. No. 393/mul3-44_2, 42 – coll. No. 393/mul3-44_3, sample mul3-44; 43 – *Lysella amenta* (Ganelina), 1966, coll. No. 393/mul3-17_8, sample mul3-17; 44 – *Spinoendothyra kosvensis* (Lipina, 1955), coll. No. 393/sample mul3-1; 45 – *Spinoendothyra spinosa* (Chernysheva, 1940), coll. No. 393/mul3-46_3, sample mul3-46; 46 – *Spinoendothyra paracostifera* (Lipina, 1955), coll. No. 393/mul3-6_7, sample mul3-6; 47 – *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Yuferev, 1970), coll. No. 393/mul3-50_1, sample mul3-50; 48 – *Inflatoendothyra* sp., coll. No. 393/mul3-49_4, sample mul3-49; 49 – *Kamaena minuta* R. Ivanova, 1990, coll. No. 393/mul3-30_1, sample mul3-30; 50 – *Kamaena magna* R. Ivanova, 1988, coll. No. 393/mul3-6_8, sample mul3-6.

Разрез Малая Уса сложен преимущественно микритовыми известняками, насыщенными в разной степени органическими остатками, от вакстоуна до

пакстоуна (рис. 7), что указывает на седиментацию в низкодинамичных условиях, ниже базиса действия волн, способствовавших осаждению микри-

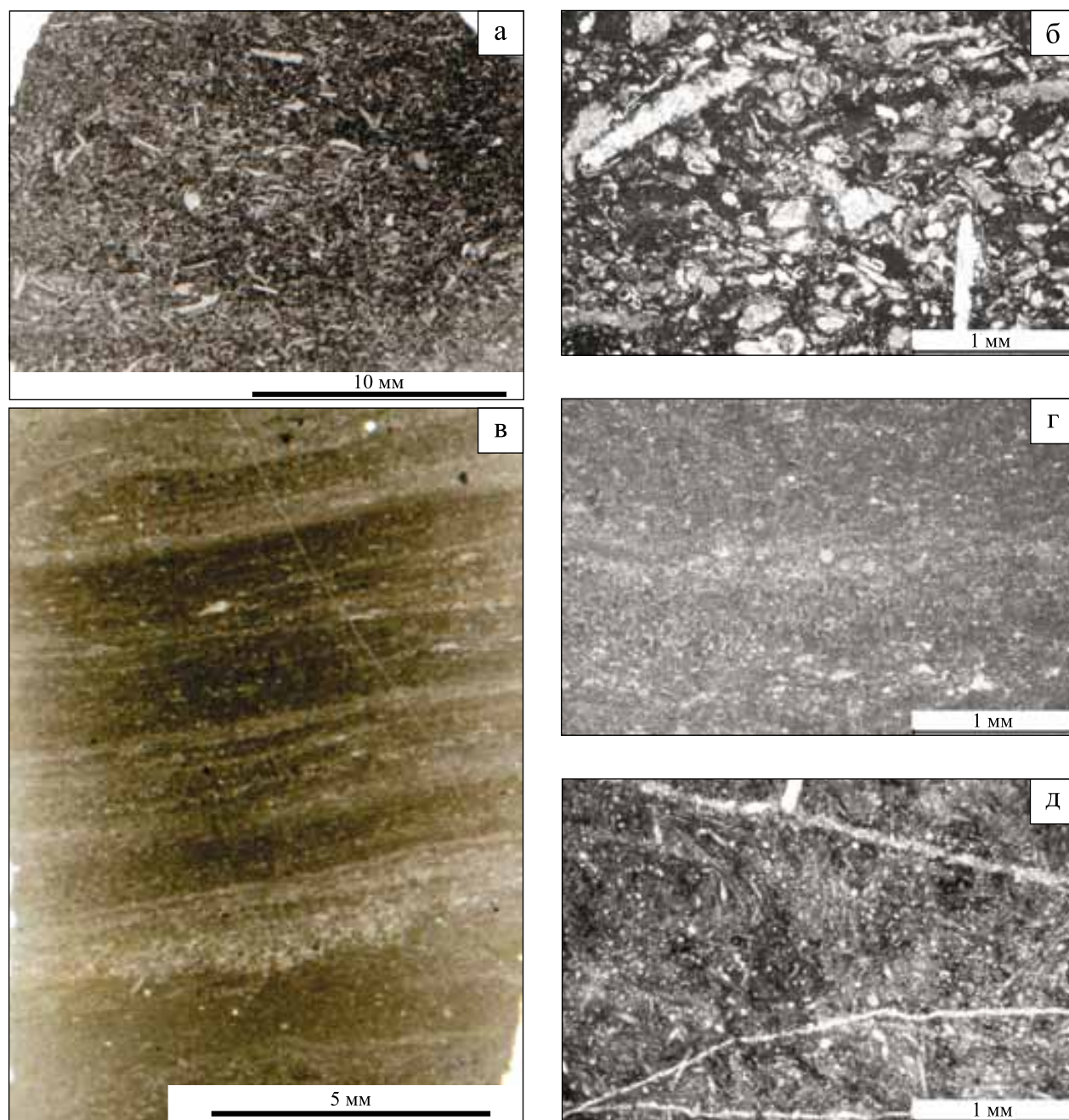


Рис. 7. Характерные литотипы верхнетурнейского разреза в среднем течении р. Малая Уса.

а – пакстоун, общий вид шлифа (обр. mu13-9); б – пакстоун, микрофотография шлифа (обр. mu13-9); в – микрослоистый мад-вакстоун, чередование слоев обусловлено распределением детрита, общий вид шлифа (обр. mu13-19); г – вакстоун, микрофотография шлифа (обр. mu13-19); д – вакстоун спикуловый, общий вид шлифа (обр. mu13-38).

Fig. 7. Main lithotypes from the upper Tournaisian of the Malaya Usa section.

а – packstone, general view of thin section (sample mu13-9); б – packstone, micrograph of thin section (sample mu13-9); в – thin section of mud-wackstone, the alternation of layers is due to the distribution of detritus, general view of the thin section (sample mu13-19); г – wackstone, micrograph of a thin section (sample mu13-19); д – spicular wackstone, general view of thin section (sample mu13-38).

та. Форменные элементы представлены биокластическим материалом, иногда относительно сортированным (обр. mu13-10), но большей частью это лом раковин брахиопод, остракод, фрагменты известковых водорослей, членики криноидей, спикулы губок, вплоть до шламовой размерности. При этом характерно практически полное отсутствие целых раковин, что свидетельствует об аллохтонной природе форменных элементов. В ряде случаев заметна ориентировка биокластов, однако в подавляющем большинстве она отсутствует или слабо проявлена. Наличие текстур прохождения газов, вероятно, как результат окисления органики в совокупности с относительно большой мощностью разреза позволяет предположить высокие скорости накопления и захоронения осадков.

Специфика состава, структурные и текстурные особенности указывают на то, что формирование осадков, скорее всего, происходило в условиях весьма пологого склона (рампа) при постепенном сползании накопившегося мелкого и тонкого биокластового материала с одновременной садкой микрита. Материал аккумулировался в подножье подводного склона в качестве толщи заполнения внутришельфовой впадины (южная часть Коротаихинской палеовпадины), которая, аналогично Кожимской палеовпадине, начала свое формирование во франском веке (Груздев, 2021). В турнейское время южная часть Коротаихинской палеовпадины активно заполняется, о чем свидетельствуют аномально высокие мощности турне в северной части Полярного Урала (верхнее течение р. Малая Уса). По авторским данным, общая мощность турнейского яруса в бассейне верхнего течения р. Малая Уса составляет более 400 м. При этом аналогичные глубоководно-шельфовые турнейские образования в пределах Кожимской палеовпадины имеют мощность порядка 200 м (см. outcrop 1 и 2 в (Sobolev et al., 2000)). В частности, среднетурнейская часть (в объеме конодонтовых зон *S. quadruplicata*–*S. crenulata*) разреза верхнего течения р. Малая Уса имеет мощность более 40 м (Плотицын и др., 2018). На р. Кожим отложения аналогичного стратиграфического интервала имеют мощность около 20 м (Плотицын, Вевель, 2019). Верхнетурнейская часть разреза (в объеме конодонтовых зон *S. isosticha*–*Sc. anchoralis*) верхнего течения р. Малая Уса имеет мощность, вероятно, более 200 м. Рассматриваемый в статье разрез среднего течения р. Малая Уса имеет литологически идентичный разрезу верхнего течения р. Малая Уса облик и, вероятно, характеризуется идентичными условиями формирования.

Биостратиграфия

Биостратиграфическая датировка обн. mu13 основывается на данных определения остатков конодонтов, остракод и фораминифер.

Единичные конодонтовые элементы мало информативны при проведении биостратиграфического расчленения и датировке разреза. *Hindeodus scitulus* (Hinde) известен от средней части турнейского яруса (зона *Lower crenulata*) (Draganits et al., 2002) до серпуховского яруса (Rexroad, Thompson, 1979). Информация о первом появлении вида подтверждается и в региональных последовательностях внутри зоны *S. quadruplicata* или зоны *S. crenulata* (основания зон совпадают или почти совпадают с основанием зоны *Lower crenulata*) (см., например, (Журавлев, 2007; Плотицын и др., 2018)). В качестве вероятных причин немногочисленности конодонтов в разрезе могут быть последствия биотического события *Mid-Aikuanian*, которые привели к кризису в биоразнообразии фауны конодонтов (Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). Общий тренд снижения таксономического разнообразия сохраняется вплоть до нижнего визе (Журавлев, 2019; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). Необходимо принимать во внимание и высокие мощности турнейского яруса в этом районе относительно близкофациальных разрезов смежных районов. При повышенных скоростях седиментации концентрации скелетных остатков ископаемых нектонно-планктонных организмов будут существенно ниже, нежели в разрезах с нормальным осадконакоплением.

Из нижней части разреза выделен комплекс остракод низкой степени сохранности. По наличию таксонов рода *Gliptopleura* с хорошо развитой ребристостью можно предположить, что возраст вмещающих отложений моложе раннетурнейского. Кроме того, комплекс содержит *Knoxiella* cf. *kummerowi* Zanina, характерного для зоны *Pseudoleperditia ultima*–*Bairdia tetraknobia*–*Richterina postlatoi* Уральской схемы (Стратиграфические схемы..., 1993) или зоны *Glyptopleura kiselensis*–*Shishaella ventriosa* схемы Русской платформы (Решение..., 1990). Выше по разрезу в комплексе остракод появляются таксоны *Bairdia* aff. *sultanaevi* Tkatscheva и *Shishaella* cf. *aparchitiformis* (Zanina), характерные для зоны *Coryellina reitlingerae*–*Marginia tschigovae*–*Bairdia sultanaevi* Южного Урала (Стратиграфические схемы..., 1993) или зоны *Entomoprimitia malinovkaensis*–*Marginia tschigovae* схемы Русской платформы (Решение..., 1990).

Наиболее многочисленны в таксономическом и количественном плане и, как следствие, показательны с биостратиграфической точки зрения фораминиферы. Комплекс фораминифер характеризуется преимущественно позднетурнейским родовым составом. Встречаются однокамерные формы – представители родов *Parathuramminites*, *Ivanovella*, *Archaeosphaera*, *Eotuberitina*. На отдельных уровнях эти фораминиферы преобладают. В комплексе в целом присутствуют брунсии (*Brunsia* sp., *B. spirillinoides* (Grozdilova et

Glebovskaya)), гломоспиранеллы (*Glomospiranella* sp., *G. latispiralis* Lip.), среди турнейеллид – *Tournayella* sp., *T. discoidea* Dain, *T. discoidea angusta* Lipina, септатурнейеллы, эофоршии (*Eoforschia gigantea minoris* (Lipina), *E. moelleri* (Malakhova)) также септагломоспиранеллы – *Septaglomospiranella primaeva kazakhstanica* Reitlinger, *S. cf. postkazakhstanica* Brazhnikova, *S. penduliformis* Vdovenko, *S. cf. plana* Brazhnikova, *Septaglomospiranella karakubensis minima* Brazhnikova et Vdovenko, *S. endothyroides quadriloba* (Dain). Встречаются *Brunsiina uralica* Lipina, чернышинеллы, редкие септабрунсиины, *Neobrunsiina finitima* (Grozdilova et Lebedeva), *Pseudoplanoendothyra rotayi* (Dain in Brazhnikova), *P. solida* (Vdovenko). Часто наблюдаются представители группы *Spinoendothyra paracostifera* (Lipina), *S. costifera* (Lipina), *S. kosvensis* (Lipina), инфлатоэндоитеры, туберэндоитеры. Редко встречаются *Granuliferella crassitheca* (Lipina), *G. angusta* (Lipina), а также *Paradainella ex gr. ovata* Brazhnikova, *Paradainella dairelliformis solida* Brazhnikova et Vdovenko. Среди лебликиид преобладают некрупные дайнееллы группы *Dainella micula* Postoyalko, *D. chomatica* (Dain), выше появляются *D. elegantula* Brazhnikova, *Dainella cf. magna* (Vdovenko), *Lysella* sp., *L. amentata*

(Ganelina). В верхах разреза встречаются крупные деформированные *Tuberendothyra* sp., *Mediendothyra* sp., *Globoendothyra* (*Eogloboendothyra*) ? sp.

Комплекс соответствует зоне *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica* (Кулагина, Гибшман, 2005; Степанова, 2015, 2016; Кулагина и др., 2018) по наличию одного из видов-индексов *Dainella chomatica*, а также *Dainella micula*, *Lysella amentata* (Ganelina), *Pseudoplanoendothyra*, *Neobrunsiina finitima* (Grozdilova et Lebedeva), несмотря на отсутствие в разрезе характерных видов *Eotextularia diversa*, *Tetrataxis* sp., *Dariella monilis* и др. Зона *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica*, согласно данным Е.И. Кулагиной с соавторами (2018), сопоставима с нижней частью косвинского горизонта Восточно-Европейской платформы и Урала.

Таким образом, полученные в результате биостратиграфического анализа данные позволяют датировать разрез самыми верхами турнейского века (зона *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica* по фораминиферам), которые по объему приблизительно сопоставимы с конодонтовыми зонами *Upper typicus*–*anchoralis*–*latus* стандартной зональной шкалы (Lane et al., 1980) и остракодовой зоной *Entomoprimitia malinovkaensis*–*Marginia tschigovae* (Решение..., 1990) (рис. 8).

Система	Ярус	Изотопные аномалии по углероду (Qie et al., 2016; Плотыцын, Журавлев, 2020)	Конодонты		Фораминиферы	Остракоды	
			(Sandberg et al., 1978; Lane et al., 1980)	(Zhuravlev et al., 2021; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022)	(Кулагина и др., 2018; Kulagina et al., 2021)	(Решение..., 1990)	(Стратиграфические схемы..., 1993)
Каменноугольная	Турнейский		anchoralis – latus	Sc. anchoralis	Eotextularia diversa – Dainella chomatica	Entomoprimitia malinovkaensis – M. tschigovae	Cor. reitlingerai – M. tschigovae – B. sultanaevi
		TICE	Upper typicus	Gn. typicus	Spinoendothyra costifera	Gl. kiselensis – Shish. ventriosa	Ps. ultima – B. tetraknobia – R. postlatior
			Lower typicus	S. isosticha	Palaeospiroplectamina tchernyshinensis	Shish. monospinosa – Bairdia otscherensis	Cor. ziganensis – Cribroconcha rara – B. otscherensis
			isosticha – Upper crenulata	S. crenulata	Chernyshinella disputabilis	R. latior – Ps. venulosa – Shiv. microphthalma	Ps. tuberculifera – Coryellina advena – Richterina latior
		MTICE	Lower crenulata	S. quadruplicata			
		P2	sandbergi	S. sandbergi			
			Upper duplicata	S. wilberti			
			Lower duplicata	S. duplicata			
		P1		S. bransoni			
			sulcata	S. sulcata	Tournayellina pseudobeata – доживающие Quasiendothyra		

Рис. 8. Стратиграфическая схема сопоставления зональных шкал по конодонтам, фораминиферам, остракодам и последовательности изотопных аномалий для турнейского яруса.

Серым отмечены стратиграфические интервалы, которые характеризуют встречающиеся в разрезе комплексы конодонтов, фораминифер и остракод. Сокращения: S. – Siphonodella, Gn. – Gnathodus, Sc. – Scaliognathus, R. – Richterina, Ps. – Pseudoleperditia, Shiv. – Shivaella, Shish. – Shishaella, Gl. – Glyptopleura, M. – Marginia, Cor. – Coryellina, B. – Bairdia.

Fig. 8. Correlation of the Tournaisian conodont, foraminiferal and ostracod zonations and sequence of carbon isotope shifts.

The stratigraphic intervals, which characterize the assemblages of conodonts, foraminifers, and ostracods encountered in the Malaya Usa section are in gray. Abbreviations: S. – Siphonodella, Gn. – Gnathodus, Sc. – Scaliognathus, R. – Richterina, Ps. – Pseudoleperditia, Shiv. – Shivaella, Shish. – Shishaella, Gl. – Glyptopleura, M. – Marginia, Cor. – Coryellina, B. – Bairdia.

Изотопная геохимия

Значения изотопных соотношений углерода колеблется от 0.98 (в обр. mu13-42) до 3.61‰ (обр. mu13-17) (табл. 1). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ распределе-

ны по разрезу неравномерно (см. рис. 3). В нижней части в интервале обр. mu13-1–mu13-18 значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются в пределах 3‰ (2.7–3.6‰), за исключением единичных отрицательных отклонений (1.97‰ в обр. mu13-13). В средней и верх-

Таблица 1. Изотопный состав и содержание органического углерода в карбонатных породах верхнетурнейского разреза Малая Уса

Table 1. Isotopic composition and organic carbon content in carbonate rocks of the upper Tournaisian Malaya Usa section

№ пробы	Литология	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\text{C}_{\text{орг}}$
mu13-1	Пак-вакстоун	2.82	27.18	1.59
mu13-2	Пакстоун	2.28	24.02	
mu13-4	—	3	27.12	
mu13-5	Пакстоун	2.84	26.33	
mu13-6	От пакстоуна к флоатстоуну	3.24	28.75	
mu13-7	Пакстоун	3.03	27.19	
mu13-8	—	3.21	27.13	
mu13-9	Вак-пакстоун	2.72	27.06	
mu13-10	Пакстоун	3.03	27.05	
mu13-11	Вакстоун низ, пакстоун верх	2.84	26.23	
mu13-12	Вакстоун	3.07	27.32	0.86
mu13-13	Вакстоун, спикулит	1.97	27.26	
mu13-14	Пакстоун	2.92	26.84	
mu13-15	—	3.05	27.47	
mu13-16	—	3.23	27.39	
mu13-17	—	3.61	27.38	
mu13-18	Вак-пакстоун	3	26.5	
mu13-19	Вакстоун	2.15	27.33	
mu13-20	—	2.19	25.12	
mu13-21	Пакстоун	2.51	26.48	1.68
mu13-22	Вакстоун	1.98	24.68	
mu13-23	—	2.09	25.57	
mu13-24	Пакстоун	2.04	27.63	
mu13-25	Пак-вакстоун	1.39	26.65	
mu13-26	Пакстоун	1.55	26.17	
mu13-27	Вакстоун	1.45	26.76	
mu13-28	—	1.71	26.63	
mu13-29	—	1.95	26.63	
mu13-30	Пакстоун	1.3	26.09	1.02
mu13-31	—	1.69	25.81	
mu13-32	—	1.73	26.74	
mu13-33	—	1.72	26.29	
mu13-34	—	1.86	27.3	
mu13-35	—	2.11	27.77	
mu13-36	—	2.19	28.2	
mu13-37	Пакстоун	2.01	27.67	
mu13-38	Вакстоун, спикулит	1.22	26.85	
mu13-39	Вакстоун	1.09	26.82	1.58
mu13-40	Вак-пакстоун	1.15	27.31	
mu13-41	Пак-вакстоун	1.06	26.21	
mu13-42	Пакстоун	0.98	26.41	
mu13-43	—	1.51	26.84	
mu13-44	—	1.17	24.13	
mu13-45	—	1.24	25.76	
mu13-46	—	1.76	24.14	
mu13-47	Вак-пакстоун	1.87	25.77	
mu13-48	Пакстоун	1.96	27.39	
mu13-49	Пак-вакстоун	1.65	27.69	
mu13-50	Пакстоун	1.6	26.46	

ней частях разреза наблюдается общее облегчение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Изотопный состав углерода преимущественно варьирует в интервале значений 1–2‰ с единичными экстремумами до 0.98‰ (обр. mu13-42) или 2.51‰ (обр. mu13-21). Распределение изотопных соотношений углерода верхней части разреза турнейского яруса на р. Малая Уса демонстрирует общий тренд снижения значений.

Изотопное событие TICE представляет собой одно из самых крупных положительных отклонений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в фанерозое. Этому скачку углерода обычно приписывают кратковременное увеличение доли захоронения органического углерода и, как следствие, снижение концентрации CO_2 в атмосфере, что могло быть причиной континентального оледенения в середине турне (Buggisch et al., 2008; Yao et al., 2015; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). Стратиграфически изотопное событие охватывает интервал конодонтовых зон *isosticha*–*typicus* (Ерофеевский, Журавлев, 2019; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). Высокая амплитуда положительных откло-

нений характеризуется пиками $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, достигающими более 6–7‰ в разрезах Северной Америки (Mii et al., 1999), 5‰ и более в разрезах Западной Европы (Saltzman et al., 2004; Buggisch et al., 2008), до 6‰ в Южной Китае (Yao et al., 2015; Qie et al., 2016) и до 5–8‰ в разрезах европейского северо-востока России (Saltzman et al., 2004; Журавлев, Вевель, 2018; Zhuravlev et al., 2020; Zhuravlev, Plotitsyn, 2022). Пиковые значения обычно свойственны верхней части зоны *isosticha* и нижней части зоны *typicus*. Дальнейшая изотопная картина демонстрирует значительное облегчение изотопного состава углерода до конца зоны *typicus*.

Общий тренд облегчения изотопного состава углерода в совокупности с данными биостратиграфии позволяет скоррелировать последовательность вариаций разреза Малая Уса с изотопными кривыми географически (в том числе палеогеографически) разобобщенных разрезов Южного Китая, Бельгии и США (рис. 9). Пиковое положительное отклонение изотопной последовательности нижней

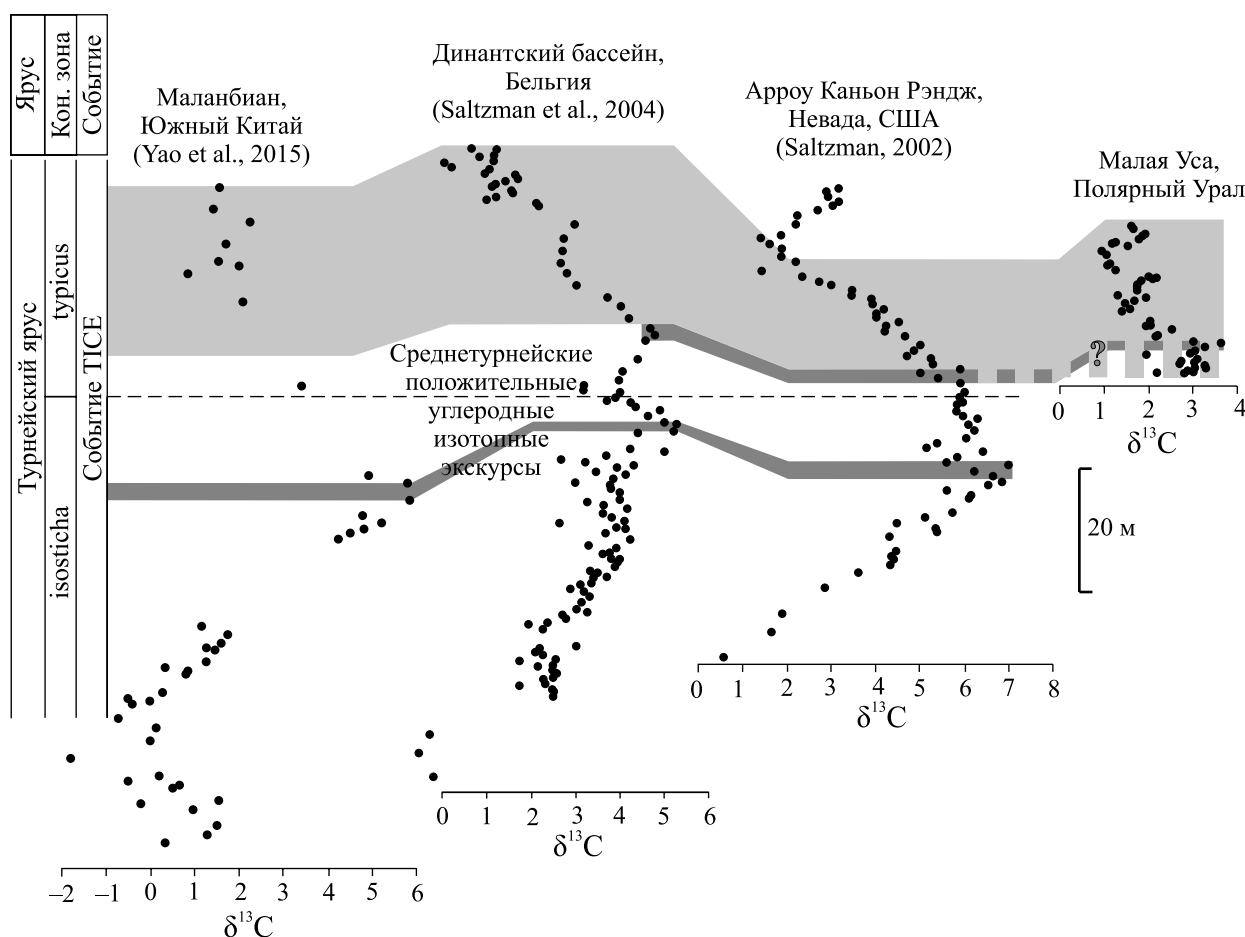


Рис. 9. Схема сопоставления кривых вариаций изотопного состава углерода в карбонатах верхнетурнейских разрезов Южного Китая, Бельгии, США и европейской части России.

Fig. 9. Comparison of curves of carbon isotope composition variations in carbonates of the Upper Tournesian sections of South China, Belgium, USA and European part of Russia.

части разреза Малая Уса может быть условно сопоставлено с пиковыми значениями события TICE, которые наблюдаются в разрезах (см. рис. 9) на уровне основания или нижней части зоны *typicus*. Однако обычно положительные отклонения изотопного события TICE более высокоамплитудные (от 5 до 8‰), нежели в исследуемом разрезе. Четкий отрицательный тренд изотопного состава разреза Малая Уса позволяет сопоставить ее с участками кривых в ряде разрезов мира, которые отвечают средней и верхней частям зоны *typicus* и демонстрируют аналогичную изотопную картину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены комплексные (литологические, биостратиграфические, изотопно-геохимические) исследования верхнетурнейского разреза на р. Малая Уса (Полярный Урал). По результатам исследований установлено, что отложения, слагающие разрез Малая Уса (обн. m13), сформировались в терминальном турне в подножье подводного склона южной части Кортаихинской внутришельфовой палеовпадины. Эти отложения рассматриваются в качестве толщ заполнения внутришельфовой впадины, которые накапливались достаточно интенсивно, судя по аномальным мощностям турнейского яруса в бассейне среднего–верхнего течения р. Малая Уса по сравнению со смежными близкофациальными разрезами. Высокие скорости седиментации косвенно подтверждаются повсеместным распространением текстур прохождения газов, необходимым фактором для сохранения которых являлись высокие темпы захоронения. Общая негативная направленность последовательности $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ с учетом данных биостратиграфии коррелирует с верхней частью изотопного события TICE (приблизительно датируется зоной Upper *typicus*). Это позволило уточнить биостратиграфические данные, благодаря которым разрез датировался интервалом фораминиферных зон *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica*, которые по своему объему сопоставимы с зонами Upper *typicus*–*anchoralis*–*latus* стандартной шкалы по конодонтам и *Entomoprimitia malinovskyensis*–*Marginia tschigovae* по остракодам. В результате продемонстрирован высокий корреляционный потенциал не только пиковых положительных отклонений изотопного состава углерода в пределах изотопного события TICE, но и изотопной картины верхнего турне в целом. При должной палеонтологической характеристике некоторые участки изотопной кривой могут не только верифицировать данные биостратиграфии, но и детализировать существующие датировки.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Т.И. Степановой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) и А.В. Журавлеву (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) за консультации при написании статьи; сотрудникам ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН А.С. Шуйскому и Е.М. Тропникову – за фотоизображения скелетных остатков ископаемых организмов на СЭМ; В.Л. Андреичеву, И.В. Смолевой и группе изотопной геохимии – за возможность проведения изотопно-геохимических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя северного Приуралья. Масштаб 1 : 2 500 000. (1972) (Отв. ред. В.А. Черных). Л.: Наука, 46 карт.
- Груздев Д.А. (2021) Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя. *Вестн. геонаук*, **10**(322), 3-15. 10.19110/geov.2021.10.1
- Деулин Ю.В. (2006) Конодонты и корреляция продуктивных на нефть верхнедевонских отложений севера Тимано-Печорской провинции. Архангельск: Правда Севера, 253 с.
- Ерофеевский А.В., Журавлев А.В. (2019) Перспективы использования изотопно-стратиграфического метода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) для корреляции верхнедевонско-каменноугольного интервала востока Тимано-Печорской провинции. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **14**(1), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html. https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Журавлев А.В. (2003) Конодонты верхнего девона–нижнего карбона Северо-Востока Европейской России. СПб.: ВСЕГЕИ, 85 с.
- Журавлев А.В. (2007) Анализ биостратиграфических подразделений верхнего девона–перми по конодонтам. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, (2), URL: <http://www.ngtp.ru/rub/2/025.pdf>
- Журавлев А.В. (2012) Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **7**(4), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
- Журавлев А.В. (2019) Динамика таксономического разнообразия конодентов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века). *Литосфера*, **19**(1), 81-91. 10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91
- Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2018) Позднетурнейское событие в разрезах Косью-Роговской впадины и ее обрамления (Тимано-Печорская провинция). *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **13**(1), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf. https://doi.org/10.17353/2070-5379/3_2018
- Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б. (2005) Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **80**(2), 33-59.
- Кулагина Е.И., Степанова Т.И., Зайцева Е.Л., Горожанина Е.Н., Гибшман Н.Б., Иванова Р.М., Вевель Я.А.,

- Пономарева Г.Ю., Филимонова Т.В. (2018) Атлас фораминифер и микрофагий верхнедевонских и каменноугольных отложений Северной Евразии. Ч. 1. М.: ПИН РАН, 220 с.
- Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В., Ларионова З.В., Ласкин В.М., Галкина Л.В., Довжикова Е.Г., Ермакова О.Л., Костыгова П.К., Куранова Т.И., Москаленко К.А., Панкратов Ю.А., Петренко Е.Л., Попова Е.В., Сурина А.И., Шабанова Г.А. (2000) Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических). Ухта: Регион. дом печати, 64 л.
- Плотицын А.Н., Вевель Я.А. (2019) Биостратиграфия верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений опорного разреза на р. Кожим (Приполярный Урал) по конодонтам. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 14(3), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2019/25_2019.html https://doi.org/10.17353/2070-5379/25_2019
- Плотицын А.Н., Журавлев А.В. (2020) Уточненная зональная схема по конодонтам рода *Patrognathus* (верхний фамен-турне). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 95(2), 51-59.
- Плотицын А.Н., Журавлев А.В., Соболев Д.Б., Вевель Я.А., Груздев Д.А. (2018а) Граница девона и карбона на Западном склоне севера Урала и Приуралья. *Тр. Палеонтол. общества*. Т. I. М.: ПИН РАН, 90-107.
- Плотицын А.Н., Пономаренко Е.С., Вевель Я.А. (2018б) Турнейские глубоководные отложения бассейна р. Уса (Полярный Урал). *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 13(3), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/32_2018.pdf. https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2018
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Каменноугольная система. (1990) Л.: ВСЕГЕИ, 39 с.
- Соболев Д.Б. (2005) Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 113 с.
- Степанова Т.И. (2015) Особенности микрофагий и комплекс фораминифер косвинского горизонта турнейского яруса в разрезе “Соколинский Камень” на р. Реж (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 162, 33-38.
- Степанова Т.И. (2016) Биостратиграфия пограничных отложений турнейского и визейского ярусов по фораминиферам в разрезе “Кипчак” на восточном склоне Южного Урала. *Литосфера*, (6), 70-96.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Межведомств. стратигр. комитет России, 151 л. схем.
- Черных В.А. (1976) Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 303 с.
- Чернов Г.А. (1962) Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 118 с.
- Чернов Г.А. (1972) Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М.: Наука, 315 с.
- Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С. (2013) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 листа Q-41-V, VI (второе издание). М.: МФ ВСЕГЕИ, Мин-во природных ресурсов РФ, ЗАО “МИРЕКО”.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 283 с.
- Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008) Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records – Their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (268), 273-292. [10.1016/j.palaeo.2008.03.043](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.043)
- Cloud P.E.Jr. (1960) Gas as a sedimentary and diagenetic agent. *Amer. J. Sci. Bradley Vol.*, (258-A), 35-45.
- Draganits E., Mawson R., Talent J.A., Krystyn L. (2002) Lithostratigraphy, conodont biostratigraphy and depositional environment of the Middle Devonian (Givetian) to Early Carboniferous (Tournaisian) Lipak Formation in the Pin Valley of Spiti (NW India). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, (108), 7-35.
- Ji Q. (1987) Early Carboniferous conodonts from Jianghua County of Hunan Province and their stratigraphic value – with a discussion on the Mid-Aikuanian Event. *Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science*, (16), 115-141.
- Kalvoda J. (1989) Tournaisian events in Moravia (Czechoslovakia) and their significance. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, (117), 353-358.
- Kalvoda J. (1991) The middle-upper Tournaisian boundary event. *Hist. Biol.*, (5), 229-237.
- Kalvoda J. (1992) Sedimentological and evolutionary cycles in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. *Acta universitatis carolinae – geologica*, (1-2), 103-105.
- Kalvoda J. (1994) The conodont extinction at the middle-upper Tournaisian boundary. *Geolines*, (1), 12-15.
- Kulagina E.I., Zaytseva E.L., Vevel Y.A., Stepanova T.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V., Kononova L.I., Plotitsyn A.N. (2021) The foraminiferal zonal scale of the Devonian-Carboniferous boundary beds in Russia and Western Kazakhstan and its correlation with ammonoid and conodont scales. *Palaeobiodivers. Palaeoenviron.*, [10.1007/s12549-020-00439-y](https://doi.org/10.1007/s12549-020-00439-y)
- Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W. (1980) Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. *Geol. Palaeontol.*, (14), 117-164.
- Mii H.S., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (111), 960-973.
- Montanez I.P., Poulsen C.J. (2013) The Late Paleozoic Ice Age: an evolving paradigm. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, (41), 24.1-24.28. [10.1146/annurev.earth.031208.100118](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100118)
- Qie W., Wang X.D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, 51(6), 915-935. [10.1002/gj.2710](https://doi.org/10.1002/gj.2710)
- Qie W., Algeo T.J., Luo G., Herrmann A. (2019) Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): A review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (531). <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259>
- Rexroad C.B., Thompson T.L. (1979) A spathognathodont lineage of Mississippian conodonts. *Lethaia*, (12), 235-243.

- Rexroad C.B., Varker W.J. (1992) The new Mississippian conodont genus *Syncladognathus*. *J. Paleontol.*, **66**(1), 165-170.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in $\delta^{13}\text{C}$: an example from the lower Mississippian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (213), 359-377.
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale*, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M. (1978) Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newslett. Stratigr.*, **7**(2), 102-120.
- Scotese C.R. (2017) Plate tectonics during the last 1.5 billion years: An Atlas of Ancient Oceans and Continents. PALEOMAP Project Report 112171A.
- Sobolev D.B., Zhuravlev A.V., Tsyganko V.S. (2000) Stop 8. Upper Devonian-Lower Carboniferous succession on the Kozhym River. *Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. Subpolar Urals Field Trip Guidebook*. Syktyvkar, 101-111.
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin: Springer, 225-250.
- Yao L., Qie W., Luo G., Liu J., Algeo T.J., Bai X., Yang B., Wang X. (2015) The TICE event: Perturbation of carbon-nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse-icehouse transition. *Chem. Geol.*, (401), 1-14. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.021>
- Zhuravlev A.V. (1998) The Mid-Tournaisian Event in the Northern Urals and conodont dynamics. *Proc. Geol. Assoc.*, (109), 161-168.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2022) The middle-late Tournaisian crisis in conodont diversity: a comparison between Northeast Laurussia and Northeast Siberia. *Palaeoworld*, <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2022.01.001>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Cigler V., Kumpan T. (2021) Taxonomic notes on some advanced Tournaisian (Mississippian) siphonodellids (Conodonta). *Geobios*, <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2020.12.001>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Chapter 9. Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Carbon Isotope Stratigraphy. Stratigraphy & Timescales 5*. Cambridge: Academic Press, 467-528. [10.1016/bs.sats.2020.08.007](https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.007)
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to mid-Carboniferous. *Paleobiology of conodonts*. Chichester: Ellis Horwood Ltd, 147-163.
- Chernykh V.A. (1976) Carboniferous stratigraphy of the northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 303 p. (In Russ.)
- Chernov G.A. (1962) Devonian of the eastern part of the Bolshezemelskaya tundra. Moscow; Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 118 p. (In Russ.)
- Chernov G.A. (1972) Paleozoic of the Bolshezemelskaya tundra and the prospects for its oil and gas potential. Moscow, Nauka Publ., 315 p. (In Russ.)
- Cloud P.E.Jr. (1960) Gas as a sedimentary and diagenetic agent. *Amer. J. Sci. Bradley Vol.*, (258-A), 35-45.
- Decision of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform. Carboniferous system. (1990) Leningrad, VSEGEI Publ., 39 p. (In Russ.)
- Deulin Yu.V. (2006) Conodonts and correlation of oil-producing Upper Devonian deposits in the north of the Timan-Pechora province. Arkhangel'sk, Pravda Severa Publ., 253 p. (In Russ.)
- Draganits E., Mawson R., Talent J.A., Krystyn L. (2002) Lithostratigraphy, conodont biostratigraphy and depositional environment of the Middle Devonian (Givetian) to Early Carboniferous (Tournaisian) Lipak Formation in the Pin Valley of Spiti (NW India). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, (108), 7-35.
- Erofeevskii A.V., Zhuravlev A.V. (2019) Perspectives of application of isotope-stratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) for correlation of the Upper Devonian-Carboniferous interval of the east of Timan-Pechora province. *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, **14**(1), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Gruzdev D.A. (2021) Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy. *Vestn. Geonauk*, **10**(322), 3-15. (In Russ.) [10.19110/geov.2021.10.1](https://doi.org/10.19110/geov.2021.10.1)
- Ji Q. (1987) Early Carboniferous conodonts from Jianghua County of Hunan Province and their stratigraphic value – with a discussion on the Mid-Aikuanian Event. *Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science*, (16), 115-141.
- Kalvoda J. (1989) Tournaisian events in Moravia (Czechoslovakia) and their significance. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, (117), 353-358.
- Kalvoda J. (1991) The middle-upper Tournaisian boundary event. *Hist. Biol.*, (5), 229-237.
- Kalvoda J. (1992) Sedimentological and evolutionary cycles in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. *Acta universitatis carolinae – geologica*, (1-2), 103-105.
- Kalvoda J. (1994) The conodont extinction at the middle-upper Tournaisian boundary. *Geolines*, (1), 12-15.
- Kulagina E.I., Gibshman N.B. (2005) General zonal scale of the Lower Carboniferous of Russia based on foraminifers. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **80**(2), 33-59. (In Russ.)
- Kulagina E.I., Stepanova T.I., Zaitseva E.L., Gorozhania E.N., Gibshman N.B., Ivanova R.M., Vevel' Ya.A., Ponomareva G.Yu., Filimonova T.A. (2018) Atlas of Upper Devonian and Carboniferous foraminifers and microfossils of Northern Eurasia. Pt 1. Moscow, PIN RAN, 220 p. (In Russ.)
- Kulagina E.I., Zaitseva E.L., Vevel' Ya.A., Stepanova T.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V., Kononova L.I., Plotitsyn A.N. (2021) The foraminiferal zonal scale of the Devonian-Carboniferous boundary beds in Russia and Western Kazakhstan and its correlation with ammonoid

REFERENCES

Atlas of lithological-paleogeographic maps of the Paleozoic and Mesozoic of the northern Urals. Scale 1 : 2 500 000. (1972) (Rep. ed. V.A. Chernykh). Leningrad, Nauka Publ., 46 maps. (In Russ.)

Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008) Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records – Their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (268), 273-292. [10.1016/j.palaeo.2008.03.043](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.043)

- and conodont scales. *Palaeobiodivers. Palaeoenviron.*, 10.1007/s12549-020-00439-y
- Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W. (1980) Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. *Geol. Palaeontol.*, (14), 117-164.
- Mii H.S., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (111), 960-973.
- Montanez I.P., Poulsen C.J. (2013) The Late Paleozoic Ice Age: an evolving paradigm. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, (41), 24.1-24.28. 10.1146/annurev.earth.031208.100118
- Nikonov N.I., Bogatskii V.I., Martynov A.V., Larionova Z.V., Laskin V.M., Galkina L.V., Dovzhikova E.G., Ermakova O.L., Kostygova P.K., Kuranova T.I., Moskalenko K.A., Pankratov Yu.A., Petrenko E.L., Popova E.V., Surina A.I., Shabanova G.A. (2000) Timan-Pechora sedimentary basin. Atlas of geological maps (lithofacies, structural and paleogeological). Ukhta, Regional House of Printing, 64 maps. (In Russ.)
- Plotitsyn A.N., Ponomarenko E.S., Vevel' Ya.A. (2018b) Tournaisian deep-water deposits of the Usa River basin (Polar Urals). *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, 13(3), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/32_2018.pdf. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2018
- Plotitsyn A.N., Vevel' Ya.A. (2019) Conodonts of the Devonian-Carboniferous boundary deposits of the Kozhym River key section (Subpolar Urals). *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, 14(3), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2019/25_2019.pdf. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/25_2019
- Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V. (2020) Refinement of Patrog-nathus conodont zonation (upper Famennian-Tournaisian). *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, 95(2), 51-59. (In Russ.)
- Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V., Sobolev D.B., Vevel' Ya.A., Gruzdev D.A. (2018a) The Devonian-Carboniferous boundary in the Western slope of the north Urals and the Cis-Urals. *Proc. Paleontol. Soc. V. I. Moscow, PIN RAN*, 90-107. (In Russ.)
- Qie W., Wang X.D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, 51(6), 915-935. 10.1002/gj.2710
- Qie W., Algeo T.J., Luo G., Herrmann A. (2019) Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): A review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (531). <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259>
- Rexroad C.B., Thompson T.L. (1979) A spathognathodont lineage of Mississippian conodonts. *Lethaia*, (12), 235-243.
- Rexroad C.B., Varker W.J. (1992) The new Mississippian conodont genus *Syncladognathus*. *J. Paleontol.*, 66(1), 165-170.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in $\delta^{13}\text{C}$: an example from the lower Mississippian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (213), 359-377.
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale*, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M. (1978) Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newslett. Stratigr.*, 7(2), 102-120.
- Scotese C.R. (2017) Plate tectonics during the last 1.5 billion years: An Atlas of Ancient Oceans and Continents. PALEOMAP Project Report 112171A.
- Shishkin M.A., Malykh O.N., Popov P.E., Kolesnik L.S. (2013) State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000 sheet Q-41-V, VI (second edition). Moscow, MF VSEGEI Publ., Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, ZAO MIREKO. (In Russ.)
- Sobolev D.B. (2005) Ostracodes and biostratigraphy of the Tournaisian stage in the North of Ural. Ekaterinburg, UB RAS, 113 p. (In Russ.)
- Sobolev D.B., Zhuravlev A.V., Tsyganko V.S. (2000) Stop 8. Upper Devonian-Lower Carboniferous succession on the Kozhym River. *Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. Subpolar Urals Field Trip Guidebook*. Syktyvkar, 101-111.
- Stepanova T.I. (2015) Peculiarities of microfacies and assemblage of foraminifers of the Kosva regional stage of the Tournaisian in the Sokoliny Kamen section on the Rezh river (Middle Urals). *Tr. IGG UB RAS*. V. 162, 33-38. (In Russ.)
- Stepanova T.I. (2016) Biostratigraphy Tournaisian-Viséan boundary deposits of the Kipchak section in the eastern slope of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 70-96. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Interv. strat. Committee of Russia, 151 schemes. (In Russ.)
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin, Springer, 225-250.
- Yao L., Qie W., Luo G., Liu J., Algeo T.J., Bai X., Yang B., Wang X. (2015) The TICE event: Perturbation of carbon-nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse-icehouse transition. *Chem. Geol.*, (401), 1-14. <https://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.021>
- Yudin V.V. (1994) Orogeny of the northern Urals and Paimkhai. Ekaterinburg, Nauka Publ., 283 p. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (1998) The Mid-Tournaisian Event in the Northern Urals and conodont dynamics. *Proc. Geol. Assoc.*, (109), 161-168.
- Zhuravlev A.V. (2003) Upper Devonian-Lower Carboniferous Conodonts of the North-East of European Russia. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 85 p. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2007) Analysis of biostratigraphic units of the Upper Devonian-Permian by conodonts. *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, (2), URL: <https://www.ngtp.ru/rub/2/025.pdf> (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2012) Sedimentation model of the transitional zone from the Elets to Lemva formation belts of the Cis-Polar Urals in the Devonian-Carboniferous boundary interval. *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, 7(4), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2019) Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian-Early Carboniferous (Famennian-Serpukhovian). *Lithosphere (Russia)*, 19(1), 81-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2022) The middle-late

- Tournaisian crisis in conodont diversity: a comparison between Northeast Laurussia and Northeast Siberia. *Palaeoworld*, <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2022.01.001>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Cigler V., Kumpan T. (2021) Taxonomic notes on some advanced Tournaisian (Mississippian) siphonodellids (Conodonta). *Geobios*, <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2020.12.001>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Chapter 9. Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Carbon Isotope Stratigraphy. Stratigraphy & Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 467-528. 10.1016/bs.sats.2020.08.007
- Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A. (2018) The late Tournaisian event in successions of the Kosyu-Rogovaya depression and adjacent areas (Timan-Pechora province). *Neftegaz. Geol. Teor. Prakt.*, **13**(1), URL: https://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/3_2018
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to mid-Carboniferous. *Paleobiology of conodonts*. Chichester, Ellis Horwood Ltd, 147-163.

Образование углеводородов в системах $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ и $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ при термобарических условиях верхней мантии

А. Ю. Серовайский¹, В. Г. Кучеров^{1,2}

¹РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 119991, г. Москва, Ленинский просп., 65, корп. 1, e-mail: alexandrserov@gmail.com

²Королевский Технологический институт КТН, Стокгольм, 11428, Швеция

Поступила в редакцию 21.06.2022 г., принята к печати 05.08.2022 г.

Объект исследования. Исследовано возможное влияние среды SiO_2 как наиболее распространенного компонента мантии на глубинный абиогенный синтез углеводородов в системах $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O}$ в термобарических условиях, соответствующих условиям в верхней мантии. **Материал и методы.** Эксперименты проводились с помощью установки высокого давления в камерах типа “Тороид” в термобарическом интервале 2.0–4.0 ГПа и 220–750°C. В качестве доноров углерода использовались кальцит CaCO_3 и цементит Fe_3C , в качестве донора водорода – вода H_2O , в качестве среды – кварц SiO_2 . Анализ полученных продуктов химической реакции осуществлялся методами газовой хроматографии и рентгенофазной дифракции. **Результаты.** В ходе проведенных экспериментов во всем исследуемом термобарическом интервале были получены смеси легких алканов с преобладанием метана. Состав углеводородных систем, полученных в присутствии SiO_2 , сходен с составом смесей, полученных при таких же термобарических параметрах без SiO_2 , и зависел только от температур и давлений синтеза. Результаты рентгенофазового анализа твердых продуктов показали превращение кварца в коэсит при 400 и 750°C. **Выводы.** Качественный и количественный состав углеводородных систем, образующихся при абиогенном синтезе углеводородов в присутствии SiO_2 , соответствует результатам аналогичных экспериментов без SiO_2 , но общий выход углеводородных систем в среде SiO_2 снижается. Зависимость состава полученных углеводородных систем от термобарических условий синтеза сохраняется в среде SiO_2 .

Ключевые слова: карбид железа, карбонат кальция, кварц, углеводороды, термобарические условия верхней мантии, абиогенный синтез углеводородов

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-00078)

Hydrocarbon formation in $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ and $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ systems under thermobaric conditions of the upper mantle

Aleksandr Yu. Serovaiskii¹, Vladimir G. Kutcherov^{1,2}

¹National University of Oil and Gas “Gubkin University”, 65-1 Leninsky av., 119991 Moscow, Russia, e-mail: alexandrserov@gmail.com

²KTH Royal Institute of Technology, Stockholm, 10044, Sweden

Received 21.06.2022, accepted 05.08.2022

Research subject. The possible influence of the SiO_2 environment as the most common component of the mantle on the deep abiogenic synthesis of hydrocarbons in the $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O}$ and $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O}$ systems under thermobaric conditions corresponding to those in the upper mantle is investigated. **Materials and methods.** Experiments were carried out using a high-pressure unit in Toroid-type chambers across the thermobaric range of 2.0–4.0 GPa and 220–750°C. CaCO_3 and Fe_3C were used as carbon donors, H_2O was used as a hydrogen donor, and SiO_2 was used as an environment. The synthesized products were analyzed by gas chromatography and X-ray diffraction. **Results.** Across the entire temperature and pressure

Для цитирования: Серовайский А.Ю., Кучеров В.Г. (2022) Образование углеводородов в системах $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ и $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ при термобарических условиях верхней мантии. *Литосфера*, 22(6), 840–846. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-840-846>

For citation: Serovaiskii A.Y., Kutcherov V.G. (2022) Hydrocarbon formation in $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ and $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ systems under thermobaric conditions of the upper mantle. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 840–846. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-840-846>

range used, mixtures of light alkanes with the predominance of methane were obtained. The composition of the hydrocarbon systems synthesized in the presence of SiO₂ was similar to that obtained at the same thermobaric parameters without SiO₂, depending exclusively on the temperature and pressure of synthesis. The conducted X-ray diffraction analysis of solid products demonstrated transformation of quartz into coesite at 400°C and 750°C. *Conclusions.* According to the conducted investigation, the qualitative and quantitative composition of hydrocarbon systems formed during the abiogenic synthesis of hydrocarbons in the presence of SiO₂ corresponds to the results of similar experiments without SiO₂. However, the total yield of the hydrocarbon systems in the SiO₂ environment decreases. The dependence of the composition of the synthesized hydrocarbon systems on the thermobaric conditions of synthesis remains in the SiO₂ environment.

Keywords: iron carbide, calcium carbonate, quartz, hydrocarbons, thermobaric conditions of the upper mantle, abiogenic synthesis of hydrocarbons alternately

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation, project No. 20-77-00078

ВВЕДЕНИЕ

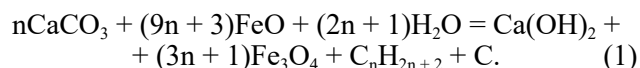
Результаты экспериментов, опубликованных в последние годы, убедительно подтверждают возможность abiогенного синтеза углеводородных систем в термобарических условиях, соответствующих условиям верхней мантии (Kenney et al., 2002; Scott et al., 2004; Kutcherov et al., 2010a; Kutcherov, Krayushkin., 2010b; Serovaiskii, Kutcherov, 2021). Эксперименты проводились в аппаратах высокого давления различных типов: многопуансонных, цилиндро-поршневых, в ячейках с алмазными наковальнями. В качестве доноров углерода использовали в основном Fe₃C, CaCO₃, MgCO₃, графит, алмаз, а в качестве доноров водорода – воду или Ca(OH)₂. Кроме того, в этих экспериментах как восстановители использовали вюстит или чистое железо. Большая часть экспериментов проводилась в диапазоне давлений 2.5–7.0 ГПа и температур 500–1400°C, воспроизводились термобарические условия верхней мантии на глубинах 80–200 км (Karato, 2013).

В результате экспериментов были получены различные углеводородные системы – от чистого метана (Scott et al., 2004; Sharma et al., 2009) до смеси углеводородов, соответствующей по составу природному газу (Kutcherov et al., 2010a; Mukhina et al., 2017; Tao et al., 2018; Serovaiskii et al., 2021).

В работах (Kenney et al., 2002; Sonin et al., 2014) установлено, что в результате реакции abiогенного синтеза в системе CaCO₃–FeO/Fe–H₂O при термобарических параметрах верхней мантии образуется смесь легких алканов. Результаты экспериментов по определению нижнего термобарического предела abiогенного образования углеводородов в глубинных условиях Земли показывают, что реакция abiогенного синтеза может протекать даже при термобарическом режиме холодной субдукции (Mukhina et al., 2017).

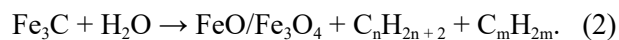
Обобщение экспериментальных данных по образованию углеводородных систем в результате реакций с карбонатами как источниками углерода в

экстремальных термобарических условиях проведено А.Ю. Колесниковым с соавторами (Kolesnikov et al., 2017). Результаты этих исследований позволяют описать реакционный путь в системе карбонат–вюстит–вода следующим образом:



В работе (Sonin et al., 2014) показано, что, кроме легких алканов, образующиеся продукты реакции могут содержать значительное количество кислородсодержащих органических веществ (альдегиды C₉–C₁₀) и тяжелых алканов (C₁₂–C₁₆). Алканы в полученных продуктах составляли до 25%. Преимущественно неразветвленный характер веществ указывает на нерадикальный процесс реакции.

Результаты экспериментов по изучению химического взаимодействия карбида железа и воды в термобарических условиях астеносферы при давлении 2.5–6.0 ГПа и температуре 600–950°C (Serovaiskii et al., 2021) показали образование смесей углеводородов, состоящих из легких линейных и циклических алканов. Химическая реакция протекает по следующей схеме:



В результате реакции водородсодержащего флюида с аморфным углеродом ¹³C, графитом и алмазом при давлении 5.5–7.8 ГПа в интервале температур 1100–1400°C появляются легкие алканы с незначительной долей ненасыщенных углеводородов и кислородсодержащих органических веществ (Sokol et al., 2019). Авторы пришли к выводу, что в проведенных экспериментах образование углеводородов происходило за счет прямого гидрирования аморфного углерода ¹³C, графита и алмаза.

В работе С.С. Лобанова с соавторами (Lobanov et al., 2013) показано, что рост давлений и температур до значений в нижней мантии может приводить к утяжелению состава полученных в результате abiогенного синтеза алканов до H/C = 2.

Несмотря на значительный объем исследований абиогенного синтеза углеводородных систем в термобарических условиях, соответствующих верхней мантии, возможное влияние основных компонентов мантии на этот синтез практически не учитывалось. Верхняя мантия под континентами и океанами имеет различный состав (Fountain et al., 1989). В районе континентов мантия более дифференцирована и содержит меньше SiO_2 из-за содержания этого компонента в алюмосиликатной коре. Под океанами мантия менее дифференцирована. Тем не менее континентальный и океанический типы мантии состоят в основном из железисто-магнезиальных силикатов (оливинов, пироксенов). При этом содержание оксида кремния в остатках силикатов составляет 44.18–45.40% (Carlson et al., 2005; Workman et al., 2005).

В работе (Sonin et al., 2014) приведены результаты экспериментов по синтезу УВ при P – T параметрах верхней мантии как в присутствии SiO_2 , так и без него. И хотя термобарические условия экспериментов не были сходными, полученные результаты свидетельствуют о том, что присутствие кремнезема не оказывает влияния на конечные продукты реакции. За исключением вышеуказанной работы, роль SiO_2 как наиболее распространенного компонента мантии в абиогенном синтезе углеводородов до сих пор остается неизученной. Поэтому целью настоящего исследования стало изучение влияния присутствия SiO_2 на реакцию абиогенного синтеза углеводородов в системах CaCO_3 – FeO – H_2O и Fe_3C – H_2O в термобарических условиях, соответствующих условиям в верхней мантии.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В качестве исходной смеси использовали химически чистый кальцит CaCO_3 (>99% Sigma Aldrich), оксид железа (II) FeO (99% Sigma Aldrich) и дистиллированную воду в мольном соотношении 1:1:3. Мольное соотношение 1:1:3 выбрано на основании экспериментов, опубликованных в (Kutcherov et al., 2010a) и (Mukhina et al., 2017). В случае серии экспериментов с Fe_3C в качестве донора углерода химически чистый порошок цементита Fe_3C (99.5% American Elements, CAS #12011-67-5) смешивали с дистиллированной водой в мольном соотношении 1:6 по методике, описанной в (Serovaiskii et al., 2021). Затем добавляли чистый диоксид кремния SiO_2 (>99% Sigma Aldrich) в массовом соотношении $(\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{FeO}):\text{SiO}_2 = 1:1$ и $(\text{Fe}_3\text{C} + \text{H}_2\text{O}):\text{SiO}_2 = 1:1$. Смешанные соединения загружали в стальную ячейку объемом $\approx 0.3 \text{ см}^3$.

Затем герметичную стальную ячейку помещали в тороидальную камеру с резистивными нагревателями (графит + $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1:4$). Собранную тороидальную камеру устанавливали между двумя твер-

досплавными наковальнями установки высокого давления УРС-2, способной создавать давления до 8 ГПа и температуры до 1700 К. Температурная калибровка производилась по эталонным материалам Ti, Sn, Pb (погрешность измерений температуры $\pm 25^\circ\text{C}$), в то время как давление было откалибровано по Bi, PbSe и PbTe (погрешность измерений давления $\pm 0.2 \text{ ГПа}$) (Serovaiskii, Kutcherov, 2020).

Эксперимент и его основные параметры контролировались косвенно внутренним программным обеспечением. При достижении необходимого давления в системе включался резистивный нагрев (Serovaiskii et al., 2021).

После успешного эксперимента ячейку охлаждали до температуры окружающей среды, сбрасывали давление и извлекали из установки высокого давления. Продукты реакции анализировали на газовом хроматографе “Хроматек-5000” с герметичным газоводным устройством (Kenney et al., 2002). В процессе хроматографического анализа газообразные продукты захватывались потоком газа-носителя, затем пропускались и разделялись на капиллярной колонке Agilent GS-GasPro (длина 60 м, диаметр 0.32 мм с адсорбированным силикагелем) при температурном режиме 60–140°C в течение 60 мин. В качестве анализирующего устройства использовался пламенно-ионизационный детектор.

После хроматографического анализа твердую часть образца извлекали из ячейки и анализировали с помощью рентгеновской дифракции с применением рентгеновского дифрактометра Seifert MZ III, использующего Cu K-излучение (длина волны 1.5405981 Å) в геометрии Брэгга-Брентано (Serovaiskii et al., 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Основное внимание было уделено экспериментальным данным, свидетельствующим о влиянии присутствия SiO_2 на образование углеводородов из неорганических доноров углерода (CaCO_3 и Fe_3C) в экстремальных термобарических условиях. Было проведено две серии опытов. В первой серии экспериментов исходные неорганические системы (CaCO_3 – FeO – H_2O и Fe_3C – H_2O) вступали в химическую реакцию в среде SiO_2 . Системы исследовались в термобарическом диапазоне 220–750°C и 2.0–4.0 ГПа. После этого аналогичные синтезы в тех же термобарических условиях были проведены без SiO_2 для сравнения.

Результаты опытов, представленные в табл. 1 и 2, а также на рис. 1, показывают, что во всех случаях была получена смесь легких алканов с преобладанием метана. В то же время состав синтезированной смеси углеводородов был сходным во всех опытах в сравнении с соответствующими экспериментами без SiO_2 в настоящей работе и представ-

Таблица 1. Состав газообразных продуктов реакции, полученных из карбида железа и воды

Table 1. The composition of the gaseous reaction products obtained from iron carbide and water

Продукт реакции	Fe ₃ C + H ₂ O			Fe ₃ C + H ₂ O + SiO ₂		
	220°C, 2.0 ГПа	500°C, 3.0 ГПа	750°C, 4.0 ГПа	220°C, 2.0 ГПа	500°C, 3.0 ГПа	750°C, 4.0 ГПа
Метан	77.42	83.24	87.83	76.32	83.38	92.39
Этан	12.79	3.14	2.41	14.03	2.95	1.69
Пропан	3.17	1.55	0.92	4.54	1.42	0.76
C ₄ фракция	2.66	3.51	1.48	2.68	5.13	1.18
C ₅ фракция	3.96	3.17	2.22	2.42	3.36	1.40
C ₆ фракция	–	3.94	3.02	–	3.02	1.77
C ₇ фракция	–	1.45	2.11	–	0.74	0.81
Бензол	–	–	–	–	–	–
Общий выход, мкл	0.12	23.71	124.04	0.10	18.04	108.23

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

Note. Dash – not found.

Таблица 2. Состав газообразных продуктов реакции, полученных из карбоната кальция, воды и оксида железа

Table 2. Composition of the gaseous reaction products obtained from calcium carbonate, water and iron oxide

Продукт реакции	CaCO ₃ + FeO + H ₂ O			CaCO ₃ + FeO + H ₂ O + SiO ₂		
	300°C, 2.0 ГПа	400°C, 3.0 ГПа	750°C, 4.0 ГПа	300°C, 2.0 ГПа	400°C, 3.0 ГПа	750°C, 4.0 ГПа
Метан	95.90	97.47	88.62	93.99	98.31	86.14
Этан	1.71	0.75	4.75	2.42	0.39	6.13
Пропан	0.63	0.26	1.53	0.84	0.54	2.57
Изобутан	0.51	0.14	0.54	0.65	0.14	0.51
C ₄ фракция	1.0	0.39	1.26	1.77	0.32	1.52
C ₅ фракция	0.27	0.22	1.13	0.97	–	1.15
C ₆ фракция	0.48	0.46	1.07	–	–	1.11
C ₇ фракция	–	–	1.24	–	–	0.94
Бензол	–	–	0.40	–	–	0.44
Общий выход, мкл	8.32	67.32	99.44	6.87	53.95	81.23

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

Note. Dash – not found.

ленными в литературе. Как видно из приведенных выше результатов, содержание SiO₂ не повлияло значительно на качественный и количественный состав конечных продуктов реакции. Состав смесей углеводородов, полученных из систем CaCO₃–FeO–H₂O–SiO₂ и Fe₃C–H₂O–SiO₂, хорошо согласуется с литературными данными и коррелирует с термобарическими условиями синтеза (Serovaikii et al., 2020, 2021). Некоторые отклонения в количественных соотношениях продуктов реакции, полученных в присутствии SiO₂ и без него, могут быть связаны с погрешностью измерений термобарических параметров экспериментов и чувствительностью аналитического оборудования.

В серии опытов с SiO₂ общий выход газообразных продуктов уменьшался (см. табл. 1, 2). С одной

стороны, это можно объяснить меньшим исходным количеством доноров углерода и водорода в реакционной ячейке из-за того, что SiO₂ занимает часть реакционного объема. С другой стороны, кристаллы SiO₂ под сверхвысоким давлением могут индуцировать капиллярный эффект, который может замедлить химическую реакцию между донорами углерода и водорода (Iglesia, 1997). Однако это не меняет основного механизма синтеза.

В случае синтеза углеводородов из CaCO₃ в качестве донора углерода бензол был обнаружен в синтезах при 750°C и 4.0 ГПа как в среде SiO₂, так и без нее. Концентрация бензола была на достаточно высоком уровне: 0.44 и 0.40% соответственно. Эти данные согласуются с экспериментальными результатами, описанными в (Mukhina et al., 2017):

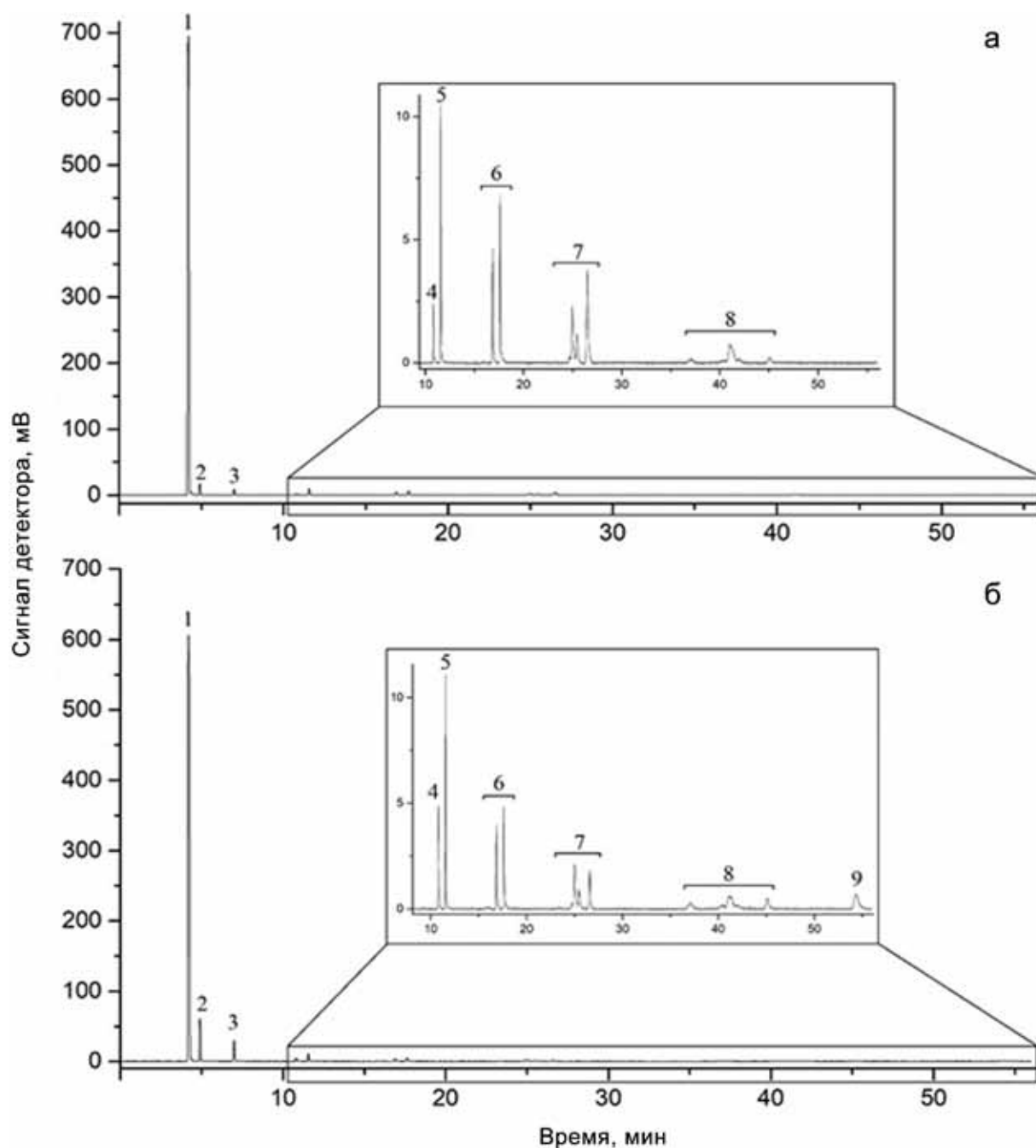


Рис. 1. Хроматограммы продуктов реакции, образующихся при 750°C и 4.0 ГПа из Fe_3C и H_2O в среде SiO_2 (а) и CaCO_3 , H_2O и FeO в среде SiO_2 (б).

1 – метан, 2 – этан, 3 – пропан, 4 – изобутан, 5 – н-бутан, 6 – фракция C_5 , 7 – фракция C_6 , 8 – фракция C_7 , 9 – бензол.

Fig. 1. Chromatograms of the reaction products formed at 750°C and 4.0 GPa from Fe_3C and H_2O in the SiO_2 environment (a) and CaCO_3 , H_2O and FeO in the SiO_2 environment (b).

1 – methane, 2 – ethane, 3 – propane, 4 – isobutane, 5 – n-butane, 6 – C_5 fraction, 7 – C_6 fraction, 8 – C_7 fraction, 9 – benzene.

бензол обнаружен в смесях углеводородов, образующихся при 400–600°C и 2.6–4.0 ГПа.

Напротив, в составе углеводородных систем, образующихся из Fe_3C , бензол не был обнаружен ни в одном эксперименте (как в среде SiO_2 , так и

без нее). Данные, представленные в (Serovaiskii et al., 2021), демонстрируют образование C_6H_6 в более жестких термобарических условиях (600°C и 2.5 ГПа, 950°C и 6.0 ГПа). Такое расхождение в образовании бензола из Fe_3C и CaCO_3 как доноров

Таблица 3. Состав твердых продуктов реакции

Tadle 3. Composition of solid reaction products

Исходная система	<i>P</i> , ГПа	<i>T</i> , °C	Результаты рентгенофазной дифракции
CaCO ₃ + FeO + H ₂ O + SiO ₂	4.0	750	CaCO ₃ (арагонит) + SiO ₂ (кварц) + SiO ₂ (коэсит) + Fe ₃ O ₄
CaCO ₃ + FeO + H ₂ O + SiO ₂	3.0	400	CaCO ₃ (кальцит) + SiO ₂ (кварц) + Fe ₃ O ₄
Fe ₃ C + H ₂ O + SiO ₂	4.0	750	SiO ₂ (кварц) + SiO ₂ (коэсит) + Fe ₃ O ₄
Fe ₃ C + H ₂ O + SiO ₂	3.0	400	SiO ₂ (кварц) + SiO ₂ (коэсит) + Fe ₃ O ₄

углерода может быть связано с разными промежуточными соединениями углерода в абиогенном синтезе. В превращении Fe₃C может преобладать CO (Akiyama et al., 2004), а в образовании углеводородов из CaCO₃ – CO₂.

Результаты рентгенофазового анализа твердых продуктов представлены в табл. 3. В продуктах, полученных при 750°C и 4.0 ГПа из обеих исходных систем, обнаружено образование коэсита. Это хорошо согласуется с литературными данными: согласно фазовой диаграмме SiO₂, в этих термобарических условиях оксид кремния существует в форме коэсита (Kayama et al., 2018). Однако результаты рентгенофазного анализа продуктов синтезов при 400°C и 3.0 ГПа для обеих исходных систем не показали наличие коэсита, что противоречит фазовой диаграмме SiO₂. Отсутствие коэсита в продуктах этой серии опытов можно объяснить более низкой скоростью фазового перехода SiO₂ при 400°C (Kayama et al., 2018) и недостаточной чувствительностью рентгеноструктурного оборудования. Соединения железа в твердых продуктах представлены в виде Fe₃O₄, что коррелирует с результатами, описанными в (Kutcherov et al., 2010a; Serovaiskii et al., 2021).

ВЫВОДЫ

Влияние SiO₂ на абиогенный синтез углеводородов при экстремальных термобарических параметрах было исследовано на системах CaCO₃–FeO–H₂O и Fe₃C–H₂O при давлениях 2.0–4.0 ГПа и температурах 220–750°C. Полученные экспериментальные результаты свидетельствуют о том, что присутствие SiO₂ в реакционной системе не влияет на химический путь и практически не оказывает влияния на состав углеводородных продуктов абиогенного синтеза. Однако наличие SiO₂ в реакционной системе снижает общий выход синтеза. Корреляция между составом полученных углеводородных систем и термобарическими условиями синтеза сохраняется в среде SiO₂ по сравнению с предыдущими экспериментами без SiO₂. Полученные результаты могут быть уточнены в будущих исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ REFERENCES

- Akiyama T., Miyazaki A., Nakanishi H., Hisa M., Tsutsumi A. (2004) Thermal and gas analyses of the reaction between iron carbide and steam with hydrogen generation at 573K. *Int. J. Hydrogen Energy*, **29**(7), 721-724.
- Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E. (2005) Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Rev. Geophys.*, **43**(1), <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>
- Fountain D.M., Christensen N.I. (1989) Composition of the continental crust and upper mantle: A review. *Geophysical Framework of the Continental United States*, **172**, 711-742.
- Iglesia E. (1997) Design, synthesis, and use of cobalt-based Fischer-Tropsch synthesis catalysts. *Appl. Catalysis A: General*, **161**(1), 59-78.
- Karato S.I. (2013) Physics and Chemistry of the Deep Earth, John Wiley & Sons. 416 p.
- Kayama M., Nagaoka H., Niihara T. (2018) Lunar and Martian Silica. *Minerals*, **8**, 267.
- Kenney J.F., Kutcherov V.A., Bendeliani N.A., Alekseev V.A. (2002) The evolution of multicomponent systems at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum. *PNAS*, **99**, 10976-10981.
- Kolesnikov A.Y., Saul J.M., Kutcherov V.G. (2017) Chemistry of Hydrocarbons Under Extreme Thermobaric Conditions. *Chem. Select*, **2**(4), 1336-1352.
- Kutcherov V.G., Kolesnikov A., Dyuzheva T.I., Kulikova L.F., Nikolaev N.N., Sazanova O.A., Braghkin V.V. (2010a) Synthesis of complex hydrocarbon systems at temperatures and pressures corresponding to the Earth's upper mantle conditions. *Dokl. Phys. Chem.*, **433**, 132-135.
- Kutcherov V.G., Krayushkin V.A. (2010b) Deep-Seated Abiogenic Origin of Petroleum: From Geological Assessment to Physical Theory. *Rev. Geophys.*, **48**, 1-30.
- Lobanov S.S., Chen P.-N., Chen X.-J., Zha C.-S., Litavov K.D., Mao H.-K., Goncharov A.F. (2013) Carbon precipitation from heavy hydrocarbon fluid in deep planetary interiors. *Nat. Commun.*, (4), 2446.
- Mukhina E., Kolesnikov A., Kutcherov V. (2017) The lower *PT* limit of deep hydrocarbon synthesis by CaCO₃ aqueous reduction. *Sci. Rep.*, **7**(1), 5749.
- Scott H.P., Hemley R.J., Mao H.-k., Herschbach D.R., Fried L.E., Howard W.M. (2004) Generation of methane

- in the Earth's mantle: In situ high pressure-temperature measurements of carbonate reduction. *PNAS*, **101**(39), 14023-14026.
- Serovaiskii A., Kutcherov V. (2020) Formation of complex hydrocarbon systems from methane at the upper mantle thermobaric conditions. *Sci. Rep.*, **10**(1), 4559. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-61644-5>
- Serovaiskii A., Kutcherov V. (2021) The Role of Iron Carbide in the Abyssal Formation of Hydrocarbons in the Upper Mantle. *Geosci.*, **11**(4), <https://doi.org/10.3390/geosciences11040163>
- Sharma A., Cody G.D., Hemley R.J. (2009) In Situ Diamond-Anvil Cell Observations of Methanogenesis at High Pressures and Temperatures. *Energy Fuel*, **23**(11), 5571-5579.
- Sokol A.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Sokol I.A., Zai-kin P.A., Palyanova G.A., Palyanov Y.N. (2019) Hydro-
genation of carbon at 5.5–7.8 GPa and 1100–1400°C: Implications to formation of hydrocarbons in reduced mantles of terrestrial planets. *Phys. Earth Planet. Int.*, **291**, 12-23.
- Tao R., Zhang L., Tian M., Zhu J., Liu X., Liu J., Höfer H.E., Stagno V., Fei Y. (2018) Formation of abiotic hydrocarbon from reduction of carbonate in subduction zones: Constraints from petrological observation and experimental simulation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **239**, 390-408.
- Workman R.K., Hart S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**(1), 53-72.
- Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Pokhilenko N.P. (2014) Synthesis of heavy hydrocarbons under P-T conditions of the Earth's upper mantle. *Dokl. Earth Sci.*, **454**(1), 32-36.

УДК 553.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-847-858

Аутигенная титановая минерализация как отражение гальмиролиза карбонатно-сульфидно-гиалокластитовых осадков на колчедановых полях Урала

Н. Р. Аюпова¹, В. В. Масленников¹, В. В. Шиловских²

¹Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Ильменский заповедник, 456317, г. Миасс, Челябинская область, e-mail: ayupova@mineralogy.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр “Геомодель”, 198504, г. Санкт-Петербург, Петергоф, ул. Ульяновская, 1

Поступила в редакцию 24.10.2022 г., принята к печати 16.11.2022 г.

Объект исследования. Изучены горизонты окисдно-железистых отложений колчеданных месторождений Урала. **Цель работы** – оценка поведения титана в процессах гальмиролитического преобразования и литогенеза известковистых гиалокластитов и карбонатно-сульфидно-гиалокластитовых осадков. **Материалы и методы.** Исследованы микротекстуры агрегатов аутигенных минералов Ti (анатаз, рутил, титанит) в джасперитах и госсанитах из разных колчеданных месторождений Урала. Для идентификации минералов использованы микроскопические и электронно-микроскопические методы исследований, а также дифракция отраженных электронов. **Результаты.** Установлено, что при частичном гальмиролизе известковистых гиалокластитов происходил вынос Ti с формированием каемок аутигенного анатаза в краевых частях гематитизированных гиалокластов. При полном превращении гиалокластитов в гематит-кварцевые джаспериты аутигенные минералы Ti исчезали. В госсанитах (гематит-кварцевых и гематит-хлоритовых продуктах субмаринного окисления карбонатно-сульфидно-гиалокластитовых осадков) Ti концентрировался в виде аутигенных рутила и титанита. Судя по обилию бактериоморфных структур в корродированных гиалокластах, гальмиролиз происходил при участии бактерий. **Выводы.** Источником вещества для образования титановых минералов в окисдно-железистых отложениях служил гиалокластический материал. Гальмиролиз карбонатно-гиалокластитовых осадков с формированием джасперитов происходил в щелочных условиях, благоприятных для переноса Ti в виде гидроксокарбонатных комплексов. Образование рутила вместо анатаза связано с более низкими значениями pH (<5) среды минералообразования, обязанными окислению пирита в продуктах гальмиролиза гиалокластитов, смешанных с сульфидами. Титанит образовался в результате перераспределения ранее образованных Ti-содержащих фаз. Полученные результаты исследований решают фундаментальную проблему мобильности Ti в условиях гальмиролиза гиалокластитов в отличие от иммобильности этого элемента в гидротермальных процессах.

Ключевые слова: анатаз, рутил, титанит, железистые отложения, гематит-кварцевые, гальмиролиз–диагенез–метагенез, колчеданные месторождения, Урал

Источник финансирования

Исследования проведены по проекту РНФ “Создание минералого-геохимической теории гальмиролиза как фактора субмаринного железнакопления в осадочно-вулканогенных палеобассейнах” (№ 22-17-00215). Использован фактический материал, собранный при проведении полевых работ по госбюджетной теме Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ 122031600292-6)

Authigenic Ti mineralization as an indicator of halmyrolysis of carbonate-sulfide-hyaloclastite sediments in Urals massive sulfide deposits

Nuriya R. Ayupova¹, Valerii V. Maslennikov¹, Vladimir V. Shilovskikh²

¹Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Ilmeny State Reserve, Chelyabinsk district, Miass 456317, Russia, e-mail: ayupova@mineralogy.ru

²St. Petersburg State University, Resource Center “Geomodel”, 1 Ul'yanovskaya st., Peterhof, St. Petersburg 198504, Russia

Received 24.10.2022, accepted 16.11.2022

Для цитирования: Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Шиловских В.В. (2022) Аутигенная титановая минерализация как отражение гальмиролиза карбонатно-сульфидно-гиалокластитовых осадков на колчедановых полях Урала. *Литосфера*, 22(6), 847–858. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-847-858>

For citation: Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Shilovskikh V.V. (2022) Authigenic Ti mineralization as an indicator of halmyrolysis of carbonate-sulfide-hyaloclastite sediments in Urals massive sulfide deposits. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 847–858. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-847-858>

Research subject. The horizons of ferruginous sedimentary rocks in the massive sulfide deposits of the Urals. **Aim.** To estimate the Ti behavior upon halmyrolytic transformation and lithogenesis of calcareous hyaloclastites and carbonate-sulfide-hyaloclastite sediments. **Materials and methods.** Microtextures of authigenic aggregates of Ti minerals (anatase, rutile, titanite) in jasperites and gossanites of various Urals massive sulfide deposits were studied. The minerals were identified using microscopic and electron microscopic methods, as well as electron back-scattered diffraction. **Results.** Upon partial halmyrolysis of calcareous hyaloclastites, Ti was removed with the formation of authigenic anatase rims around hematitized hyaloclasts. The full transformation of hyaloclastites to hematite-quartz jasperites resulted in decomposition of authigenic Ti minerals. Authigenic rutile and titanite formed in gossanites (hematite-quartz and hematite-chlorite products of submarine oxidation of calcareous sulfide-hyaloclastite sediments). The occurrence of abundant bacteriomorphic structures in corroded hyaloclasts indicates a significant role of bacteria in halmyrolysis. **Conclusions.** Titanium for the formation of Ti minerals in ferruginous sediments was sourced from hyaloclastites. The halmyrolysis of calcareous hyaloclastite sediments and related formation of jasperites occurred under alkaline conditions favorable for the transportation of Ti in the form of hydroxycarbonate complexes. The formation of rutile instead of anatase was associated with lower pH values (<5) due to oxidation of pyrite in sulfide-bearing hyaloclastite sediments. Titanite formed as a result of further alteration of Ti-bearing phases. Our results solve the fundamental problem of Ti mobility during halmyrolysis of hyaloclastites, which contradicts its commonly accepted immobility in hydrothermal processes.

Keywords: anatase, rutile, titanite, ferruginous rocks, hematite-quartz, halmyrolysis-diagenesis-metagenesis, massive sulfide deposits, Urals

Funding information

The mineralogical study was supported by the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00215). The field works were supported by state contract of the Institute of Mineralogy of the SU FRC MG UB RAS (No. 122031600292-6)

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to anonymous reviewers and the handling editor Valeriy V. Murzin for their valuable recommendations, which helped us to improve the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

На колчеданных месторождениях Урала и за их пределами широко распространены яшмовидные оксидно-железистые породы и яшмы. Значительная часть исследователей считает их эксгальционными образованиями, используя в качестве аргумента высокие значения известного модуля Н.М. Страхова $(Fe + Mn)/Ti$, основанного на инертности Ti в гидротермальных и субмаринных условиях (Зайкова, 1991). Однако еще в 1936 г. Л.С. Либрович считал яшмы продуктами взаимодействия вулканического пепла с морской водой (1936). Ранее роль гальмиролиза – “подводного выветривания” – как совокупности процессов механического, химического и биохимического преобразования вулканокластитов на поверхности морского дна и формирования гематитовых железных руд была рассмотрена К. Хюммелем (Hümmel, 1922). Гальмиролитическая природа оксидно-железистых пород, распространенных в колчеданозных районах Урала, подтвердилась дальнейшими исследованиями (Пуркин, Денисова, 1987). Хотя содержания Ti в оксидно-железистых отложениях сильно варьируют (Maslennikov et al., 2012), о его подвижности в условиях гальмиролиза и литогенеза осадков известно мало. Решить эту проблему можно было бы на основе изучения последовательности и форм нахождения минералов Ti.

Для осадочных образований известны лишь единичные работы, в которых рассматриваются вари-

анты формирования аутигенных минералов Ti на стадии диагенеза (Merino, 1975; Morad, Aldahan, 1982; Morton, Humphreys, 1983; Liu et al., 2019). Предполагается, что Ti, входящий в структуру титаносодержащих силикатных минералов в осадках, выделяется в результате их разложения и выпадает в порах в виде аутигенных оксидов (Mader, 1980; Morad, 1986; Valentine, Commeau, 1990). В ряде работ рассматриваются осаждение нанокристаллов анатаза, их рост и агломерация в поровой воде в сочетании с растворенными органическими компонентами (Sabyrov, Adamson, 2014; Schulz et al., 2016). Экспериментальными работами установлено, что низкотемпературный анатаз по мере повышения температуры (~270–300°C) минералообразующей среды может трансформироваться в рутил (Zhang, Banfield, 2000; Parnell, 2004). В целом известно, что рутил является более стабильным минералом Ti в различных *P-T* условиях минералообразования (Smith et al., 2009). Присутствие титанита в осадочных породах связывают с их метаморфическими преобразованиями в условиях цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой или хлоритовой субфаций (Merino, 1975; Liou et al., 1987; Force, 1991). Осаждение аутигенного титанита как результат высвобождения Ca, Si и Ti при преобразовании фрагментов вулканической породы (при $T > 100^\circ\text{C}$) задокументировано в вулканокластических песчаниках и аргиллитах (Van Panhuys-Sigler, Trewin 1990; Milliken, 1992). Таким образом, разложение силикатов и выделение Ti в раствор, скорее всего, про-

исходит на стадиях как гальмиролиза, так и диагенеза и раннего метаморфизма и сопровождается появлением аутигенной титановой минерализации.

В данной статье рассмотрены распределение и формы нахождения Ti в окисдно-железистых отложениях палеозойских колчеданных месторождений Урала в целях выявления особенностей его поведения в процессах гальмиролиза и постгальмиролитического преобразования гиалокластитов с примесью известковистого и сульфидного материалов. Выявление микротекстурно-структурных особенностей и последовательности образования минералов Ti в ассоциации с биогенными структурами позволяет установить новые детали подвижности элементов-гидролизатов в процессах накопления окисдного железа.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Силурийско-девонские колчеданные месторождения Урала расположены в Тагильско-Магнитогорской металлогенической зоне. Первичная форма большинства рудных залежей проста: они представляют собой массивные линзовидные рудные тела с длинными шлейфами обломочных сульфидных осыпей, в которых сохранились трубы черных курильщиков и фрагменты гидротермальных оазисов (Масленников, Зайков, 1991; Maslennikov et al., 2009; Масленников и др., 2017; Georgieva et al., 2021). Неотъемлемой частью колчеданных месторождений являются горизонты кремнисто-железистых отложений, расположенные на разных литостратиграфических уровнях: либо в составе базальтовых или дацитовых вулканогенно-осадочных толщ, либо в непосредственной пространственной связи с рудными телами (Maslennikov et al., 2012) (рис. 1). Выделяют два типа кремнисто-железистых пород – джаспериты и госсаниты (Масленников, 1999, 2006; Зайков, 2006; Масленников, Аюпова, 2007; Maslennikov et al., 2012), которые сопоставимы с окисдно-железистыми образованиями из разных колчеданных месторождений мира (Constantinou, Govett, 1973; Kalogeropoulos, Scott, 1983; Peter, Goodfellow, 1996; Grenne, Slack, 2003, 2005; Hollis et al., 2015) и современных гидротермальных полей (Alt, 1988; Herzig et al., 1991; Hekinian et al., 1993; Fallon et al., 2017).

Джаспериты пространственно связаны с гиалокластитами и представляют собой оранжево-красные кварц-гематитовые породы с микробрекчиевой текстурой и признаками замещения гиалокластов кремнисто-железистым материалом (Масленников, 1999, 2006; Масленников, Аюпова, 2007; Maslennikov et al., 2012). Они образуют стратиформные линзы, пласты, прослои и характеризуются постепенным латеральным переходом в гематитизированные гиалокластиты (Maslennikov et al., 2012). Нитевидные, сферические, микростромато-

литовые бактериальные структуры предполагают важную роль бактерий в процессах формирования джасперитов (Аюпова, Масленников, 2012; Maslennikov et al., 2012; Аюпова et al., 2017).

Госсаниты считаются литифицированными продуктами гальмиролиза – подводного выветривания сульфидных отложений (Масленников, Зайков, 1991; Масленников, 1999, 2006; Зайков, 2006; Maslennikov et al., 2012). Обычно госсаниты залегают над рудными телами, а на их флангах наблюдается переслаивание госсанитов, градиционно-слоистых сульфидных турбидитов и хлоритизированных гиалокластитов (Maslennikov et al., 2012; 2019). Как правило, госсаниты состоят из окисленных в различной степени обломочных сульфидов и хлоритизированных гиалокластов (Maslennikov et al., 2012, 2019; Аюпова et al., 2017). Контакт госсанитов с подстилающими сульфидами постепенный из-за неравномерного окисления обломочных сульфидов. С удалением от рудных тел госсаниты обычно теряют типичный пурпурный цвет, в них исчезают реликтовые сульфиды и они приобретают структурно-текстурные признаки джасперитов и яшм (Maslennikov et al., 2012). Считается, что находки фрагментов гематитизированных трубчатых червей и различных нитевидных, трубчатых, сферических, строматолитоподобных бактериальных структур в госсанитах свидетельствуют о влиянии биоты на накопление железа в процессах их формирования (Maslennikov et al., 2012; Аюпова et al., 2017).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для минералого-геохимических исследований использованы образцы окисдно-железистых пород, отобранные при рудно-фациальном картировании рудных залежей в карьерах и шахтах колчеданных месторождений Урала. Определение их минерального состава и морфоструктурных особенностей проводилось на микроскопе Olympus BX51 с использованием темнопольного изображения (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН), г. Миасс, Россия). Химический состав минералов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments Xact (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %. Воспроизводимость определений составляет от 1 до 15 отн. %.

Образцы, содержащие Ti-минералы, исследовались методом дифракции отраженных электронов (electron back-scattered diffraction, EBSD) на СЭМ Hitachi S-3400N, оборудованном системой Oxford Instruments HKL NordlysNano в Ресурсном центре “Геомодель” (Научный парк, Санкт-Петербургский

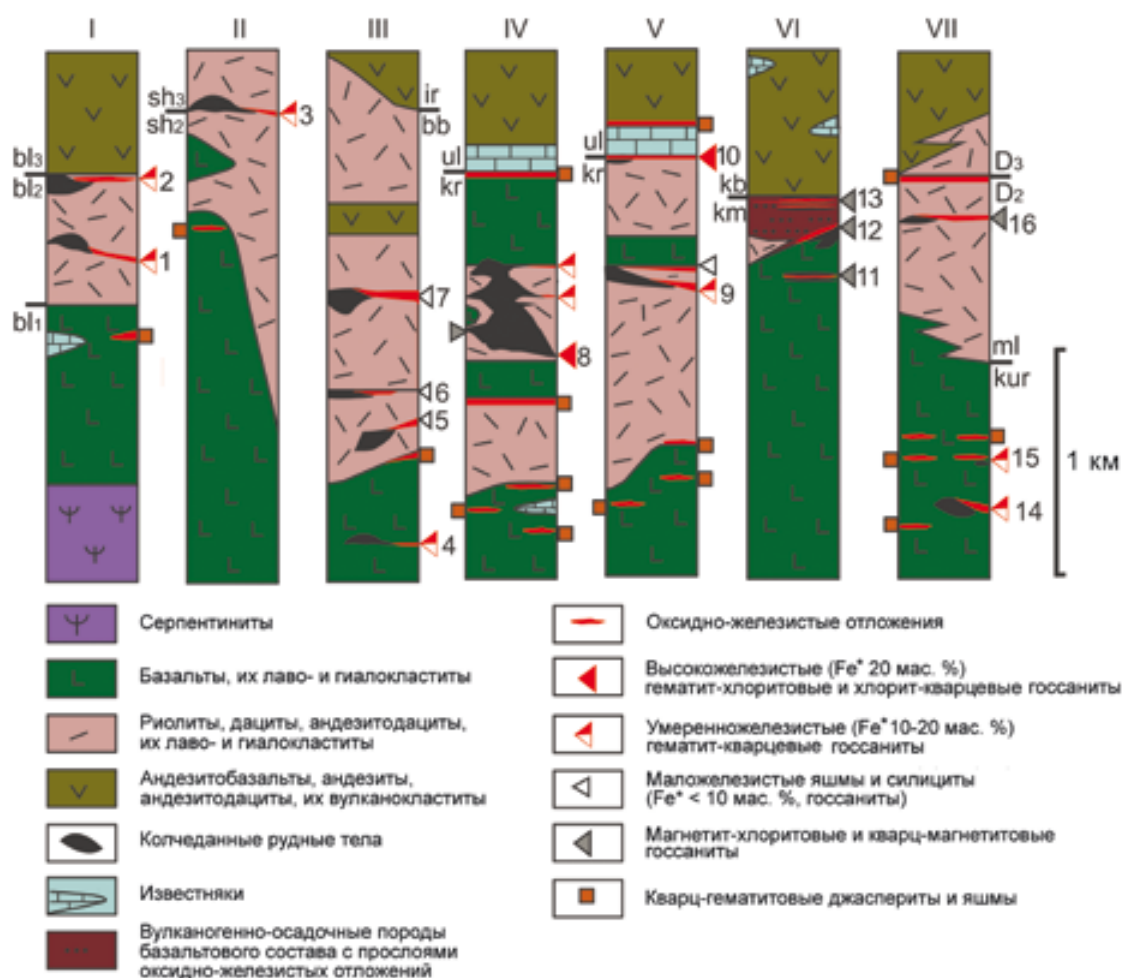


Рис. 1. Положение окисно-железистых отложений в колчедановых районах из разных палеогеодинамических зон.

Сакмарское окраинное море (I – Медногорский), Тагильская островная дуга (II – Карпинский), Магнитогорская островная дуга (III – Бурибайский, IV – Сибайский, V – Александринский), Домбаровский (VI – Домбаровский) и Западно-Мугоджарский (VII – Среднеорский, Верхнеорский, Берчогурский) задуговые бассейны. *Месторождения:* 1 – Блявинское, 2 – Яман Касинское, 3 – Валенторское, 4 – Бурибайское, 5 – Ташкулинское, 6 – Маканское, 7 – Октябрьское, 8 – Ново-Сибайское, 9 – Александринское, 10 – Бабарыкинское, 11 – Летнее, 12 – Осеннее, 13 – Зимнее, 14 – Жарлы Аша, 15 – Приорское, 16 – Лиманное). *Свиты* (Маслов, Артюшкова, 2010): bl – блявинский (S_2ld); sh – шемурский (S_2ld); bb – баймак-бурибайский (D_1); ir – ирендский (D_2); kr – карамалыташский и александринский (D_2e-gv); ul – улутауский (D_{2-3}); km – киёмбайский (D_1); kb – кукбуктинский (D_1); kur – куркудукский (D_{1-2}); ml – мильашинский (D_2e-gv). $Fe^* = Fe_2O_3$.

Fig. 1. Position of ferruginous sedimentary rocks in VMS regions from different paleogeodynamic zones.

Sakmara marginal sea (I – Mednogorsk), Tagil arc (II – Karpinsk), Magnitogorsk arc (III – Buribai, IV – Sibai, V – Aleksandrinka), Dombarovka back arc (VI – Dombarovka) and West Mugodzhary back arc (VII – Sredne-Orsk, Verkhne Orsk, Berchogur). *Deposits:* 1 – Blyava, 2 – Yaman Kasy, 3 – Valentorka, 4 – Buribai, 5 – Tashkula, 6 – Makan, 7 – Oktyabrskoe, 8 – Novy Sibai, 9 – Aleksandrinka, 10 – Babaryk, 11 – Letnee, 12 – Osennee, 13 – Zimnee, 14 – Zharly Asha, 15 – Priorskoe, 16 – Limannoe. *Formations* (Maslov, Artyushkova, 2010): bl – Blyava (Ludlow); sh – Shemoor (Ludlow); bb – Baymak-Buribai (Lower Devonian); ir – Irendyk (Eifelian); kr – Karamalytash and Aleksandrinka (Eifelian–Givetian); ul – Ulutau (Middle–Upper Devonian); km – Kiembai (Lower Devonian); kb – Kukbukta (Lower Devonian); kur – Kurkuduk (Lower–Middle Devonian); ml – Milyasha (Eifelian–Givetian).

государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия). EBSD карты получены при ускоряющем напряжении 30 кВ и силе тока 1.5 нА со временем экспозиции 0.5 с усреднением 2 картин на точку при картировании и до 20 картин для получения индивидуальных картин, время экспози-

ции 40 м/с на карту. В качестве фаз сравнения использовали структурные модели анатаза, рутила и титанита из структурной базы данных для неорганических соединений (Inorganic Crystal Structure Database, ICSD). Для получения механически искаженной поверхности образец обрабатывали пря-

мым лучом аргоновой плазмы на травителе Oxford Instruments Ionfab300: экспозиция 10 мин, угол 45°, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА, диаметр луча 10 см (Научный парк, Ресурсный центр нанофотоники, СПбГУ, М.С. Ложкин). Данные об ориентации отдельных кристаллов в агрегатах анатаза показаны в виде цветовых схем Эйлера, полюсных фигур и карт плотности распределения ориентировок.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы Ti в ассоциации с гиалокластами

В *джасперитах* встречаются реликтовые фрагменты гиалокластов в гематит-кварцевых обособлениях. Эти фрагменты хлоритизированы и содержат многочисленные глобулы (размер менее 1 мкм), состоящие из Ti-фаз (рис. 2а, б). По мере гематитизации в краевых частях гиалокластов образуется кайма (толщиной до 9 мкм) бело-голубоватого цвета, обогащенная Ti-фазами. С появлением кристаллических Ti-фаз в этих зонах голубоватый тон становится насыщенным, вплоть до темно-синего. Формирование гематитизированных псевдоморфоз по гиалокластам сопровождается образованием более крупных хорошо оформленных глобул (диаметром до 60 мкм), иногда кристаллов дипирамидального (с появлением пинокоида) и призматического облика из тонкодисперсных хлорит-анатазовых агрегатов вне псевдоморфоз (рис. 2в, г). Определение анатаза подтверждается EBSD исследованиями (рис. 3). На картах распределения химических элементов в анатазе отчетливо рассматриваются микровключения хлорита, а также отмечается равномерное распределение Si, Al, Fe, Mg и Mn по всему объему анатаза (см. рис. 3А). Количественный анализ анатаза показывает присутствие в его составе незначительных содержаний Al_2O_3 (1.13–1.78), SiO_2 (0.12–0.53) и FeO (0.49–1.64). При этом в составе хлорита определены варьирующие содержания TiO_2 (10.33–13.14 мас. %) за счет снижения содержаний Al_2O_3 (17.40–17.78 мас. %), SiO_2 (21.14–22.13), FeO (21.34–23.10) и MgO (12.18–12.75 мас. %). В основной кварц-гематит-хлоритовой массе в ассоциации с анатазом установлены аутигенные кальцит, апатит и минералы РЗЭ (бастнезит и монацит). Полное замещение гиалокластического материала тонкодисперсными гематит-кварцевыми агрегатами с формированием джасперитов сопровождается исчезновением Ti-минерализации.

В *кварц-гематитовых и хлорит-гематитовых госсанитах*, содержащих реликтовые сульфиды, отмечаются единичные кристаллы анатаза, а основными минералами Ti являются рутил и титанит.

Рутил представлен скоплениями удлиненных кристаллов в анатазовых глобулах, в которых срощенные рутиловые призмы часто сливаются между

собой, образуя веерообразные агрегаты (рис. 2д). В интерстициях кристаллов рутила диагностируются кристаллиты анатаза. В основной хлорит-кварц-гематитовой массе наблюдается тесная ассоциация рутила с апатитом и монацитом.

Титанит обычно образует ксеноморфные светло-коричневые агрегаты в основной кварц-хлорит-гематитовой массе. В отраженном свете титанит прозрачный с бледно-желтоватым оттенком и блеском от алмазно-металлического до металлического. Для титанита характерна ассоциация с хлоритом, эпидотом, апатитом и РЗЭ-содержащими минералами (монацитом, ксенотимом, алланитом) (рис. 2е). В составе титанита наблюдаются примеси, мас. %: Al_2O_3 – 5.24–8.38, FeO – 0.91–1.50, V_2O_5 – 0.42–0.87, F – 0.91–1.50.

Биоморфные структуры в гиалокластах

Изменения гиалокластов в железистых отложениях в большинстве случаев сопровождаются следами бактериальной жизнедеятельности. Бактериальные структуры представляют собой слегка наклонные микроканалы гантелевидной формы, заполненные кварцем, апатитом и Ti-фазами (рис. 2ж). В гематитизированных гиалокластах с бактериальными структурами наблюдается образование внешней хлоритовой зоны темно-зеленого, почти черного цвета с включениями кварца, кальцита и апатита. Вдоль хлоритовой зоны развиваются плотные пятна неправильной формы анатаза синеватого оттенка в тесной ассоциации с гематитизированными нитевидными и трубчатыми структурами (≈ 4 мкм в диаметре и до 150 мкм в длину) (рис. 2з). Эти изменения в гиалокластах развиваются неравномерно, часто несимметрично и сходны с коррозионными бактериальными текстурами.

В основной железистой массе наблюдаются строматолитоподобные образования, представляющие собой хлоритовый материал, который постепенно замещается гематит-карбонатно-кварцевым агрегатом, насыщенным включениями анатаза. Агрегаты анатазовых кристаллитов в тесной ассоциации с апатитом, карбонатами и РЗЭ фосфатами также наблюдаются в каналах гематитизированных трубчатых организмов (рис. 2и).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минералогические исследования оксидно-железистых отложений показывают, что источником Ti, необходимого для образования собственных минеральных фаз, является гиалокластический материал. Присутствие агрегатов аутигенного анатаза в каймах частично гематитизированных гиалокластов или глобул/кристаллов анатаза вокруг псевдоморфоз по гиалокластам свидетельствует о подвижности Ti при их формировании. Процессы

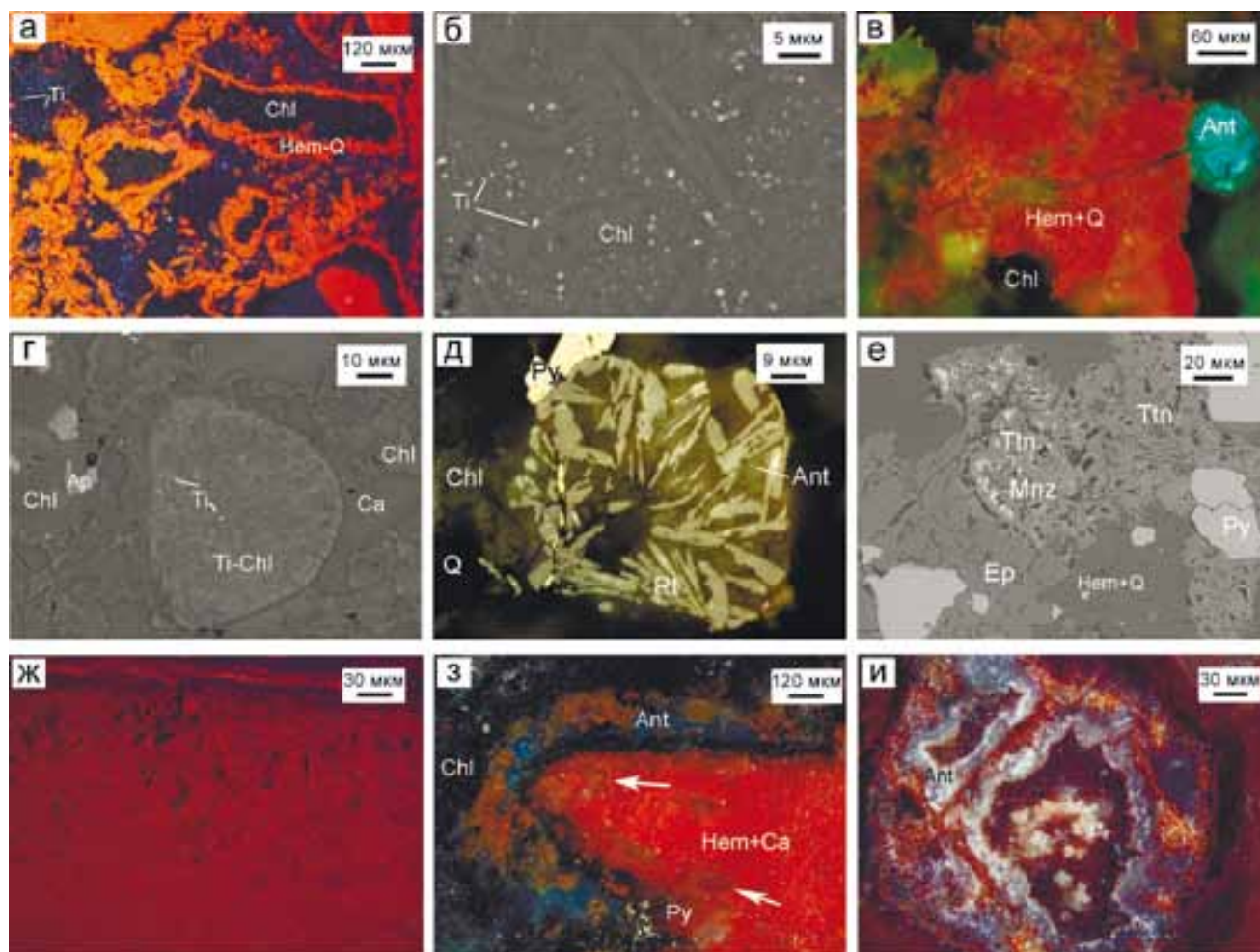


Рис. 2. Ti-фазы в окисдно-железистых отложениях.

а – частично гематитизированные гиалокласты (в центре железистый хлорит (FeO – 30.00–33.24 мас. %) с тонкими включениями Ti-фаз; б – деталь рис. “а”; в – анатазовая глобула рядом с гематитизированным гиалокластом; г – тонкодисперсные анатаз-хлоритовые взаимопрорастания в глобуле анатаза; д – кристаллы рутила с кристаллитами анатаза в интерстициях; е – титанит–эпидотовая ассоциация в основной гематит-кварцевой массе; ж – бактериальные структуры в краевой части гиалокластов; з – анатазовая кайма вокруг гематитизированного гиалокласта (включения трубчатых организмов указаны стрелками); и – скопления анатаза в канале трубчатых организмов. а, в, ж – отраженный свет, темнопольное изображение; б, г, е – СЭМ-фото. Ti – Ti-фазы, Ant – анатаз, Rt – рутил, Ttn – титанит, Chl – хлорит, Hem + Q – гематит-кварцевые агрегаты, Ca – кальцит, Q – кварц, Py – пирит, Ep – эпидот, Mnz – монацит.

Fig. 2. Ti-phases in ferruginous sediments.

а – partly hematitized hyaloclasts (Fe-rich chlorite (30.00–33.24 wt % FeO) in the core with fine inclusions of Ti phases); б – detail of Fig. “а”; в – anatase globule near hematitized hyaloclast; г – finely dispersed anatase-chlorite intergrowths in the anatase globule; д – rutile crystals with interstitial anatase crystallites; е – titanite-epidote assemblage in hematite-quartz groundmass; ж – bacterial structures in the marginal part of hyaloclasts; з – anatase rim around hyaloclasts with relic tubular organisms (arrow); и – anatase aggregates inside the tubular organisms. а, в, ж – reflected light, dark field; д – reflected light; б, г, е – SEM image. Ti – Ti-phases, Ant – anatase, Rt – rutile, Ttn – titanite, Chl – chlorite, Hem + Q – hematite-quartz aggregates, Ca – calcite, Q – quartz, Py – pyrite, Ep – epidote, Mnz – monazite.

гальмиролиза и диагенеза гиалокластитов связаны с растворением и уплотнением вулканических стекол, заполнением поровых пространств и замещением первичной стекловидной основной массы новообразованными минералами (Fisher, Schmincke, 1984; Marsaglia, Tazaki, 1992). Это связано с тем, что в процессах трансформации гиалокластитов все

элементы гиалокластов становятся подвижными, при этом расстояние переноса элементов из стекла в большей степени зависит от возможности формирования аутигенных минералов. При изменении гиалокластов потери Na₂O постоянны и согласуются с выносом щелочей в морскую воду независимо от хода реакции, потери Si, Mg и Ca уменьшаются

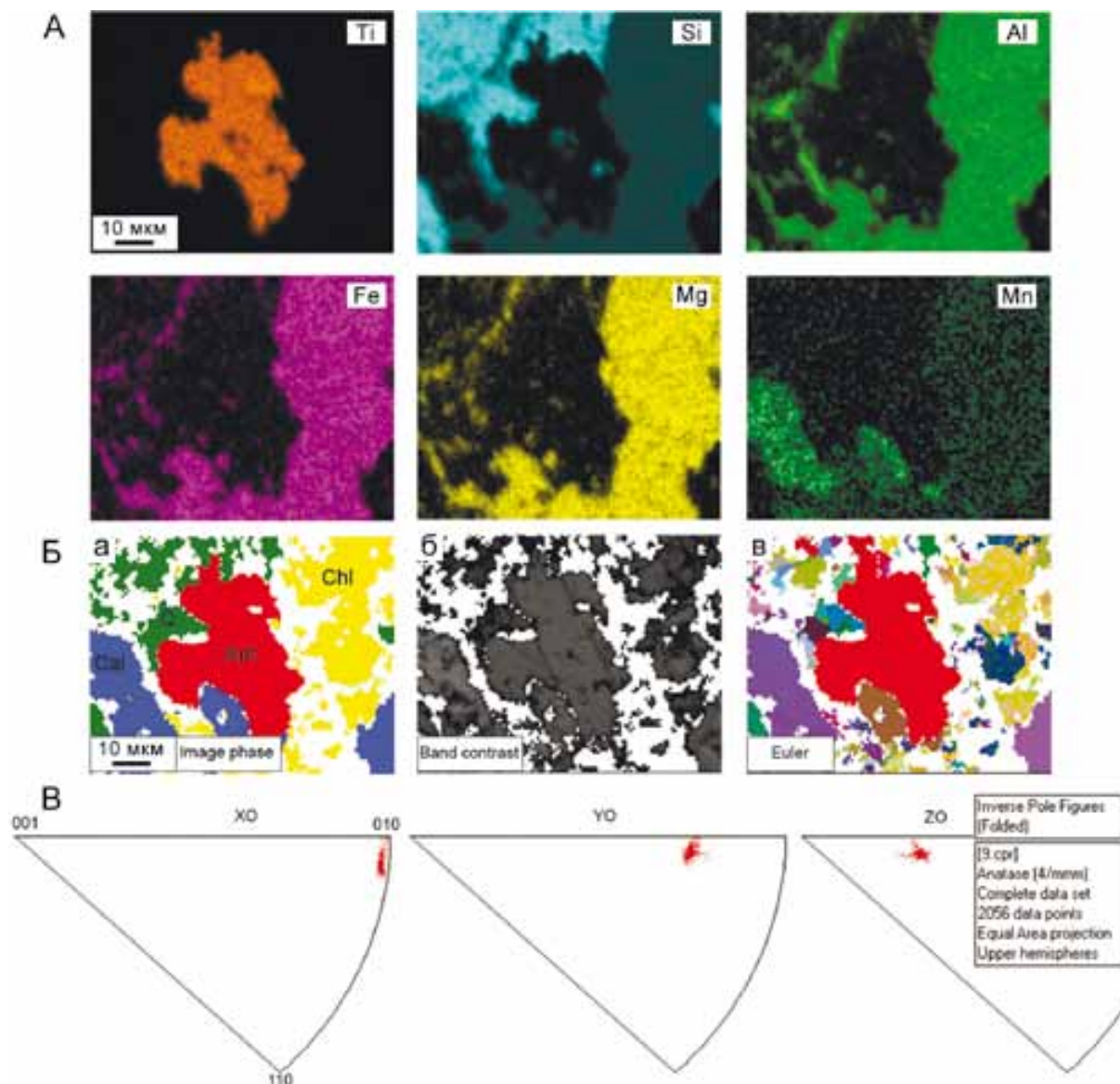


Рис. 3. Карты распределения элементов (Ti, Si, Al, Fe, Mg, Mn) в анатазе (А), EBSD карты (Б) и полюсные фигуры, отражающие ориентировку кристаллической структуры анатаза (В).

а – распределение минеральных фаз на выделенном участке, б – контраст полос Кикучи, в – ориентировка кристаллических структур на цветовой схеме Эйлера.

Fig. 3. Distribution of elements (Ti, Si, Al, Fe, Mg, Mn) in anatase (A), EBSD images of anatase (Б) and pole figures reflecting the orientation of the crystal structure of anatase (B).

а – distribution of mineral phases, б – Kikuchi band contrast, в – orientation of crystal structures on Euler color image.

по мере ускорения реакции, а потери Ti и Al незначительны (Daux et al., 1994). Обилие оксигидроксидов железа может отражать окисление Fe^{2+} при преобразовании стекол в глинистый материал и накопление окисных железистых агрегатов. Некоторые авторы отмечают, что при разложении стекла одновременно с накоплением Fe происходит пассивное обогащение Ti (Zhou, Fyfe, 1989), а потери Si и Al пропорциональны накоплению Fe и Ti (Staudigel,

Hart, 1983). Тонкодисперсные анатаз-хлоритовые частицы в глобулах (см. рис. 2г) могут свидетельствовать о том, что Ti в процессах гальмиролиза гиалокластов, вероятно, удерживается глинистыми фазами за счет абсорбции и сопровождается осаждением анатаза в виде зерен нано- и микро размеров по мере литификации и диагенеза глинистых агрегатов. Последующее истощение Ti “окисленных” гиалокластитов можно объяснить его подвижно-

стью в щелочных окислительных условиях (Агапова и др., 1989).

Присутствие коррозионных биогенных структур в гиалокластах и интенсивное накопление апатита в окисдно-железистых отложениях предполагают микробное посредничество в деградации гиалокластического материала. Соединения Ti в этой ассоциации могут отражать воздействие органического вещества на его подвижность в низкотемпературных условиях гальмиролиза, способствуя увеличению связывания Ti с глинистыми минералами и выделению его собственных минералов в последующих процессах преобразования. Накопление Ti в каналах трубчатых организмов также показывает, что элемент мог быть мобилизован в поровых растворах, богатых органическим веществом. Так, известно о накоплении Ti в процессах микробного изменения океанического базальтового стекла (Banerjee et al., 2006). Биоизмененные структуры аналогичного происхождения и морфологии, но почти полностью заполненные мелкозернистым титанитом, отмечены в некоторых древних метабазальтах (Izawa et al., 2019). Образование анатаза в ассоциации с апатитом и каолинитом при изменении вулканического стекла описано на гидротермальном поле Пакманус, Тихий океан (Glorgetti et al., 2006).

Термодинамические расчеты показывают, что анатаз более стабилен при низких температурах, чем рутил (Muscat et al., 2002), и образуется в водной среде (Schulz et al., 2016). В природных условиях стабильность и рост оксидов Ti контролируется значением pH. Образование анатаза в процессах гальмиролиза карбонатно-гиалокластитовых осадков указывает на значения $\text{pH} > 5$ (Zhang, Banfield, 2000). Возрастание значений pH до 8 и более по мере окисления гиалокластов с формированием джасперитов (Maslennikov et al., 2012), вероятно, способствовало дестабилизации анатаза, выносу Ti и его переносу, например, в составе гидроксокарбонатных комплексов (Агапова и др., 1989).

Образование более стабильного рутила в кварц-гематитовых и хлорит-гематитовых госсанитах, вероятно, связано с кислыми условиями минералообразования, появившимися за счет окисления сульфидных обломков. Известно, что рутил более стабилен, чем анатаз, при низких значениях pH (3–6) (Zhang, Banfield, 2000). Оптические исследования показывают, что в госсанитах анатаз замещается рутилом, при этом скорость превращения анатаза в рутил возрастает с повышением температуры (Smith et al., 2009; Hanaor, Sorrell, 2011). Образование кристаллов рутила за счет собирательной перекристаллизации тонкодисперсных агрегатов TiO_2 и анатаза на стадии катагенеза отмечено в соленосных толщах (Чайковский и др., 2019).

Титанит является обычным аутигенным минералом в метабазальтах зеленосланцевой фации ме-

таморфизма, который формируется по мере преобразования базальтового стекла (Izawa et al., 2019). В госсанитах титанит ассоциирует с эпидотом, хлоритом, мусковитом и апатитом (например, Молодежное, Ново-Шемурское колчеданные месторождения). Присутствие хлорит-эпидотовых изменений может отражать прямое превращение стекла и глин в хлорит и эпидот при переходе стадии диагенеза в метаморфическую (Gifkins, Allen, 2001). Сочетание быстрой седиментации и обилия вулканического стекла в комплексе с сульфидами при формировании госсанитов могли привести к быстрой эволюции состава порового флюида (Gifkins, Allen, 2001). Титанит в госсанитах мог образоваться в результате модификации ранее существовавших Ti-фаз за счет перераспределения Ti в процессах диагенеза и низкоградного метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что источником для образования аутигенных минералов Ti в железистых отложениях колчеданных месторождений Урала является гиалокластический материал. Трансформация гиалокластов и мобилизация Ti происходила при активной микробной деятельности в процессах гальмиролиза–диагенеза. В процессах гальмиролиза гиалокластитов отложение аморфных Ti-фаз и их раскристаллизация до анатаза происходили в слабощелочных условиях минералообразования. Повышение pH среды минералообразования и формирование джасперитов мобилизовали Ti из ранее отложенных аутигенных титансодержащих фаз с его переносом, вероятно, в виде гидроксокарбонатных комплексов. В госсанитах титановые минералы представлены рутилом и титанитом, которые являются результатом диа- и метагенетических процессов преобразования железистых осадков. Образование рутила в госсанитах вместо низкотемпературного анатаза связано с пониженным pH среды минералообразования из-за окисления пирита на стадии гальмиролиза–диагенеза. Титанит образовался в результате перераспределения ранних Ti-фаз и растворения карбонатного материала в процессе низкоградного метаморфизма. Судя по обилию биогенных структур в гиалокластах, формирование железистых отложений происходило при участии бактерий.

История появления и формирования минералов Ti в гиалокластитах, испытавших гальмиролиз, диагенез, а часто и метаморфизм, не является простой. Безусловно, Ti в ряде случаев оказывался подвижным на стадии гальмиролиза. Гальмиролиз известковистых гиалокластитов являлся триггером этого процесса, а на стадии локального диагенеза возникали первые собственные минералы Ti, которые по мере образования джасперитов “исчезали”. В случае формирования госсанитов

они, наоборот, концентрировались в гораздо больших количествах. Однако полное окисление сульфидного материала также сопровождается исчезновением минералов Ti, как в случае формирования джасперитов. Полученные данные открывают перспективы решения проблемы гальмиролитического формирования многих стратиформных железорудных месторождений, которые обеднены Ti по сравнению с магматическими и гидротермально-метасоматическими железными рудами.

Благодарности

Авторы искренне благодарны анонимным рецензентам и заместителю главного редактора В.В. Мурзину за ценные рекомендации, которые помогли нам улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агапова Г.Ф., Модников Е.М., Шмариович Е.М. (1989) Экспериментальное изучение поведения титана в термальных сульфидно-карбонатных растворах. *Геология рудн. месторождений*, (2), 73-79.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В. (2012) Биоминерализация в железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала. *Докл. АН*, **442**(5), 649-652.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 428 с.
- Зайкова Е.В. (1991) Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 134 с.
- Либрович Л.С. (1936) Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 208 с.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 388 с.
- Масленников В.В. (2006) Литогенез и колчеданообразование. Миасс: Ин-т минералогии, 384 с.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р. (2007) Кремнисто-железистые отложения Узельгинского рудного поля, Южный Урал. *Литосфера*, (4), 110-129.
- Масленников В.В., Зайков В.В. (1991) О разрушении и окисления на дне Уральского палеоокеаносульфидных холмов. *Докл. АН СССР*, **319**(6), 1434-1437.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Целуйко А.С., Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р., Симонов В.А. (2017) Критерии обнаружения фауны гидротермальных экосистем в рудах колчеданных месторождений Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 199-218. <https://doi.org/10.7868/S0024497X17030028>
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Пуркин А.В., Денисова Т.А. (1987) Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 190 с.
- Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Коротченкова О.В., Чиркова Е.П., Уткина Т.А. (2019) Аутигенные минералы титана и циркония Верхнекамского месторождения солей. *Геохимия*, **64**(2), 182-194.
- Alt J.C. (1988) Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the Eastern Pacific. *Mar. Geol.*, **81**, 227-239.
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Tossalina S.G., Shilovsky O.P., Sadykov S.A., Hollis S.P., Danyushevsky L.V., Safina N.P., Statsenko E.O. (2017) Tube fossils from gossanites of the Urals VHMS deposits, Russia: authigenic mineral assemblages and trace element distributions. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 107-130. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.003>
- Banerjee N.R., Furnes H., Muehlenbachs K., Staudigel H., de Wit M. (2006) Preservation of ~3.4–3.5 Ga microbial biomarkers in pillow lavas and hyaloclastites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**, 707-722. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.011>
- Constantinou G., Govett G.J.S. (1973) Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **68**, 843-858.
- Daux V., Crovisier J.L., Hemond C., Petit J.C. (1994) Geochemical evolution of basaltic rocks subjected to weathering: fate of the major elements, rare earth elements, and thorium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4941-4954.
- Fallon E.K., Petersen S., Brooker R.A., Scott T.B. (2017) Oxidative dissolution of hydrothermal mixed-sulphide ore: An assessment of current knowledge in relation to seafloor massive sulphide mining. *Ore Geol. Rev.*, **86**, 309-337. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.028>
- Fisher R.V., Schmincke H.-U. (1984) Alteration of volcanic glass. *Pyroclastic rocks*. Berlin; Heidelberg; New York, Springer, 312-345.
- Force E.R. (1991) Geology of titanium-mineral deposits. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, **259**, 1-112.
- Georgieva M.N., Little C.T.S., Maslennikov V.V., Glover A.G., Ayupova N.R., Herrington R.J. (2021) The history of life at hydrothermal vents. *Earth-Sci. Rev.*, **217**, 103602. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103602>
- Giffkins C.C., Allen R.L. (2001) Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks: Examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania. *Econ. Geol.*, **96**, 973-1002.
- Glorgetti G., Monecke T., Kleeberg R., Hannington M.D. (2006) Low-Temperature Hydrothermal Alteration of Silicic Glass at the Pacmanus Hydrothermal Vent Field, Manus Basin: An XRD, SEM and AEM-TEM study. *Clays Clay Miner.*, **54**, 240-251.
- Grenne T., Slack J.F. (2003) Paleozoic and Mesozoic silica-rich seawater: Evidence from hematitic chert (jasper) deposits. *Geology*, **31**, 319-322.
- Grenne T., Slack J.F. (2005) Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Lökken Ophiolite, Norway: origin of proximal and distal siliceous exhalites. *Econ. Geol.*, **100**, 1511-1527.
- Hanaor D., Sorrell C.C. (2011) Review of the anatase to rutile phase transformation. *J. Mater. Sci.*, **46**, 855-874. <https://doi.org/10.1007/s10853-010-5113-0>
- Hekinian R., Hoffert M., Larque P., Chemine J.L., Stoffers P., Bideau D. (1993) Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise axial and off-axial regions. *Econ. Geol.*, **88**, 2099-2121.

- Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D., Maliotis G., Rona P.A., Thompson G. (1991) Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic ridge. *Econ. Geol.*, **86**, 1747-1755.
- Hollis S.P., Cooper M.R., Herrington R.J., Roberts S., Earls G., Verbeeten A., Piercey S.J., Archibald S.M. (2015) Distribution, mineralogy and geochemistry of silica-iron exhalites and related rocks from the Tyrone Igneous Complex: implications for VMS mineralization in Northern Ireland. *J. Geochem. Explor.*, **159**, 148-168.
- Hümmel K. (1922) Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **2**(13), 40-81.
- ICSD (Inorganic Crystal Structure Database). Fachinformationszentrum (FIZ). Karlsruhe, (2021).
- Izawa M.R.M., Banerjee N.R., Shervais J.W., Flemming R.L., Hetherington C.J., Muehlenbachs K., Schultz D.D., Hannan B.B. (2019) Titanite mineralization of microbial bioalteration textures in Jurassic Volcanic Glass, Coast Range Ophiolite, California. *Front Earth Sci.*, **7**, 315. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00315>
- Kalogeropoulos S.I., Scott S.D. (1983) Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa mine, Hokuroku district, Japan. *Econ. Geol. Monogr.*, **5**, 412-432.
- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. (1987) Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies. Low Temperature Metamorphism. (Ed. M. Frey). Glasgow: Blackie, 59-113.
- Liu Z.-R.R., Zhou M.-F., Williams-Jones A.E., Wang W., Gao J.-F. (2019) Diagenetic mobilization of Ti and formation of brookite/anatase in early Cambrian black shales, South China. *Chem. Geol.*, **506**(20), 79-96.
- Mader D. (1980) Authigenic rutil in Buntsandstein der Westifel. *New Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **3**, 97-108.
- Marsaglia K.M., Tazaki K. (1992) Diagenetic trends in Leg 126 sandstones. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program). (Ed. B. Taylor, K. Fujioka et al.), 126, 125-138. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.126.123.1992>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyusheskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganese haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, **47**, 5-41. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.008>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G. (2019) Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia. *Minerals*, **9**, 150. <https://doi.org/10.3390/min9030150>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyusheskiy L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyusheskiy L.V., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Y., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Y., Tessalina S.G. (2017) Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 64-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.012>
- Merino E. (1975) Diagenesis in Tertiary Sandstones from Kettleman, North Dome, California. I. Diagenetic mineralogy. *J. Sed. Petrol.*, **45**, 320-336.
- Milliken K.L. (1992) Chemical behaviour of detrital feldspar in mudrocks versus sandstones, Frio Formation (Oligocene), South Texas. *J. Sediment. Res.*, **62**, 790-801. <https://doi.org/10.1306/d42679dd-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Morad S. (1986) SEM study of authigenic rutile, anatase and brookite in Proterozoic sandstones from Sweden. *Sediment. Geol.*, **46**(1-2), 77-89. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90007-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90007-2)
- Morad S., Aldahan A.A. (1982) Authigenesis of titanium minerals in two Proterozoic sedimentary rocks from southern and central Sweden. *J. Sed. Petrol.*, **52**, 1295-1303.
- Morton A.C., Humphreys B. (1983) The Petrology of the Middle Jurassic Sandstones from the Murchison Field. North Sea. *J. Petrol. Geol.*, **5**, 245-260.
- Muscat J., Swamy V., Harrison N.M. (2002) First-principles calculations of the phase stability of TiO₂. *Phys. Rev. B*, **65**, 224112/1-224112/15.
- Parnell J. (2004) Titanium mobilization by hydrocarbon fluids related to sill intrusion in a sedimentary sequence, Scotland. *Ore Geol. Rev.*, **24**(1-2), 155-167.
- Peter J.M., Goodfellow W.D. (1996) Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick horizon, Bathurst mining camp, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.*, **33**, 252-280.
- Sabyrov K., Adamson V. (2014) Two-step phase transformation of anatase to rutile in aqueous suspension. *Cryst. Eng. Comm.*, **16**(8), 1488. <https://doi.org/10.1039/c3ce41820k>
- Schulz H.-M., Wirth R., Schreiber A. (2016) Nano-crystal formation of TiO₂ polymorphs brookite and anatase due to organic – inorganic rock–fluid interactions. *J. Sediment. Res.*, **86**(2), 59-72.
- Smith S.J., Stevens R., Liu Sh., Li G., Navrotsky A., Boerio-Goates Ju., Woodfield B.F. (2009) Heat capacities and thermodynamic functions of TiO₂ anatase and rutile: Analysis of phase stability. *Amer. Miner.*, **94**, 236-243.
- Staudigel H., Hart S.R. (1983) Alteration of basaltic glass: mechanisms and significance for the oceanic crust-sea water budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 337-350.
- Valentine P.C., Commeau J.A. (1990) Fine-grained rutile in the Gulf of Maine – diagenetic origin, source rocks, and sedimentary environment of deposition. *Econ. Geol.*, **85**, 862-876.
- Van Panhuys-Sigler M., Trewin N.H. (1990) Authigenic sphene cement in Permian sandstones from Arran. *Scottish J. Geol.*, **26**, 39-144. <https://doi.org/10.1144/sjg26020139>
- Zhang H., Banfield J.F. (2000) Understanding Polymorphic Phase Transformation Behavior During Growth of Nanocrystalline Aggregates: Insights from TiO₂. *J. Phys. Chem.*, **104**(15), 3481-3487. <https://doi.org/10.1021/jp000499j>
- Zhou Z., Fyfe W.S. (1989) Palagonitization of basaltic glass from DSDP site-335, LEG-37 – textures, chemical-composition, and mechanism of formation. *Amer. Miner.*, **74**, 1045-1053.

REFERENCES

- Agapova G.F., Modnikov E.M., Shmariovich E.M. (1989) Experimental study of titanium behavior in thermal sulfide-carbonate solutions. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (2), 73-79. (In Russ.)
- Alt J.C. (1988) Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the Eastern Pacific. *Mar. Geol.*, **81**, 227-239.
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V. (2012) Biomineralization in ferruginous-siliceous sediments of massive sulfide deposits of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **442**, 193-195.
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Tessalina S.G., Shilovsky O.P., Sadykov S.A., Hollis S.P., Danyushevsky L.V., Safina N.P., Statsenko E.O. (2017) Tube fossils from gossanites of the Urals VHMS deposits, Russia: authigenic mineral assemblages and trace element distributions. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 107-130. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.003>
- Banerjee N.R., Furnes H., Muehlenbachs K., Staudigel H., de Wit M. (2006) Preservation of ~3.4–3.5 Ga microbial biomarkers in pillow lavas and hyaloclastites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**, 707-722. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.011>
- Chaikovskiy I.I., Chaikovskaya E.V., Korotchenkova O., Chirkova E.P., Utkina T.A. (2019) Authigenic Titanium and Zirconium Minerals at the Verkhnekamskoe Salt Deposit. *Geochim. Intern.*, **57**(2), 184-196. <https://doi.org/10.1134/S0016702919020046> (translated from *Geokhimiya*, **64**(2), 182-194).
- Constantinou G., Govett G.J.S. (1973) Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **68**, 843-858.
- Daux V., Crovisier J.L., Hemond C., Petit J.C. (1994) Geochemical evolution of basaltic rocks subjected to weathering: fate of the major elements, rare earth elements, and thorium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4941-4954.
- Fallon E.K., Petersen S., Brooker R.A., Scott T.B. (2017) Oxidative dissolution of hydrothermal mixed-sulphide ore: An assessment of current knowledge in relation to seafloor massive sulphide mining. *Ore Geol. Rev.*, **86**, 309-337. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.028>
- Fisher R.V., Schmincke H.-U. (1984) Alteration of volcanic glass. *Pyroclastic rocks*. Berlin; Heidelberg; N. Y., Springer, 312-345.
- Force E.R. (1991) Geology of titanium-mineral deposits. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **259**, 1-112.
- Georgieva M.N., Little C.T.S., Maslennikov V.V., Glover A.G., Ayupova N.R., Herrington R.J. (2021) The history of life at hydrothermal vents. *Earth-Sci. Rev.*, **217**, 103602. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103602>
- Gifkins C.C., Allen R.L. (2001) Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks: Examples from the Mount Read Volcanics, *Tasmania. Econ. Geol.*, **96**, 973-1002.
- Glorgetti G., Monecke T., Kleeberg R., Hannington M.D. (2006) Low-Temperature Hydrothermal Alteration of Silicic Glass at the Pacmanus Hydrothermal Vent Field, Manus Basin: An XRD, SEM and AEM-TEM study. *Clays Clay Miner.*, **54**, 240-251.
- Grenne T., Slack J.F. (2003) Paleozoic and Mesozoic silica-rich seawater: Evidence from hematitic chert (jasper) deposits. *Geology*, **31**, 319-322.
- Grenne T., Slack J.F. (2005) Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Lökken Ophiolite, Norway: origin of proximal and distal siliceous exhalites. *Econ. Geol.*, **100**, 1511-1527.
- Hanaor D., Sorrell C.C. (2011) Review of the anatase to rutile phase transformation. *J. Mater. Sci.*, **46**, 855-874. <https://doi.org/10.1007/s10853-010-5113-0>
- Hekinian R., Hoffer M., Larque P., Chemine J.L., Stoffers P., Bideau D. (1993) Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise axial and off-axial regions. *Econ. Geol.*, **88**, 2099-2121.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D., Maliotis G., Rona P.A., Thompson G. (1991) Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic ridge. *Econ. Geol.*, **86**, 1747-1755.
- Hollis S.P., Cooper M.R., Herrington R.J., Roberts S., Earls G., Verbeeten A., Piercey S.J., Archibald S.M. (2015) Distribution, mineralogy and geochemistry of silica-iron exhalites and related rocks from the Tyrone Igneous Complex: implications for VMS mineralization in Northern Ireland. *J. Geochem. Explor.*, **159**, 148-168.
- Hümmel K. (1922) Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **2**(13), 40-81.
- ICSD (Inorganic Crystal Structure Database). Fachinformationszentrum (FIZ). Karlsruhe, 2021.
- Izawa M.R.M., Banerjee N.R., Shervais J.W., Flemming R.L., Hetherington C.J., Muehlenbachs K., Schultz D.D., Hannan B.B. (2019) Titanite mineralization of microbial bioalteration textures in Jurassic Volcanic Glass, Coast Range Ophiolite, California. *Front Earth Sci.*, **7**, 315. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00315>
- Kalogeropoulos S.I., Scott S.D. (1983) Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa mine, Hokuroku district, Japan. *Econ. Geol. Monogr.*, **5**, 412-432.
- Librovich L.S. (1936) Geological structure of the Kizilo-Urtazym region in the Southern Urals. Leningrad; Moscow, ONTI NKTP USSR, 208 p. (In Russ.)
- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. (1987) Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies. *Low Temperature Metamorphism*. (Ed. M. Frey). Glasgow, Blackie, 59-113.
- Liu Z.-R.R., Zhou M.-F., Williams-Jones A.E., Wang W., Gao J.-F. (2019) Diagenetic mobilization of Ti and formation of brookite/anatase in early Cambrian black shales, South China. *Chem. Geol.*, **506**(20), 79-96.
- Mader D. (1980) Authigenic rutile in Buntsandstein der Westfäl. *New Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **3**, 97-108.
- Marsaglia K.M., Tazaki K. (1992) Diagenetic trends in Leg 126 sandstones. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program). (Ed. B. Taylor, K. Fujioka et al.), 126, 125-138. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.126.123.1992>
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of the massive sulfide paleohydrothermal fields (after the example of the Southern Urals). *Miass, Geotur Publ.*, 348 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (2006) Lithogenesis and massive sulfide deposits formation. *Miass, Institut Mineralogii*, 384 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R. (2007) Siliceous-ferruginous sediments of the Uzelga massive sulfide bearing

- field, South Urals. *Lithosphere (Russia)*, (4), 110-129. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganese haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, **47**, 5-41. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.008>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Lein A.Yu., Tseluiko A.S., Danyushevsky L.V., Large R.R., Simonov V.A. (2017) Criteria for the detection of hydrothermal ecosystem faunas in ores of massive sulfide deposits in the Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **52**, 173-191 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 199-218).
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G. (2019) Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia. *Minerals*, **9**, 150. <https://doi.org/10.3390/min9030150>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Y., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Y., Tessalina S.G. (2017) Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 64-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.012>
- Maslennikov V.V., Zaykov V.V. (1991) Erosion and oxidation of sulfide mounds on seafloor of the Uralian Paleoocean. *Dokl. Akad. Nauk USSR*, **319**, 1434-1437. (In Russ.)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian sediments of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPolygraph-Servic Publ., 288 p. (In Russ.)
- Merino E. (1975) Diagenesis in Tertiary Sandstones from Kettleman, North Dome, California. I. Diagenetic mineralogy. *J. Sed. Petrol.*, **45**, 320-336.
- Milliken K.L. (1992) Chemical behaviour of detrital feldspar in mudrocks versus sandstones, Frio Formation (Oligocene), South Texas. *J. Sediment. Res.*, **62**, 790-801. <https://doi.org/10.1306/d42679dd-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Morad S. (1986) SEM study of authigenic rutile, anatase and brookite in Proterozoic sandstones from Sweden. *Sediment. Geol.*, **46**(1-2), 77-89. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90007-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90007-2)
- Morad S., Aldahan A.A. (1982) Authigenesis of titanium minerals in two Proterozoic sedimentary rocks from southern and central Sweden. *J. Sed. Petrol.*, **52**, 1295-1303.
- Morton A.C., Humphreys B. (1983) The Petrology of the Middle Jurassic Sandstones from the Murchison Field. North Sea. *J. Petrol. Geol.*, **5**, 245-260.
- Muscat J., Swamy V., Harrison N.M. (2002) First-principles calculations of the phase stability of TiO₂. *Phys. Rev. B*, **65**, 224112/1-224112/15.
- Parnell J. (2004) Titanium mobilization by hydrocarbon fluids related to sill intrusion in a sedimentary sequence, Scotland. *Ore Geol. Rev.*, **24**(1-2), 155-167.
- Peter J.M., Goodfellow W.D. (1996) Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick horizon, Bathurst mining camp, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.*, **33**, 252-280.
- Purkin A.V., Denisova T.A. (1987) Geological criteria for forecasting and prospecting in the Urals for hidden stratiform massive sulfide deposits formed from the products of submarine weathering of basalts. Sverdlovsk, Uralgeologiya Publ., 190 p. (In Russ.)
- Sabyrov K., Adamson V. (2014) Two-step phase transformation of anatase to rutile in aqueous suspension. *Cryst. Eng. Com.*, **16**(8), 1488. <https://doi.org/10.1039/c3ce41820k>
- Schulz H.-M., Wirth R., Schreiber A. (2016) Nano-crystal formation of TiO₂ polymorphs brookite and anatase due to organic – inorganic rock–fluid interactions. *J. Sediment. Res.*, **86**(2), 59-72.
- Smith S.J., Stevens R., Liu Sh., Li G., Navrotsky A., Boerio-Goates Ju., Woodfield B.F. (2009) Heat capacities and thermodynamic functions of TiO₂ anatase and rutile: Analysis of phase stability. *Amer. Mineral.*, **94**, 236-243.
- Staudigel H., Hart S.R. (1983) Alteration of basaltic glass: mechanisms and significance for the oceanic crust-sea water budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 337-350.
- Valentine P.C., Commeau J.A. (1990) Fine-grained rutile in the Gulf of Maine – diagenetic origin, source rocks, and sedimentary environment of deposition. *Econ. Geol.*, **85**, 862-876.
- Van Panhuys-Sigler M., Trewin N.H. (1990) Authigenic sphene cement in Permian sandstones from Arran. *Scottish J. Geol.*, **26**, 39-144. <https://doi.org/10.1144/sjg26020139>
- Zaikova E.V. (1991) Siliceous rocks of ophiolite associations (on the example of Mugodzhär). Moscow, Nauka Publ., 134 p. (In Russ.)
- Zaykov V.V. (2006) Volcanism and sulfide mounds of paleo-ocean margins (after the example of Ural's and Siberia's massive sulfide-bearing zones). Moscow, Nauka Press Publ., 428 p. (In Russ.)
- Zhang H., Banfield J.F. (2000) Understanding Polymorphic Phase Transformation Behavior During Growth of Nanocrystalline Aggregates: Insights from TiO₂. *J. Phys. Chem.*, **104**(15), 3481-3487. <https://doi.org/10.1021/jp000499j>
- Zhou Z., Fyfe W.S. (1989) Palagonitization of basaltic glass from DSDP site-335, LEG-37 – textures, chemical-composition, and mechanism of formation. *Amer. Mineral.*, **74**, 1045-1053.

УДК 553.43:549.3:546.22

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-859-871

Условия образования месторождений кварцевого сырья Южного Урала по результатам изучения флюидных включений и ИК-спектроскопии

Н. Н. Анкушева, М. В. Штенберг, М. А. Корекина

Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317, Россия, e-mail: ankusheva@mail.ru

Поступила в редакцию 30.05.2022 г., принята к печати 05.09.2022 г.

Объект исследований. В статье приведены результаты изучения кварцевых жил, южноуральских месторождений кварцевого сырья – Светлореченское, Караяновское, Гора Хрустальная и Толстиха. **Методы.** Петрографическое изучение кварца проведено на микроскопе Olympus BX51. Исследования флюидных включений в кварце выполнены в термокамере TMS-600 (Linkam) с программным обеспечением LinkSys V-2.39 с микроскопом для прохождения и отраженного света Olympus BX-51 (Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе). Солевой состав растворов во включениях оценен по температурам эвтектики раствора во включениях. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллов льда. Регистрация инфракрасных спектров выполнена на инфракрасном фурье-спектрометре Nicolet-6700 Thermo Scientific (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Обработка спектров осуществлялась в программном пакете OMNIC Thermo Nicolet и программе Peakfit. Коэффициенты экстинкции для расчета концентрации молекулярной воды и ОН-групп взяты из литературы. **Результаты.** Жилы сложены крупно- и гигантозернистым молочно-белым кварцем. По результатам термобарогеохимических исследований выявлено, что кварцевые жилы отлагались из близких по составу и параметрам NaCl–H₂O флюидов с соленостью 3–9 мас. % NaCl-экв. и температурами от 100 до 280°C. Наиболее высокотемпературным является кварц месторождения Толстиха. По данным ИК-спектроскопии, для кварца изученных месторождений характерны высокое содержание молекулярной воды и средние значения концентрации группировок Al–ОН. По содержанию ОН-группировок кварц месторождения Толстиха (Южный Урал) близок к гранулированному кварцу, используемому промышленностью для получения кварцевых концентратов высокой степени чистоты. **Выводы.** Диапазон температур образования кварцевых жил на месторождениях составил от 100 до 280°C. Концентрация солей в растворах включений в кварце изученных месторождений изменяется в широких пределах – от 10.0 до 3.5 мас. % NaCl-экв. Минералообразующие растворы имели Na-хлоридный или Na–K-хлоридный состав, что указывает на кристаллизацию кварца из гидротермальных растворов при постдиagenетическом (метаморфическом) преобразовании пород. Кварц изученных месторождений имеет характерное соотношение воды и Al–ОН, что связано с условиями образования месторождений и незавершенностью процессов метаморфизма кварца на них.

Ключевые слова: термобарогеохимия, инфракрасные спектры, кварц

Источник финансирования

Исследования выполнены по бюджетной теме ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН 075-00880-22ПР (2022–2024 гг.)

Formation conditions of quartz deposits in the Southern Urals: Fluid inclusion data and IR spectroscopy

Natalia N. Ankusheva, Mikhail V. Shtenberg, Maria A. Korekina

Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Chelyabinsk region, Miass 456317, Russia, e-mail: ankusheva@mail.ru

Received 30.05.2022, accepted 05.09.2022

Research subject. Quartz veins of the Svetlorenchenskoye, Karayan, Gora Khrustalnaya and Tolstikha quartz deposits in the Southern Urals. **Methods.** An optical study of quartz was performed using an Olympus BX51 optical microscope. A fluid inclusion study was performed using a thermostage TMS-600 (Linkam) equipped with the LinkSys V-2.39 software and an Olympus BX51 optical microscope (South Urals State University, Miass). The fluid composition in the inclusions was estimated from eutectic temperatures. Fluid salinity was calculated based on the melting temperatures of crystalline pha-

Для цитирования: Анкушева Н.Н., Штенберг М.В., Корекина М.А. (2022) Условия образования месторождений кварцевого сырья Южного Урала по результатам изучения флюидных включений и ИК-спектроскопии. *Литосфера*, 22(6), 859–871. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-859-871>

For citation: Ankusheva N.N., Shtenberg M.V., Korekina M.A. (2022) Formation conditions of quartz deposits of the Southern Urals: Fluid inclusion data and IR spectroscopy. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 859–871. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-859-871>

ses. Registration of infrared spectra was carried out using an infrared Fourier spectrometer Nicolet-6700 Thermo Scientific (SU FRC MG UB RAS, Miass). The spectra were processed using the OMNIC Thermo Nicolet software package and the Peakfit program. The extinction coefficients for calculating the concentration of molecular water and OH-groups were used from. *Results.* The veins are composed of coarse-grained milky-white quartz. The fluid inclusion data shows that the quartz veins were deposited from similar in composition NaCl-H₂O fluids with salinities of 3–9 wt % NaCl eq. and at temperatures ranging from 100 to 280°C. Quartz in the Tolstikha deposit was deposited at the highest temperatures. According to IR spectroscopy data, quartz in the studied deposits is characterized by high contents of molecular water and average concentrations of Al-OH groups. According to the content of OH-groups, quartz in the Tolstikha deposit approaches industrial granulated quartz used in the production of high-purity quartz concentrates. *Conclusions.* Quartz veins in the studied deposits formed at temperatures ranging from 100 to 280°C. The salinity of inclusions in quartz ranged from 10 to 3.5 wt % NaCl eq. Mineral-forming fluids were of Na-chloride or Na-K-chloride composition, which indicates quartz crystallization during the post-diagenetic (metamorphic) transformation of rocks. Quartz in the studied deposits is characterized by a specific ratio of water and Al-OH, which is associated with the conditions of deposit formation and incompleteness of quartz metamorphism processes therein.

Keywords: Urals, quartz, infrared spectra, fluid inclusions, water

Funding information

The study was supported by the State Contract No. 075-00880-22ПП (2022–2024) of the SU FRC MG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Кварцу посвящено множество зарубежных работ: он изучен методом инфракрасной (ИК) спектроскопии (Kats, 1962; Kronenberg, 1994; Bachheimer, 2000; Koch-Muller et al., 2003; Koch-Muller, Rhede, 2010; и др.), ICP-MS (Zecchini et al., 1994; Miyoshi et al., 2005; Gotte et al., 2011), их согласованности с температурными данными по флюидным включениям (Sterner et al., 1995; Miallier et al., 2001; Mohan, Prasad, 2002; Анфилогов и др., 2012, 2017; Никандрова и др., 2014) и условиям образования кварца (Famin et al., 2004; Gleeson et al., 2008). Многочисленными исследователями показано, что кварц по химическому составу, форме кристаллов, парагенезисам с другими минералами содержит информацию об условиях своего формирования, возникновения кварцевых тел и связи золоторудной минерализации с жильным кварцем.

Актуальность данной работы заключается в исследовании месторождений Уральской кварцевоносной провинции, в которой сосредоточена весомая доля запасов кварцевого сырья в России. Целью исследования является оценка *P-T* параметров минералообразующих флюидов кварцевожильных тел месторождений кварцевого сырья Южного Урала. Несмотря на большой объем исследований, детальное изучение кварцевожильных объектов остается актуальным, поскольку расшифровка условий их образования на основе новых данных расширяет возможности прогнозирования месторождений и способствует решению вопроса комплексного использования жильного кварца рудных и нерудных кварцевых тел. Как показано в научных работах (Поленов, 2008; см. также ссылки в ней), гиганто- и крупнозернистый кварц

из-за наличия флюидных и минеральных включений уступает в качестве кварцевого сырья гранулированному кварцу. Однако в ряде случаев гигантозернистый молочно-белый кварц по качеству может быть сравним с гранулированным (Вертушков и др., 1970; Емлин и др., 1988; Мельников, 1988).

Объектами исследования выбраны месторождения Светлореченское, Караяновское, Гора Хрустальная и Толстикха, кварцевые жилы в которых сложены молочно-белым первично кристаллически-зернистым кварцем, относятся к жилам выполнения, образованным за счет привноса кремнезема гидротермальными растворами с последующим отложением его в полых трещинах (Поленов и др., 2014). Формация первично кристаллизованного кварца, к которой отнесены исследованные месторождения, была выделена задолго до этого по результатам изучения пространственного распределения кварцевых жил в пространстве вокруг гранитоидных массивов (кварцеметрическая съемка) (Вертушков, 1955).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Уральской кварцевоносной провинции сосредоточено большое количество месторождений кварца; провинция подразделяется на Приполярно-Уральскую и Южно-Уральскую субпровинции. Приполярно-Уральская главным образом представлена месторождениями горного хрусталя и прозрачного жильного кварца. В Южно-Уральской субпровинции находятся месторождения горного хрусталя, гранулированного и молочно-белого кварца. Наиболее развиты месторождения гидротермально-метаморфогенного гранулированного кварца.

Наиболее крупными и значимыми объектами в Уральской кварцевоносной провинции являются месторождения Желанное, Гора Хрустальная, Кыштымское, Кузнечихинское. История изучения уральских месторождений кварца насчитывает более 70 лет и связана с фундаментальными работами В.В. Буканова, Г.Н. Вертушкова, Д.П. Григорьева, Э.Ф. Емлина, С.К. Кузнецова, Г.Г. Леммлейна, Е.П. Мельникова, Ю.А. Поленова, С.Н. Сигаева, Г.А. Синкевича, Г.И. Страшненко, А.А. Щеколдина, В.И. Якшина и др. (Штенберг, 2014; см. также ссылки в ней).

Схема размещения исследованных месторождений показана на рис. 1. Пространственно месторождения приурочены к Центрально-Уральскому и Восточно-Уральскому поднятиям, а также к Тагило-Магнитогорскому прогибу (Толстиха) (Анфилов и др., 2012; Штенберг, 2014).

Месторождения кварца и горного хрусталя Гора Хрустальная и Светлореченское расположены в юго-восточной части Верх-Исетского комплекса, в 17 и 19 км западнее г. Екатеринбурга. Современ-



Рис. 1. Схема расположения исследованных месторождений (Кузнецов, 1998; Кузнецов и др., 2011, с упрощениями).

1 – Центрально-Уральское поднятие, 2 – Тагило-Магнитогорский прогиб, 3 – Восточно-Уральское поднятие, 4 – месторождения молочно-белого кварца.

Fig. 1. The location scheme of deposits (Kuznetsov, 1998; Kuznetsov et al., 2011, simplified).

1 – Central-Uralian Uplift, 2 – Tagil-Magnitogorsk Trough, 3 – East-Uralian Uplift, 4 – milky-white quartz deposits.

ные знания о строении и составе комплекса базируются на исследованиях В.Н. Пучкова, И.Д. Соболева, И.Н. Бушлякова, Г.Б. Ферштатера и т. д. В строении комплекса принимают участие породы от диоритов до гранитов. Изученные месторождения в виде крупных кварцевых тел размером от 200 до 550 м относятся к одному генетическому типу и представлены минералогически идентичным кварцем. Объекты залегают среди среднезернистых амфиболитов, раннекаменноугольных мезократовых в различной степени разгнейсованных диоритов и позднекаменноугольных гранитов (Глаголев, 2006; Анфилов и др., 2017).

Караяновское месторождение входит в состав крупной Сакмарской кварцевоносной провинции и расположено в 30 км к северо-западу от с. Акъяр. Сакмарская провинция находится в пределах южной части Урaltaуского антиклинория, представляющего собой зону между серпентинитовым меланжем Главного Уральского разлома на востоке и Зилаирским и Башкирским мегантиклинориями на западе (Пучков, 2010; Казанцев, Казанцева, 2016). Урaltaуский антиклинорий сложен породами суванякского и нижележащего максютовского комплексов, относящихся к верхнему протерозою (Криницкий, Криницкая, 1963). Максютовский комплекс, в пределах которого расположено Караяновское месторождение, является сложной структурой, для которой характерны породы, испытавшие высокobarический метаморфизм. Вмещающими породами месторождения являются сланцы гранат-мусковит-кварцевого состава, чередующиеся с существенно хлорит-эпидотовыми разностями.

Месторождение Толстиха находится в 35 км севернее Миасса и является структурным элементом Наилинского месторождения золота. Жила протяженностью 1000 м и мощностью до 50 м залегает на контакте небольшого массива габбро с крупным массивом Больших Таловских гор, сложенным серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами (Анфилов и др., 2012). Вмещающими породами являются габброиды и в разной степени измененные серпентиниты, образованные по дунитам, перидотитам и пироксенитам.

Существенное влияние на формирование вмещающих пород и кварцевых жил месторождений Гора Хрустальная и Светлореченское оказали процессы регионального метаморфизма, которому были подвергнуты как осадочно-вулканогенные образования, так и интрузивные (Анфилов и др., 2017). Биотитовые граниты и связанные с ними жильные образования видимых следов регионального метаморфизма не несут. Большая часть пород формировалась в условиях амфиболитовой фации. К породам, сформированным в данную фацию, относятся амфиболиты, амфибол-полевошпатовые сланцы, порфириды, а также породы габбровой формации. Парагенетическая ассоциация в диори-

тах: олигоклаз–биотит–роговая обманка также отвечает амфиболитовой фации.

Метаморфизм максютовского комплекса характеризуется широким развитием и разнообразием, что определяется его непосредственным контактом с зоной Главного Уральского разлома, т. е. нахождением в зоне максимальных стрессовых условий с развитием высокобарических ассоциаций. Метаморфические особенности данной области наиболее детально рассмотрел В.И. Ленных (1963) и выделил три главных его этапа: прогрессивный метаморфизм эклогитовой фации; “глубинный диафторез” фации глаукофановых сланцев; диафторез фации зеленых сланцев. Состав диафторитов фации зеленых сланцев – хлорит-кварцевый (по гранатам), хлорит-альбит-актинолитовый (по глаукофану), серицитовый (по мусковиту) и др. С диафторитами В.И. Ленных связывает образование кварцевых жил. В работе (Шмелев и др., 1995) установлено, что метаморфизм высоких ступеней оказал влияние практически на все породы максютовского комплекса от эклогитов, кристаллических сланцев до гипербазитов и мраморов. Однако авторы отмечают, что в геологическом строении комплекса присутствуют и слабометаморфизованные породы, уровень метаморфизма в которых не превышал зеленосланцевую фацию.

Вопросы метаморфизма рассмотрены в работах А.П. Сигова (1948), А.Н. Грицук (2003), Н.И. Бородаевского (1948) и т. д. Авторы приводят последовательность метаморфических преобразований пород от регрессивного этапа метаморфизма ультрабазитов до прогрессивного изменения гипербазитов и делают заключение, что породы Таловского массива претерпели значительные метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Контактный метаморфизм в соседстве с габбро-диоритовыми телами проявился в серицитизации, сосюритизации, хлоритизации, карбонатизации, альбитизации зеленых сланцев и более ранних габбро-диоритов. Процесс оталькования, карбонатизации, хлоритизации и окремнения характерен для серпентинитов. На площади присутствует широко распространенное явление инъекционного метаморфизма сланцевых пород кровли.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы кварца отобраны из коренных выходов жил месторождений. Текстурно-структурные особенности кварца жил изучены под оптическим микроскопом Olympus BX-51, сопряженным с фотокамерой в проходящем свете.

Исследования двухфазных флюидных включений в кварце проведены в термокамере TMS-600 (Linkam) с программным обеспечением LinkSys V-2.39, позволяющей производить измерения тем-

ператур фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$, с микроскопом для проходящего и отраженного света Olympus BX-51 (Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе). Точность измерений $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ в интервале температур $-20 \dots +80^{\circ}\text{C}$ и $\pm 1^{\circ}\text{C}$ вне этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценен по температурам эвтектики раствора во включениях (Davis et al., 1990; Spenser et al., 1990). Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры минералообразования (Реддер, 1987). Концентрации солей в растворах рассчитывались по температуре плавления последних кристаллов льда (Bodnar, Vityk, 1994). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1.

Регистрация инфракрасных спектров выполнена на инфракрасном фурье-спектрометре Nicolet-6700 Thermo Scientific (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Для зарегистрированных спектров выполнена процедура коррекции базовой линии, и полученные спектры пропускания пересчитаны в спектры поглощения (оптическую плотность) с нормированием по толщине образца. Обработка спектров проводилась в программном пакете OMNIC Thermo Nicolet и программе Peakfit. Методика обработки и коэффициенты пересчета взяты из работы (Штенберг, 2014), коэффициенты экстинкции для расчета концентрации молекулярной воды и ОН-групп – из работ (Kats, 1962; Kronenberg, 1994). Из-за отсутствия коэффициента экстинкции для CO_2 в кварце использован соответствующий коэффициент для силикатных стекол $1010 \pm 60 \text{ л} \cdot \text{моль}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ (Grzechnik et al., 1996; Moore et al., 2000). Относительная погрешность при определении концентрации воды, гидроксильных групп и углекислого газа составляет 20%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гигантозернистый массивный кварц был изучен для месторождений Гора Хрустальная, Светлореченское, Караяновское и Толстиха. В исследованных жилах месторождений преобладает молочно-белый (85–90%), реже серый полупрозрачный кварц. Жилы имеют мощность от 50 до 200 м при протяженности до 1 км, содержат зерна кварца размером 0.1–2.0 см, жилы извилистые, с большим количеством двухфазных флюидных включений размером 5–10 мкм.

Кварц месторождений Светлореченское, Караяновское и Гора Хрустальная имеет гигантозернистую структуру с зернами размером более 2 см, массивную текстуру (рис. 2а). Кварц жилы Толстиха молочно-белого цвета, массивный, гигантозернистый, равномерно замутненный. Иногда наблюдаются щелевидные пустоты с мелкими друза-

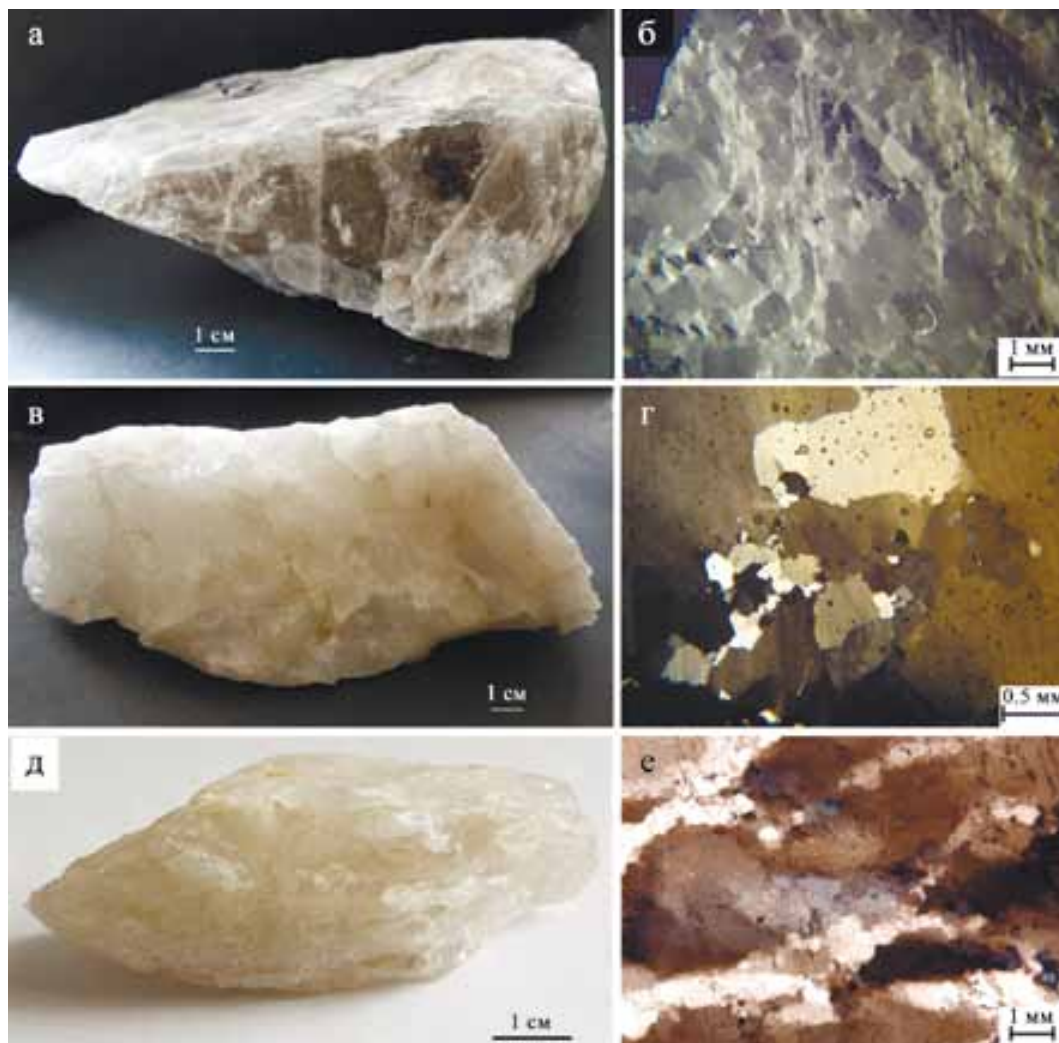


Рис. 2. Внешний вид и микрофотографии (с анализатором) кварца.

а, б – гора Хрустальная; в, г – Толстикха; д, е – Светлореченское.

Fig. 2. The samples and microphotographs (with analyzer) of quartz.

а, б – Gora Khrustalnaya; в, г – Tolstikha; д, е – Svetlorechenskoye.

ми горного хрусталя. Размер зерен кварца достигает 3–4 см. Кварц характеризуется малой прозрачностью и большим количеством залеченных трещин, трассирующихся вторичными газовой-жидкими включениями (рис. 2б). Микроскопически исследуемый кварц имеет неровный матовый излом и обладает волнистым погасанием.

Для определения условий образования жил и параметров флюидов исследованы двухфазные флюидные включения в прозрачно-полированных пластинках жильного кварца. Основываясь на оптических наблюдениях и критериях Э. Реддера (1987), мы выделили первичные флюидные включения, встречающиеся в виде обособленных включений и малочисленных групп в центральных частях зерен, и вторичные включения, которые маркируют про-

ходящие через несколько зерен кварца трещины или наблюдаются в зонах перекристаллизации. По фазовому составу при комнатной температуре исследованные включения относятся к двухфазным газовой-жидким (рис. 3). Кроме того, в кварце присутствуют однофазные (в том числе вторичные) существенно газовые и жидкие включения.

Результаты термометрических исследований представлены в табл. 1 и на рис. 4.

В кварце Светлореченского месторождения двухфазные флюидные включения исследованы в крупных светлых прозрачных или полупрозрачных зернах. Флюидные включения имеют четкие темные границы, размеры до 20 мкм. Форма включений разнообразная: округлые, изометричные, удлиненные или угловатые. Они располагаются обособ-

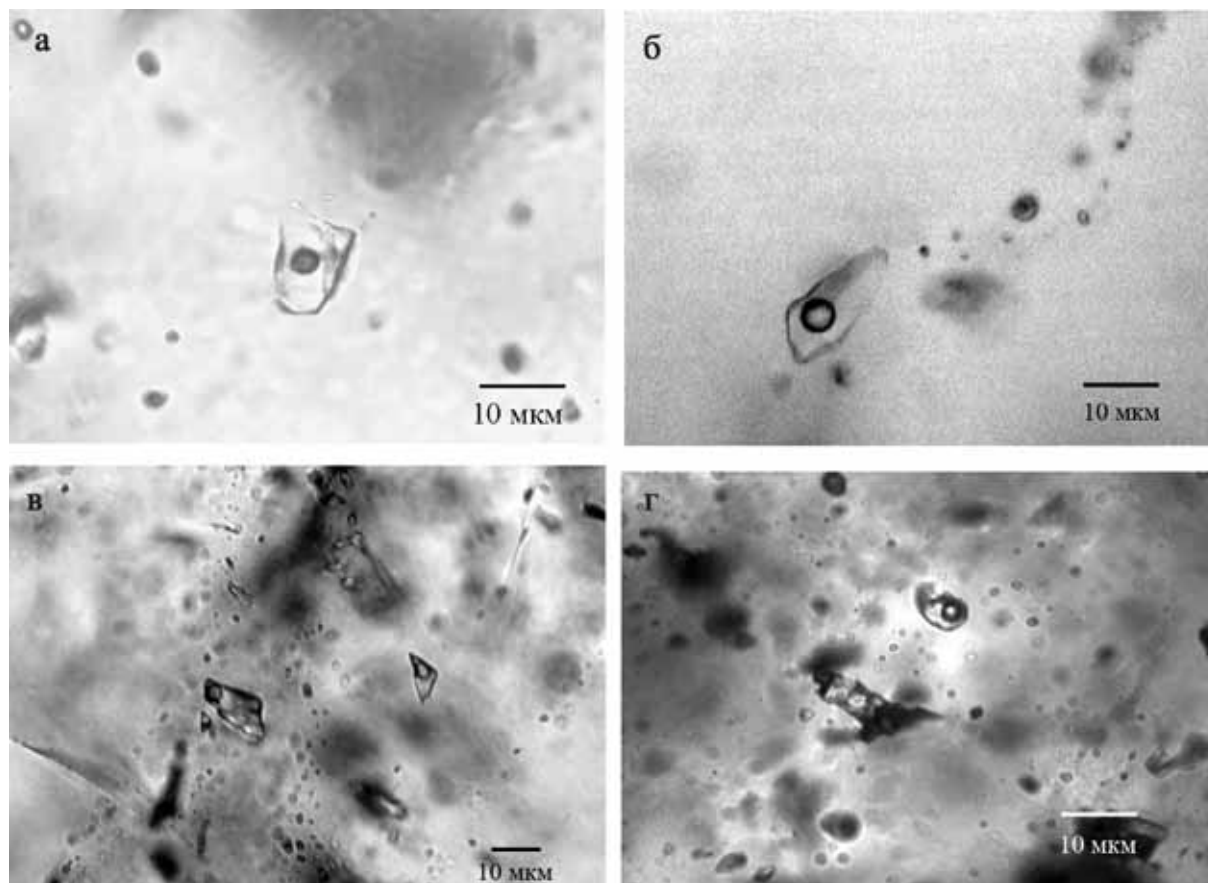


Рис. 3. Флюидные включения в кварце жил месторождений кварцевого сырья.

а – Светлореченское, б – Караяновское, в – Гора Хрустальная, г – Толстиха.

Fig. 3. Fluid inclusions in quartz.

а – Svetlorechenskoye, б – Karayan; в – Gora Khrustalnaya, г – Tolstikha.

ленно или небольшими группами по 2–3 включения. Границы вакуолей обладают элементами кристаллографических граней и близки форме отрицательных кристаллов. Газовые пузыри четко очерчены, занимают до 15–20% объема включения. В солевом составе жидкой фазы флюидных включений в кварце определен NaCl. Температуры эвтектики образуют интервал $-21...-22^{\circ}\text{C}$ ($n = 30$). Гомогенизация включений в жидкую фазу происходила при $100-155^{\circ}\text{C}$ ($n = 52$; мода $110-135^{\circ}\text{C}$). Концентрация солей варьирует от 3.3 до 9.4 мас. % NaCl-экв. ($n = 52$, мода 4–5 мас. %).

На Караяновском месторождении кварц мелкозернистый, массивный, большей частью непрозрачный, темный. В прозрачных или полупрозрачных зернах кварца были зафиксированы двухфазные флюидные включения размером 5–7 мкм. Они имеют округлую, изометричную форму, расположены обособленно, часто приурочены к краевым частям зерен кварца. Температуры эвтектики варьируют от -21 до 22°C ($n = 4$) и характеризуют соле-

вую систему NaCl–H₂O. Температуры гомогенизации образуют интервал $156-180^{\circ}\text{C}$ ($n = 17$). Соленость флюида во включениях составила 5–8 мас. % NaCl-экв. ($n = 17$, мода 6–7 мас. %).

Двухфазные флюидные включения в кварце месторождения Гора Хрустальная имеют температуры эвтектики растворов от -21 до -22°C , характеризуют водно-солевую систему NaCl–H₂O ($n = 14$). Гомогенизация включений в жидкую фазу происходила в интервале от 127 до 170°C ($n = 30$). Значения солёности растворов включений варьируют от 4.1 до 7.5 мас. % ($n = 30$).

В молочно-белом кварце месторождения Толстиха выделены три ассоциации двухфазных флюидных включений. Эвтектика включений этих ассоциаций происходила в диапазоне $-21...-23^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о содержании хлоридов Na и K во флюиде.

Флюидные включения первой ассоциации крупные, объемные, размером около 30 мкм, часто темные, с кристаллографическими очертаниями.

Таблица 1. Результаты термобарогеохимических исследований кварца

Table 1. Results of fluid inclusion study

№ обр.	Генерация ФВ	$T_{\text{гом}}$, °C	$T_{\text{эвт}}$, °C	$T_{\text{пл.льда}}$, °C	C, мас. % NaCl-экв.
Светлореченское					
СЗ, 560-3	П, ПВ	100–155	–20...–21	–2.0...–6.2	3.3–9.1
Караяновское					
К1	П, ПВ	157–180	–21...–22	–3.3...–5.1	5.4–8.0
Гора Хрустальная					
Г1	П, ПВ	128–170	–21	–2.5...–4.7	4.1–7.4
Толстиха					
Т12-1	I (П)	240–281	–21...–23	–3.9...–6	6.3–9.2
	II (ПВ)	250–277		–3.7...–6.3	6–9.6
	III (ПВ)	200–250		–2...–4.1	3.3–6.5

Примечание. Включения: П – первичные, ПВ – псевдотеричные, ФВ – двухфазные газово-жидкие, $T_{\text{гом}}$ – температура гомогенизации, $T_{\text{эвт}}$ – температура эвтектики, $T_{\text{пл.льда}}$ – температура плавления последнего кристалла льда; C – соленость.

Note. Inclusions: П – primary, ПВ – pseudo-secondary, ФВ – two-phase gas-liquid, $T_{\text{гом}}$ – homogenization temperature, $T_{\text{эвт}}$ – eutectic temperature, $T_{\text{пл.льда}}$ – melting temperature of the last ice crystal; C – salinity.

Газовая вакуоль крупная, достигает 30–40% объема включения. Включения расположены обособленно, приурочены к центральным частям зерен кварца. Характеризуются температурами плавления последних кристаллических фаз от –3.9 до –6.0°C и соленостью захваченного флюида 6.3–9.0 мас. % NaCl-экв. Включения гомогенизировались в газовую фазу в диапазоне температур от 248 до 271°C.

Включения второй ассоциации светлые, плоские, размером до 15–20 мкм, вытянутой формы, реже изометричные, иногда со сложными границами. Газовые вакуоли в них не крупные, занимают 15–20% объема включения. Включения расположены в центральных частях зерен кварца. Обладают температурами плавления льда от –4.0 до –6.3°C, и, соответственно, соленость флюида в них составила 6.4–9.6 мас. % NaCl-экв. Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах от 250 до 280°C.

Включения третьей ассоциации (вторичные) размером около 10 мкм имеют четкие темные границы преимущественно округлых форм. Они приурочены к границам зерен кварца, иногда ассоциируют с цепочками вторичных однофазных включений. Концентрация солей растворов включений варьирует от 3.3 до 6.5 мас. % NaCl-экв. (температуры плавления льда –2...–4°C). Включения гомогенизировались в жидкую фазу при 200–230°C.

На диаграмме (см. рис. 4) фигуративные точки образуют два поля для двух генераций флюидных включений, различающихся по температурам гомогенизации и концентрации, которые могли быть захвачены в разное время.

ИК-спектроскопические характеристики кварца. Методом ИК-спектроскопии была исследована 81 плоскополированная пластина кварца. На рис. 5 представлены характерные инфракрасные спектры поглощения кварца в “водной” области (3000–3800 см^{–1}).

Типичный спектр гигантозернистого молочно-белого кварца Толстихи имеет широкую интенсивную полосу с максимумом 3400 см^{–1}, связанную с валентными колебаниями связи О–Н в молекулах воды. Линии обертонов колебаний решетки кварца и колебаний ОН-групп, связанных со структурным алюминием, слабо различимы. Спектр прозрачного кварца Светлореченского месторождения имеет гораздо меньшую по интенсивности полосу, связанную с молекулярной водой. На этом фоне отчетливо проявляются линии обертонов колебаний решетки Si–O в области 3200 и 3300 см^{–1}. Кроме того, явно выделяется полоса с максимумом 3378 см^{–1}, относимая к колебаниям группировок Al–OH (Kats, 1962; Kronenberg, 1994). Спектры кварца Горы Хрустальной и Караяновского месторождения по виду подобны таковым Светлореченского месторождения. Было выполнено разложение спектров на составляющие линии гауссовской формы. Произведен расчет концентрации молекулярной воды, гидроксильных групп, связанных с алюминием и углекислым газом. На рис. 6 и в табл. 2 приведены результаты расчета.

В кварце жилы Толстиха наблюдается большое количество молекулярной воды, ≈900 г/т. При этом также отмечается повышенное содержание углекислого газа. В кварце Караяновского месторождения концентрация H₂O достигает 290, CO₂ –

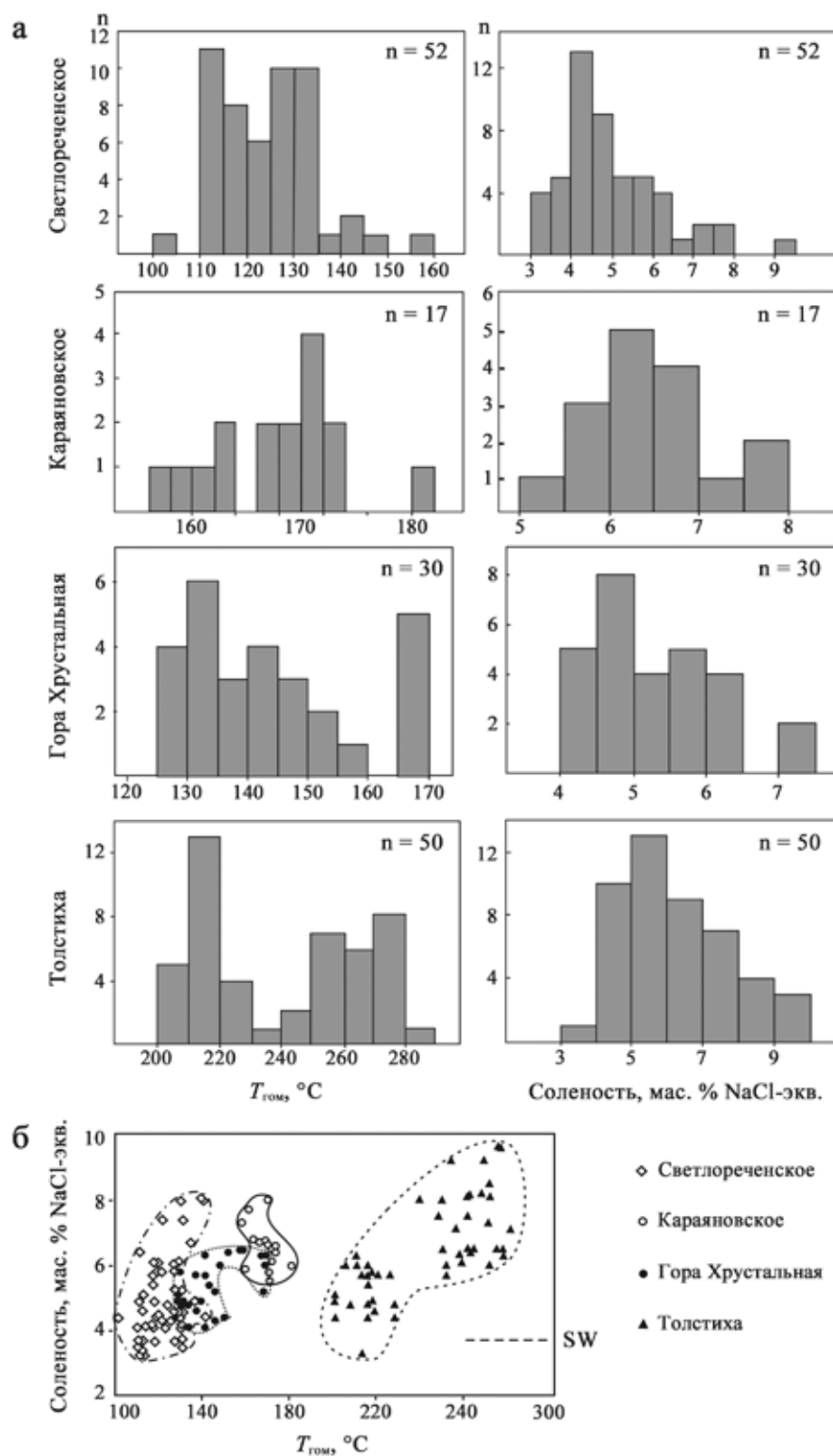


Рис. 4. Результаты исследования флюидных включений в кварце.

а – распределение значений концентраций солей и температур гомогенизации, б – диаграмма солености и температур гомогенизации включений; n – количество замеров; SW – соленость морской воды при 25°C.

Fig. 4. Results of fluid inclusions study in quartz.

а – distribution of salinities and homogenization temperatures, б – salinity vs homogenization temperatures plot; n – number of measurements; SW – seawater salinity at 25°C.

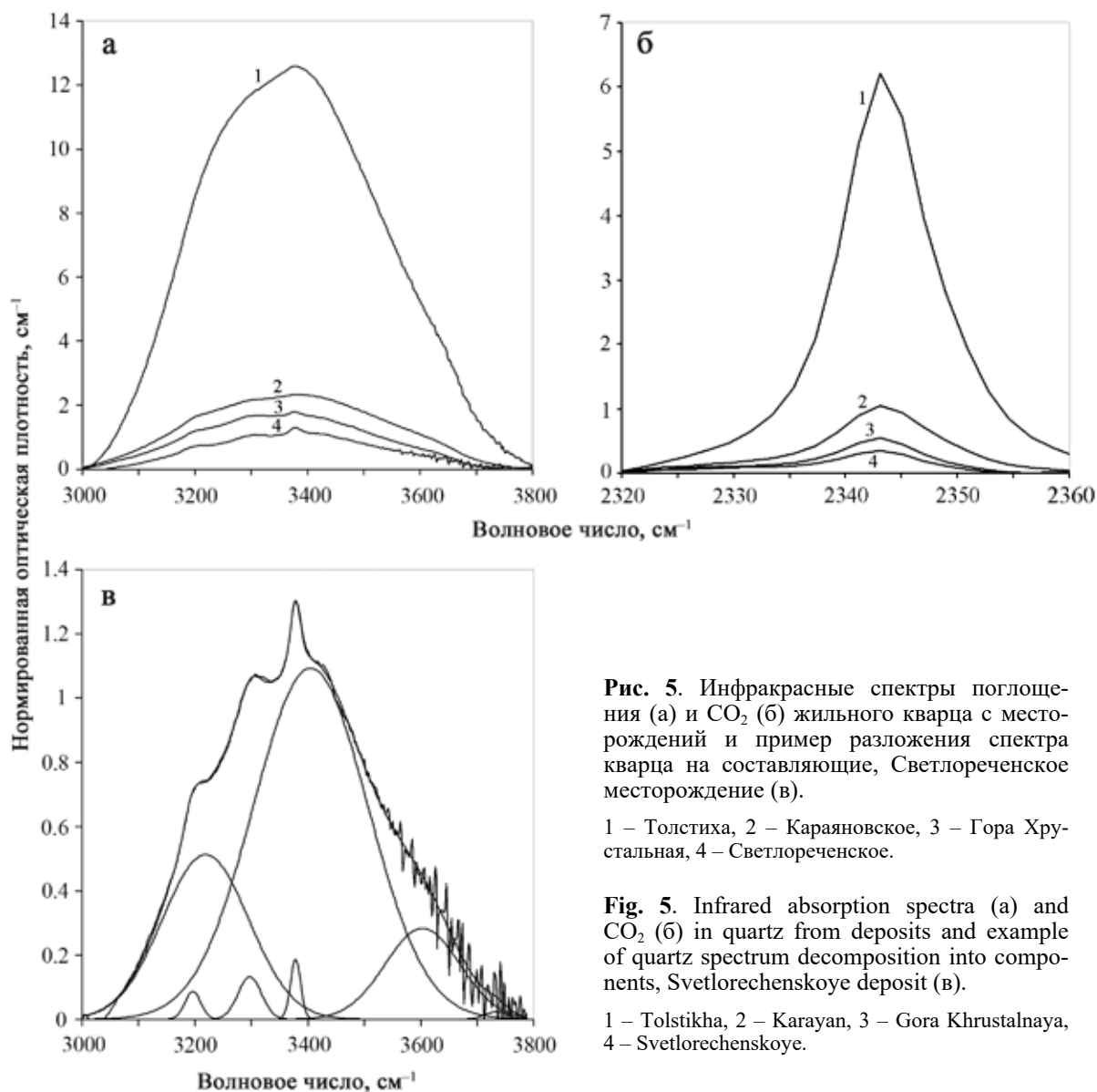


Рис. 5. Инфракрасные спектры поглощения (а) и CO_2 (б) жильного кварца с месторождений и пример разложения спектра кварца на составляющие, Светлореченское месторождение (в).

1 – Толстиха, 2 – Караяновское, 3 – Гора Хрустальная, 4 – Светлореченское.

Fig. 5. Infrared absorption spectra (a) and CO_2 (б) in quartz from deposits and example of quartz spectrum decomposition into components, Svetlorechenskoye deposit (в).

1 – Tolstikha, 2 – Karayan, 3 – Gora Khrustalnaya, 4 – Svetlorechenskoye.

13 г/т. Среди всех изученных месторождений при наименьших концентрациях H_2O (<130 г/т) и CO_2 (<8 г/т) в кварце Светлореченского месторождения и Горы Хрустальной отмечается максимальное содержание Al–ОН-группировок (3.6 г/т). В кварце Караяновского месторождения доля Al–ОН минимальная (1.8 г/т), в кварце жилы Толстиха Al–ОН достигает 2.7 г/т.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Общий диапазон температур минералообразования (гомогенизации включений) достаточно широк – от 100 до 280°C. Концентрация солей в растворах включений в кварце изученных месторождений изменяется в широких пределах – от 10.0 до 3.5 мас. % NaCl-экв. Повышение солёности может

быть следствием реакций дегидратации при диагенетических (метаморфических) преобразованиях или смешения растворов (Wilkinson, 2001) либо являться результатом кипения флюида с увеличением температуры (Pichavant et al., 1982; Wilkinson, 2001; и др.). Минералообразующие растворы имели простой Na-хлоридный или Na-K-хлоридный состав. Это можно объяснить кристаллизацией кварца из гидротермальных растворов в условиях постдиагенетического (метаморфического) преобразования пород.

В целом, диаграмма температур гомогенизации включений и концентраций солей в них показывает прямую зависимость между значениями температур гомогенизации и солёности, что также является маркером смешения гидротермального флюида с холодными низкосолёными водами экзоген-

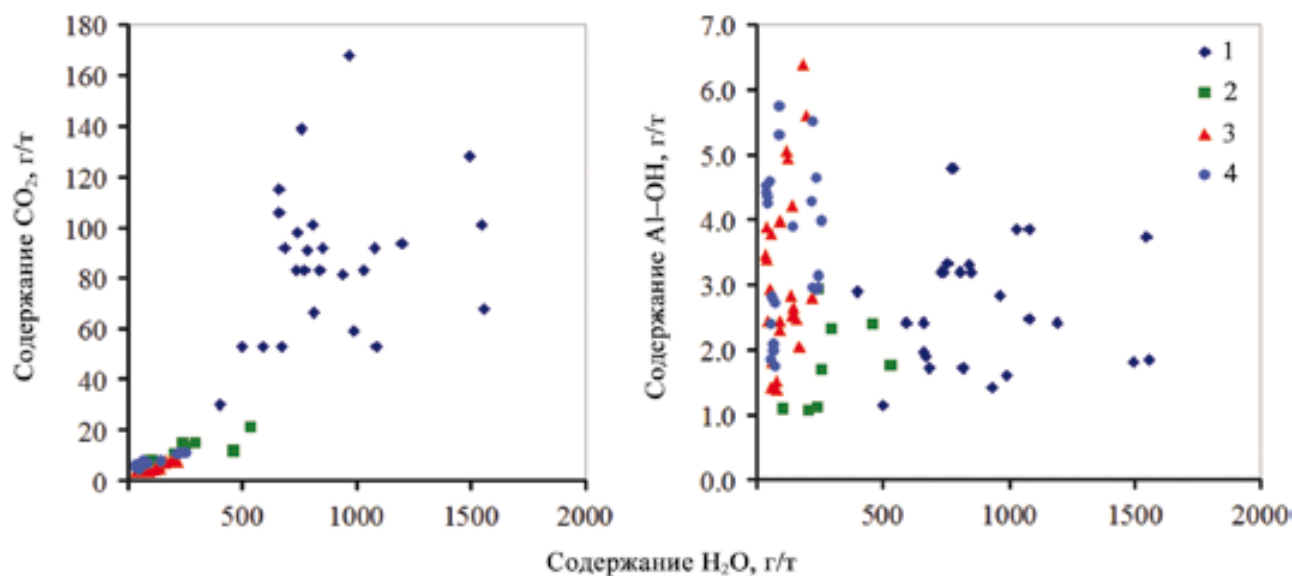


Рис. 6. Соотношение концентраций группировок Al–OH и CO₂ и молекулярной воды в кварце исследуемых месторождений кварцевого сырья.

1 – Толстиха, 2 – Караяновское, 3 – Гора Хрустальная, 4 – Светлореченское.

Fig. 6. The ratio of concentrations of Al–OH and CO₂ groups and water in quartz of the studied quartz deposits.

1 – Tolstikha, 2 – Karayan, 3 – Gora Khrustalnaya, 4 – Svetlorechenskoye.

Таблица 2. Содержание воды, Al–OH и углекислого газа в кварце

Table 2. Water, Al–OH and carbon dioxide contents in quartz

Месторождение	Кол-во образцов	Содержание, г/т		
		H ₂ O	Al–OH	CO ₂
Толстиха	26	890 ± 300	2.7 ± 1.0	87 ± 30
Караяновское	8	290 ± 140	1.8 ± 0.7	13 ± 4
Светлореченское	23	130 ± 80	3.6 ± 1.2	8 ± 2
Гора Хрустальная	24	105 ± 50	3.2 ± 1.3	5 ± 1

ного происхождения. Сходный генезис исследованных месторождений отражен в пересечении полей значений параметров флюидных включений в кварце.

Полученные термобарогеохимические данные укладываются в интервал температур и солености (200–400°C и 0.5–6.0 мас. %) образования месторождения Гора Хрустальная, полученный ранее Н.К. Никандровой с соавторами (2014) для серого полупрозрачного и молочно-белого кварца. В этой работе были проанализированы первичные и вторичные трубчатые флюидные включения и сделан вывод, что объект является одностадийным гидротермальным месторождением.

По содержанию молекулярной воды и углекислого газа в кварце месторождения условно делятся на три группы: максимальные концентрации (Толстиха), средние (Караяновское) и небольшие (Гора Хрустальная и Светлореченское). Также наблюда-

ется неоднородность по содержанию H₂O и CO₂ в пределах каждого месторождения. В кварце Горы Хрустальной и Светлореченского месторождения при относительно небольших концентрациях молекулярной воды и углекислого газа отмечаются наибольшие концентрации Al–OH-групп. Как показано ранее, в молочно-белом кварце жилы Толстиха имеется множество крупных и мелких флюидных включений, именно в них находится основная доля воды и CO₂.

Ранее авторами был исследован крупно- и гигантозернистый гидротермальный кварц Аркаимской золотоносной площади методами ИК-спектроскопии, газовой хроматографии и термобарогеохимии (Штенберг, Анкушева, 2015). На Аркаимской площади сверху вниз выделены три зоны окварцевания, кварц которых также неодинаков по концентрациям молекулярной воды и Al–OH. В гематит-кварцевых постройках по направлению

от жил подошвы к кровле увеличивается концентрация воды. Концентрация углекислого газа, как и молекулярной воды, возрастает от нижних зон к верхним. Данные ИК-спектроскопии позволили подтвердить существенно водный состав включений, а также наличие углекислого газа во включениях.

Кроме того, кварц различных месторождений имеет характерное соотношение воды и Al-OH , что связано с условиями образования месторождений и степенью развития на них процессов метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получена количественная характеристика содержания молекулярной воды, OH-групп и углекислого газа в жильном кварце основных месторождений Уральской кварцевоносной провинции методом инфракрасной фурье-спектроскопии. Для гигантозернистого молочно-белого кварца характерны высокие содержания молекулярной воды и углекислого газа наряду со средними значениями концентрации группировок Al-OH . По содержанию Al-OH-группировок гигантозернистый молочно-белый кварц жилы Толстиха (Южный Урал) и мелкозернистый кварц Караяновского месторождения близки к гранулированному кварцу (Штенберг, 2014), используемому в промышленности для получения кварцевых концентратов высокой степени чистоты.

Данные исследований флюидных включений указывают на проявление стадийности минералообразования при формировании кварцевых жил. Об этом свидетельствует бимодальный характер распределения значений температур гомогенизации и солености растворов флюидных включений.

Образование кварцевых жил месторождений жильного кварца Южного Урала происходило из сходных по составу и термобарогеохимическим параметрам водно-хлоридных флюидов. Во флюидных включениях захвачены гомогенные $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, низко-среднесоленые (3–9 мас. % NaCl-экв.) флюиды с температурами от 100 до 280°C. Кварц месторождения Толстиха формировался при более высоких температурах – 200–300°C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфилов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К. (2017) Геологическое строение, петрография и генезис кварцевого месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал). *Отеч. геол.*, (1), 68–74.
- Анфилов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Насыров Р.Ш., Штенберг М.В., Лебедев А.С., Рыжков В.М., Ардышев П.А. (2012) Геологическое строение, петрография и технологические характеристики кварца месторождения Жила Толстиха. *Разведка и охрана недр*, (12), 12–17.
- Бородаевский Н.И. (1948) Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала. *200 лет золотой промышленности Урала*. (Ред. А.А. Иванова, И.С. Рожкова). Свердловск: УФАН СССР, 316–330.
- Вертушков Г.Н. (1955) Метаморфизм жильного кварца. *Тр. СГИ. Материалы по геологии Урала*, 22, 193–201.
- Вертушков Г.Н., Борисков Ф.Ф., Емлин Э.Ф. (1970) Жильный кварц восточного склона Урала. Свердловск: СГИ, 103 с.
- Глаголев Е.В. (2006) Месторождение кварца Гора Хрустальная. *Минеральное сырье Урала*, 2(5), 40 с.
- Грицук А.Н. (2003) Петрохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 148 с.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. (1988) Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 272 с.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. (2016) Фундаментальные проблемы геологии Южного Урала. Уфа: Гилем, 312 с.
- Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Геологическое строение района среднего течения р. Сакмары. (1963) Отчет Михайловской ГСП о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 за 1961–1962 гг. Уфа: Башкиргеология.
- Кузнецов С.К. (1998) Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука, 203 с.
- Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Шанина С.Н., Светова Е.Н., Сокерина Н.В. (2011) Особенности качества жильного кварца уральских месторождений. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 4(8), 65–72.
- Ленных В.И. (1963) Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Урал. петрограф. сов.*, вып. 3. Свердловск: УФАН СССР, 245–255.
- Мельников Е.П. (1988) Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 216 с.
- Никандрова Н.К., Анфилов В.Н., Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я. (2014) Температуры гомогенизации и состав газовой-жидких включений в кварце месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал). *Докл. АН*, 456(1), 91.
- Поленов Ю.А. (2008) Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГА, 271 с.
- Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Савичев А.Н. (2014) Кварц жил выполнения Урала. *Изв. УГТУ*, 3(35), 5–11.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Реддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 560 с.
- Сигов А.П. (1948) Золоторудные месторождения Северо-Миасской группы. *200 лет золотой промышленности Урала*. (Ред. А.А. Иванова, И.С. Рожкова). Свердловск: УФАН СССР, 296–304.
- Шмелев В.Р., Иванов К.С., Карстен Л.А. (1995) О метаморфизме гипербазитов максютовского комплекса. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 142, 106–108.
- Штенберг М.В. (2014) Вода и водородсодержащие груп-

- пировки в жильном кварце уральских месторождений кварцевого сырья. *Литосфера*, (3), 102-111.
- Штенберг М.В., Анкушева Н.Н. (2015) Кварц гидротермальных жил Аркаимской площади (Южный Урал) по данным колебательной спектроскопии, газовой хроматографии и термобарогеохимии. *Минералогия*, (4), 112-122.
- Bachheimer J.P. (2000) Comparative NIR and IR examination of natural, synthetic, and irradiated synthetic quartz. *Europ. J. Mineral.*, **12**(5), 975-986.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. (Eds B. de Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg: Virginia Tech, 117-130.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and CaCl₂–NaCl–H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 591-601.
- Famin V., Nakashima S., Jolivet L., Philippot P. (2004) Mobility of metamorphic fluids inferred from infrared microspectroscopy on natural fluid inclusions: the example of Tinos Island, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**(4), 736-749.
- Gleeson S.A., Roberts S., Fallick A.E., Boyce A.J. (2008) Micro-Fourier Transform Infrared (FT-IR) and δD value investigation of hydrothermal vein quartz: Interpretation of fluid inclusion δD values in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 4595-4606.
- Gotte T., Pettke T., Ramseyer K., Koch-Muller M., Mullis J. (2011) Cathodoluminescence properties and trace element signature of hydrothermal quartz: A fingerprint of growth dynamics. *Amer. Miner.*, **96**, 802-813.
- Grzechnik A., Zimmermann H.D., Hervig R.L., King P.L., McMillan P.F. (1996) FTIR micro-reflectance measurements of the CO₃²⁺ ion content in basanite and leucite glasses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **125**, 311-318.
- Kats A. (1962) Hydrogen in Alpha-quartz. *Philips Res. Rep.*, **17**, 201-279.
- Koch-Muller M., Dera P., Fei Y., Reno B., Sobolev N., Hauri E., Wysoczanski R. (2003) OH⁻ in synthetic and natural coesite. *Amer. Miner.*, **88**, 1436-1445.
- Koch-Muller M., Rhede D. (2010) IR absorption coefficients for water in nominally anhydrous high-pressure minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 770-775.
- Kronenberg A.K. (1994) Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. *Rev. Mineral.*, **29**, 123-176.
- Miallier D., Gibert F., Fain J., Pilleyre T., Sanzelle S. (2001) Fluid inclusions in quartz: interference with thermoluminescence and its application to dating. *Quater. Sci. Rev.*, **20**, 901-905. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00030-5)
- Miyoshi N., Yamaguchi Y., Makino K. (2005) Successive zoning of Al and H in hydrothermal vein quartz. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 310-315.
- Mohan M.R., Prasad P.S.R. (2002) FTIR investigation on the fluid inclusions in quartz veins of the Penakacherla Schist Belt. *Curr. Sci.*, **83**(6), 755-760.
- Moore G., Chizmeshya A., McMillan P.F. (2000) Calibration of a reflectance FTIR method for determination of dissolved CO₂ concentration in rhyolitic glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(20), 3571-3579.
- Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A. (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis – a theoretical and geometrical approach. *Chem. Geol.*, **37**, 1-27.
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.N. (1990) The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO₄ system at temperatures below 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 575-590.
- Sterner S.M., Hall D.L., Keppler H. (1995) Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 1-15.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Zecchini P., Yamni K., Viard B., Dothee D. (1994) A new method for the determination of concentrations of impurities in quartz crystals. *IEEE Int. frequency control symp.*, 91-98.

REFERENCES

- Anfilogov V.N., Kabanova L.Ya., Igumentseva M.A., Nasyrov R.Sh., Shtenberg M.V., Lebedev A.S., Ryzhkov V.M., Ardyshev P.A. (2012) Geological structure, petrography and technological characteristics of quartz from the Zhila Tolstikha deposit. *Razvedka i Okhrana Nedr.*, (12), 12-17. (In Russ.)
- Anfilogov V.N., Kabanova L.Ya., Igumentseva M.A., Nikandrova N.K. (2017) Geological structure, petrography and genesis of the quartz deposit Gora Khrustalnaya (Middle Urals). *Otech. Geol.*, (1), 68-74. (In Russ.)
- Bachheimer J.P. (2000) Comparative NIR and IR examination of natural, synthetic, and irradiated synthetic quartz. *Europ. J. Mineral.*, **12**(5), 975-986.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. (Eds B. de Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg, Virginia Tech, 117-130.
- Borodaevskii N.I. (1948) Types of gold deposits subordinated to ultramafic rocks in the Miass and Uchalinsky regions of the Southern Urals. *200 years of gold industry in the Urals*. (Eds A.A. Ivanov, I.S. Rozhkov). Sverdlovsk, UFA SSSR, 316-330. (In Russ.)
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and CaCl₂–NaCl–H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 591-601.
- Emlin E.F., Sinkevich G.A., Yakshin V.I. (1988) Vein quartz of Urals in science and technology. Sverdlovsk, Sredne-Ural. kn. izd-vo, 272 p. (In Russ.)
- Famin V., Nakashima S., Jolivet L., Philippot P. (2004) Mobility of metamorphic fluids inferred from infrared microspectroscopy on natural fluid inclusions: the example of Tinos Island, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**(4), 736-749.
- Glagolev E.V. (2006) Quartz deposit Gora Khrustalnaya. *Mineral'noe syr'e Urala*, **2**(5), 40 p. (In Russ.)
- Gleeson S.A., Roberts S., Fallick A.E., Boyce A.J. (2008) Micro-Fourier Transform Infrared (FT-IR) and δD value investigation of hydrothermal vein quartz: Interpretation of fluid inclusion δD values in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 4595-4606.

- Gotte T., Pettke T., Ramseyer K., Koch-Muller M., Mullis J. (2011) Cathodoluminescence properties and trace element signature of hydrothermal quartz: A fingerprint of growth dynamics. *Amer. Miner.*, **96**, 802-813.
- Gritsuk A.N. (2003) Petrogeochemical features and ore content of the Talovsky gabbro-hyperbasite massif. Cand. geol. and min. Sci. diss. Moscow, Moscow State Univ., 148 p. (In Russ.)
- Grzechnik A., Zimmermann H.D., Hervig R.L., King P.L., McMillan P.F. (1996) FTIR micro-reflectance measurements of the CO₃^{2±} ion content in basanite and leucite glasses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **125**, 311-318.
- Kats A. (1962) Hydrogen in Alpha-quartz. *Philips Res. Rep.*, **17**, 201-279.
- Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T. (2016) Fundamental problems of Southern Urals geology. Ufa, Gilem Publ., 312 p. (In Russ.)
- Koch-Muller M., Dera P., Fei Y., Reno B., Sobolev N., Hauri E., Wysoczanski R. (2003) OH⁻ in synthetic and natural coesite. *Amer. Miner.*, **88**, 1436-1445.
- Koch-Muller M., Rhede D. (2010) IR absorption coefficients for water in nominally anhydrous high-pressure minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 770-775.
- Krinitskii D.D., Krinitskaya V.M. (1963) Geological structure of middle current of Sakmara River. Report of Mikhailovskaya Partie on geological survey 1 : 50 000 scale, 1961–1962. Ufa, Bashkirgeologiya. (In Russ., unpublished)
- Kronenberg A.K. (1994) Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. *Rev. Mineral.*, **29**, 123-176.
- Kuznetsov S.K. (1998) Vein quartz in the Subpolar Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)
- Kuznetsov S.K., Lyutov V.P., Shanina S.N., Svetova E.N., Sokerina N.V. (2011) Features of the quality of vein quartz from the Ural deposits. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **4**(8), 65-72. (In Russ.)
- Lennykh V.I. (1963) Petrography, features of metamorphism and absolute age of rocks of the Maksyutov Complex. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala: Proceedings of the I Ural petrographic meeting*, Iss. 3. Sverdlovsk, UFAN SSSR, 245-255. (In Russ.)
- Melnikov E.P. (1988) Geology, genesis and industrial types of quartz deposits. Moscow, Nedra Publ., 216 p. (In Russ.)
- Miallier D., Gibert F., Fain J., Pilleyre T., Sanzelle S. (2001) Fluid inclusions in quartz: interference with thermoluminescence and its application to dating. *Quater. Sci. Rev.*, **20**, 901-905. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00030-5)
- Miyoshi N., Yamaguchi Y., Makino K. (2005) Successive zoning of Al and H in hydrothermal vein quartz. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 310-315.
- Mohan M.R., Prasad P.S.R. (2002) FTIR investigation on the fluid inclusions in quartz veins of the Penakacherla Schist Belt. *Curr. Sci.*, **83**(6), 755-760.
- Moore G., Chizmeshya A., McMillan P.F. (2000) Calibration of a reflectance FTIR method for determination of dissolved CO₂ concentration in rhyolitic glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(20), 3571-3579.
- Nikandrova N.K., Anfilogov V.N., Igumentseva M.A., Kabanova L.Ya. (2014) Homogenization temperatures and the composition of gas-liquid inclusions from the Gora Khrustalnaya deposit (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **456**(1), 554-557. (In Russ.)
- Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A. (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis – a theoretical and geometrical approach. *Chem. Geol.*, **37**, 1-27.
- Polenov Yu.A. (2008) Endogenous quartz-vein formations of the Urals. Ekaterinburg, UGGGA, 271 p. (In Russ.)
- Polenov Yu.A., Ogorodnikov V.N., Savichev A.N. (2014) Quartz from fulfillment veins of the Urals. *Izv. UGGU*, **3**(35), 5-11. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizajnPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Roedder E. (1987) Fluid inclusions in minerals. V. 1. Moscow, Mir Publ., 560 p. (In Russ.)
- Shmelev V.R., Ivanov K.S., Karsten L.A. (1995) On the metamorphism of ultramafic rocks of the Maksyutov Complex. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 142, 106-108. (In Russ.)
- Shtenberg M.V. (2014) Water and hydrogen-containing groups in vein quartz from Ural quartz deposits. *Lithosphere (Russia)*, (3), 102-111. (In Russ.)
- Shtenberg M.V., Ankusheva N.N. (2015) Quartz from hydrothermal veins of the Arkaim Area, South Urals: data on vibrational spectroscopy, gas chromatography, and fluid inclusions. *Mineralogiya*, (4), 112-122. (In Russ.)
- Sigov A.P. (1948) Gold-ores deposits of North-Miass. Sverdlovsk, UFAN SSSR, 296-304. (In Russ.)
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.N. (1990) The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO₄ system at temperatures below 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 575-590.
- Sterner S.M., Hall D.L., Keppler H. (1995) Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 1-15.
- Vertushkov G.N. (1955) Metamorphism of vein quartz. *Tr. SGI. Materialy po Geologii Urala*, **22**, 193-201. (In Russ.)
- Vertushkov G.N., Boriskov F.F., Emlin E.F. (1970) Vein quartz from the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, SGI, 103 p. (In Russ.)
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Zecchini P., Yamni K., Viard B., Dothee D. (1994) A new method for the determination of concentrations of impurities in quartz crystals. *IEEE Int. frequency control symp.*, 91-98.

Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на примере сильнейших землетрясений XXI столетия

А. С. Закупин, Н. В. Богинская

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б,
e-mail: a.zakupin@imgg.ru

Поступила в редакцию 11.04.2022 г., принята к печати 20.07.2022 г.

Объект исследований. Представлены результаты ретроспективного прогноза восьми сильнейших землетрясений мира XXI в. (с магнитудой больше 8) методом LURR. Для расчетов применена авторская методика обработки данных, которая успешно прошла апробацию при исследовании сейсмичности о-ва Сахалин. Одно из главных преимуществ методики – фиксированные (базовые) для всех расчетов параметры математической обработки и выборки расчетных землетрясений (геометрия области расчета и магнитуда). Это позволяет получать прогнозы в реальном времени, а не только проводить ретроспективный анализ. В данном исследовании во всех случаях использовался сейсмический каталог Геологической службы США (United States Geological Survey – USGS). **Результаты.** Для четырех из рассмотренных землетрясений выявлены предвестники в виде аномалий параметра LURR, которые проявляли себя в периоды от 6 мес. до 2 лет перед землетрясением, что согласуется с нашими результатами по Сахалину. При этом в трех случаях иных аномалий (ложных тревог) зафиксировано не было. Для четырех других землетрясений аномалий не зафиксировано вовсе. Отмечено, что уровень сейсмической активности (в рабочем диапазоне магнитуд) в этих случаях позволяет уменьшить величину окна сглаживания. Расчет по меньшему в 2 раза окну (180 дней) позволил в ряде случаев выявить предвестники (аномалии), но при этом способствовал появлению дополнительных, ложных аномалий. **Выводы.** В целом подтверждено, что авторская методика подготовки данных и выбора параметров расчета, как, видимо, и сам метод LURR, имеют ограниченные возможности для трансляции на различные сейсмоактивные регионы нашей планеты. Причины этого могут быть самые разные, и ввиду неопределенности, зависящей от возможностей сети USGS во всех рассмотренных случаях, в данной работе этот вопрос не рассматривался.

Ключевые слова: сейсмичность, землетрясение, LURR, аномалия, прогноз

Medium-term earthquake forecasts by the LURR method on the example of the strongest earthquakes of the 21st century

Aleksander S. Zakupin, Natalya V. Boginskaya

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, 1B Nauki st., Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia,
e-mail: a.zakupin@imgg.ru

Received 11.04.2022, accepted 20.07.2022

Aim. To carry out a retrospective forecast of the eight strongest earthquakes (with a magnitude greater than 8) of the 21st century using the Load/Upload Response Ratio (LURR) method. **Methods.** Calculations were performed according to the authors' original data processing technique, which had been successfully tested while studying the seismicity of Sakhalin Island. A significant advantage of this methodology consists in using fixed (basic) parameters of mathematical processing and sampling of calculated earthquakes (geometry of the calculation area and sequestration by magnitude). This enables researchers to conduct not only retrospective studies, but also real-time forecasting. In the present paper, a seismic catalog of the United States Geological Survey (USGS) was used. **Results.** For four of the considered earthquakes, precursors in the form of anomalies of the LURR parameter were identified. These anomalies had manifested themselves in periods from six months to two years before the earthquake, which is consistent with our results for Sakhalin. At the same time, no other anomalies (false alarms) were recorded in three cases. For the other four earthquakes, no anomalies were recorded at all. It is noted that the level of seismic activity (in the operating range of magnitudes) in these cases allows the smoothing window to be reduced. In some cases, the calculation for a window twice as small (180 days) revealed pre-

Для цитирования: Закупин А.С., Богинская Н.В. (2022) Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на примере сильнейших землетрясений XXI столетия. *Литосфера*, 22(6), 872–881. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-872-881>

For citation: Zakupin A.S., Boginskaya N.V. (2022) Medium-term earthquake forecasts by the LURR method on the example of the strongest earthquakes of the 21st century. *Lithosphere (Russia)*, 22(6), 872–881. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-872-881>

cursors, at the same time as contributing to the appearance of additional, false anomalies. *Conclusions.* It was confirmed that the authors' methodology for data preparation and calculation parameters selection, as well as the LURR method, apparently have limited possibilities for extrapolating to various seismically active regions of the planet. There may be different reasons, which have not been considered in the present paper due to the uncertainty associated with the capabilities of the USGS network.

Keywords: seismicity, earthquake, LURR, anomaly, forecast

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день существует немало методов прогноза землетрясений, однако их применение часто отличается скромными географией и глубиной ретроспективного анализа. Лишь немногие исследования могут претендовать на объективность в подходе выбора целей и периодов исследований. Одним из таких в российской практике является продолжительный эксперимент в реальном времени с методами M8 и MSc (Kossobokov, 2011). Как утверждает автор этой работы, данные Мировой сети обрабатывались каждые 6 мес., а результаты в режиме закрытого доступа публиковались на внутреннем сайте Института теории прогноза землетрясений (ИТПЗ) РАН. При этом даже при относительно скромной статистике целевых землетрясений (17 землетрясений с магнитудами больше 8) с 1992 по 2010 г. в работе (Kossobokov, 2011) нет сведений по всем землетрясениям, приведены лишь примеры. Судя по итоговым результатам данного эксперимента, представленным в журнале "Natural hazards" (Kossobokov, 2013), которые, по существу, уже 2 года до этого были опубликованы в России (Kossobokov, 2011), последними в цепочке успешных прогнозов стали землетрясения Чили (2010 г.) и Тохоку (2011 г.). Известно, что эксперимент продолжается в настоящее время.

С 2015 г. в Институте морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН разрабатываются алгоритмы по использованию метода среднесрочного прогноза землетрясений LURR (Yin et al., 2001, 2006). Основной задачей является поиск возможности фиксации параметров обработки и характеристик расчетной выборки для выхода в дальнейшем на автоматические расчеты и реализации прогноза "вперед". Об этих исследованиях с 2016 г. мы написали ряд научных работ (Закупин и др., 2018, 2020). Если в них изучался ряд сильных сахалинских землетрясений (что и определяло расчетные периоды и локации – привязки к эпицентрам землетрясений), то в последней работе (Закупин, Богинская, 2021) расчетные выборки за период с 1997 по 2019 г. покрыли весь остров (всего 36). В упомянутой статье был проведен анализ предвестников (аномалий) на всей территории Сахалина в период действия сейсмической цифровой сети (начиная с 1997 г.). Если по отдельным силь-

ным землетрясениям результаты были убедительными (отсутствие ложных тревог и пропущенных целей, четко выраженный предвестник), то в последней статье (Закупин, Богинская, 2021) представлены уже более скромные результаты. Анализ землетрясений на о-ве Сахалин с 1997 по 2019 г. показал, что 17 из 19 (с $M \geq 5$) произошли в зонах, где в периоды не больше 3 лет до них были выявлены предвестники (аномалии LURR). Всего из 15 прогнозов 4 оказались ложными. Таким образом, 73% тревог оказались успешными для 89% землетрясений. В целом можно сказать, что по Сахалину исследование возможностей метода LURR проведено детально и на данном этапе завершено.

Возникает вопрос о применимости использованных алгоритмов реализации методики для других сейсмоактивных регионов планеты. В своей работе мы практически повторили путь наших коллег из Китая, которые в своем последнем обзоре (Yin et al., 2006) также ограничились прогнозами методом LURR для КНР (и в небольшой мере для США). Теперь настало время для проверки полученных результатов за пределами Сахалинской области. С одной стороны, нами получен хороший опыт в рамках одного небольшого региона. С другой стороны, возможности сахалинской сейсмической сети (с хорошей представительностью от магнитуды 3), конечно, не могут быть идентичны тем, которые имеются у сетей в других регионах. Также существуют региональные сеймотектонические особенности, которые не гарантируют успешную трансляцию метода в различные регионы планеты. Детальное исследование отдельно взятого сейсмоактивного региона (как на Сахалине), которое требует затрат времени и ресурсов, на наш взгляд, преждевременно. Наиболее предпочтительными являются широкий охват (разные регионы), единая сеть данных и общий подход по выбору целей анализа. В данной работе рассматриваются восемь самых сильных и разрушительных землетрясений планеты, произошедших в XXI в. (по состоянию на 2021 г.). Подход к изучению данных методом LURR полностью сохранен (применяется авторская методика). Расчеты методом LURR проведены в эпицентральных областях рассматриваемых землетрясений с использованием каталога землетрясений Геологической службы США (United States Geological Survey – USGS, www.earthquake.usgs.gov).

ОБРАБОТКА ДАННЫХ И ИНСТРУМЕНТЫ АНАЛИЗА

Цели для прогноза и сейсмические каталоги

Как уже сказано, для анализа выбраны восемь сильнейших землетрясений XXI в. На рис. 1 представлена карта, на которой отмечены эпицентры выбранных землетрясений (ЗЛТ).

Землетрясение в Южном Перу с $M_w = 8.4$ произошло 23.06.2001 г. в 20:33 UTC. Оно нанесло серьезный ущерб нескольким прибрежным городам (75 человек погибли, имелись 2687 поврежденных и 17 510 разрушенных домов) и вызвало разрушительное цунами, волна которого достигала в некоторых пунктах высоты 7 м (Чепкунас, 2007). За ним последовало несколько крупных афтершоков, в том числе 26.06.2001 г. ($M_w = 6.7$) и 07.07.2001 г. ($M_w = 7.5$).

Мощное землетрясение с $M_w = 8.8$ произошло 27.02.2010 г. в Чили в 06:34 UTC. Подземные толчки были зафиксированы на глубине 23 км на расстоянии 150 км от столицы страны Сантьяго. Это землетрясение вызвало значительные разрушения, человеческие жертвы и цунами (Старовойт и др., 2010).

Япония 25.09.2003 г. в 19:50 UTC ощутила одно из самых сильных землетрясений за свою историю, которое получило название Токачи-Оки. Эпицентр располагался приблизительно в 100 км южнее о-ва Хоккайдо, магнитуда сейсмического события $M_w = 8.2$. Землетрясение вызвало цунами высо-

той до 4 м, наблюдались обширные повреждения, оползни. Имелись жертвы и раненные (755 человек) (Старовойт и др., 2009).

11.03.2011 г. у восточного побережья о-ва Хонсю в 05:46 UTC произошло еще более значительное сейсмическое событие с $M_w = 9.1$. Помимо колоссальных разрушений землетрясение вызвало цунами, волны которого нанесли существенный ущерб инфраструктуре 12 префектур. Есть жертвы и пропавшие без вести. Землетрясение получило название Тохoku из-за сильнейшего воздействия на регион Тохoku в Японии (Старовойт и др., 2011).

Не менее страшное землетрясение случилось 26.12.2004 г. в 00:58 UTC в 160 км западнее о-ва Суматра (Индонезия) с $M_w = 9.1$. В результате погибли 283 тыс. человек, 14 тыс. пропали без вести. Мощное цунами обрушилось на страны Индийского бассейна, его катастрофические последствия ощущались в 10 странах в Южной Азии и Восточной Африке (Чепкунас, 2007).

Осудить печальные последствия мощного сейсмического события пришлось жителям Курильских островов 15.11.2006 г. Землетрясение произошло в 11:14 UTC восточнее о-ва Симушир на континентальном склоне в земной коре, магнитуда события $M_w = 8.3$. Из-за отсутствия населения на о-ве Симушир и о-ве Матуа ученым не удалось получить данные о сотрясениях на этих островах, остальные острова Курильской гряды в разной степени ощутили макросейсмический эффект. Землетрясение также вызвало волну цунами (Рогожин, Левина, 2013).

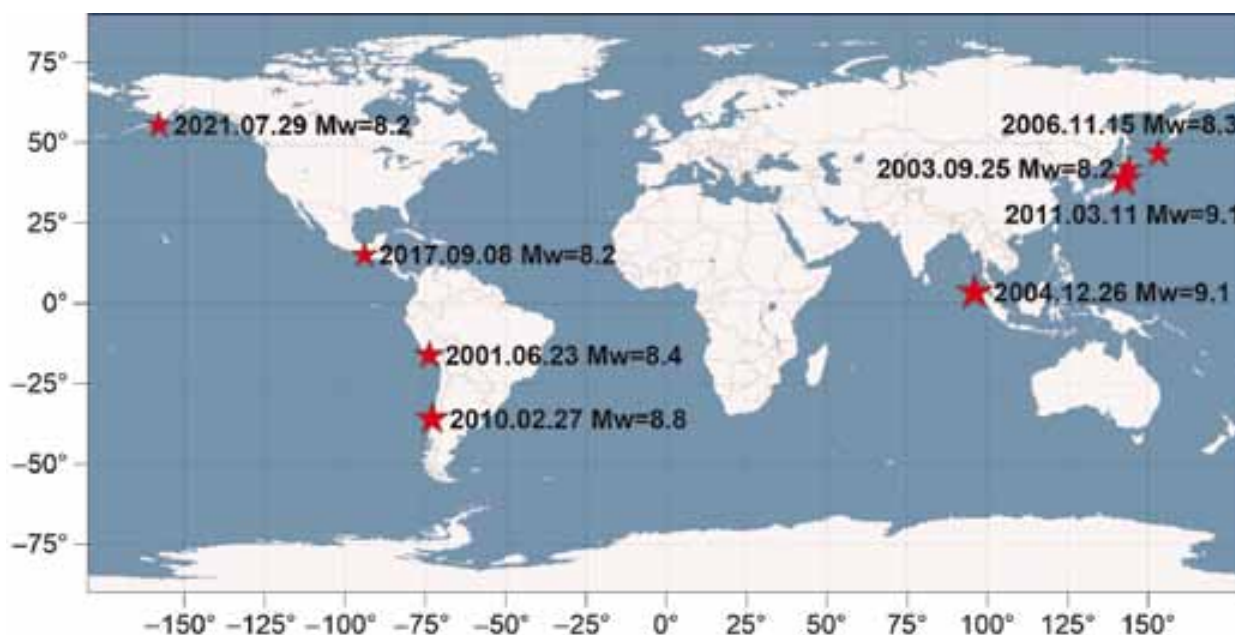


Рис. 1. Расположение сильнейших землетрясений XXI в. на карте мира с указанием дат и магнитуд.

Fig. 1. The location of the strongest earthquakes of the 21st century on the world map with dates and magnitudes.

Землетрясение в Мексике произошло 08.09.2017 г. в 04:49 UTC с $M_w = 8.2$. Эпицентр находился на южном побережье Мексики примерно в 100 км от прибрежного города Пихихьяпан. Землетрясение, к счастью, не вызвало цунами, но привело к человеческим жертвам и разрушениям (Старовойт и др., 2018).

Около побережья Аляски 29.07.2021 г. в 06:15 UTC было зафиксировано сейсмическое событие ($M_w = 8.2$). Это землетрясение стало сильнейшим в Северной Америке за последние 60 лет после Великого Аляскинского землетрясения, однако, к счастью, человеческих жертв и цунами установлено не было (Liu et al., 2022).

Для выполнения расчетов в данной работе использовались выборки из каталога землетрясений Геологической службы США. Выборка событий в круговой области (с центром в эпицентре сильного землетрясения) осуществлялась за несколько лет до землетрясения и включала в себя каждое описанное сильное сейсмическое событие.

Программы и методы обработки

Для анализа данных методом LURR применялся разработанный в ИМГиГ ДВО РАН программный комплекс Seis-ASZ (Закупин, 2016). Кратко напомним суть нашего подхода к выбору данных и их обработке. Исследуемая территория разбивается на расчетные области (окружности радиусом 1°) с некоторым шагом. Для Сахалина этот шаг был равен 0.5° по широте и долготе. В южном сегменте (с максимальной сейсмической активностью) расчеты проверялись при детализации через 0.1° , однако такая детализация была признана избыточной (Закупин, Богинская, 2021). В каждой расчетной области определяется количество землетрясений в рабочей выборке ($M = 3.3-5.0$), и оно накладывает ограничения на возможности дальнейшей математической обработки. В работе (Закупин, Богинская, 2021) отмечается, что расчеты возможны

при среднем количестве событий около 10–15 в год (меньшее количество при окне в 360 дней приводит к случайным выбросам). Расчет параметра LURR выполняется в полном соответствии с оригинальной методикой (Yin et al., 2001), при этом производится осреднение полученного результата во времени на окне в 360 дней с шагом 30 дней. Полученные распределения параметра проверяются на превышение порога, значение которого равно 3, для выявления аномалий (предвестников). В этой работе расчетные области брались только для эпицентров землетрясений (эпицентр является центром окружности) без сканирования в пространстве, а длина выборки из каталога составляла 5–7 лет (причем до проверяемого землетрясения не менее 3 лет). В табл. 1 приведена информация по всем расчетным областям.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам расчетов получены графики изменения параметра LURR, которые представлены на рис. 2. На них отмечены даты появления аномалий по первой точке пересечения порога (с учетом, что точки на графике – это середина окна сглаживания, т. е. с лагом в 6 мес.). Авторы метода (Yin et al., 2001, 2006) указывают, что фоновые значения параметра LURR находятся вблизи единицы, а увеличение значения свидетельствует об аномальном поведении. При этом насколько параметр должен увеличиться, не уточняется. Как показали наши исследования, порог можно установить опытным путем, но он, несомненно, будет зависеть от окна сглаживания. При окне в 360 дней аномалии хорошо отделимы от фона, если установлен порог не менее 3. Это значение мы и приняли в наших исследованиях. Также авторы метода (Yin et al., 2001, 2006) не считают принципиальным, когда заканчивается аномалия, т. е. значения вновь возвращаются к фону. В их работах имелись примеры, когда землетрясение происходило во время аномаль-

Таблица 1. Информация по объектам исследования (землетрясениям) и расчетным выборкам

Table 1. Information on research objects (earthquakes) and calculated samples

Название/локация	Дата события	Координаты эпицентра	M_w	Расчетный период	Общее кол-во ЗЛТ в рабочей выборке	Среднее кол-во ЗЛТ в рабочей выборке за год
Аляска/США	29.07.2021	55.36 N, –157.88 W	8.2	2016–2021	265	44
Перу/Перу	23.06.2001	–16.26 S, –73.64 W	8.4	1996–2002	160	23
Токачи-Оки/Япония	25.09.2003	41.82 N, 143.91 E	8.2	2000–2004	256	51
Чили/Чили	27.02.2010	–36.12 S, –72.89 W	8.8	2005–2011	656	93
Мексика/Мексика	08.09.2017	15.02 N, –93.89 W	8.2	2012–2018	692	99
Симуширское/Россия	15.11.2006	46.59 N, 153.26 E	8.3	2001–2007	706	101
Суматра/Индонезия	26.12.2004	3.29 N, 95.98 E	9.1	1999–2005	398	57
Тохоку/Япония	11.03.2011	38.29 N, 142.37 E	9.1	2008–2012	1135	227

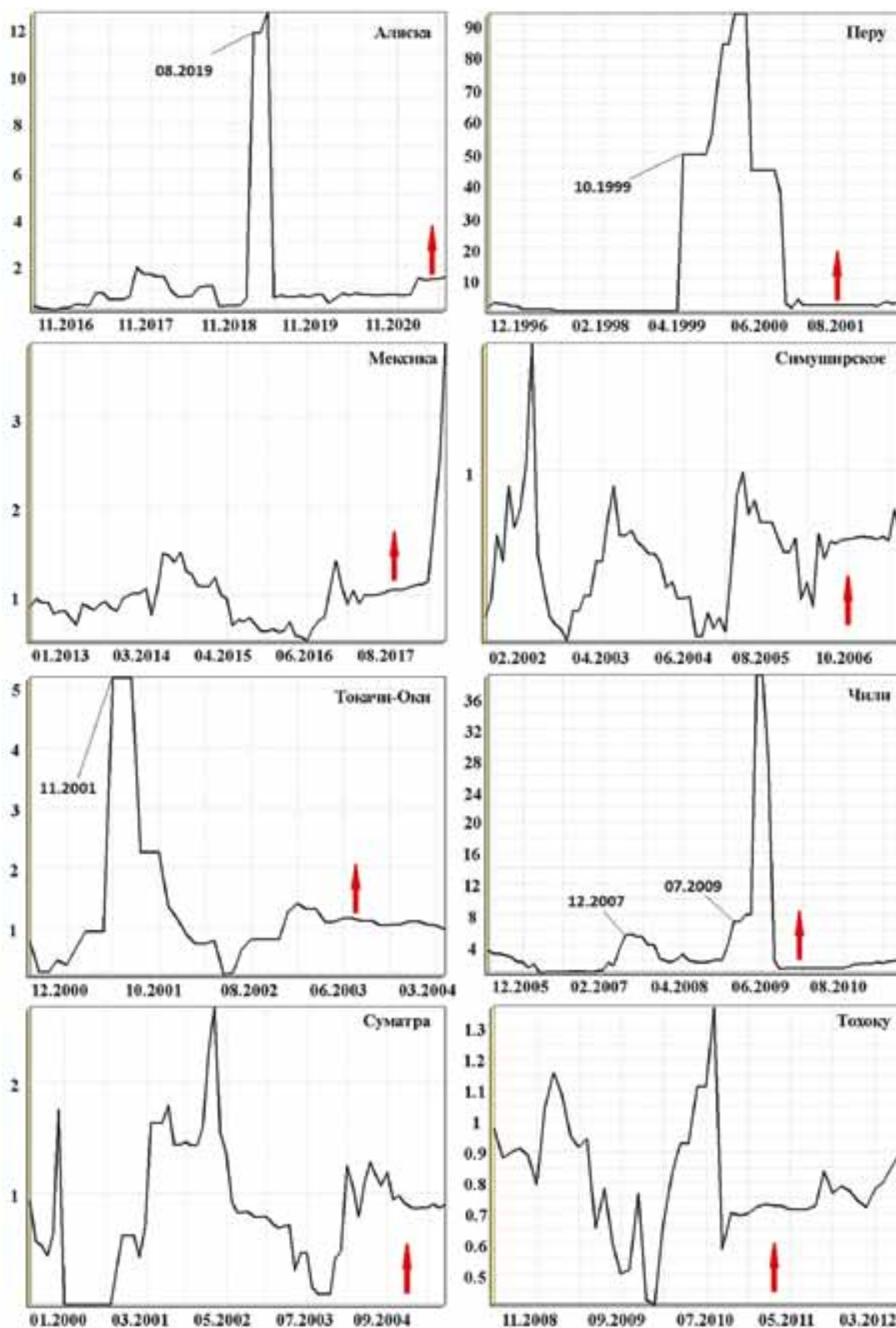


Рис. 2. Графики параметра LURR (при окне сглаживания 360 дней) для исследуемых землетрясений. Здесь и на рис. 3, 4 стрелками указаны моменты возникновения землетрясений.

Fig. 2. Graphs of the LURR parameter (with a smoothing window of 360 days) for the studied earthquakes. Here and in Fig. 3, 4 the arrows indicate the moments of occurrence of earthquakes.

ных значений LURR. Мы придерживаемся такого же мнения и фиксируем только точку входа в аномальный период. Справедливости ради стоит отметить, что в своих исследованиях мы всегда наблюдаем землетрясения уже после окончания формирования аномалии (скачка значений), т. е. после возврата в “фон”.

Условный порог для определения предвестников (аномалий), который ранее был принят нами в исследованиях (величина 3), в распределениях параметра LURR был превышен в пяти случаях для четырех землетрясений (Аляска, Перу, Токачи-Оки и Чили). В случае с Чили имеют место две аномалии. Для четырех землетрясений аномалий не зафиксировано.

В табл. 2 показаны результаты исследования с оценкой времени ожидания события с момента появления аномалии. Как видно, в трех первых случаях имеем дело с успешными ретроспективными прогнозами, т. е. единственный предвестник (отсутствуют ложные тревоги) появляется в период не более 2 лет до землетрясения. В случае с Чили одна аномалия (первая) является ложной, хотя стоит отметить, что она значительно меньше основной аномалии (ближайшей к целевому событию). Первая аномалия (ложная тревога) появилась в декабре 2007 г. за 27 мес. до цели прогноза, а вторая (предвестник) – за 7 мес. до события. Прогноз реализован, также зафиксирована первая ложная тревога.

Рассмотрим четыре оставшихся результата. Как видим, порог, равный 3, не преодолевается, т. е. аномалий фактически нет. В таком случае можно предположить, что это результат усреднения, и сделать попытку получить результаты на меньшем окне сглаживания. Это, конечно, уже является отклонением от нашей методики, которая разработана для Сахалина, однако на Сахалине за 22 года (с 1997 по 2019 г.) рабочие выборки не превышали 700 событий (в среднем 32 в год). В случае меньших окон на Сахалине при таком количестве землетрясений в расчетной выборке неизмен-

но появлялось большое количество ложных тревог. Для наших четырех случаев, где в среднем за год число расчетных землетрясений больше 57 (в случае Тохоку больше 200), эта идея не лишена смысла, тем более что подобный подход был применен в отношении сейсмичности Курильских островов и дал положительный результат (Закупин, Андреева, 2022). В работе (Закупин, Андреева, 2022) использовались окно в 180 дней (вместо 360) и шаг в 5 дней (вместо 30). Стоит применить эту модификацию в нашем случае.

На рис. 3 показаны графики изменения параметра LURR для всех четырех землетрясений. Как видно, на всех графиках есть вариации, которые превышают заданный порог. В случае с Мексикой результат остался тем же – это землетрясение является пропущенной целью. Здесь есть аномалия, которая идет в рост в конце расчетного периода, но ее рассмотрение не имеет смысла. Для Симуширского и Тохоку аномалии появляются перед целевыми событиями за 16 и 5 мес. соответственно, т. е. служат их предвестниками. Наконец, для Суматры выявлены три аномалии, причем каждая последующая сильнее предыдущей. Последняя аномалия в ноябре 2004 г. появилась за месяц до землетрясения, а первые две являются ложными тревогами.

Одним из важнейших вопросов остается также проблема ложных тревог. Могут ли появляться аномалии в “спокойное” время, т. е. когда сильное землетрясение не происходит. Для ответа на этот вопрос можно взять произвольно одно из представленных нами землетрясений и для него провести расчеты на периоде больше 5 лет. В качестве такого примера предлагается первое из восьми – землетрясение на Аляске. Увеличим период для расчета в 4 раза, т. е. начнем анализ не с 2016 г., а с 2000 г. На графике изменения параметра LURR на рис. 4 представлен расчет в круговой области с центром в эпицентре землетрясения на Аляске с 2000 по 2021 г. В результате расчета за 21 год выявлены четыре аномалии – в 2002, 2014, 2016 и 2019 гг.

Таблица 2. Результаты исследования

Table 2. Research results

Название/локация	Дата события, Mw	Кол-во аномалий	Дата превышения порога, месяц и год	Период ожидания (прогноз), мес.
Аляска/США	29.07.2021, 8.2	1	08.2019	23
Перу/Перу	23.06.2001, 8.4	1	10.1999	20
Токачи-Оки/Япония	25.09.2003, 8.2	1	11.2001	22
Чили/Чили	27.02.2010, 8.8	2	12.2007, 07.2009	7
Мексика/Мексика	08.09.2017, 8.2	0	–	–
Симуширское/Россия	15.11.2006, 8.3	0	–	–
Суматра/Индонезия	26.12.2004, 9.1	0	–	–
Тохоку/Япония	11.03.2011, 9.1	0	–	–

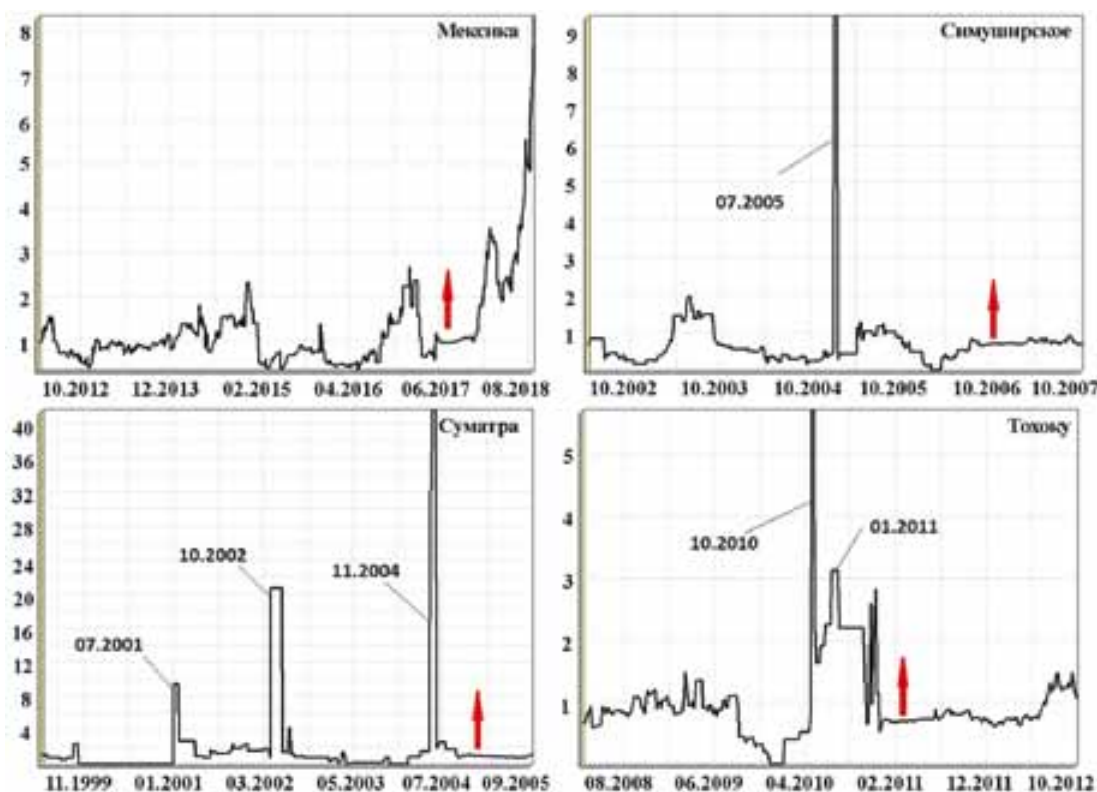


Рис. 3. Графики параметра LURR (при окне сглаживания 180 дней) для землетрясений Суматра, Мексика, Симуширское и Тохоку.

Fig. 3. Graphs of the LURR parameter (with a smoothing window of 180 days) for earthquakes Sumatra, Mexico, Simushirskoe and Tohoku.

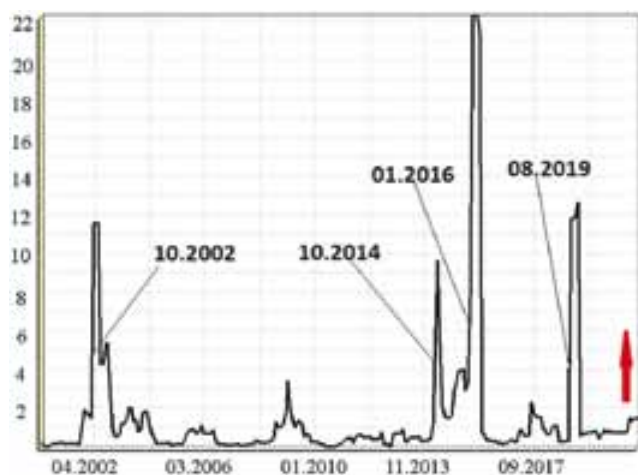


Рис. 4. График параметра LURR для землетрясения на Аляске с периодом расчета с 2000 по 2021 г.

Fig. 4. A graph of the LURR parameter for an earthquake in Alaska with a calculation period from 2000 to 2021.

Не лучший результат, так как в среднем аномалии появляются именно раз в 5 лет. Для полноты картины посмотрим на список землетрясений, которые произошли за этот период, например, с магнитудой больше 5.5. Таких землетрясений оказалось восемь, включая исследуемое Аляскинское (табл. 3).

Землетрясения № 1–4 – афтершоки Аляскинского землетрясения 2021 г. (№ 5). Землетрясение № 7 (его афтершок № 6) является, по-видимому, форшоком самого Аляскинского землетрясения, несмотря на то что GNSS-данные не показали значительного перекрытия этих двух разрывов (Liu et al., 2022). Согласно (Liu et al., 2022), Аляскинское землетрясение 2021 г. ($M = 8.2$) может быть продолжением разрыва, который обозначился в 1938 г. и имел такую же магнитуду. В то же время события 2020 и 2021 гг. близки по месту и пространству, а учитывая их магнитуды, считать их независимыми сложно. Принимая в расчет, что магнитуда первого ($M = 7.8$) позволяет считать его сильным, возникает вопрос: как соотносить аномалию LURR в августе 2019 г. (см. рис. 4) и землетрясения в 2020–2021 гг.? После аномалии именно первое землетрясение в 2020 г. ($M = 7.8$) было бы признано реа-

Таблица 3. Землетрясения в расчетной области Аляски с магнитудой больше 5.5 в период с 2000 по 2021 г.

Table 3. Earthquakes in the estimated area of Alaska with a magnitude greater than 5.5 in the period from 2000 to 2021

№	°N	°E	Дата события	Время события	Mw
1	54.9056	–158.7149	31.10.2021	16:37	5.6
2	55.1767	–157.6441	14.08.2021	11:57	6.9
3	55.3726	–157.205	29.07.2021	06:23	5.9
4	55.8758	–156.9924	29.07.2021	06:23	5.7
5	55.3635	–157.8876	29.07.2021	06:15	8.2
6	54.7461	–158.875	22.07.2020	06:20	5.6
7	55.0715	–158.596	22.07.2020	06:12	7.8
8	55.3621	–158.4417	31.05.2016	01:11	5.7

лизацией прогноза, так как произошло почти через год. Ответа на вопрос в данном случае нет, но есть рекомендация не снимать прогноз методом LURR в течение всего периода тревоги (2 года). Из списка осталось землетрясение № 8, которое произошло 31.05.2016 г. и как независимое событие имело магнитуду 5.7. Перед этим событием мы фиксируем аномалию в январе 2016 г. Что получено на выходе эксперимента? Во-первых, это ложная аномалия 2002 г. Аномалии 2014 и 2016 гг. – формально две отдельные, но произошли одна за другой. Время с октября 2014 г. до мая 2016 г. составляет меньше 2 лет, а потому они обе являются предвестниками землетрясения 2016 г. (попадают в период прогноза). Аномалия 2019 г. определяет опасный период до августа 2021 г., в течение которого произошли самые сильные землетрясения из выборки. Интересно на данном примере также оценить эффективность метода с позиций подхода, использованного в работе (Гусев, 1974). Если по конкретному методу прогноз выдается для одной и той же пространственной области и одного и того же энергетического диапазона, то эффективность J можно определить по следующей формуле:

$$J = N_+ \cdot T / (N \cdot T_{\text{alarm}}), \quad (1)$$

где N_+ – количество “ожидаемых” землетрясений, т. е. соответствующих успешному прогнозу; N – общее число произошедших землетрясений с параметрами (местоположение – энергия), соответствующими прогнозу; T_{alarm} – общее время тревоги, т. е. суммарная длительность всех прогнозов; T – общее время мониторинга сейсмической обстановки по рассматриваемому методу. Эффективность J показывает, во сколько раз количество спрогнозированных землетрясений превышает число попавших в тревожное время случайным образом. Очевидно, что при случайном угадывании эффективность J равна 1. В нашем случае при общем количестве землетрясений с магнитудами $M > 5.5$ (исключая афтершоки) $N = 3$ у № 5, 7, 8. Успешных прогнозов было 3 (N_+) – те же независимые зем-

летрясения, которые произошли в периоды тревоги после аномалий. Общий период наблюдения составил 252 мес. (21 год). Период тревоги авторами метода не был определен, а в расчете понятие “несколько лет” из (Yin et al., 2001) применить невозможно, поэтому возьмем значение 2 года как наиболее эффективное для сахалинских землетрясений (Закупин, Богинская, 2021). Время тревоги суммировалось по четырем аномалиям и составило 87 мес. (время тревоги по аномалиям 2014 и 2016 гг. перекрывается на 9 мес.). В итоге показатель J оказался равен 2.89, что означает в целом хороший результат.

Очевидно, что каждый случай и каждый сейсмоактивный район – это отдельная история, которая требует должной проработки, но не в рамках данной статьи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты работы (с фиксированными параметрами обработки, которые апробировались на примере Сахалина) свидетельствуют о средней для прогнозов эффективности, в четырех случаях из восьми – это успешные ретроспективные прогнозы, а в половине – их отсутствие (пропуски цели). На отдельно взятом примере (землетрясение 2021 г. на Аляске) расчеты параметра проведены на большей по отношению к начальной длительности выборке. Проведена оценка эффективности по методу А.А. Гусева. Результаты указывают на значительное отклонение от случайного распределения. Также для четырех неудачных случаев (пропусков цели) осуществлены дополнительные расчеты при меньшем окне сглаживания. В итоге для трех из четырех землетрясений появились предвестники, а в одном из этих трех случаев – ложные тревоги. По существу, этот результат улучшает общую статистику, но мы не стремимся развивать такой подход, так как он исключает автоматизацию при прогнозах в режиме реального времени (при ручной настройке усложняется алгоритм, требуется приня-

тие ряда неочевидных решений). Именно фиксированные значения основных параметров для расчета позволили в начале 2022 г. начать на Сахалине мониторинг параметра LURR в реальном времени. Результаты мониторинга в виде карт с зонами возможного возникновения землетрясений размещаются на закрытой интернет-платформе. Мы видим, что предложенная методика применения LURR может проверяться в разных сейсмоактивных регионах мира и в каждом случае она имеет потенциал для использования при оценке возможности появления сильного (катастрофического) землетрясения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев А.А. (1974) Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. *Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке*. (Отв. ред. С.А. Федотов). Новосибирск: Наука, 109-119.
- Закупин А.С. (2016) Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса. *Геоинформатика*, (1), 34-43.
- Закупин А.С., Андреева М.Ю. (2022) Особенности применения метода LURR для анализа сейсмичности южных курильских островов. *Тихоокеан. геология*, **41**(3), 37-49. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-3-37-49>
- Закупин А.С., Богинская Н.В. (2021) Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на Сахалине: обобщение ретроспективных исследований за 1997–2019 гг. и новые подходы. *Геосистемы переходных зон*, **5**(1), 27-45. <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.1.027-045>
- Закупин А.С., Богомолов Л.М., Богинская Н.В. (2020) Последовательное применение методов анализа сейсмических последовательностей LURR и СРП для прогноза землетрясений на Сахалине. *Геофизические процессы и биосфера*, **19**(1), 66-78. <https://doi.org/10.21455/GRB2020.1-4>
- Закупин А.С., Левин Ю.Н., Богинская Н.В., Жердева О.А. (2018) Развитие методов среднесрочного прогноза на примере Онорского землетрясения на Сахалине ($M_w = 5.8$, 14 августа 2016 г.). *Геология и геофизика*, **59**(11), 1904-1911. <https://doi.org/10.15372/gig20181112>
- Рогожин Е.А., Левина В.И. (2013) Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. (I) и 13 января 2007 г. (II) с $M_w = 8.3$ и $M_w = 8.1$ (Средние Курилы). *Землетрясения Северной Евразии. 2007 г.* (Отв. ред. О.Е. Старовойт). Обнинск: ГС РАН, 326-338.
- Старовойт О.Е., Михайлова Р.С., Рогожин Е.А., Чепкунас Л.С. (2009) Северная Евразия. *Землетрясения Северной Евразии*. (Отв. ред. О.Е. Старовойт). Обнинск: ГС РАН, 11-28.
- Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В. (2010) Сейсмичность в первом полугодии 2010 г. *Земля и Вселенная*, (6), 98-107.
- Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В. (2011) Сейсмичность в январе–июне 2011 г. *Земля и Вселенная*, (6), 102-106.
- Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В. (2018) Сейсмичность Земли во втором полугодии 2017 г. *Земля и Вселенная*, (3), 107-112.
- Чепкунас Л.С. (2007) Сейсмичность земли по телесеизмическим данным. *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных*. II Междунар. сейсмолог. школа. Пермь: ГС РАН, 213-217.
- Kossobokov V.G. (2011) Are mega earthquakes predictable? *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **47**(8), 951-996. <https://doi.org/10.1134/S0001433811080032>
- Kossobokov V.G. (2013) Earthquake prediction: 20 years of global experiment. *Natural Hazards*, **69**(2), 1155-1177. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0198-1>
- Liu C., Lay T., Xiong X. (2022) The 29 July 2021 MW 8.2 Chignik, Alaska Peninsula Earthquake Rupture Inferred from Seismic and Geodetic Observations: Rupture of the Western 2/3 of the 1938 Rupture Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL096004. <https://doi.org/10.1029/2021GL096004>
- Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. (2001) Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure Appl. Geophys.*, **157**(11/12), 2365-2383. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_29
- Yin X.C., Zhang L.P., Zhang H.H., Yin C., Wang Y., Zhang Y., Peng K., Wang H., Song Z., Yu H., Zhuang J. (2006) LURR's twenty years and its perspective. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 2317-2341. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0135-x>

REFERENCES

- Chepkunas L.S. (2007) Seismicity of the earth according to teleseismic data. *Modern methods of processing and interpretation of seismological data*. Abstracts of the II International Seismological Workshop. Perm, GS RAN, 213-217. (In Russ.)
- Gusev A.A. (1974) Earthquake forecast according to seismicity statistics. *Seismicity and seismic forecast, properties of the upper mantle and their connection with volcanism in Kamchatka*. (Ed. by S.A. Fedotov). Novosibirsk, Nauka Publ., 109-119. (In Russ.)
- Kossobokov V.G. (2011) Are mega earthquakes predictable? *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, **47**(8), 951-96. <https://doi.org/10.1134/S0001433811080032>
- Kossobokov V.G. (2013) Earthquake prediction 20 years of global experiment. *Natural Hazards*, **69**(2), 1155-1177. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0198-1>
- Liu C., Lay T., Xiong X. (2022) The 29 July 2021 MW 8.2 Chignik, Alaska Peninsula Earthquake Rupture Inferred from Seismic and Geodetic Observations: Rupture of the Western 2/3 of the 1938 Rupture Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL096004. <https://doi.org/10.1029/2021GL096004>
- Rogozhin E.A., Levina V.I. (2013) Simushir earthquakes of November 15, 2006 (I) and January 13, 2007 (II) with $M_w = 8.3$ and $M_w = 8.1$ (Middle Kuriles). *Earthquakes of the Northern Eurasia. 2007*. (Ed. by O.E. Starovoi). Obninsk, GS RAS, 326-338. (In Russ.)
- Starovoi O.E., Mikhailova R.S., Rogozhin E.A., Chepkunas L.S. (2009) Northern Eurasia. *Earthquakes of the*

- Northern Eurasia. (Ed. by O.E. Starovoit). Obninsk, GS RAS, 11-28. (In Russ.)
- Starovoit O.E., Chepkunas L.S., Kolomiets M.V. (2010) Seismicity in the first half of 2010. *Zemlya i Vseleennaya*, (6), 98-107. (In Russ.)
- Starovoit O.E., Chepkunas L.S., Kolomiets M.V. (2011) Seismicity in January-June 2011. *Zemlya i Vseleennaya*, (6), 102-106. (In Russ.)
- Starovoit O.E., Chepkunas L.S., Kolomiets M.V. (2018) Seismicity of the Earth in the second half of 2017. *Zemlya i Vseleennaya*, (3), 107-112. (In Russ.)
- Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. (2001) Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure Appl. Geophys.*, **157**(11/12), 2365-2383. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_29
- Yin X.C., Zhang L.P., Zhang H.H., Yin C., Wang Y., Zhang Y., Peng K., Wang H., Song Z., Yu H., Zhuang J. (2006) LURR's twenty years and its perspective. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 2317-2341. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0135-x>
- Zakupin A.S. (2016) Program complex for the analysis of instability of seismic process. *Geoinformatika*, (1), 34-43. (In Russ.)
- Zakupin A.S., Andreeva M.Yu. (2022) Application of the LURR method to study seismicity of the Southern Kuril Islands. *Tikhookean. Geol.*, **41**(3), 37-49. (In Russ.) <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-3-37-49>
- Zakupin A.S., Boginskaia N.V. (2021) Mid-term earthquake prediction using the LURR method on Sakhalin Island: A summary of retrospective studies for 1997–2019 and new approaches. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **5**(1), 27-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.1.027-045>
- Zakupin A.S., Bogomolov L.M., Boginskaia N.V. (2020) Application of methods of analysis of seismic sequences SDP and LURR for earthquake prediction on Sakhalin. *Geofizicheskie Protsessy i Biosfera*, **19**(1), 66-78. (In Russ.) <https://doi.org/10.21455/GPB2020.1-4>
- Zakupin A.S., Levin Yu.N., Boginskaia N.V., Zherdeva O.A. (2018) Development of medium-term prediction methods: A case study of the august 14, 2016 Onor (Mw = 5.8) earthquake on Sakhalin. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(11), 1904-1911. <https://doi.org/10.15372/gig20181112>

Авторский указатель за 2022 г.

- Алексеева Т.В. см. Мирнов Р.В.
 Аль Хамуд А. см. Хассан А.И.
 Анкушева Н.Н. см. Рахимов И.Р.
 Анкушева Н.Н., Штенберг М.В., Корекина М.А. Условия образования месторождений кварцевого сырья Южного Урала по результатам изучения флюидных включений и ИК-спектроскопии. № 6, стр. 859.
 Антипин А.Н. см. Демежко Д.Ю.
 Антонюк Р.М. см. Сафонова И.Ю.
 Антошкина А.И., Добрецова И.Г., Силаев В.И., Киселёва Д.В., Филиппов В.Н., Смолева И.В., Чердниченко Н.В. Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта. № 6, стр. 761.
 Артюшкова О.В., Маслов В.А. Разрез девона Восточно-Зилаирской зоны: расчленение и палеонтологическое обоснование по конодонтам. № 1, стр. 14.
 Артюшкова О.В., Тельнова О.П., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живецко-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа). № 4, стр. 432.
 Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Шиловских В.В. Аутигенная титановая минерализация как отражение гальмиролиза карбонатно-сульфидно-гидроокислительных осадков на колчеданосных полях Урала. № 6, стр. 847.
 Балусев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Природа магнитных аномалий южной части Баренцево-моревого шельфа по результатам комплексного анализа. № 5, стр. 579.
 Бахтерев В.В. Высокотемпературная электропроводность хромититов как функция их состава и метаморфизма (на примере Алапаевского ультрамафитового массива, Средний Урал). № 4, стр. 526.
 Безносова Т.М., Матвеев В.А. Проявление поздне-аэронского события в разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала. № 5, стр. 599.
 Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Солошенко Н.Г. Пермско-триасовые трапповые вулканы в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы. № 5, стр. 624.
 Богинская Н.В. см. Закупин А.С.
 Боровиков А.А. см. Калинин Ю.А.
 Брусиловский Ю.В. см. Балусев А.С.
 Будаев Р.Ц. см. Хассан А.И.
 Бухарова О.В. см. Кунгулова Э.Н.
 Бушарина С.В. см. Краснобаев А.А.
 Бычков С.Г. см. Щербина Г.П.
 Вевель Я.А. см. Плотицын А.Н.
 Веклич Т.Н. см. Радомская В.И.
 Внуковский А.П. см. Сафонова И.Ю.
 Волков А.В. см. Савчук Ю.С.
 Галеев А.А. см. Леонова Л.В.
 Горностаева А.А. см. Демежко Д.Ю.
 Гракова О.В. см. Пыстин А.М.
 Гришкевич В.Ф. О принципиальной возможности использования бактериальной и катагенетической гипотез происхождения нефти при оценке ее ресурсов. № 4, стр. 512.
 Груздев Д.А. см. Плотицын А.Н.
 Гурова А.В. см. Сафонова И.Ю.
 Декабрёв И.К. см. Черемных А.В.
 Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Антипин А.Н. Оценка фазовых соотношений между тепловыми потоками и температурой земной поверхности в суточном цикле по результатам мониторинга на ОГМС “Верхнее Дуброво”. № 2, стр. 239.
 Демчук В.А. см. Радомская В.И.
 Добрецова И.Г. см. Антошкина А.И.
 Дуб С.А. см. Мизенс Г.А.
 Дубровина Л.А. см. Розбаева Г.Л.
 Дьякова С.А. см. Краснобаев А.А.
 Езимова Ю.Е., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш. Детальные геофизические исследования Илыч-Чикшинской системы разломов (Ижма-Печорская моноклиналь). № 4, стр. 536.
 Ерохин Ю.В. см. Смирнов В.Н.
 Житова Л.М. см. Калинин Ю.А.
 Журавлев А.В. Особенности морфологии, изменений в онтогенезе и стратиграфического распространения конодонт *Siphonodella belkai* Dzik (турнейский ярус, нижний карбон). № 3, стр. 347.
 Закупин А.С., Богинская Н.В. Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на примере сильнейших землетрясений XXI столетия. № 6, стр. 872.
 Захаров А.В. см. Смирнов В.Н.
 Знаменская Н.М. см. Знаменский С.Е.
 Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования. № 3, стр. 391.
 Золотова Е.С. см. Котельникова А.Л.
 Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин К.В. Относительная деформация материи на микро- и макроуровне в условиях изменяющейся космической погоды. № 2, стр. 228.
 Zuhair M. см. Калинин Ю.А.
 Иваненко А.Н. см. Балусев А.С.
 Иванов К.С. см. Берзин С.В., см. Смирнов В.Н.
 Игольников А.Е. см. Розбаева Г.Л.
 Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Maacha L., Zuhair M., Пальянова Г.А., Житова Л.М. Au-Pd минерализация и рудообразующие флюиды месторождения Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко). № 5, стр. 644.
 Калугин В.М. см. Сафонова И.Ю.

- Кезина Т.В.** см. Радомская В.И.
Кетрис М.П. см. Юдович Я.Э.
Киселёва Д.В. см. Антошкина А.И.
Козлов П.С. см. Лиханов И.И.
Колмаков Ю.В., Сазонов А.М. Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты. № 5, стр. 667.
Корекина М.А. см. Анкушева Н.Н.
Котельникова А.Л., Золотова Е.С., Рябинин В.Ф. Миграция элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в систему торф–растения. № 1, стр. 135.
Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Фаррахова Н.Н., Дьякова С.А. Полихронная (360–2940 млн лет) цирконология “рифейских” метабазальтов хребта Большой Миасс (Южный Урал). № 3, стр. 277.
Кулик С.Я. см. Радомская В.И.
Кунгулова Э.Н., Томиленко А.А., Тишин П.А., Савинова О.В., Лычагин Д.В., Бухарова О.В. Флюидные включения в жильном кварце как отражение деформационных этапов области сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье). № 3, стр. 327.
Кучеров В.Г. см. Серовайский А.Ю.
Кушманова Е.В. см. Пыстин А.М.

Леонова Л.В., Сорока Е.И., Галеев А.А. Микрофоссилии пригидротермально-осадочных отложений Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). № 3, стр. 376.
Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. Железистоглиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита. № 4, стр. 448.
Лошаченко Ю.В. см. Розбаева Г.Л.
Лысенко В.И., Садыков С.А., Михайличенко Т.В. Гидротермально-бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма). № 4, стр. 497.
Лычагин Д.В. см. Кунгулова Э.Н.

Маасха Л. см. Калинин Ю.А.
Магомедова А.Ш. см. Езимова Ю.Е.
Маринов В.А. см. Розбаева Г.Л.
Масленников В.В. см. Аюпова Н.Р., см. Мелекесцева И.Ю.
Маслов А.В. Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород. № 2, стр. 153.
Маслов А.В. Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI в. № 4, стр. 409.
Маслов А.В. Венд Среднего Урала: обзор некоторых исследований начала XXI в. № 5, стр. 555.
Маслов В.А. см. Артющкова О.В.
Матвеев В.А. см. Безносова Т.М.
Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третяков Г.А. Диагенез обломочных руд Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): минерало-геохимические данные и термодинамическое моделирование. № 2, стр. 179.
Мизенс А.Г. см. Артющкова О.В.
Мизенс Г.А., Дуб С.А. Геохимия известняков пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале. № 3, стр. 300.
Мизенс Л.И. см. Артющкова О.В.
Мирнов Р.В., Алексеева Т.В. Палеопочвы в отложениях Каширского горизонта на юго-востоке Русской плиты (Республика Башкортостан): характеристика, палеоэкологическая и стратиграфическая значимость. № 5, стр. 694.
Михайличенко Т.В. см. Лысенко В.И.
Моисеенко Н.В. см. Радомская В.И.

Носырев М.Ю., Юрчук А.Ю. Геофизические характеристики месторождения золота Белая Гора (Хабаровский край). № 1, стр. 118.

Орынбек Т.Ж. см. Сафонова И.Ю.

Павлова Л.М. см. Радомская В.И.
Пальянова Г.А. см. Калинин Ю.А.
Панкрушина Е.А. см. Берзин С.В., см. Рахимов И.Р.
Петров Г.А. Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. № 6, стр. 709.
Плотицын А.Н., Вевель Я.А., Груздев Д.А., Соболев Д.Б. Особенности осадконакопления, стратиграфия и изотопно-геохимическая характеристика верхнетурнейских отложений Верхнеусинского опускания (Полярный Урал). № 6, стр. 818.
Подковыров В.Н. см. Тарасенко А.Б.
Пономаренко Е.С. Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Илыч, Северный Урал). № 1, стр. 75.
Попвасев К.С. см. Пыстин А.М.
Попов Н.В. см. Лиханов И.И.
Потапов И.Л. см. Пыстин А.М.
Простолупов Г.В. см. Щербинина Г.П.
Пучков В.Н. см. Краснобаев А.А.
Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. № 6, стр. 741.
Пыстина Ю.И. см. Пыстин А.М.

Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Радомский С.М., Демчук В.А., Моисеенко Н.В., Кезина Т.В., Веклич Т.Н., Кулик С.Я. Минеральный состав и геохимические особенности органо-минеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья. № 2, стр. 251.
Радомский С.М. см. Радомская В.И.
Раков Л.Т. Использование структурных дефектов в кварце для определения источников сноса и условий формирования осадочных отложений (на примере кварца осадочных пород Центральных Кызылкум). № 1, стр. 39.
Рассказов С.В. см. Хассан А.И.
Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Шагалов Е.С., Анкушева Н.Н., Панкрушина Е.А. Геология, минералогия, геохимия и условия формирования золотокварцевого месторождения Тукан (Худолозовская мульда, Южный Урал). № 2, стр. 200.
Решетова С.А. см. Хассан А.И.

Родионова Е.В. см. Хассан А.И.

Розбаева Г.Л., Маринов В.А., Храмцова А.В., Игольников А.Е., Урман О.С., Лошаченко Ю.В., Дубровина Л.А. Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба. № 3, стр. 361.

Рубцова М.Н. см. Хассан А.И.

Рябинин В.Ф. см. Котельникова А.Л.

Савельев Д.Е. см. Рахимов И.Р.

Савинова О.В. см. Кунгулова Э.Н.

Савинский И.А. см. Сафонова И.Ю.

Савчук Ю.С., Волков А.В. Структурно-вещественная модель размещения золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона. № 1, стр. 101.

Садыков С.А. см. Лысенко В.И.

Сазонов А.М. см. Колмаков Ю.В.

Сафонова И.Ю., Антонюк Р.М., Гурова А.В., Калугин В.М., Савинский И.А., Внуковский А.П., Орынбек Т.Ж. Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана. № 4, стр. 472.

Селин К.В. см. Зубков А.В.

Сентябов С.В. см. Зубков А.В.

Сергеева Н.Д. см. Краснобаев А.А.

Серовайский А.Ю., Кучеров В.Г. Образование углеводородов в системах $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ и $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ при термобарических условиях верхней мантии. № 6, стр. 840.

Силаев В.И. см. Антошкина А.И.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В., Захаров А.В., Ерохин Ю.В. $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датирование пегматитов Мурзинско-Адуйского района (Средний Урал): результаты и их геологическая интерпретация. № 5, стр. 612.

Смолева И.В. см. Антошкина А.И.

Соболев Д.Б. см. Плотицын А.Н.

Солошенко Н.Г. см. Берзин С.В.

Сорока Е.И. см. Леонова Л.В.

Тарасенко А.Б., Подковыров В.Н. Литолого-генетические особенности старорусской, василеостровской и сиверской свит верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладожской моноклизы. № 3, стр. 284.

Тельнова О.П. см. Артюшкова О.В.

Титова Л.А. см. Хассан А.И.

Тишин П.А. см. Кунгулова Э.Н.

Томиленко А.А. см. Кунгулова Э.Н.

Травин А.В. см. Смирнов В.Н.

Третяков Г.А. см. Мелекесцева И.Ю.

Удоратин В.В. см. Езимова Ю.Е.

Урман О.С. см. Розбаева Г.Л.

Усольцева М.В. см. Хассан А.И.

Фаррахова Н.Н. см. Краснобаев А.А.

Филиппов В.Н. см. Антошкина А.И.

Хассан А.И., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Решетова С.А., Рубцова М.Н., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц., Аль Хамуд А., Титова Л.А., Родионова Е.В., Усольцева М.В. Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро. № 6, стр. 796.

Храмцова А.В. см. Розбаева Г.Л.

Хубанов В.Б. см. Пыстин А.М.

Чередниченко Н.В. см. Антошкина А.И.

Черемных А.В., Декабрёв И.К. Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа. № 6, стр. 783.

Чувашова И.С. см. Хассан А.И.

Шагалов Е.С. см. Рахимов И.Р.

Шардакова Г.Ю. Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. № 1, стр. 55.

Шиловских В.В. см. Аюпова Н.Р.

Штенберг М.В. см. Анкушева Н.Н.

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Отражение в гравитационном поле геодинамического воздействия Урала на соляную толщу Предуральского прогиба. № 2, стр. 219.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия хрома – забытый ключ к проблемам геологии Северного Урала. № 1, стр. 5.

Юрчук А.Ю. см. Носырев М.Ю.

Юсупов Д.В. см. Радомская В.И.

Ясныгина Т.А. см. Хассан А.И.

Autor's Index for 2022

- Alekseeva T.V.** see Mirnov R.V.
Al Hamoud A. see Hassan A.I.
Ankusheva N.N. see Rakhimov I.R.
Ankusheva N.N., Shtenberg M.V., Korekina M.A. Formation conditions of quartz deposits in the Southern Urals: Fluid inclusion data and IR spectroscopy. No. 6, p. 859.
Antipin A.N. see Demezhko D.Yu.
Antonyuk R.M. see Safonova I.Yu.
Antoshkina A.I., Dobretsova I.G., Silaev V.I., Kiseleva D.V., Filippov V.N., Smoleva I.V., Cherednichenko N.V. Deep-sea organogenic-carbonate buildups in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge. No. 6, p. 762.
Artushkova O.V., Maslov V.A. Devonian succession in the East-Zilair zone: conodont-based subdivision and paleontological verification. No. 1, p. 14.
Artyushkova O.V., Telnova O.P., Mizens L.I., Mizens A.G. The first finding of *Skeletognathus norrisi* in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform). No. 4, p. 432.
Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Shilovskikh V.V. Authigenic Ti mineralization as an indicator of halmyrolysis of carbonate-sulfide-hyaloclastite sediments in Urals massive sulfide deposits. No. 6, p. 847.
Baluev A.S., Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N. The nature of magnetic anomalies in the southern part of the Barents Sea shelf according to the results of an integrated analysis. No. 5, p. 579.
Bakhterev V.V. High-temperature electrical conductivity of chromite ores from the Alapaevsky hyperbasite massif, Middle Urals, as a function of their composition and metamorphism. No. 4, p. 526.
Beznosova T.M., Matveev V.A. Manifestation of the Late Aeronian event in the Silurian section on the western slope of the Subpolar Urals. No. 5, p. 599.
Berzin S.V., Ivanov K.S., Pankrushina E.A., Soloshenko N.G. Permian-Triassic flood basalts in the pre-Jurassic basement of the Arctic zone of the West Siberian platform. No. 5, p. 624.
Boginskaya N.V. see Zakupin A.S.
Borovikov A.A. see Kalinin Yu.A.
Brusilovsky Yu.V. see Baluev A.S.
Budaev R.Ts. see Hassan A.I.
Bukharova O.V. see Kungulova E.N.
Busharina S.V. see Krasnobaev A.A.
Bychkov S.G. see Shcherbinina G.P.
Vevel Ya.A. see Plotitsyn A.N.
Veklich T.N. see Radomskaya V.I.
Vnukovsky A.P. see Safonova I.Yu.
Volkov A.V. see Savchuk Yu.S.
Galeev A.A. see Leonova L.V.
Gornostaeva A.A. see Demezhko D.Yu.
Grakova O.V. see Pystin A.M.
Grishkevich V.F. On the fundamental possibility of using the bacterial and catagenetic hypotheses of the origin of oil in assessing its resources. No. 4, p. 512.
Gruzdev D.A. see Plotitsyn A.N.
Gurova A.V. see Safonova I.Yu.
Dekabryov I.K. see Cheremnykh A.V.
Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Antipin A.N. An assessment of phase relationships between heat fluxes and ground surface temperatures in a diurnal cycle based on monitoring studies at the Verkhnee Dubrovo meteorological station. No. 2, p. 239.
Demchuk V.A. see Radomskaya V.I.
Dobretsova I.G. see Antoshkina A.I.
Dub S.A. see Mizens G.A.
Dubrovina L.A. see Rozbaeva G.L.
Dyakova S.A. see Krasnobaev A.A.
Ezimova Yu.E., Udoratin V.V., Magomedova A.Sh. Detailed geophysical studies of the Ilych-Chikshinskaya fault system (Izyna-Pechora Monocline). No. 4, p. 536.
Erokhin Yu.V. see Smirnov V.N.
Zhitova L.M. see Kalinin Yu.A.
Zhuravlev A.V. Morphological features, ontogenetic changes and stratigraphic range of conodonts *Siphonodella belkai* Dzik (Tournaisian, Mississippian). No. 3, p. 347.
Zakupin A.S., Boginskaya N.V. Medium-term earthquake forecasts by the LURR method on the example of the strongest earthquakes of the 21st century. No. 6, p. 872.
Zakharov A.V. see Smirnov V.N.
Znamenskaya N.M. see Znamensky S.E.
Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions. No. 3, p. 391.
Zolotova E.S. see Kotelnikova A.L.
Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin K.V. Relative deformation of matter at the micro- and macrolevel under the conditions of changing space weather. No. 2, p. 228.
Zuhair M. see Kalinin Yu.A.
Ivanenko A.N. see Baluev A.S.
Ivanov K.S. see Berzin S.V., see Smirnov V.N.
Igolnikov A.E. see Rozbaeva G.L.
Kalinin Yu.A., Borovikov A.A., Maacha L., Zuhair M., Palyanova G.A., Zhitova L.M. Au-Pd mineralization and ore-forming fluids of the Bleida Far West deposit (Anti-Atlas, Morocco). No. 5, p. 644.
Kalugin V.M. see Safonova I.Yu.
Kezina T.V. see Radomskaya V.I.
Ketris M.P. see Yudovich Ya.E.
Kiseleva D.V. see Antoshkina A.I.
Kozlov P.S. see Likhanov I.I.
Kolmakov Yu.V., Sazonov A.M. Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect. No. 5, p. 667.

- Korekina M.A.** see Ankusheva N.N.
- Kotelnikova A.L., Zolotova E.S., Ryabinin V.F.** The migration of elements from the processing waste of copper smelting slags into the ombrotrophic peat and plants. No. 1, p. 135.
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Farrakhova N.N., Dyakova S.A.** Polychronous (360–2940 Ma) zirconology of the “Riphean” metabasalts of the Bolshoi Miass (Southern Urals). No. 3, p. 277.
- Kulik S.Ya.** see Radomskaya V.I.
- Kungulova E.N., Tomilenko A.A., Tishin P.A., Savinova O.V., Lychagin D.V., Bukharova O.V.** Fluid inclusions in vein quartz as a reflection of the deformation stages of the junction area of Baikal-Muisk and Barguzin-Vitim structural-formation zones (Western Transbaikalia). No. 3, p. 327.
- Kutcherov V.G.** see Serovaiskii A.Yu.
- Kushmanova E.V.** see Pystin A.M.
- Leonova L.V., Soroka E.I., Galeev A.A.** Microfossils in bottom-hydrothermal sediments of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals). No. 3, p. 376.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V.** Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith. No. 4, p. 448.
- Loshachenko Yu.V.** see Rozbaeva G.L.
- Lysenko V.I., Sadykov S.A., Mikhailichenko T.V.** Hydrothermal-bacterial structures with a brachiopod fauna on the surface of Tessel paleovolcano (South coast of Crimea). No. 4, p. 497.
- Lychagin D.V.** see Kungulova E.N.
- Maacha L.** see Kalinin Yu.A.
- Magomedova A.Sh.** see Ezimova Yu.E.
- Marinov V.A.** see Rozbaeva G.L.
- Maslennikov V.V.** see Ayupova N.R., see Melekestseva I.Yu.
- Maslov A.V.** Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices. No. 2, p. 153.
- Maslov A.V.** Vendian of the Southern Urals: a review of research at the beginning of the 21st century. No. 4, p. 409.
- Maslov A.V.** Vendian of the Middle Urals: A review of some investigations in the beginning of the 21st century. No. 5, p. 555.
- Maslov V.A.** see Artushkova O.V.
- Matveev V.A.** see Beznosova T.M.
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A.** Diagenesis of clastic ores of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit (Southern Urals): Mineralogical-geochemical data and thermodynamic modeling. No. 2, p. 179.
- Mizens A.G.** see Artyushkova O.V.
- Mizens G.A., Dub S.A.** Geochemistry of limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in the Southern and Middle Urals. No. 3, p. 300.
- Mizens L.I.** see Artyushkova O.V.
- Mirnov R.V., Alekseeva T.V.** Paleosols in the Kashira deposits in the south of the East European Craton (Republic of Bashkortostan): characteristics, paleoecological and stratigraphic significance. No. 5, p. 694.
- Mikhailichenko T.V.** see Lysenko V.I.
- Moiseenko N.V.** see Radomskaya V.I.
- Nosyrev M.Yu., Yurchuk A.Yu.** Geophysical characteristics of the Belaya Gora gold deposit (Khabarovsk Krai, Russia). No. 1, p. 118.
- Orynbek T.Zh.** see Safonova I.Yu.
- Pavlova L.M.** see Radomskaya V.I.
- Palyanova G.A.** see Kalinin Yu.A.
- Pankrushina E.A.** see Berzin S.V., see Rakhimov I.R.
- Petrov G.A.** Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction. No. 6, p. 709.
- Plotitsyn A.N., Vevel Ya.A., Sobolev D.B., Gruzdev D.A.** Features of the sedimentation, stratigraphy and carbon isotope record of the upper Tournaisian of the Verkhnyaya Usa depression (Polar Urals). No. 6, p. 818.
- Podkovyrov V.N.** see Tarasenko A.B.
- Ponomarenko E.S.** Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals). No. 1, p. 75.
- Popvasev K.S.** see Pystin A.M.
- Popov N.V.** see Likhanov I.I.
- Potapov I.L.** see Pystin A.M.
- Prostolupov G.V.** see Shcherbinina G.P.
- Puchkov V.N.** see Krasnobaev A.A.
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B.** U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals. No. 6, p. 741.
- Pystina Yu.I.** see Pystin A.M.
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Radomskii S.M., Demchuk V.A., Moiseenko N.V., Kezina T.V., Veklich T.N., Kulik S.Ya.** Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluvium. No. 2, p. 251.
- Radomskii S.M.** see Radomskaya V.I.
- Rakov L.T.** The use of lattice defects in quartz to determine provenance and conditions for the formation of sedimentary deposits (using the example of quartz from sedimentary rocks of the Central Kyzylkum). No. 1, p. 39.
- Rasskazov S.V.** see Hassan A.I.
- Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Shagalov E.S., Ankusheva N.N., Pankrushina E.A.** Geology, mineralogy, geochemistry and conditions of forming the Tukan gold-quartz deposit (Khudolaz trough, South Urals). No. 2, p. 200.
- Reshetova S.A.** see Hassan A.I.
- Rodionova E.V.** see Hassan A.I.
- Rozbaeva G.L., Marinov V.A., Khramtsova A.V., Igonnikov A.E., Urman O.S., Loshachenko Yu.V., Dubrovina L.A.** New data on the stratigraphy and depositional environment of the Jurassic-Cretaceous boundary sediments of the northwestern part of the Yenisei-Khatanga trough. No. 3, p. 361.
- Rubtsova M.N.** see Hassan A.I.
- Ryabinin V.F.** see Kotelnikova A.L.
- Saveliev D.E.** see Rakhimov I.R.
- Savinova O.V.** see Kungulova E.N.
- Savinsky I.A.** see Safonova I.Yu.

- Savchuk Yu.S.**, **Volkov A.V.** Structural-material model of gold deposit location in the Central Kolyma region. No. 1, p. 101.
- Sadykov S.A.** see Lysenko V.I.
- Sazonov A.M.** see Kolmakov Yu.V.
- Safonova I.Yu.**, **Antonyuk R.M.**, **Gurova A.V.**, **Kalugin V.M.**, **Savinsky I.A.**, **Vnukovsky A.P.**, **Orynbek T.Zh.** Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan. No. 4, p. 472.
- Selin K.V.** see Zubkov A.V.
- Sentyabov S.V.** see Zubkov A.V.
- Sergeeva N.D.** see Krasnobaev A.A.
- Serovaiskii A.Yu.**, **Kutcherov V.G.** Hydrocarbon formation in $\text{CaCO}_3\text{--FeO--H}_2\text{O--SiO}_2$ and $\text{Fe}_3\text{C--H}_2\text{O--SiO}_2$ systems under thermobaric conditions of the upper mantle. No. 6, p. 840.
- Silaev V.I.** see Antoshkina A.I.
- Smirnov V.N.**, **Ivanov K.S.**, **Travin A.V.**, **Zakharov A.V.**, **Erokhin Yu.V.** $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ dating of pegmatites from Murzinka-Adui region (Middle Urals): Results and their geological interpretation. No. 5, p. 612.
- Smoleva I.V.** see Antoshkina A.I.
- Sobolev D.B.** see Plotitsyn A.N.
- Soloshenko N.G.** see Berzin S.V.
- Soroka E.I.** see Leonova L.V.
- Tarasenko A.B.**, **Podkovyrov V.N.** Lithological-genetic features of Starorusskaya, Vasileostrovskaya and Siverskaya formations of the Upper Vendian–Lower Cambrian Baltic-Ladoga Monocline. No. 3, p. 284.
- Telnova O.P.** see Artyushkova O.V.
- Titova L.A.** see Hassan A.I.
- Tishin P.A.** see Kungulova E.N.
- Tomilenko A.A.** see Kungulova E.N.
- Travin A.V.** see Smirnov V.N.
- Tret'yakov G.A.** see Melekestseva I.Yu.
- Udoratin V.V.** see Ezimova Yu.E.
- Urman O.S.** see Rozbaeva G.L.
- Usoltseva M.V.** see Hassan A.I.
- Farrakhova N.N.** see Krasnobaev A.A.
- Filippov V.N.** see Antoshkina A.I.
- Hassan A.I.**, **Rasskazov S.V.**, **Chuvashova I.S.**, **Reshetova S.A.**, **Rubtsova M.N.**, **Yasnygina T.A.**, **Budaev R.Ts.**, **Al Hamoud A.**, **Titova L.A.**, **Rodionova E.V.**, **Usoltseva M.V.** Cenozoic sediments from the Selenga-Vitim Downwarp and Baikal Rift Zone spatially combined in the Uro section. No. 6, p. 797.
- Khramtsova A.V.** see Rozbaeva G.L.
- Khubanov V.B.** see Pystin A.M.
- Cherednichenko N.V.** see Antoshkina A.I.
- Cheremnykh A.V.**, **Dekabryov I.K.** Faults of the Pre-Baikal submontane trough (Siberian Platform): Structural-genetic analysis. No. 6, p. 783.
- Chuvashova I.S.** see Hassan A.I.
- Shagalov E.S.** see Rakhimov I.R.
- Shardakova G.Yu.** New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts. No. 1, p. 55.
- Shilovskikh V.V.** see Ayupova N.R.
- Shtenberg M.V.** see Ankusheva N.N.
- Shcherbinina G.P.**, **Prostolupov G.V.**, **Bychkov S.G.** Reflection in the gravitational field of the geodynamic impact of the Urals on the salt strata of the Pre-Ural trough. No. 2, p. 219.
- Yudovich Ya.E.**, Chromium geochemistry – a forgotten key to the issues of geology in the Northern Urals. No. 1, p. 5.
- Yurchuk A.Yu.** see Nosyrev M.Yu.
- Yusupov D.V.** see Radomskaya V.I.
- Yasnygina T.A.** see Hassan A.I.

ЛИТОСФЕРА Том 22 № 6

Ноябрь–Декабрь 2022

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 117	Дата выхода в свет 28.12.2022	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 23,13	Уч.-изд. л. 23,13	Тираж 100	Цена 1056 руб. 15 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 6

November–December 2022

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 117	Signed in print 28.12.2022	Format 60 × 84 ¹ / ₈	Offset print
Cond. print. sh. 23,13	Found.-publ. sh. 23,13	Circulation 100	Price 1056 rub. 15 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru