

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 № 3 2022 Май–Июнь

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. 3 2022 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2022. Том 22, № 3
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, минерагенеза 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 методов

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, ИИГ 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, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 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. 3
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, Syktyvkar, 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. Martysenko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic 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. Kornilkov (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, № 3, 2022

Полихронная (360–2940 млн лет) цирконология “рифейских” metabазальтов хребта Большой Миасс (Южный Урал) <i>А. А. Краснобаев, В. Н. Пучков, Н. Д. Сергеева, С. В. Бушарина, Н. Н. Фаррахова, С. А. Дьякова</i>	277
Литолого-генетические особенности старорусской, василеостровской и сиверской свит верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладожской моноклизы <i>А. Б. Тарасенко, В. Н. Подковыров</i>	284
Геохимия известняков пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале <i>Г. А. Мизенс, С. А. Дуб</i>	300
Флюидные включения в жильном кварце как отражение деформационных этапов области сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье) <i>Э. Н. Кунгулова, А. А. Томиленко, П. А. Тишин, О. В. Савинова, Д. В. Лычагин, О. В. Бухарова</i>	327
Особенности морфологии, изменений в онтогенезе и стратиграфического распространения конодонтов <i>Siphonodella belkai</i> Dzik (турнейский ярус, нижний карбон) <i>А. В. Журавлев</i>	347
Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба <i>Г. Л. Розбаева, В. А. Маринов, А. В. Храпцова, А. Е. Игольников, О. С. Урман, Ю. В. Лошаченко, Л. А. Дубровина</i>	361
Микрофоссилии пригидротермально-осадочных отложений Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) <i>Л. В. Леонова, Е. И. Сорока, А. А. Галеев</i>	376
Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования <i>С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская</i>	391

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2022 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 22, No. 3, 2022

Polychronous (360–2940 Ma) zirconology of the “Riphean” metabasalts of the Bolshoi Miass (Southern Urals) <i>A. A. Krasnobaev, V. N. Puchkov, N. D. Sergeeva, S. V. Busharina, N. N. Farrakhova, S. A. Dyakova</i>	277
Lithological-genetic features of Starorusskaya, Vasileostrovskaya and Siverskaya formations of the Upper Vendian–Lower Cambrian Baltic-Ladoga Monocline <i>A. B. Tarasenko, V. N. Podkovyrov</i>	284
Geochemistry of limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in the Southern and Middle Urals <i>G. A. Mizens, S. A. Dub</i>	300
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) <i>E. N. Kungulova, A. A. Tomilenko, P. A. Tishin, O. V. Savinova, D. V. Lychagin, O. V. Bukharova</i>	327
Morphological features, ontogenetic changes and stratigraphic range of conodonts <i>Siphonodella belkai</i> Dzik (Tournaisian, Mississippian) <i>A. V. Zhuravlev</i>	347
New data on the stratigraphy and depositional environment of the Jurassic-Cretaceous boundary sediments of the northwestern part of the Yenisei-Khatanga trough <i>G. L. Rozbaeva, V. A. Marinov, A. V. Khramtsova, A. E. Igolnikov, O. S. Urman, Yu. V. Loshachenko, L. A. Dubrovina</i>	361
Microfossils in bottom-hydrothermal sediments of the Saf’yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals) <i>L. V. Leonova, E. I. Soroka, A. A. Galeev</i>	376
Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions <i>S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya</i>	391

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 550.93:234.853

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-277-283

Полихронная (360–2940 млн лет) цирконология “рифейских” метабазальтов хребта Большой Миасс (Южный Урал)

А. А. Краснобаев¹, В. Н. Пучков¹, Н. Д. Сергеева², С. В. Бушарина¹, Н. Н. Фаррахова¹, С. А. Дьякова²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: atlantida21@mail.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, 450078, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 11.01.2022 г., принята к печати 15.02.2022 г.

Объект исследования. Вулканогенные образования навыйского комплекса айской свиты нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. **Результаты.** Получены U-Pb датировки цирконов из метабазальтов навыйского комплекса, отражающие их возрастную специфику. По изотопным параметрам цирконы пробы K2247 делятся на две группы. Первая объединяет древние кристаллы с возрастом $T_1 = 2943 \pm 31$ и $T_2 = 2713 \pm 49$ млн лет, вторая – существенно более молодые с возрастом кристаллов $T_3 = 451.6 \pm 9.1$ и $T_4 = 366.4 \pm 6.0$ млн лет, при этом рифейских цирконов в пробе K2247 не обнаружено. **Выводы.** Полученные датировки метабазальтов на западном склоне Урала среди рифейских толщ свидетельствуют о том, что палеозойский магматизм имел место не только на восточном склоне Урала, но и в определенной мере на западном и проявлялся неоднократно.

Ключевые слова: циркон, U-Pb метод, метабазальт, рифей, палеозой, изотопный возраст, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS-2022-0013) и Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург (тема гос. задания АААА-А19-119072990020-6)

Polychronous (360–2940 Ma) zirconology of the “Riphean” metabasalts of the Bolshoi Miass (Southern Urals)

Artur A. Krasnobaev¹, Viktor N. Puchkov¹, Nina D. Sergeeva², Sof'ya V. Busharina¹, Nadezhda N. Farrakhova¹, Svetlana A. Dyakova²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: atlantida21@mail.ru

²Institute of Geology of the Ufimian Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 16/2 K Marx st., 450078 Ufa, Russia

Received 11.01.2022, accepted 15.02.2022

Research subject. Volcanogenic formations of the Navysh complex of the Ai Formation in the Taratash anticlinorium of the Southern Urals, which have been thought to be Lower Riphean. **Results.** The U-Pb dating of zircons from metabasalts of the Navysh complex were obtained, reflecting specific characteristics of their age. The isotope parameters of zircons of the K2247 sample divide them into two groups. The first group unites the ancient crystals aged $T_1 = 2943 \pm 31$ and $T_2 = 2713 \pm 49$ Ma, while crystals in the second group belongs to a much age – $T_3 = 451.6 \pm 9.1$ and $T_4 = 366.4 \pm 6.0$ Ma. No Riphean crystals were found in sample K2247. **Conclusions.** The dates obtained for the supposed Riphean complexes have shown that the Paleozoic magmatism took place not only in the eastern slope of the Urals, but also in the western slope. This process occurred several times.

Keywords: zircon, U-Pb method, metabasalt, Riphean, Paleozoic, isotopic age, Southern Urals

Funding information

The work was performed within the state task of the Institute of Geology of the RAS Ufimian Federal Research Centre (FMRS-2022-0013) and the UBRAS Institute of Geology and Geochemistry (АААА-А19-119072990020-6)

Для цитирования: Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.И., Фаррахова Н.Н., Дьякова С.А. (2022) Полихронная (360–2940 млн лет) цирконология “рифейских” метабазальтов хребта Большой Миасс (Южный Урал). *Литосфера*, 22(3), 277-283. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-277-283>

For citation: Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Farrakhova N.N., Dyakova S.A. (2022) Polychronous (360–2940 Ma) zirconology of the “Riphean” metabasalts of the Bolshoi Miass (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 277-283. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-277-283>

© А.А. Краснобаев, В.Н. Пучков, Н.Д. Сергеева, С.И. Бушарина, Н.Н. Фаррахова, С.А. Дьякова, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы полихронности цирконов навышского комплекса айской свиты нижнего рифея в Тараташском антиклинории (Южный Урал) были рассмотрены ранее в наших работах (Краснобаев и др., 2018, 2020, 2021), где на основе датировок по цирконам из магматических пород в айской свите сделаны выводы о полихронности не только цирконов, но и вулканитов навышского комплекса и о возрастной эволюции Урала как единой системы с глубокого докембрия и до верхнего палеозоя.

Впервые к выводам о полихронности не только вулканогенных пород, но и всего комплекса образований айской свиты привели K-Ar-датировки вулканитов в интервале 400–600 млн лет (Ленных, Петров, 1974). Свидетельством полихронности вулканитов навышского комплекса айской свиты служат результаты петрографических, геохимических и изотопных исследований, которые позволили выделить в составе вулканитов две серии значительно различающихся магматитов (Хотылев, Тевелев, 2017; Ронкин, Лепехина, 2008). Вещественные особенности выделенных серий объясняются разными источниками магматических расплавов (Тевелев и др., 2014).

Новые данные, полученные в результате изотопно-геохронологического изучения цирконов из вулканогенных пород айской свиты (пр. K2247 с координатами 55°28'10" с. ш. и 059°38'23" в. д.), дополнили и уточнили выводы, сделанные нами ранее.

Проба K2247 отобрана на западном склоне хр. г. Бол. Миасс (высотная отметка 756.5 м) в поле распространения вулканогенно-осадочных пород навышской подсвиты айской свиты (рис. 1), где метабазаальты обнажены в невысоких (20–30 см) коренных выходах шириной 5–7 м. Непосредственные контакты метабазаальтов с подстилающими и перекрывающими образованиями не наблюдались.

Цирконы пр. K2247 выделены из метабазаальтового порфирита среднезернистого, зеленовато-серого, массивного, разбитого трещинами на грубые блоки и плиты. Метабазаальтовый порфирит содержит вкрапленники пироксена и плагиоклаза, таблитчатые кристаллы последнего (размером 3 × 6 мм) хорошо видны на свежем сколе породы.

Составы петрогенных оксидов в массовых процентах и содержание редких элементов в граммах на тонну метабазаальтового порфирита даны в табл. 1. Определение химического состава пород проведено в аналитической лаборатории Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа) и редких элементов – на масс-спектрометре Elan-6100 Perkin Elmer масс-спектральным методом и на спектрометре Optima-4300 DV Perkin Elmer атомно-эмиссионным методом в лаборато-

риях ФГУП “ВИМС” (Москва). На классификационной диаграмме TAS по составу и содержанию петрогенных компонентов порода попадает в поле щелочных базальтов.

Изотопное датирование цирконов U-Pb методом с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II по известной методике (Williams, 1998) выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), результаты изотопных исследований приведены в табл. 2. Интерпретация изотопно-геохронологических материалов в статье представлена А.А. Краснобаевым и полностью отвечает его редакции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы пр. K2247 даже по внешним признакам (рис. 2) легко делятся на два типа. К первому (I) относятся мелкие округлые прозрачные, с розоватым оттенком кристаллы (2, 4, 6), ко второму (II) – крупные зерна, стеклянноподобные, с четким идиоморфизмом (1, 3), часто с крупными включениями, объединяющими твердые и флюидные фазы.

Представители I типа обладают крайне слабой CL или ее отсутствием, вероятно обусловленной метамиктностью (в связи с их древним возрастом). В проходящем свете они достаточно однородные, лишь иногда осложнены трещинами (кр. 2), порожденными тектоникой и растворением. Признаков абразии у цирконов I типа не обнаружено.

Кристаллы II типа характеризуются сложной эволюцией. Кристалл 1 обладает классической зональностью магматического типа с выделением и чередованием укрупненных слоевых зон. В нем сосуществуют, по крайней мере, четыре стадии образования, зафиксировавшие изменения состава среды кристаллизации.

Кристалл 3 представляет собой иной вариант II типа, выделяется крупными размерами (до 0.15 мм), повышенным удлинением, обилием твердо-жидких включений, иногда связанных с окружающей средой. При этом включения, расположенные параллельно удлинению, на растущих гранях играют роль минералов-уровней, где и были “усвоены” растущим кристаллом.

U-Th-T. Составы ранних генераций кристаллов подобны (рис. 3), что, возможно, объясняется их общим субстратом, лишь в различной степени переработанным.

У кристаллов I типа проявляется слабая тенденция возрастания содержания Th с одновременным снижением содержания U при переходе от древнейшего зерна к более молодому (6→4→2), а ранние генерации кристаллов II типа по распределению этих элементов практически совпадают (1.1, 3.1).

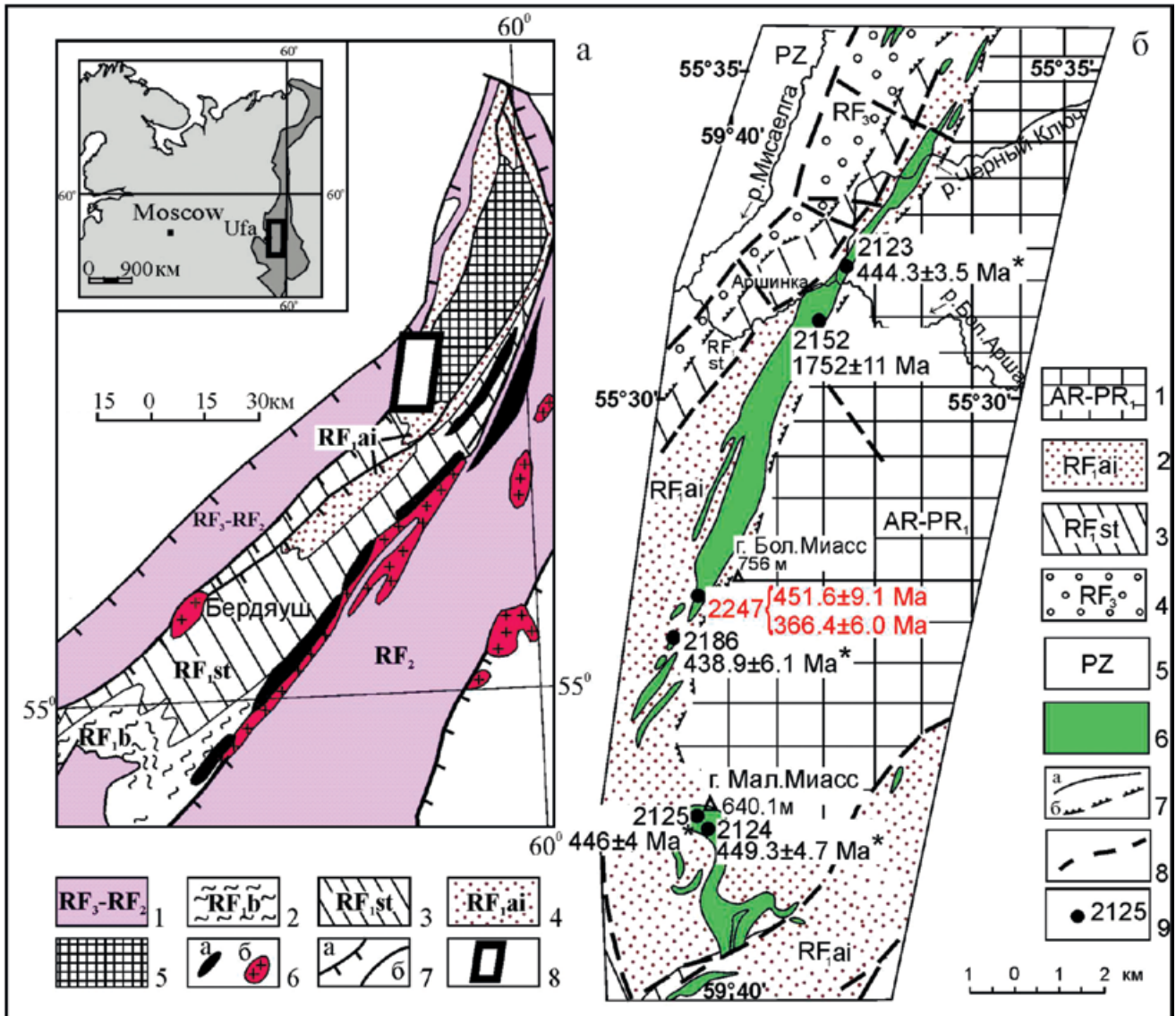


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тараташского антиклинория Южного Урала (а) и фрагмент геологической карты района гор Бол. и Мал. Миасс (б) (Краснобаев и др., 2020, с изменениями и дополнениями).

а. 1–4 – отложения рифея: 1 – среднего и верхнего нерасчлененные, 2–4 – нижнего (2 – бакальской, 3 – саткинской, 4 – айской свит); 5 – тараташский метаморфический комплекс (AR–PR₁); 6 – магматические породы: а – габбро, б – граниты; 7 – границы: а – тектонические, б – стратиграфические; 8 – положение фрагмента геологической карты “б”.

б. 1 – тараташский метаморфический комплекс (AR–PR₁); 2–5 – отложения: 2 – айской, 3 – саткинской свит нижнего рифея, 4 – верхнего рифея, 5 – палеозоя; 6 – вулканогенные породы; 7, 8 – границы: 7 – стратиграфические согласные (а) и несогласные (б), 8 – тектонические; 9 – места отбора цирконовых проб и их номера.

Возрастные датировки, обозначенные звездочкой, приведены по (Краснобаев и др., 2020).

Fig. 1. Schematic geological map of the Taratash anticlinorium of the Southern Urals (a) and a fragment of the geological map of the Bol. and Mal. Miass (b) (Krasnobaev et al., 2020, with changes and additions).

a. 1–4 – Riphean sediments: 1 – Middle and Upper undivided; 2–4 – Lower (2 – Bakal, 3 – Satka, 4 – Ai Formations); 5 – Taratash metamorphic complex (AR–PR₁); 6 – igneous rocks: a – gabbro, б – granites; 7 – boundaries: a – tectonic, б – stratigraphic; 8 – position of a fragment of a geological map “б”.

б. 1 – Taratash metamorphic complex (AR–PR₁); 2–5 – deposits: 2 – Ai, 3 – Satka Formations of the Lower Riphean, 4 – Upper Riphean, 5 – Paleozoic; 6 – volcanic rocks; 7, 8 – boundaries: 7 – stratigraphic conform (a), unconform (б); 8 – tectonic; 9 – places of sampling for zircons and their numbers.

Age dates, marked with asterisks, are given according to (Krasnobaev et al., 2020).

Таблица 1. Результат химического анализа метабазальта (пр. K2247) навышского комплекса, гора Бол. Миасс
Table 1. The result of the chemical analysis of metabasalt (sample K2247) of the Navysh complex, mount Bol. Miass

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
	47.0	0.99	14.00	4.46	7.69	8.00	0.02	8.60	3.75	2.70	0.01	2.72
Li	Be	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
22.542	0.251	50.229	5882.9	335.512	149.51	1633.37	52.275	76.22	96.184	61.713	15.87	1.603
Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La
101.86	18.221	36.411	1.432	0.112	0.118	0.132	0.767	0.304	H.o.	0.212	331.127	3.319
Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
1.143	5.749	1.891	0.765	2.69	0.452	3.116	0.684	2.133	0.306	2.038	0.303	1.084

Примечание. Химический состав петрогенных оксидов приведен в вес. %, содержание редких элементов – в г/т. Н.о. – не определялось.

Note. Chemical composition of petrogenic oxides are given in wt%, contents of rare elements – in ppm. H.o. – not defined.

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов из метабазальтов (пр. K2247)
Table 2. U-Pb age of zircons from metabasalts (sample K2247)

Проба	% ²⁰⁶ Pb _c	U, г/т	Th, г/т	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/т	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age		(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age		D %	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* ± %	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ± %	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± %	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± %	Rh _c		
						±	±										
K2247-1.4	0.11	570	71	0.13	28.1	359.8 ±5.6	349 ±41	-3	17.42	1.6	0.05347	1.8	0.423	2.4	0.0574	1.6	0.658
K2247-1.1	0.15	250	173	0.71	12.6	366.3 ±6	344 ±66	-6	17.1	1.7	0.0534	2.8	0.43	3.3	0.05847	1.7	0.510
K2247-1.3	0.22	124	60	0.50	6.27	367.7 ±6.7	322 ±94	-12	17.04	1.9	0.0528	4.1	0.428	4.5	0.0587	1.9	0.410
K2247-1.2	0.11	406	260	0.66	20.6	369.6 ±5.9	308 ±50	-17	16.95	1.6	0.0525	2.2	0.427	2.7	0.05901	1.6	0.601
K2247-3.2	0.21	73	40	0.57	4.44	442.6 ±8.7	443 ±100	0	14.07	2	0.0558	4.6	0.546	5	0.0711	2	0.405
K2247-3.1	0.15	141	143	1.05	8.85	453.3 ±7.8	438 ±72	-3	13.73	1.8	0.0556	3.3	0.559	3.7	0.0728	1.8	0.480
K2247-3.3	0.00	231	181	0.81	14.5	454.7 ±7.3	435 ±50	-4	13.68	1.7	0.0556	2.3	0.56	2.8	0.0731	1.7	0.593
K2247-2.1	0.05	135	201	1.55	60.7	2720 ±36	2708 ±11	0	1.905	1.6	0.1861	0.66	13.47	1.8	0.5248	1.6	0.926
K2247-4.1	0.03	164	137	0.86	74.3	2726 ±36	2795 ±11	3	1.9	1.6	0.1962	0.69	14.24	1.8	0.5264	1.6	0.919
K2247-6.1	0.09	193	113	0.61	95.8	2942 ±38	2943.7 ±8.7	0	1.729	1.6	0.215	0.54	17.14	1.7	0.5782	1.6	0.947

Примечание. Погрешность ±1σ, Pb_c и Pb* – общий и радиогенный Pb. Погрешность калибровки стандарта – 0.42%. (1) – коррекция по ²⁰⁴Pb. D – дискордантность. Rh_c – коэффициент корреляции.

Note. Error ±1σ, Pb_c and Pb* – are common and radiogenic Pb. Error of standard gauge is 0.42%. (1) – correction on ²⁰⁴Pb. D – discordance. Rh_c – correlation coefficient.

При этом механизмы их эволюции (3.1–3.2–3.3 и 1.1–1.2–1.3–1.4) качественно разнятся, что обусловлено условиями их кристаллизации. Для кристалла 3 характерен типичный вариант эволюции с уменьшением содержания U и Th в процессе роста и кристаллизационной дифференциации

расплава. Развитие кристалла 1 уже более сплошное и включает в себя инверсию состава (1.2–1.3, 1.3–1.4). Весьма показательным, что сложные и продолжительные процессы эволюции не повлияли на возраст ранних генераций кристаллов, что может быть связано со снижением температуры расплава.

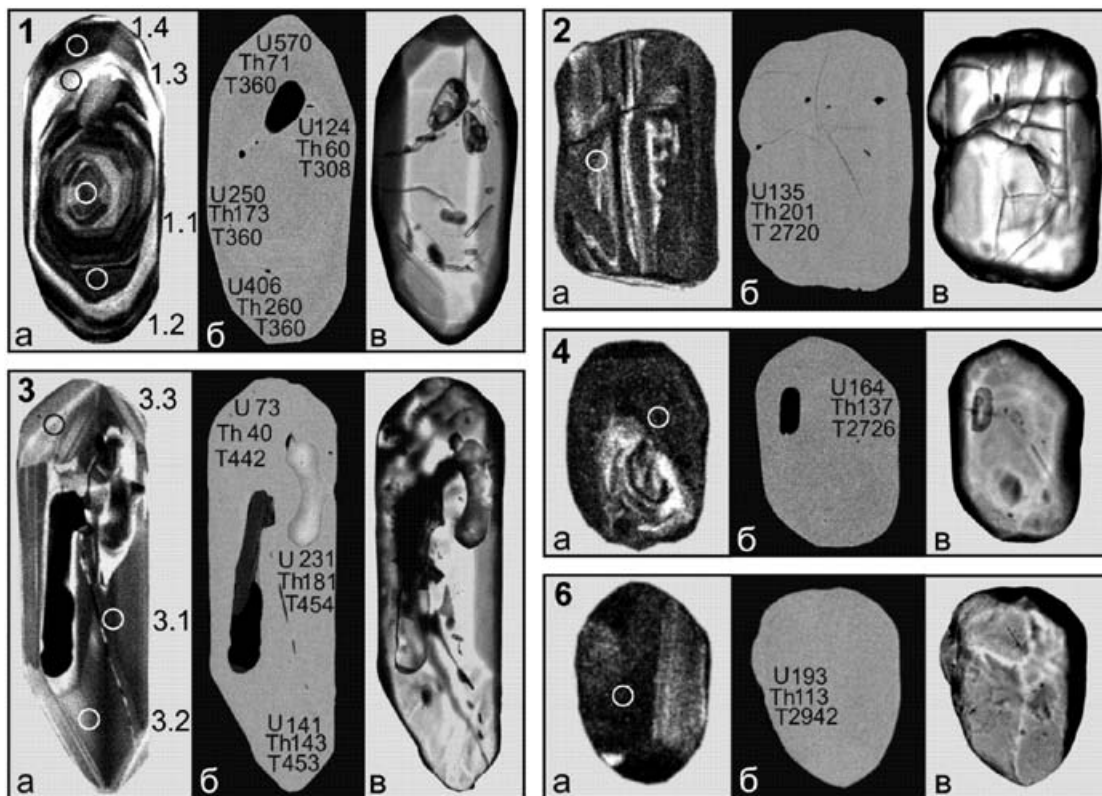


Рис. 2. Микроморфология цирконов из метабазальтов (пр. K2247).

Цифры – номера кристаллов, кратеров, содержание U и Th, г/г. Т – возраст (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). а – CL (катодолуминесценция), б – BSE (обратнорассеянные электроны), в – оптика, проходящий свет.

Fig. 2. Micromorphology of zircons from metabasalts (sample K2247).

Numbers – numbers of crystals, craters, content of U and Th (ppm). T – age (by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). a – CL (cathodoluminescence), б – BSE (backscattered electron), в – optics, transmitted light.

Расположение датировок в координатах U–T не только отражает реальные взаимоотношения между зернами, но и образует характерные для них возрастные уровни.

Возраст. Цирконы по изотопным параметрам также делятся на две группы (рис. 4). Первая снова объединяет древние кристаллы 2, 4 и 6, вторая – более молодые – 1, 3. Самым древним с возрастом $T_1 = 2943 \pm 31$ млн лет является кристалл 6, а с учетом его высокой сохранности (нулевой дискордантности) он с большой вероятностью отражает возраст своего образования. Подобная ситуация и с кристаллом 2 с $T_2 = 2713 \pm 49$ млн лет.

Группа II представлена кристаллами 1 и 3. На рис. 4а они расположены вблизи начала координат и для наглядности показаны в других координатах (см. рис. 4б). Здесь они четко обособляются друг от друга и уверенно датируются, поскольку характеризуются несколькими анализами каждый.

Возраст кристалла 3 $T_3 = 451.6 \pm 9.1$ млн лет, кристалла 1 – $T_4 = 366.4 \pm 6.0$ млн лет, т. е. их от-

меченная возрастная специфика (см. рис. 2) уверенно проявилась и при учете других изотопных отношений.

Последовательность возрастных характеристик цирконов – $T_1 = 2943 \pm 31$, $T_2 = 2713 \pm 49$, $T_3 = 451.6 \pm 9.1$ и $T_4 = 366.4 \pm 6.0$ млн лет – фрагментарно отражает отдельные моменты геологической истории западного склона Урала. При этом собственно рифейских цирконов в метабазальтах пр. K2247 не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Датировки метабазальтов хр. Бол. Миасс, расположенного среди нижнерифейских толщ, практически соответствуют некоторым известным на западном склоне Урала событиям и комплексам (тараташскому субстрату, ордовикскому вулканизму, верхнедевонскому плюму). Однако они оказались вообще лишеными рифейских магматических пород, что может быть объяснено,

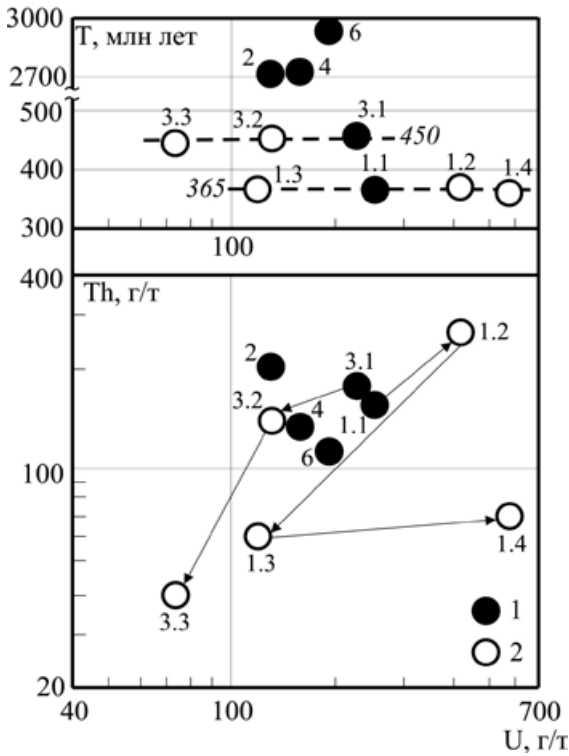


Рис. 3. Взаимоотношения U, Th (г/г) и T (млн лет), по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в цирконах метабазальтов (пр. K2247).

Ранние 1, поздние 2 генерации соединены стрелками.

Fig. 3. Relationships of U, Th (ppm) and T (Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) in metabasalt zircons (sample K2247).

Early 1, late 2 generations, connected by arrows.

в частности, сложной надвиговой тектоникой и плохой обнаженностью. Ситуация с отсутствием цирконов с рифейскими датировками в пр. K2247 может быть связана с последовательным (от нижнего докембрия до верхнего палеозоя) проявлением вулканогенных процессов в регионе, которые происходили на одних и тех же участках, перекрывающая вулканогенные образования предшествующих извержений. Вероятно, на современной поверхности выравнивания породы ранних извержений вскрыты эрозией фрагментарно. Для объяснения причин сосуществования полихронных вулканитов в навышском комплексе нижнего ри-

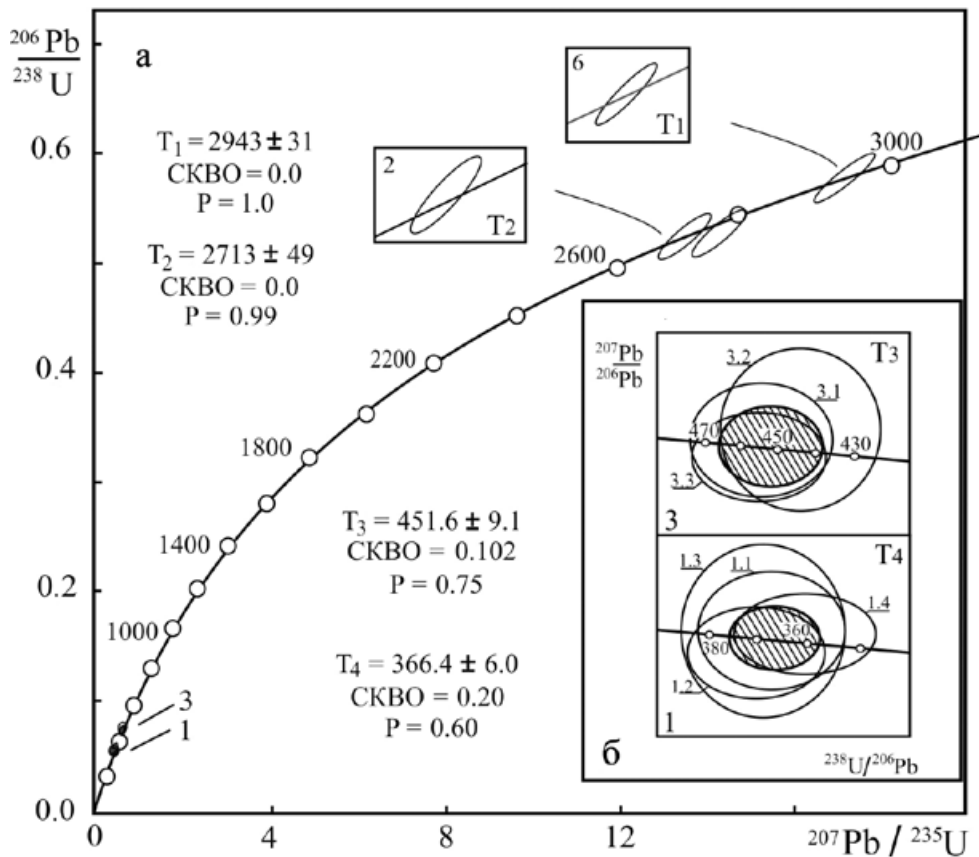


Рис. 4. U-Pb возраст цирконов из метабазальтов (K2247).

a – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, б – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

Fig. 4. U-Pb age of metabasalts zircons (s. K2247).

a – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, б – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

фея, а такая ситуация отмечена нами и для вулканогенных пород в среднем (машакский комплекс) и завершающем (игонинский метабазальтовый комплекс) рифее, необходимы дальнейшие исследования и магматических комплексов, и геодинамических условий их образования и преобразования на площади распространения отложений рифея. Для осадочных отложений, включающих в себя разновозрастные вулканогенные породы, пока нет данных об их рифейском или палеозойском возрасте. Однако в более северном участке западного края Тараташского поднятия (район р. Ушат) доказано присутствие терригенных и вулканогенных отложений айской свиты (Краснобаев и др., 2020; Романюк и др., 2019).

Полученные датировки на западном склоне Урала среди рифейских толщ показывают широкие масштабы развития палеозойских процессов не только в пределах центральной зоны Урала, где они являются созидающими, но и на его западном склоне, где они развиты в незначительном объеме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Полихронная цирконология навьшских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *Докл. АН*, **478**(1), 74–80.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2020) Полихронные цирконы вулканитов Навьшского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал). *Георесурсы*, **22**(4), 101–112. DOI: 10.18599/grs.2020.4.101-112
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2021) Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала. *Литосфера*, **21**(5), 601–608. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-601-608
- Ленных В.И., Петров В.И. (1974) О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса. *Вулканизм Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 146–164.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2019) Локальный источник обломочного материала для пород айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего рифея, Башкирское поднятие, Южный Урал) по результатам U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов. *Докл. АН*, **484**(1), 77–82.
- Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П. (2008) Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея. *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли*. Мат-лы V Всерос. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 203–207.

- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О. Тевелев Арк.В., Прудников И.А. (2014) Особенности строения и эволюции Айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал). *Вестн. Московского ун-та. Сер. Геол.*, **4**(5), 19–28.
- Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Геохимические особенности вулканитов раннерифейского Навьшского комплекса (Южный Урал) (2017) *Вестн. Московского ун-та. Сер. Геол.*, **4**(6), 28–34.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, (7), 1–35.

REFERENCES

- Khotylev A.O., Tevelev Al.V. (2017) Geochemical characteristics of the Navysh volcanic complex (Southern Ural). *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4 Geol.*, (6), 28–34. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018) Polychronous zirconology of the Ai Formation Navysh volcanics (Southern Urals). *Dokl. AN*, **478**(1), 74–80. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2020) Polychronous zircons of the volcanic rocks of the Ai Formation Navysh complex Lower Riphean (South Urals). *Georesursy*, **22**(4), 101–112. (In Russ.) DOI: 10.18599/grs.2020.4.101-112
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2021) Permian zircons (280–290 Ma) from intrusive igneous rocks in the Riphean strata of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **21**(5), 601–608. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-601-608
- Lennykh V.I., Petrov V.I. (1974). On the potassium alkaline basaltoids in the frame of the Taratash complex. *Volcanism of the South Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 146–164. (In Russ.)
- Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Powerman V.I., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2019) Local source of clastic material for rocks of the Ai Formation (base of the Lower Riphean stratotype section, Bashkirian Uplift, Southern Urals) based on the results of U/Pb dating (LA-ICP-MS) of detrital zircons. *Dokl. AN*, **484**(1), 77–82. (In Russ.)
- Ronkin Ju.L., Lepekhina O.P. (2008) Novye U-Pb SHRIMP II data about age of volcanic rocks of the Ai Formation Burziyan sere in Bashkir megantichlonioium and age problem of Riphean lower border. *Types of sedimentogenesis and lithogenesis and their evolution in the history of the Earth: Materials V All-Russian Lithol. Conf.* Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 203–207. (In Russ.)
- Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Khotylev A.O. Tevelev Ark.V., Prudnikov I.A. (2014) Specific of construction and evolution of Ai Riphean volcanic complex (Southern Urals) *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4 Geol.*, (5), 19–28. (In Russ.)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, (7), 1–35.

УДК 552.143, 552.51, 552.52, 551.31

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-284-299

Литолого-генетические особенности старорусской, василеостровской и сиверской свит верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладожской моноклизы

А. Б. Тарасенко¹, В. Н. Подковыров²

¹Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21-я линия, д. 2, e-mail: Tarasenko_AB@pers.spmi.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2, e-mail: viktorpodk@gmail.com

Поступила в редакцию 20.01.2022 г., принята к печати 01.04.2022 г.

Объект исследования. Разрезы верхнего венда–нижнего кембрия, вскрытые в начале XXI в. скважинами Авлога-12R, Уткина Заводь – 1 и Тайцы-2 глубиной 150–370 м, на севере и в центральной части Ленинградской области. **Методы.** Анализ структурно-текстурных особенностей пород контактов слоев, распределения в них аллотигенных (кварц, полевые шпаты) и аутигенных (пирит, сидерит, глауконит) минералов позволил дополнить характеристику выделенных ранее в этих скважинах старорусской, василеостровской и сиверской свит. Применение структурно-генетического метода дало возможность уточнить объемы и границы свит, доказать отсутствие в разрезе ломоносовской свиты, выделенной ранее в скв. Тайцы-2. **Результаты.** На основе реконструкции условий и обстановок осадконакопления, развития процессов седиментации во времени в разрезах установлены три трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы. Первая отвечает старорусской свите, вторая – василеостровской, а третья – сиверской. Показано, что в изученной части палеобассейна в конце венда–начале кембрия существовали обстановки открытого шельфа (область подвижного мелководья с подводными валами (зона Y), область относительного глубоководья с фоновой и штормовой седиментацией (зона X) и переходная между X и Y зона лоскутных песков с изменчивым гидродинамическим режимом. Максимумы трансгрессий, соответствующие развитию наиболее глубоководных обстановок, приходились на середину старорусского, василеостровского и сиверского времени, а максимумы регрессий, маркируемые отложениями мелководья, относятся к концу указанных временных интервалов. По изохронным уровням – максимумам трансгрессий и регрессий – выполнена корреляция разрезов скважин.

Ключевые слова: Балтийско-Ладожская моноклиза, верхний венд, нижний кембрий, старорусская, василеостровская и сиверская свиты, аллотигенные и аутигенные минералы, структурно-генетический анализ, типы слоев, циклотемы, изохронные уровни

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГД РАН (FMUW-2021-0003)

Lithological-genetic features of Starorusskaya, Vasileostrovskaya and Siverskaya formations of the Upper Vendian–Lower Cambrian Baltic-Ladoga Monocline

Anna B. Tarasenko¹, Viktor N. Podkovyrov²

¹St. Petersburg Mining University, 2 21-st line Vasilevsky Island, 199106 St. Petersburg, Russia, e-mail: Tarasenko_AB@pers.spmi.ru

²Institute of Precambrian Geology and Gchronology of Russian Academy of Sciences, 2 emb. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia, e-mail: viktorpodk@gmail.com

Received 20.01.2022, accepted 01.04.2022

Research subject. Sections of the Upper Vendian–Lower Cambrian, opened at the beginning of the XXI century by wells Avloga-12R, Utkina Zavod – 1 and Thais-2 with a depth of 150–370 m, in the north and in the central part of the Leningrad region. **Methods.** The analysis of the structural and textural features of the rocks of the contact layers, the

Для цитирования: Тарасенко А.Б., Подковыров В.Н. (2022) Литолого-генетические особенности старорусской, василеостровской и сиверской свит верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладожской моноклизы. *Литосфера*, 22(3), 284–299. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-284-299>

For citation: Tarasenko A.B., Podkovyrov V.N. (2022) Lithological-genetic features of Starorusskaya, Vasileostrovskaya and Siverskaya formations of the Upper Vendian–Lower Cambrian Baltic-Ladoga Monocline. *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 284–299. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-284-299>

© А.Б. Тарасенко, В.Н. Подковыров, 2022

distribution of allotigenic (quartz, feldspar) and autigenic (pyrite, siderite, glauconite) minerals in them allowed us to supplement the characteristics of the Old Russian, Vasileostrovsky and Siverskaya formations previously isolated in these wells. The use of the structural-genetic method made it possible to clarify the volumes and boundaries of the formations, to prove the absence in the section of the Lomonosov formation, previously isolated in the well Thais-2. *Results.* Based on the reconstruction of sedimentation conditions and settings, the development of sedimentation processes over time, three transgressive-regressive sequences of layers – cyclothemes were established in sections. The first corresponds to the Old Russian, the second – Vasileostrovskaya, and the third – Siverskaya formation. It is shown that in the studied part of the paleobasin at the end of the Vendian–the beginning of the Cambrian, there were open shelf environments (an area of mobile shallow water with underwater shafts (zone Y), an area of relative deep water with background and storm sedimentation (zone X) and a transitional zone of patchwork sands between X and Y with a variable hydrodynamic regime. The maxima of transgressions corresponding to the development of the deepest water environments occurred in the middle of the Old Russian, Vasileostrovsky and Siversky time, and the maxima of regressions marked by shallow water deposits belong to the end of these time intervals. According to isochronous levels – maxima of transgressions and regressions, correlation of well sections was performed.

Keywords: *Baltic-Ladoga Monocline, Upper Vendian, Lower Cambrian, Starorusskaya Formation, Vasileostrovskaya Formation, Siverskaya Formation, lithological-genetic analysis, layer types, cyclotherm, cycle*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment IGGD RAS(FMUW-2021-0003)

ВВЕДЕНИЕ

Породы верхнего венда–нижнего кембрия на площади Балтийско-Ладужской моноклизы вскрыты десятками скважин, результаты обработки которых изложены в ряде публикаций (Вендская система..., 1985; Геологическая карта..., 1963, 1964, 1980, 1989; Геологические формации..., 1981; Геологическое строение..., 1985; Геология СССР, 1971; Древние платформы Евразии..., 1977; Соколов, 1997) и фондовых отчетов. В этих работах дана общая литологическая и биостратиграфическая характеристика разрезов, проведено расчленение их на свиты и горизонты, установлены особенности фациальных изменений отложений. Показано несогласное залегание верхнего венда на толщах рифея и породах кристаллического фундамента. На площади Балтийско-Ладужской моноклизы верхний отдел венда подразделяется на редкинский и котлинский горизонты, а в составе нижнего кембрия установлены лонтоваский и доминопольский горизонты (Вербицкий и др., 2012). Согласно региональной стратиграфической схеме (Постановления..., 2011; Решения..., 1965), редкинскому горизонту соответствует старорусская свита, котлинскому – василеостровская и воронковская (на востоке Ленинградской области выклинивается), лонтоваскому – ломоносовская и сиверская, доминопольскому – люкатиская и тискреская свиты (распространены на западе Ленинградской области).

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Объектами изучения являются разрезы верхнего венда–нижнего кембрия, вскрытые новыми

скважинами Авлога-12R, Уткина Заводь – 1 и Тайцы-2 на севере и в центральной части Ленинградской области (рис. 1). Скважины Уткина Заводь – 1 и Тайцы-2 пробурены Петербургской комплексной геологической экспедицией (ПКГЭ) на территории Предглинтовой низменности, а скв. Авлога-12R – на Карельском перешейке. Описания керна скважин и разбивка на свиты впервые были выполнены А.С. Яновским (ПКГЭ), эти материалы вошли в объяснительную записку к ГГК-1000/3 (лист О-35 – г. Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург) (Вербицкий и др., 2012). Породы описаны послойно без применения дополнительных лабораторных методов (минералого-петрографического анализа), характер границ свит и их положение в разрезе четко не обозначены.

До 2007 г. бурение скважин глубиной более 100 м на территории Санкт-Петербурга проводилось в небольших объемах (Норова, 2016). С началом масштабного высотного строительства потребовались детальные инженерно-геологические изыскания на отданных под застройку площадках, включающие в себя изучение литологических, гидрогеологических и физико-механических свойств пород. К этому периоду относятся исследования коллектива инженерных геологов и гидрогеологов под руководством профессора Горного университета Р.Э. Дашко (Дашко, Жукова, 2011; Дашко и др., 2011а, б; Норова, 2016). В ходе инженерно-геологических изысканий была рассмотрена специфика структурно-тектонической обстановки и влияние гидродинамических и гидрохимических условий основных водоносных горизонтов на безопасность строительства и эксплуатации не только высотных сооружений, но и подземных тоннелей метрополи-

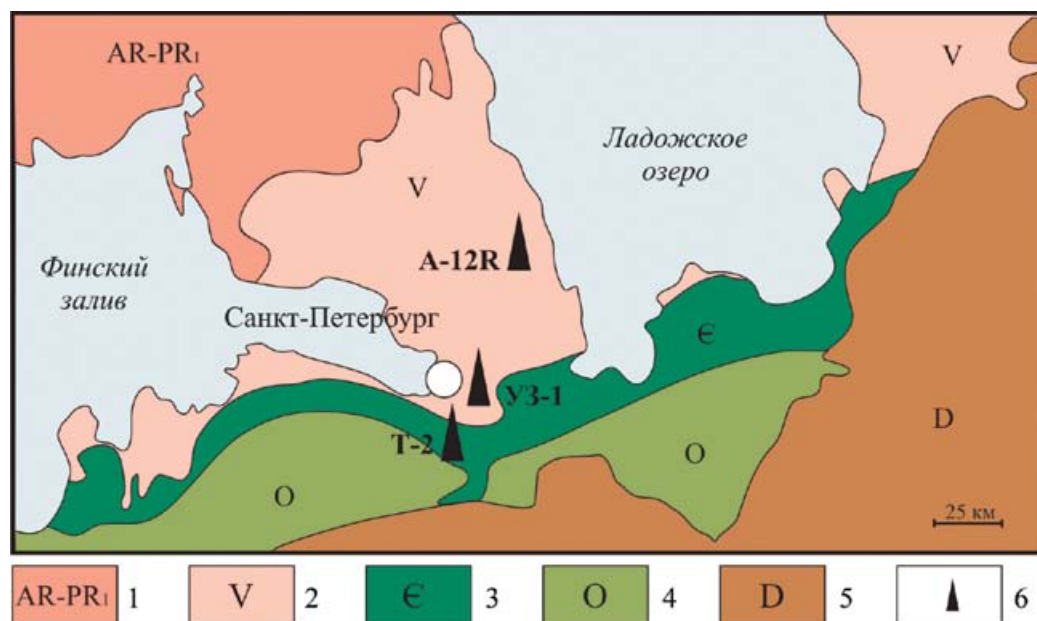


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Ленинградской области.

1 – архей–ранний протерозой, 2 – венд, 3 – кембрий, 4 – ордовик, 5 – девон; 6 – скважины: А-12R – Авлога-12R, UZ-1 – Уткина Заводь – 1, T-2 – Тайцы-2.

Fig. 1. Overview geological map of the Leningrad region.

1 – Archaean–Early Proterozoic, 2 – Vendian, 3 – Cambrian, 4 – Ordovician, 5 – Devonian; 6 – bore holes: A-12R – Avloga-12R, UZ-1 – Utkina Zavod' – 1, T-2 – Taitsy-2.

тена, а также долговременных хранилищ для захоронения низкорadioактивных отходов в глинистых породах венд-кембрийского комплекса (Дашко, Жукова, 2011; Дашко, Котюков, 2011; Дашко и др., 2011а, б; Дашко, Коробко, 2013; Норова, 2016).

Специальные биостратиграфические (Голубкова и др., 2021; Кушим и др., 2021), литолого-генетические (Норова, Шишлов, 2010) и литогеохимические исследования (Подковыров, Котова, 2020; Подковыров и др., 2017; Тарасенко и др., 2018) керна, к сожалению, выполнены не для всех скважин.

Цель настоящего исследования – выявление особенностей строения и седиментационной цикличности разрезов верхнего венда–нижнего кембрия, вскрытых новыми скважинами Авлога-12R, Уткина Заводь – 1 и Тайцы-2, определение объемов и границ образующих их естественных геологических тел для уточнения литологических характеристик, границ и обстановок формирования выделенных ранее свит.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР И ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах Балтийско-Ладужской моноклизы вендские толщи выходят на поверхность на южной части Карельского перешейка, в акватории Финского залива и на его южном побережье, по бере-

гам рр. Черная, Коваши, Воронка. Кембрийские отложения распространены в предглинтовой полосе, севернее они выклиниваются. Южной границей выходов кембрия является Балтийско-Ладужский глинт, южнее которого они перекрываются более молодыми отложениями.

Большое значение для изучения венда и кембрия до сих пор имеют работы Ф.Б. Шмидта (1858–1887 гг.), Б.П. Асаткина (1936–1944 гг.) и М.Э. Янишевского (1924–1950 гг.). Комплексная характеристика региональных стратиграфических подразделений данного интервала выполнена во время геолого-съёмочных работ Северо-Западным геологическим управлением (В.А. Селиванова, С.А. Петрова, А.И. Шмаенок, Т.Н. Соколова, А.С. Яновский, Э.Ю. Саммет, А.М. Оганесова, Ю.И. Гречко), результаты съёмки обобщены и проанализированы в ряде монографий (Геологические формации..., 1981; Геологическое строение..., 1985; Геология СССР, 1971). Б.С. Соколовым, А.Н. Гейслером, А. Менсом и Э. Пиррусом выделены местные стратиграфические подразделения в разрезе верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладужской моноклизы. Представления об их цикличности и обстановках формирования высказывались М.Э. Янишевским, Е.П. Брунсом, А.Н. Гейслером, В.А. Котлуковым, Н.С. Иголки-

ной, М.М. Толстихиной и др. Эти исследователи видели тесную связь между образованиями валдайской (венд) и балтийской (кембрий) серий, выделенных Б.С. Соколовым (1952).

Общеизвестно, что глинисто-песчаные отложения верхнего венда–нижнего кембрия накапливались в периферической (северо-западной) части морского мелководного палеобассейна (Бессонова и др., 1980, Геологические формации..., 1981; Древние платформы Евразии..., 1977). На рубеже докембрия–кембрия уровень моря был примерно на 100 м ниже современного (Vail et al., 1977). Геологические процессы, происходившие на северо-западе Русской плиты, отражают геодинамическую перестройку структурно-тектонического плана Восточно-Европейской платформы на рубеже позднего венда–раннего кембрия, связанную с байкальским орогенезом (Аксенов, 1985; Бессонова и др., 1980; Геологическая карта..., 1963; Хераскова и др., 2005, 2006, 2015; Якобсон, 2014; Ershova et al., 2019). В первой половине позднего венда преобладало погружение территории, сопровождавшееся морской трансгрессией. Во второй половине венда и в раннем кембрии общее воздымание площади привело к сокращению палеобассейна (Аксенов, 1985; Геологические формации..., 1981).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Скважина Уткина Заводь – 1 находится на правом берегу р. Нева, на юго-восточной окраине г. Санкт-Петербург, имеет глубину 249 м. А.С. Яновский под четвертичными образованиями (0–42.5 м) выделил свиты в следующих интервалах, сверху вниз: ломоносовская – 42.5–45.4 м, василеостровская – 45.4–221.5 м, старорусская – 221.5–249 м. Скважина Тайцы-2 (глубина 368.8 м) пробурена в одноименном поселке Гатчинского района Ленинградской области. Согласно фондовым материалам ПКГЭ, под четвертичными образованиями (0–4.6 м) вскрыты ордовикские (4.6–32.0 м) и нерасчлененные кембро-ордовикские отложения (32–38 м), свиты нижнего кембрия: сиверская (38–159 м) и ломоносовская (159–170 м); свиты верхнего венда: василеостровская (170–334 м) и старорусская (334–361.8 м) и породы кристаллического фундамента (361.8–368.8 м). Скважина Авлога-12R, пробуренная на Карельском перешейке, глубиной 154.5 м, по данным ПКГЭ, вскрывает четвертичные отложения, василеостровскую и старорусскую свиты венда и породы рифея.

Первой задачей авторов было детальное макроскопическое описание керна (около 800 пог. м) указанных скважин для уточнения расположения и характера контактов свит. Из литологически различных слоев были отобраны образцы на шлифы (50 шт.). Эта коллекция хранится в лаборатории ли-

тологии и биостратиграфии Института геологии и геохронологии докембрия РАН. Оптико-микроскопическое исследование шлифов, включавшее в себя изучение минерального состава зерен и цемента, структуры и текстуры пород, было выполнено на базе петрографической лаборатории Горного университета (оптический поляризационный микроскоп Leica DM750P).

Особенности строения разреза верхнего венда–нижнего кембрия (объемы и границы естественных геологических тел) были проанализированы с применением структурно-генетического (формационного) метода (Шишлов, 2010), который позволяет получить не только характеристику геологических тел, но и описать их латеральные изменения и пространственные взаимоотношения.

В рамках настоящей работы по комплексу литологических признаков (цвет, состав аллотигенных и аутигенных компонентов, структура, текстура) выполнена типизация слоев и реконструированы условия (динамика среды, глубина) и обстановки их накопления (палеоландшафты). В качестве основы для палеогидродинамических реконструкций использована модель терригенного осадконакопления в эпиконтинентальном палеобассейне (Irwin, 1965). Выделенные типы слоев были увязаны с энергетическими зонами профиля Ирвина. Согласно модели открытого шельфа, от берега в сторону моря выделяются следующие ландшафты: Y – подвижное мелководье с высокой гидродинамикой и X – относительное глубоководье с низкой активностью придонных вод, расположенное ниже базы нормальных волнений. В зоне Y преимущественно накапливаются псефито-псаммитовые отложения (пески, гравийно-галечные образования), а в зоне X – алевро-пелитовые осадки (силикатные илы). На границе между зонами находится область с изменчивым гидродинамическим режимом, в которой оседают частицы разной гидравлической крупности (лоскутные пески). В результате изучения вертикальных последовательностей слоев возникает возможность реконструкции эволюции процессов осадконакопления и колебаний уровня палеобассейна – устанавливается связь смены палеоландшафтов во времени с трансгрессиями и регрессиями.

Слоевые последовательности, сформировавшиеся в течение одного полного цикла осадконакопления в терминологии структурно-генетического анализа называются парагенерациями. Они представляют собой естественные трехмерные геологические тела. Синонимом этого термина является “геологическая чечевица” (Головкинский, 1868). Изучение парагенераций представляется возможным только по вертикальным сечениям в скважинах. Такие одномерные слоевые последовательности называются циклотемами (Шванов, 1992; Шишлов, 2010). Они были выделены в каждом рас-

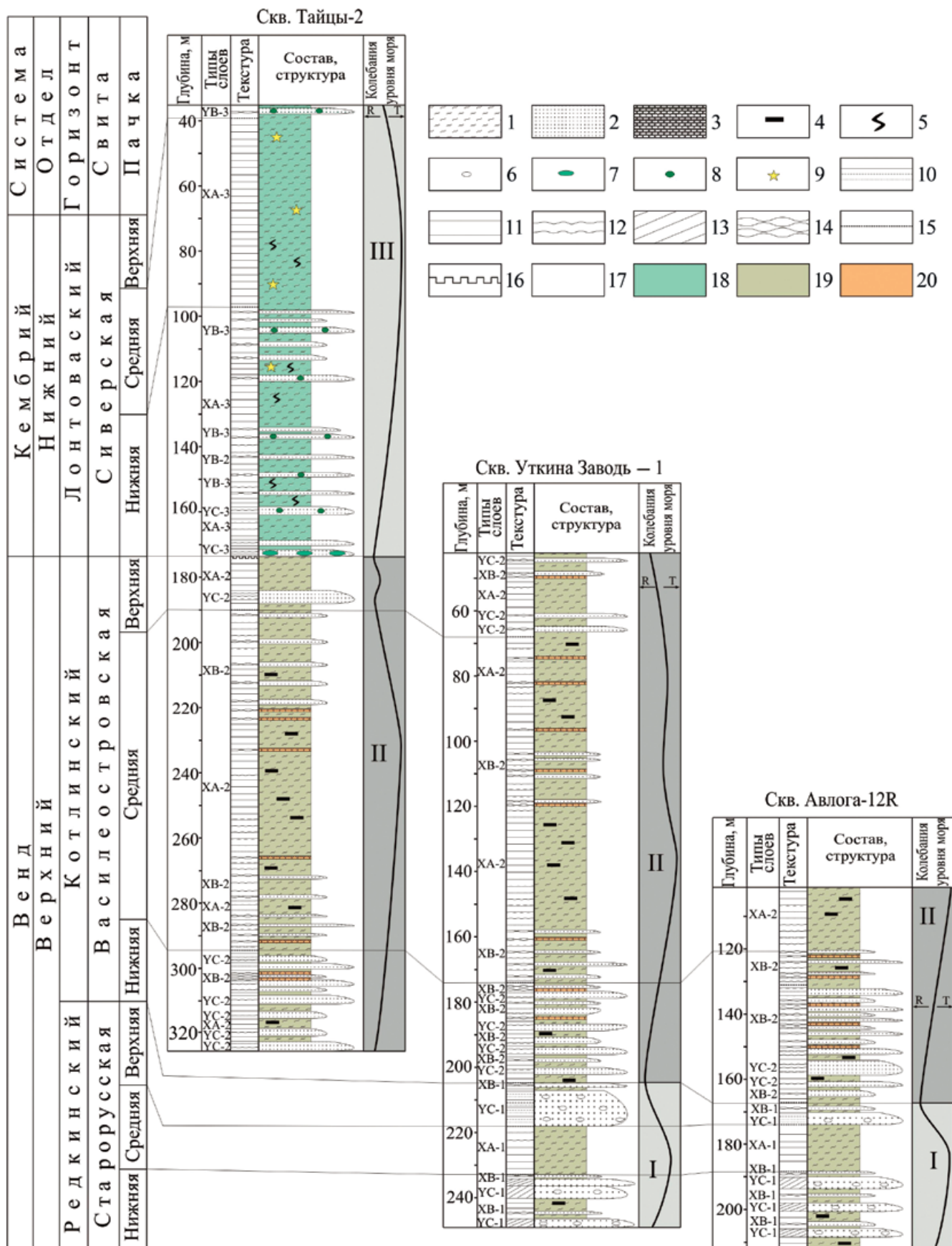


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов верхнего венда–нижнего кембрия Ленинградской области. Составлено А.Б. Тарасенко.

1 – глина, аргиллит; 2 – алевролит, песчаник; 3 – сидерит; 4 – растительные пленки; 5 – ихнофоссилии; 6 – гравийные зерна кварца; 7 – интракласты; 8 – глауконит; 9 – конкреции; 10–13 – слоистость: 10 – градационная, 11 – горизонтальная, 12 – пологоволнистая, 13 – косая; 14 – линзовидно-полосчатое чередование слоев; 15, 16 – контакты между пачками; 15 – постепенный, 16 – резкий; 17–20 – окраска пород: 17 – белая, серая, 18 – голубовато-серая, 19 – зеленовато-серая, 20 – охристо-желтая.

Fig. 2. The comparison of the Upper Vendian–Lower Cambrian sections of the Leningrad region. Compiled by A.B. Tarasenko.

1 – clay, ahgillite; 2 – siltstone, sandstone; 3 – siderite; 4 – plant films; 5 – ichn ofossils; 6 – quartz gravel granes; 7 – intra-clasts; 8 – glauconite; 9 – pyrite concretions; 10–13 – beddings: 10 – gradation, 11 – horizontal, 12 – gently-waves, 13 – cross; 14 – lens-banding lamina alternates; 15, 16 – intra-packet contacts: 15 – gradual, 16 – sharp; 17–20 – rock painting: 17 – wait, grey, 18 – blue-grey, 19 – greenish-gray, 20 – ochre-yellow.

смаатриваемом разрезе. По своему строению описанные циклотемы идентичны – это трехчленные зеркально-симметричные образования: нижняя и верхняя треть представлены чередованием песчаников, алевролитов и глин, а средняя – преимущественно глинами. Подобная структура циклотем характерна для обстановок открытого шельфа и подробно описана (Шишлов, 2010, 2013). Изменения в вертикальном строении слоевых последовательностей обусловлены трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря (Шишлов, 2010, 2013): нижняя треть соответствует нарастанию трансгрессии, в середине циклотемы фиксируется ее максимум, а вверху – регрессия. Анализ слоевой структуры циклотем – основа для построения кривых колебания уровня моря. По изохронным уровням максимумам трансгрессий и регрессий выполнена корреляция разрезов (рис. 2) и составлен сводный литолого-стратиграфический разрез (рис. 3).

В понимании авторов статьи, парагенерации верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладужской моноклизы представляют собой латеральный ряд местных стратиграфических подразделений – свит (см. рис. 3). Авторы статьи полагают, что свита как “стратиграфическое подразделение, имеющее историко-геологическую природу, ... формируется в определенный этап геологического развития участка земной коры” (Стратиграфический кодекс..., 1992, с. 37), является частью парагенерации и ее вертикальное сечение тождественно понятию “циклотема”. Изученные скважины как частные вертикальные сечения не позволяют судить о трехмерном строении парагенераций и их латеральной изменчивости. Однако полученная достаточно подробная характеристика состава, строения и мощностей циклотем дает возможность с большой долей уверенности провести границы парагенераций в пределах изучаемой площади. И, следовательно, обоснованно, а не условно обозначить контакты между свитами и более дробными местными подразделениями – пачками.

Затруднения выделения свит в скважинах вызваны отсутствием четких геологических описаний характера контактов между ними, а в случае с

ломаносовской свитой – в ее расплывчатой характеристике в стратотипической местности. Такое положение дел приводит к вольной трактовке состава и объема местных стратон, их “угадыванию” в разрезах, а следовательно, порождает многочисленные авторские вариации расчленения и корреляции разрезов. Сложившаяся ситуация может быть разрешена путем изменения подхода к выделению свит.

Таким образом, принимая, что свита – это часть естественного геологического тела, имеющая реальные физические границы, при ее выделении целесообразно использовать методы формациологии – науки, занимающейся изучением геологических тел. Наиболее существенным результатом такого подхода является обоснованное, а не условное, проведение границ свит. Процедура типизации и обоснования стратиграфических границ рассмотрена в публикациях В.П. Матвеева (2009, 2013).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Структурно-генетические типы слоев

В разрезах верхнего венда–нижнего кембрия в скважинах Уткина Заводь – 1, Тайцы-2, Авлога-12R авторами выделено девять структурно-генетических типов слоев. В качестве критерия их типизации, согласно методике С.Б. Шишлова (2010), принята структура как признак, отражающий динамику среды осадконакопления. По преобладающей фракции слои объединены в пелитовую (А), алтернитовую (тонкое чередование пелитовых, алевроитовых и псаммитовых прослоев) (В) и псефито-псаммитовую (С) группы.

Группа пелитов (А)

В эту группу входят глины, накапливавшиеся в западинах на шельфе (зона Х на профиле Ирвина) в условиях спокойного гидродинамического режима.

ХА-1. Глины серые со светло-голубыми и бледно-желтыми прослоями (1–10 мм), горизонтально-, линзовидно-, волнисто-слоистые, реже массивные и скорлуповатые; слабослюдистые и алевроити-

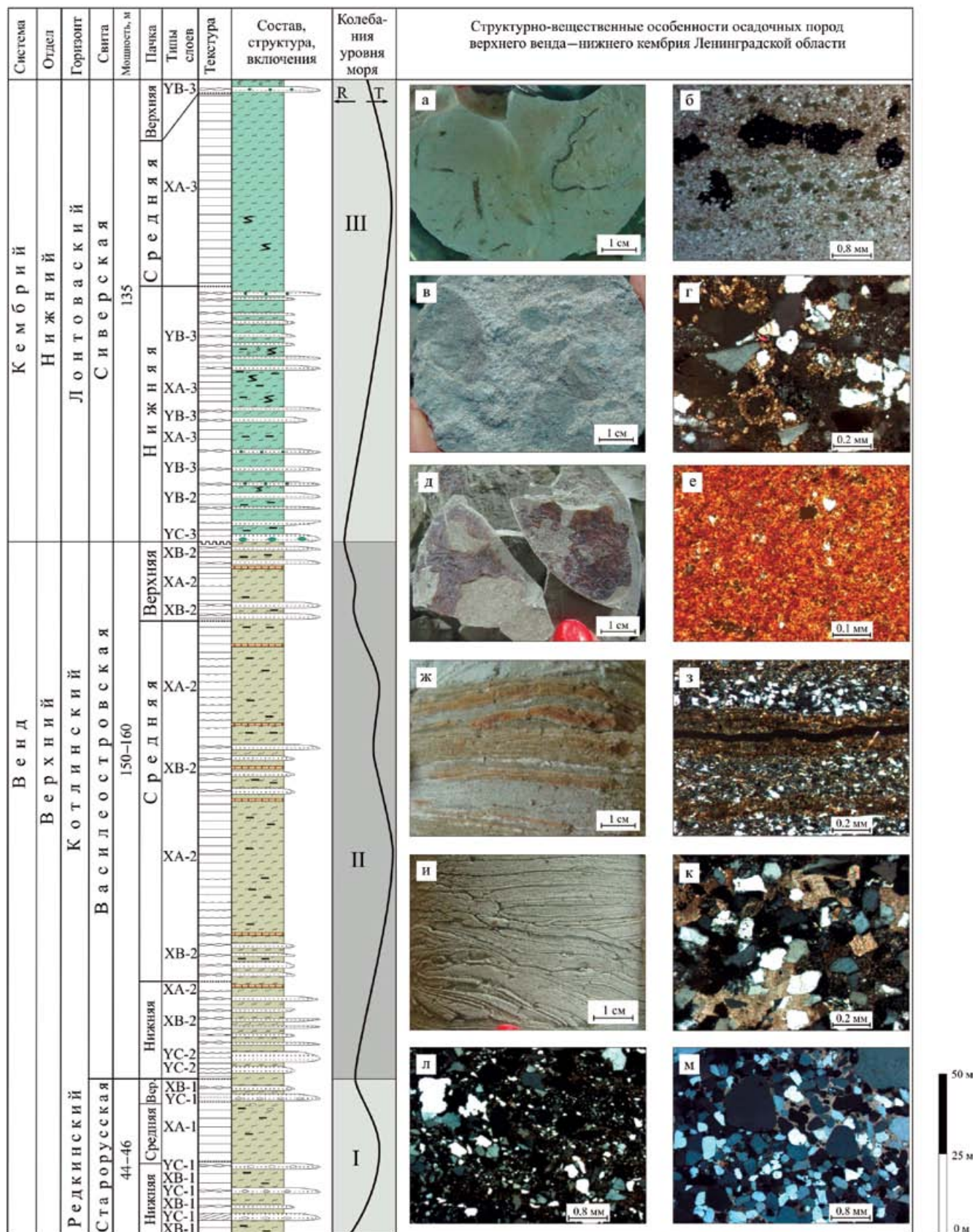


Рис. 3. Сводный литолого-стратиграфический разрез верхнего венда—нижнего кембрия Ленинградской области. Составлено А.Б. Тарасенко.

Сиверская свита: а – голубовато-серая глина (тип А-3) с нитевидными пиритизированными водорослями (скв. Тайцы-2, глубина 131 м); б – кварц-глауконитовый песчаник из алтернитов (тип В-3) (шлиф Т-2/6, скв. Тайцы-2, глубина 37 м); *Ломоносовская свита:* в, г – кварцевый песчаник (тип С-3) с глиняными интракластами (образец и шлиф Т-2/38, скв. Тайцы-2, глубина 173 м); *василеостровская свита:* д – голубовато-серая глина (тип А-2) с растительными пленками (скв. Тайцы-2, глубина 225 м); е – сидерит из алтернитов (типа В-2) (шлиф УЗ-17/1а, скв. Уткина Заводь – 1, глубина 99 м); ж, з – тонкое чередование глины, алевролита и сидерита (тип В-2) (шлиф УЗ-24/1, скв. Уткина Заводь – 1, глубина 103 м); и, к – кварцевый песчаник (тип С-2) (шлиф УЗ-15/1, скв. Уткина Заводь – 1, глубина 66 м); *старорусская свита:* л – кварцевый разнозернистый песчаник (тип С-1) (шлиф А-9, скв. Авлога-12R, глубина 170 м); м – песчаник из алтернитов (тип В-1) (шлиф А-19, скв. Авлога-12R, глубина 198–200.3 м). Римскими цифрами обозначены трансгрессивно-регрессивные циклы. Условные обозначения 1–20 – см. рис. 2.

Fig. 3. Lithology-stratigraphical column of the Upper Vendian – Lower Cambrian Formations of the Leningrad region. Compiled by A.B. Tarasenko.

Siverskaya Formation: а – bluish-gray clay (type A-3) with filiform pyritized algae (Taitcy-2, depth 131 m); б – quartz-glaucanitic sandstone (type B-3) (sample T-2/6, Taitcy-2, depth 37 m); *Lomonosov Formation:* в, г – quartz sandstone (type C-3) with clay intraclasts (sample T-2/38, Taitcy-2, depth 173 m); *Vasileostrovskaya Formation:* д – bluish-gray clay (type A-2) with plant films (Taitcy-2, depth 225 m); е – siderite (type B-2) (sample UZ-17/1A, Utkina Zavod' – 1, depth 99 m); ж, з – thin alternation of clay, siltstone and siderite (type B-2) (sample UZ-24/1, Utkina Zavod' – 1, depth 103 m); и, к – quartz sandstone (type C-2) (sample UZ-15/1, Utkina Zavod' – 1, depth 66 m); *Staraya Russa Formation:* л – various-grained quartz sandstone (type C-1) (sample A-9, Avloga-12R, depth 170 m); м – sandstone (type B-1) (sample A-19, Avloga-12R, depth 198–200.3 m). Roman numbers shows transgressive-regressive cycles. 1–20 see the legend on the Fig. 2.

стые, с присыпками мусковита и хлорита, с включениями мелкогравийно-песчаного материала. На ровных отчетливых межслоевых поверхностях наблюдаются табачно-желтые и бурые пленки, образовавшиеся в результате гидратации пирита.

Глины типа ХА-1 вскрыты в скважинах Уткина Заводь – 1 (240–247, 218–232 м) и Авлога-12R (200.3–202.5, 192.3–198, 172–191 м) (см. рис. 2).

Серая окраска отложений и рассеянная пиритовая минерализация указывают на застойные условия в донных осадках. Образование пирита вызвано редокс-реакцией восстановления сульфатов в присутствии сульфатредуцирующих бактерий (Розанов, Дубинин, 2014). Тонкая горизонтальная слойчатость свидетельствует о спокойной прерывистой седиментации ниже базы нормальных волнений. Эпизодические изменения гидродинамического режима, а также вторичные преобразования (дегидратация, уплотнение) способствовали преобразованию текстуры глин и возникновению, например, скорлуповатой отдельности. Инъекции мелкогравийно-песчаного материала в низкодинамичную энергетическую зону с преимущественно пелитовым осадконакоплением, вероятнее всего, связаны со штормовым разносом зерен, в завершении которого из нефелоидного облака на дно оседали чешуйки слюды.

ХА-2. Глины голубовато-серые с горизонтальной и пологоволнистой слойчатостью, с органическими пленками на ровных межслойковых поверхностях (см. рис. 3д), с редкими тонкими (1–10 см) линзующимися прослоями светло-желтых микрокристаллических сидеритов, светло-серых алевролитов и тонкозернистых алевролитистых песчаников. В составе обломочных зерен алевролитов и песчаников преобладает кварц, присутствуют чешуйки мусковита, биотита, хлорита, серицита, единичные зерна полевых шпатов, циркона. Цемент каль-

цитовый пойкилитовый базального типа, сидеритовый микрокристаллический порового типа. Характерна тонкая рассеянная вкрапленность пирита. В сидеритовых прослоях присутствует примесь (5–15%) угловатых и полуокатанных алевро-псаммитовых зерен кварца и чешуек серицита.

Слои типа ХА-2 вскрыты в скважинах Тайцы-2 (311–324, 287–292, 282–287, 188–271, 174–184, 160–168 м), Уткина Заводь – 1 (119–158, 113–116, 108–110, 66–99, 60–66, 49–60, 42–49 м) и Авлога-12R (101–118 м) (см. рис. 2).

Осаждение пелитовых частиц ниже базы волнового воздействия изредка нарушалось поступлением алевропсаммитовых зерен и чешуек слоистых минералов с более мелководных участков шельфа. Присутствие пирита указывает на восстановительные условия в осадке, а сидерита – на возможное опреснение (Япаскурт, 2008). Хорошая сохранность органических пленок обусловлена спокойной гидродинамикой, недостатком кислорода в придонных водах и осадке, а также быстрой седиментацией (Розанов, Дубинин, 2014).

ХА-3. Глины голубовато-серые, зеленовато-серые с фиолетово-бурыми пятнами, однородные, пластичные, в различной степени слюдястые и алевролитистые, массивные, тонколистовато-, горизонтально- или пологоволнисто- слойчатые, с многочисленными ходами илоедов. На межслойковых поверхностях наблюдаются пиритизированные нити водорослей (см. рис. 3а, б), присутствует рассеянная вкрапленность и конкреции пирита, глобулы глауконита.

Глины типа ХА-3 наблюдаются в скв. Тайцы-2 на глубинах 115–122, 122–133, 108–110, 38–99 м (см. рис. 2).

Однородные глинистые отложения накапливались в гидродинамически спокойных условиях открытого шельфа. Широкое распространение

ихнофоссилий позволяет предполагать, что у дна присутствовал свободный кислород. Интенсивная бактериальная деятельность в захороненном осадке способствовала пиритизации макроскопических остатков организмов и следов их жизнедеятельности, а также образованию сульфидных конкреций (Рейнек, Сингх, 1981).

Группа алтернитов (В)

В группу алтернитов входят слои, образованные чередованием глин, алевролитов и песчаников, накапливавшихся в переходных обстановках литорали-сублиторали с изменчивой гидродинамической активностью придонных вод (проксимальная часть зоны Х и дистальная часть зоны У профиля Ирвина).

ХВ-1. Градиационное тонкое (1–5 см) ритмичное чередование слоев светло-серых кварцевых грубозернистых песчаников, серых кварцсерицитовых алевролитов и зеленовато-серых глин. Встречаются редкие линзы разнозернистых плохо сортированных (мусорных) песчаников с обильными скоплениями кристаллов пирита. В составе обломочной части песчаников преобладает кварц, присутствуют немногочисленные зерна измененных полевых шпатов. Обломки псефито-псаммитовой (до мелкогравийной) размерности округлые окатанные и полуокатанные, алевроитовой – угловатые. Для прослоев грубозернистых песчаников характерен карбонатный и кремнистый пойкилитовый цемент базального типа, для разнозернистых – железисто-серицитовый микрокристаллический базально-порового типа.

Слои типа ХВ-1 обнаружены в скв. Авлога-12R в интервалах 202.5–206.5, 198–200.3, 191–192.3 м (см. рис. 2).

Породы данного структурно-генетического типа, вероятно, представляют собой дистальные темпеститы, образовавшиеся в результате осаждения штормовых полифракционных взвесей ниже базиса волнений, о чем свидетельствует ритмичная повторяемость литологических разностей с уменьшением гранулометрии зерен снизу вверх внутри слоев (Романовский, 1985).

ХВ-2. Линзовидное тонкое (0.1–1.0 см) ритмичное чередование голубовато-серых алевролитистых глин (2–5 мм), светло-серых кварцевых слюдистых алевролитов и песчаников (1–10 мм), а также серовато-желтых микрокристаллических сидеритов (до 1 мм) (см. рис. 3ж, з). Обломочные компоненты представлены угловатыми и полуокатанными алевропсаммитовыми зернами кварца; чешуйками серицита, хлорита, мусковита. В глинистых прослоях присутствуют тончайшие органические пленки буровато-коричневого цвета. Цемент в песчаниках и алевролитах микрокристаллический сидеритовый базального и порового типов. Текстура

пологоволнистая, намечаемая намывами серицита, мусковита, алевропелитового материала. На межслойковых поверхностях наблюдаются скопления и рассеянные вкрапленники кристаллов пирита.

Слои типа ХВ-2 присутствуют в скважинах Тайцы-2 (295–311, 184–188 м), Уткина Заводь – 1 (191–207, 178–191, 173–178, 166–173, 158–166, 116–119, 110–113, 103–108, 66–99 м), Авлога-12R (162–170, 158.5–162, 137–154, 118–137 м) (рис. 2).

Линзовидная текстура алтернитов указывает на чередование периодов активного течения с периодами относительного покоя (Рейнек, Сингх, 1981). Псаммитовые зерна переносились под действием донных течений и отлагались в форме ряби, при этом алевропелитовый материал оставался во взвешенном состоянии. В периоды относительного снижения гидродинамической активности придонных вод пластинки и чешуйки слюды и глинистых минералов осаждались в понижениях между рифелями ряби из облака донной мути. Такие условия с изменчивой, преимущественно низкой гидродинамикой характерны для удаленной зоны сублиторали (зона Х профиля Ирвина). Прослой сидеритов и рассеянная пиритовая минерализация указывают на восстановительный Eh в донных осадках.

УВ-3. Линзовидно-полосчатое (1–5 см) ритмичное чередование голубовато-серых кварцглауконитовых песчаников, светло-серых кварцевых слюдистых алевролитов и зеленовато-серых глин (см. рис. 3 б). Обломочная часть представлена полуокатанными и полуугловатыми алевропсаммитовыми зернами кварца (преобладает), пластинками мусковита, биотита, чешуйками хлорита и серицита, единичными зернами полевых шпатов. Цемент мелко-среднекристаллический кварцкарбонатный порового типа и глауконитовый пленочного типа. Текстура в песчаниках косая разнонаправленная, мульдообразная, в алевролитах – пологоволнистая. В основной массе и на межслойковых поверхностях наблюдаются рассеянные кристаллы пирита, зерна глауконита.

Алтерниты типа УВ-3 обнаружены в скв. Тайцы-2 (133–158, 110–115, 99–108, 35–38 м) (см. рис. 2).

Для формирования линзовидной слоистости подобных алтернитов требуются такие условия, когда периоды активности волн, отлагающих песок, сменяются периодами низкой турбулентности, во время которых происходит осаждение алевролита и ила (Рейнек, Сингх, 1981). Тонкий алевропелитовый, а также гидродинамически легкий материал (чешуйки слюды) накапливался в ложбинках песчаных валиков за счет осаждения частиц из суспензий, прошедших через гребень. Таким образом, главная среда развития алтернитов – зона лоскутных песков, расположенная в дистальной части мелководного шельфа (удаленная часть зоны У на профиле Ирвина).

Группа псефито-псаммитов (С)

К группе псефито-псаммитов относятся осадки, транспортировавшиеся в гидродинамически активных условиях литорали (зона У профиля Ирвина). В эту же группу входят штормовые отложения сублиторали (зона Х).

ХС-1. Песчаники серые кварцевые разнозернистые (от мелко-тонкозернистых алевритистых до крупнозернистых) (см. рис. 3л). Преобладают зерна кварца полуугловатые и полуокатанные псаммитовой и угловатые алевритовой размерности, встречаются хорошо окатанные обломки псефитовой размерности. Второстепенные породообразующие минералы представлены полевыми шпатами (щелочными и плагиоклазами), мусковитом, серицитом, биотитом. Алевритовые остроугольные частицы заполняют пространство между псефитовыми и псаммитовыми зернами. Цемент порового и базального типа (пойкилитовый) имеет кремнистый и карбонатный состав, а контактового и пленочного типа – сидеритовый и хлоритовый. В основной массе породы рассеяны кристаллы пирита (до 10%). Текстура массивная или неотчетливая косослоистая, намечаемая намывами пластинок слюды и алевритовых зерен кварца.

Песчаники типа ХС-1 установлены в скважинах Уткина Заводь – 1 (247–248, 236.5–240, 232–234, 207–218 м) и Авлога-12R (170–172 м) (см. рис. 2).

Вероятно, подобные “мусорные” песчаники являются полигенными образованиями и представляют собой отложения течений и штормов. Резкая нижняя граница слоев, слабая окатанность и плохая сортировка обломочных зерен отражают условия быстро эпизодически повышавшейся гидродинамической активности придонных вод. Области накопления песчаников ХС-1 могли быть приурочены к выпуклым участкам донного профиля в удаленной от берега низкоэнергетической зоне Х профиля Ирвина (Романовский, 1985; Мурдмаа, 1987; Irwin, 1965).

УС-2. Песчаники светло-серые кварцевые мелко-тонкозернистые в различной степени алевритистые (см. рис. 3и, к). Обломочные компоненты представлены полуокатанными и полуугловатыми зернами кварца, чешуйками серицита, хлорита, мусковита, единичными зернами полевых шпатов. Цемент хлоритовый пленочный; кремнистый контактовый; сидеритовый и кальцитовый сгустковый. Присутствуют кристаллы доломита и пирита (1–5%). Текстура тонкослоистая, пологоволнисто-слоистая, намечаемая намывами кварцсерицитового алевритового материала.

Слои типа УС-2 обнаружены в скв. Тайцы-2 (324–326, 295–311, 282–287, 184–188 м) и Авлога-12R (154–158.5 м) (см. рис. 2).

Песчаниками данного типа, вероятно, было сложено подножие подводного берегового скло-

на (Зенкович, 1962), о чем свидетельствует низкоэнергетическая текстура отложений, а также мелко-тонкозернистая структура. На пологой поверхности склона в результате возвратно-поступательных движений придонных вод происходило колебание частиц донного грунта, причем с одинаковой скоростью и длительностью как в направлении берега, так и к центру бассейна. Влияние силы тяжести препятствовало движению псаммитовых зерен вверх по склону. В результате они оказывались на глубине, расположенной ниже интенсивного волнового воздействия.

УС-3. Песчаники светло-серые кварцевые мелкозернистые с зеленовато-серыми глиняными гальками (1–4 см), известковистые (см. рис. 3в, г). Преобладают окатанные и полуокатанные зерна кварца; присутствуют чешуйки мусковита, многочисленные обломки полевых шпатов (микроклин, кислые плагиоклазы). Наблюдаются трещиноватые и регенерированные гипидиоморфные зерна кварца. Присутствуют единичные крупные (до 1 мм) глобулы глауконита. Цемент хлоритовый тонкочешуйчатый пленочного типа; карбонатный тонко-мелкокристаллический, пойкилитовый, базального типа. Текстура взмученная, волнистая, косая разнонаправленная.

Песчаники типа УС-3 присутствуют в скв. Тайцы-2 (173–174, 168–173, 158–161 м) (см. рис. 2).

Они вероятно, слагали подводный вдольбереговой вал, о чем свидетельствуют их мелкозернистая структура, хорошая сортировка обломочного материала и косая разнонаправленная текстура (Селли, 1989; Рединг, 1990). Вал как аккумулятивная форма донного рельефа служил гидродинамическим барьером для волн, которые откладывали на его поверхности порции терригенного материала.

Циклотемы и особенности их формирования

По вертикальным последовательностям слоев в каждом разрезе верхнего венда – нижнего кембрия выделены три циклотемы (см. рис. 2, 3). Полные циклотемы имеют трехчленное зеркально-симметричное строение: их нижние и верхние части сложены песчаниками (ХС-1, УС-2, УС-3) и алтернитами (ХВ-1, ХВ-2, УВ-3), а средние – глинами (ХА-1, ХА-2, ХА-3). Граница между циклотемами проводится посередине между симметрично построенными частями разреза. В верхней части подстилающей циклотемы наблюдается постепенный переход от алтернитов к песчаникам, а в перекрывающей, наоборот, – увеличивается доля алевропелитов. При этом границы между циклотемами могут быть выражены через зону постепенного перехода одних пород в другие (контакт первой и второй циклотем) или может наблюдаться размыв, вблизи которого присутствуют гальки подстилающих пород (граница второй и третьей циклотем).

Различия в вещественном составе циклотем выявляются на минералогическом уровне. В составе аллотигенных компонентов первой циклотемы (в слоях **XC-1**, **XB-1**) преобладает кварц (50–70%), в подчиненном количестве содержится разложившийся полевой шпат (до 25%), присутствуют слюды (биотит, мусковит и серицит), встречаются отдельные крупные гравийные зерна и гальки гранито-гнейсов. В песчаниках и алтернитах (**YC-2**, **XB-2**) второй циклотемы алевропсаммитовый материал представлен кварцем (60–80%), калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами, слюдами. Обломочные породы (**YC-3**, **YB-3**) третьей циклотемы кварцевые (70–90%), с примесью полевых шпатов, слюды.

Аутигенные компоненты представлены преимущественно сидеритом, пиритом и глауконитом (глинистые минералы не рассматривались). Редкие тонкие прослои сидеритов присутствуют в глинах (**XA-2**) (нижняя и средняя части второй циклотемы). Они состоят преимущественно из одноименного минерала – сидерита, имеющего микрокристаллическую, микрогранобластовую структуру (см. рис. 3е). Пирит в виде рассеянной вкрапленности и пленок на межслойковых поверхностях встречается в глинах и первой и второй циклотем (**XA-1**, **XA-2**). В глинах третьей циклотемы (**XA-3**) широко развиты кристаллы и конкреции пирита, пиритизированные бактериально-водорослевые пленки и нитевидные водоросли (см. рис. 3а). Глобулы глауконита встречаются в глинах (**XA-3**), образуют намывы в песчаниках и алевролитах (**YC-3**) третьей циклотемы (рис. 3б). Аутигенные компоненты в алтернитах и песчаниках первой циклотемы (типы слоев **XB-1**, **XC-1**), представленные цементом порового и базального типов, имеют кремнистый и карбонатный состав, а пленочного и контактового типов – сидеритовый и хлоритовый. В алтернитах и песчаниках второй циклотемы (**XB-2**, **YC-2**) аутигенные минералы входят в состав различных типов цемента: хлорит – пленочного; кварц – контактового; сидерит, кальцит – сгусткового; в основной массе рассеяны кристаллы пирита. В песчаниках и алевролитах третьей циклотемы (типы слоев **YB-3**, **YC-3**) цемент карбонатный (сидеритовый, анкеритовый, кальцитовый, доломитовый) тонко-мелкокристаллический, пойкилитовой структуры порового и базального типов, хлоритовый и глауконитовый пленочного типа.

Хорошо выраженная тенденция в изменении минерального состава песчаников и алтернитов четко коррелируется с этапностью осадконакопления. Заметное увеличение содержания кварца (повышение зрелости) вверх по разрезу, наряду с уменьшением содержания обломков пород и полевых шпатов, может указывать на перемыв более древних осадочных отложений, а возможно, и на усиление химического выветривания в области

суши, что согласуется с данными А.С. Ивлевой с коллегами (2018). Аутигенные минералы можно считать своего рода маркерами для циклотем: сидерит характерен для отложений второй циклотемы, глауконит встречается в породах третьей, а пирит является проходящим минералом, однако снизу вверх по разрезу меняется форма его выделения – от тонкодисперсной в породах первой циклотемы до небольших (первые сантиметры) конкреций в глинах третьей циклотемы.

Первая циклотема в скв. Авлога-12R вскрыта в интервале 166–212 м (залегает на породах рифея) и в скважине Уткина Заводь – 1 – 205–249 м (ложится на породы фундамента) (см. рис. 3). Ее нижняя часть (мощностью 21 и 15 м) состоит из повторяющихся слоев, представленных плохо сортированными песчаниками типа **XC-1** (0.5–2.0 м) и алтернитами **XB-1** (около 2.0 м). Средняя часть (19 и 16 м) образована преимущественно глинами типа **XA-1**, а верхняя (6 и 13 м) – глинами **XA-1** с прослоями алтернитов **XB-1** и линзами песчаников **XC-1**. Мощность циклотемы в указанных скважинах составляет 46 и 44 м.

На начальном и финальном этапах формирования циклотемы (начало трансгрессии и максимум регрессии) на донные осадки существенное влияние оказывали штормовые волны, способствовавшие образованию дистальных и проксимальных темпеститов (**XB-1**, **XC-1**). На максимуме трансгрессии осадконакопление протекало в более спокойных гидродинамических условиях – ниже базы волнений. Благодаря медленному осаждению пелитовых частиц из взвеси накапливались силикатные илы (**XA-1**). Восстановительные условия в донных осадках обеспечивали протекание процессов сульфатредукции с последующей кристаллизацией аутигенного пирита.

Вторая циклотема вскрыта в скважинах Тайцы-2 (173–325 м? (ниже керн утрачен), Уткина Заводь – 1 (42.5–205 м) и Авлога-12R (101 м? (выше керн отсутствует)–166 м) (см. рис. 3). Нижняя часть циклотемы (46–52 м) сложена песчаниками **YC-2** (мощностью около 1 м) и алтернитами **XB-2** (мощностью 1.0–2.0 м). Доля глинистых разностей увеличивается снизу вверх; исчезают песчаники, появляются тонкие (1–15 см) прослои сидеритов. Средняя часть циклотемы (40–52 м (в скв. Авлога-12R установлены только ее низы видимой мощностью 18 м)) сложена глинами типа **XA-2**. В них содержатся прослои (1–10 см) микрокристаллических сидеритов, на межслойковых поверхностях присутствуют обильные органические пленки и пиритизированные нитевидные водоросли. В верхней части (47–74 м) преобладают глины голубовато-серые с пологоволнистой слойчатостью, присутствуют алтерниты типа **XB-2**, сложенные глинами с тонкими линзующимися прослоями светло-серых алевролитов и тонкозернистых алев-

ритистых песчаников. Общая мощность циклотемы составляет примерно 150–160 м.

На начальном этапе осадконакопление протекало у подножия берегового склона, где за счет сносимого с мелководья терригенного материала формировался подводный песчаный вал **УС-2**. Постепенное углубление бассейна способствовало смещению обстановок осадконакопления в проксимальную часть зоны **X** с изменчивым, преимущественно низким, гидродинамическим режимом. В результате воздействия придонных течений на нелитифицированные осадки происходила их дифференциация по крупности и плотности с формированием алтернитов **ХВ-2**. Алевропсаммитовые частицы образовывали небольшие валики, а глинистые частицы оседали из взвеси в ложбинках между ними. Постепенное углубление бассейна сопровождалось снижением гидродинамики и увеличением доли пелитового материала в осадках. На максимуме трансгрессии доминировало медленное прерывистое накопление силикатных илов **ХА-2** ниже базы нормальных волнений. Регрессия моря привела к усилению активности придонных вод и последующему накоплению алтернитов **ХВ-2**.

Третья циклотема вскрыта в скв. Тайцы-2 на глубине 173 м. Нижняя часть циклотемы сложена чередованием светло-серых кварцевых песчаников (**УС-3**) и голубовато-серых глин (**ХА-3**) с пленками органического вещества и кристаллами пирита. Выше (с отметки 133 м) отмечается постепенный переход к алтернитам типа **УВ-3**, представленных чередованием голубовато-серых кварц-глауконитовых песчаников, светло-серых кварцевых слюдистых алевролитов и зеленовато-серых глин со следами илоедов. В средней части циклотемы преобладают глины типа **ХА-3** – однородные, тонкодисперсные, горизонтально слоистые. Встречаются кристаллы и конкреции пирита, пиритизированные бактериально-водорослевые (?) пленки; широко распространены пиритизированные нитевидные водоросли и объемные слепки ихнофоссилий (см. рис. 3а), в верхних 2 м появляются алтерниты типа **УВ-3**. Мощность циклотемы составляет 135 м.

В начале формирования циклотемы, на трансгрессивном этапе, в дистальной зоне открытого шельфа накапливались лоскутные пески **УВ-3**. На максимуме трансгрессии в гидродинамически спокойных условиях формировались однородные тонкодисперсные глинистые отложения **ХА-3**. Широкое распространение ихнофоссилий позволяет предполагать, что у дна присутствовал свободный кислород. В захороненном осадке интенсивная бактериальная деятельность способствовала пиритизации макроскопических остатков организмов и следов их жизнедеятельности, а также образованию сульфидных конкреций (Рейнек, Сингх, 1981). Появление алевропсаммитовых прослоев

(типа **УВ-3**) в верхней части циклотемы свидетельствует о начале снижения уровня моря.

Три цикла глинисто-терригенной седиментации позднего венда–раннего кембрия, отвечающие времени формирования охарактеризованных циклотем, накладываются на трансгрессивную ветвь эвстатической кривой Вейла (Vail et al., 1977) и сопоставимы с валдайским (первая и вторая циклотемы) и балтийским (третья циклотема) мегациклами, выделенными К.Э. Якобсоном (2014). Колебания уровня моря и, как следствие, эволюция обстановок осадконакопления обусловлены медленными эпейрогеническими движениями Восточно-Европейской платформы (Аксенов, 1985).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Принимаемое авторами статьи положение о том, что в платформенных областях понятие “свита” тождественно термину “парагенерация”, позволяет осуществить переход от циклотем к свитам. Охарактеризованные в разрезах верхнего венда–нижнего кембрия Балтийско-Ладожской моноклизы циклотемы являются вертикальными сечениями трехмерных геологических тел – парагенераций (свит). Первая циклотема соответствует старорусской свите (в скв. Авлога-12R в интервале 166–212 м, в скв. Уткина Заводь – 1 – 205–249 м), вторая – василеостровской (в скв. Тайцы-2 на глубине 173–325 м (ниже керн утрачен), в скв. Уткина Заводь – 1 – 42.5–205 м и в скв. Авлога-12R – 101 (выше керна нет)–166 м), третья – сиверской (в скв. Тайцы-2 на глубине 38–173 м). Части циклотем (нижняя, средняя и верхняя) могут быть приняты в качестве пачек. В разрезах они легко идентифицируются и коррелируются между собой (см. рис. 2). Выполненные описания свит, в сравнении с опубликованными (Вербицкий и др., 2012; Гаген-Торн, 2016; Геологические формации..., 1981; Геологическое строение..., 1985; Геология СССР..., 1971), содержат, помимо сведений о вещественном составе отложений, их структурах и текстурах, унифицированную информацию о вертикальном строении стратонов (наборах структурно-генетических типов слоев, их комбинациях (пачках)), а также характере их контактов и мощностях.

Старорусская свита (первая циклотема) имеет мощность 44–46 м, залегает с размывом на песчаниках рифея или на породах кристаллического фундамента. Снизу вверх она сложена плохо сортированными песчаниками и алтернитами, глинами, глинами с прослоями песчаников. Для отложений характерна рассеянная тонкая пиритовая минерализация.

Василеостровская свита (вторая циклотема) мощностью около 150–160 м с постепенным переходом перекрывает старорусскую свиту. В ее нижней части преобладают песчаники и алтерниты с

прослоями сидеритов. Средняя часть свиты сложена глинами с обильными органическими пленками и пиритизированными “нитями”, с прослоями сидеритов. Для верхней части характерны алтерниты.

Сиверская свита (третья циклотема) мощностью 135 м залегает на породах василеостровской свиты с размывом. Снизу вверх она включает в себя песчаники с глиняными гальками и глауконитом; алтерниты; глины с конкрециями пирита, пиритизированными пленками и “нитями”, с ходами илоедов; венчают разрез алтерниты.

Наличие ломоносовской свиты в скв. Тайцы-2 не подтверждено, хотя ранее и были сделаны попытки установить ее в интервале 131–173 м (Тарасенко и др., 2018). Ее выделению в этом разрезе противоречит само понятие свиты как основной таксономической единицы местных стратиграфических подразделений, представляющей собой совокупность отложений, отличающихся от ниже- и вышележащих составом, структурой и др. (Стратиграфический кодекс, 1992). Указанный интервал разреза, сложенный в скв. Тайцы-2 песчаниками, алевролитами и глинами (типы слоев **УС-3**, **УВ-3**, **ХА-3**), в представлении авторов, соответствует нижней части третьей циклотемы (сиверской свиты). Те же типы слоев присутствуют и в верхних двух третях этой циклотемы, только в ином соотношении (доминируют глины **ХА-3**).

ВЫВОДЫ

Использование структурно-генетического метода при изучении осадочных формаций позднего венда–раннего кембрия в разрезах новых скважин на территории Балтийско-Ладожской моноклизы позволило определить через циклотемы строение старорусской, василеостровской и сиверской свит, их взаимоотношения и границы, а также выполнить генетические реконструкции.

Палеоландшафты открытого шельфа, существовавшие на изучаемой площади на протяжении позднего венда – раннего кембрия, были представлены зоной подвижного мелководья с подводными валами (зона У), переходной между Х и У зоной лоскутных песков с изменчивым гидродинамическим режимом и областью относительного глубоководья с фоновой и штормовой седиментацией (зона Х).

Эволюция палеоландшафтов во времени обусловлена циклическими колебаниями уровня моря. Максимумы трансгрессий отвечают середине старорусского, василеостровского и сиверского времени (середина циклотем), а регрессий – концу старорусского, василеостровского и сиверского времени (верхи циклотем) (см. рис. 3).

Наибольший корреляционный потенциал имеют трансгрессивные максимумы второго и третьего циклов (идентифицируются по мощным пач-

кам глин в середине второй и третьей циклотемы) и начало трансгрессии третьего осадочного цикла (устанавливается по подошве базального слоя песчанников с галькой подстилающих отложений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. (1985) Венд Восточно-Европейской платформы. *Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы* (Ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин). М.: Наука. 3-34.
- Бессонова В.Я., Великанов В.А., Келлер Б.М., Кирсанов В.В. (1980) Палеогеография венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Валдайская эпоха. *Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы*. М.: Наука, 15-24.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. (1985) (Ред. Б.С. Соколов, А.Б. Ивановский). М.: Наука. 222 с.
- Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 – Псков, О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 510 с.
- Гаген-Торн О.Я. (2016) О формировании верхневендских–среднекембрийских глинистых толщ предглинтовой области. *Георесурсы*, **18**(2), 120-126.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. (1963) Серия Ильменская. Лист О-36-1. Объяснительная записка. В.А. Селиванова, И.С. Недригайлова (Ред. Т.Н. Алихова). М.: Гос. науч.-тех. издат. литературы по геологии и охране недр, 124 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. (1964) Серия Ильменская. Лист О-35-VI. Объяснительная записка. В.А. Селиванова, И.С. Недригайлова (Ред. Т.Н. Алихова). М.: Недра. 96 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. (1980) Серия Ильменская. Лист О-35-V. Объяснительная записка. Э.Ю. Саммет, А.И. Шмаенок (Ред. В.А. Котлуков). М.: Центральное специализированное производственное хозрасчетное предприятие объединения “Союзгеолфонд”, 107 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (Новая серия). (1989) Лист О-(35), 36-Ленинград. Объяснительная записка. А.С. Яновский, Д.И. Гарбар, К.Э. Якобсон. (Отв. ред. А.С. Яновский). Л.: ВСЕГЕИ, 212 с.
- Геологические формации осадочного чехла Русской платформы. (1981) Н.С. Иголкина, В.П. Кириков, Г.Г. Кочин. Л.: Недра, 168 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых Т. I. Русская платформа. (1985) (Ред. В.Д. Наливкин, К.Э. Якобсон). Л.: Недра, 12-20.
- Геология СССР. Т. I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание (1971). Северо-Западное территориальное ГУ. М.: Недра, 504 с.
- Головкинский Н.А. (1868) О пермской формации в цен-

- тральной части Камско-Волжского бассейна. СПб., 192 с.
- Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М., Кушим Е.А., Плоткина Ю.В. (2021) Ископаемые организмы редкинско-го горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область). *Палеонтол. журн.*, (5), 1-8.
- Дашко Р.Э., Александрова О.Ю., Котюков П.В., Шидловская А.В. (2011a) Особенности инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга. *Развитие городов и горнотехническое строительство*. Вып. 1. С. 1-47.
- Дашко Р.Э., Жукова А.М. (2011) Инженерно-геологические проблемы строительства высотных зданий в Санкт-Петербурге в условиях освоения подземного пространства. *Записки Горного института*, **189**, 19 с.
- Дашко Р.Э., Коробко А.А. (2013) Инженерно-геологическое обоснование безопасности строительства и эксплуатации сооружений различного назначения в пределах Предглинтовой низменности (Западная часть Ленинградской области). *Записки Горного института*, **206**, 22 с.
- Дашко Р.Э., Котюков П.В. (2011) Инженерно-геологическое обеспечение эксплуатационной надежности подземных транспортных сооружений в Санкт-Петербурге. *Записки Горного института*, **190**, 71 с.
- Дашко Р.Э., Шидловская А.В., Панкратова К.В., Жукова А.М. (2011a) Техногенная трансформация основных компонентов подземного пространства мегаполисов и ее учет в геомеханических расчетах (на примере Санкт-Петербурга). *Записки Горного института*, **190**, 65 с.
- Древние платформы Евразии. Докембрий континентов. (1977) Академия наук СССР. Сибирское отделение. Тр. Института геологии и геофизики. Вып. 378. (Отв. ред.: К.В. Боголепов, О.А. Вотях). Новосибирск: Наука, 312 с.
- Зенкович В.П. (1962) Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 710 с.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Хубанов В.Б., Худолей А.К., Сычев С.Н., Вдовина Н.И., Маслов А.В. (2018) U–Pb LA-ICP-MS-возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда Лужско-Ладожской моноклинали. *Докл. АН*, **480**(4), 439-443.
- Кушим Е.А., Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М. (2021) Модель вертикального распространения ископаемых организмов в верхневендских отложениях северо-запада Восточно-Европейской платформы. *Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Мат-лы VII Российской конференции по проблемам геологии и докембрия*. СПб.: Свое издательство, 100-102.
- Матвеев В.П. (2009) Методика построения ретроспективных геологических систем и значение структурно-тектонического фактора в палеогеографических реконструкциях. *Записки Горного института*, **183**, 24-31.
- Матвеев В.П. (2013) Экспликация понятия “граница” в стратиграфии. *Записки Горного института*, **200**, 347-355.
- Мурдмаа И.О. (1987) Фации океанов. М.: Наука, 304 с.
- Норова Л.П. (2016) Анализ результатов исследований образцов керна глубокой скважины на одной из площадок строительства Санкт-Петербурга (Ред. В.И. Осипов). М.: ИГЭ РАН. Т. 18, 81-86.
- Норова Л.П., Шишлов С.Б. (2010) Комплексная оценка глинистых пород венда при использовании их в качестве оснований сооружений. *Мат-лы Междунар. науч. конф. “Актуальные вопросы инженерной геологии и экологической геологии”*. М.: Изд-во МГУ, 42-43.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н. (2020) Литогеохимия и условия формирования отложений верхнего венда и нижнего кембрия северо-запада Балтийской моноклинали. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*, **65**(3), 33-45. DOI: 10.21638/spbu07.2020.310
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. (2017) Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда-нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **25**(1), 3-23.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий (2011). Вып. 40. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 40 с.
- Рединг Х.Г. (1990) Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 352 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 439 с.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. (1965) Л.: Типография фабрики №9 ГУГК, 80 с.
- Розанов А.Г., Дубинин А.В. (2014) Геохимия серы в анаэробной зоне Черного моря. *Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли*. (Ред. чл.-кор. РАН Л.И. Лобковский и акад. Р.И. Нигматулин). М.: Науч. мир, 189-205.
- Романовский С.И. (1985) Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 263 с.
- Селли Р.Ч. (1989) Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра. 294 с.
- Соколов Б.С. (1952) О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (5), 21-31.
- Соколов Б.С. (1997) Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 156 с.
- Стратиграфический кодекс. (1992) Издание второе, доп. (Отв. ред. А.И. Жамойда). СПб.: Межвед. стратиграф. ком. 120 с.
- Тарасенко А.Б., Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М., Кушим Е.А. (2018) Обстановки осадконакопления и экологические группировки ископаемых организмов в поздневендское–раннекембрийское время (северо-запад Русской плиты). *Фундаментальная и прикладная палеонтология*. Материалы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 118-120.
- Хераскова Т.Н., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А. (2005) История развития и геодинамика осадочного бассейна Московской синеклизы в поздне-венде. *Литосфера*, (1), 16-40.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. (2015) Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях. *Геотектоника*, (1), 31-59.

- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможня Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. (2006) Строеение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее–палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле – Воронеж). *Литосфера*, (2), 65-94.
- Шишлов С.Б. (2010) Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: С.-Петерб. Горн. ин-т. 276 с.
- Шишлов С.Б. (2013) Климатические типы циклогенеза в эпиконтинентальных палеобассейнах. *Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат. VII Всероссийского литол. совещ. Т. III*. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 298-300.
- Якобсон К.Э. (2014) Проблемы венда Восточно-Европейской платформы *Регион. геология и металлогения*, **60**, 109-116.
- Япаскурт О.В. (2008) Литология. М.: Издат. центр “Академия”, 336 с.
- Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudolei A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfindon O., Maslov A.V., Khubanov V. (2019) Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1625073>
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *AAPG Bull.*, **49**, 445-459.
- Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., Thompson S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Memoir*, **26**. 83-98.
- Aksenov E.M. (1985) Vend of the Eastern European Platform. *The Vendian system. Historical-geological and paleontological justification. V. 2 Stratigraphy and geological processes* (Eds B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin). Moscow, Nauka Publ., 3-34. (In Russ.)
- Ancient platforms of Eurasia. Precambrian continents. (1977) Siberian branch of AN SSSR. Proc. Institute of Geology and Geophysics. Is. 378 (Ch. eds K.V. Bogolepov, O.A. Votakh). Novosibirsk, Nauka Publ., 312 p. (In Russ.)
- Bessonova V.Ya., Velikanov V.A., Keller B.M., Kirсанov V.V. (1980) Paleogeography of the Vendian and Cambrian of the western part of the East European Platform. Valdai Epoch. *Paleogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the West of the East European Platform*. Moscow, Nauka Publ., 15-24. (In Russ.)
- Dashko R.E., Alexandrova O.Yu., Kotyukov P.V., Shidlovskaya A.V. (20116) Features of engineering-geological conditions of St. Petersburg. *Urban development and mining engineering*. V. 1., 1-47. (In Russ.)
- Dashko R.E., Korobko A.A. (2013) Engineering and geological justification of the safety of construction and operation of structures for various purposes within the Preglint lowland (Western part of the Leningrad region). *Zh. Mining Institute*, **206**, 22 p. (In Russ.)
- Dashko R.E., Kotyukov P.V. (2011) Engineering and geological maintenance of operational reliability of underground transport facilities in St. Petersburg. *Zh. Mining Institute*, **190**, 71 p. (In Russ.)
- Dashko R.E., Shidlovskaya A.V., Pankratova K.V., Zhukova A.M. (2011a) Technogenic transformation of the main components of the underground space of megacities and its accounting in geomechanical calculations (on the example of St. Petersburg). *Zh. Mining Institute*, **190**, 65 p. (In Russ.)
- Dashko R.E., Zhukova A.M. (2011) Engineering and geological problems of construction of high-rise buildings in St. Petersburg in the conditions of underground space development. *Zh. Mining Institute*, **189**, 19 p. (In Russ.)
- Decisions of the interdepartmental meeting on the development of unified stratigraphic schemes of the Upper Precambrian and Paleozoic of the Russian Platform (1965). L.: Press-House of factory No 9 GUGK, 80 p. (In Russ.)
- Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudolei A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfindon O., Maslov A.V., Khubanov V. (2019) Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1625073>
- Gagen-Torn O.Ya. (2016) About formation of Upper Vendian-Middle Cambrian clay strata of the preglint region. *Georesursy*, **18**(2) 120-126. (In Russ.)
- Geological formations of the sedimentary cover of the Russian platform. (1981) N.S. Igolkina, V.P. Kirikov, G.G. Kochin. L.: Nedra Publ., 168 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR scale 1 : 1000 000 (new series). (1989) Map sheet O-(35),36-Leningrad. Explanatory note. (Ch. ed. A.S. Yanovskii). L.: VSEGEI Publ., 212 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR scale 1 : 200 000. (1963) Il'menskaya Series. Map sheet O-36-I. Explanatory note. V.A. Selivanova, I.S. Nedrigailova (Ed. T.N. Alikhova). Moscow, State Scientific and Technical Publishing House of Literature on Geology and Subsoil Protection, 124 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR scale 1 : 200 000. (1964) Il'menskaya Series. Map sheet O-35-VI. Explanatory note. V.A. Selivanova, I.S. Nedrigailova (Ed. T.N. Alikhova). Moscow, Nedra Publ., 96 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR scale 1 : 200 000. (1980) Il'menskaya Series. Map sheet O-35-V. Explanatory note. E.U. Sammet, A.I. Shmaenok (Ed. V.A. Kotlukov). Moscow, Soyuzgeolfond Publ., 107 p. (In Russ.)
- Geology of the USSR. (1971) V. I. Leningrad, Pskov and Novgorod regions. Geological description. NWTGU. Moscow: Nedra Publ., 504 p. (In Russ.)
- Golovkinskiy N.A. (1868) About the Permian formation in the central part of the Kama-Volga basin. St.Petersburg, 192 p. (In Russ.)
- Golubkova E.Yu., Bobrovskii I.M., Kushim E.A., Plotkina Yu.V. (2021) Fossil organisms of the Redkin horizon of the Upper Vendian of the north-west of the Russian Plate (Leningrad region). *Paleontol. Zh.*, (5). 1-8. (In Russ.)
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **49**, 445-459.
- Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Ershova V.B., Khubanov V.B., Khudoley A.K., Sychev S.N., Vdovina N.I., Maslov A.V. (2018) U-Pb LA-ICP-MS-age of fragmented zircons from Lower Riphean And Upper Vendian deposits Luga-Ladoga monoklinal. *Dokl. AN*, **480**(4), 439-443. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Andreeva N.K., Vorontsov A.K., Ka-

- gramyanan N.A. (2005) History of development and geodynamics of the sedimentary basin of the Moscow syncline in the Late Vendian *Lithosphere (Russia)*, (1), 16-40. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Sapozhnikov R.B. (2015) Correlation of Late Precambrian and Paleozoic events on the East European platform and in adjacent Paleoeceanic areas. *Geotektonika*, (1), 31-59. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Zamozhnyaya N.G., Kaplan S.A., Suleymanov A.K. (2006) Structure and history of development of the western part of the East European platform in the Riphean-Paleozoic according to the geotranssect EB-1 (Lodeynoe Pole–Voronezh). *Lithosphere (Russia)*, (2), 65-94. (In Russ.)
- Kushim E.A., Golubkova E.Yu., Bobrovsky I.M. (2021) Model of vertical distribution of fossil organisms in the Upper Vendian sediments of the North-West of the East European platform. *Stratigraphy of the Upper Precambrian: problems and solutions: proceedings of the VII Russian Conference on Geology and Precambrian*. St.Petersburg, Svoe izdatelstvo Publ., 100-102. (In Russ.)
- Matveev V.P. (2009) Methods of constructing retrospective geological systems and the significance of the structural-tectonic factor in paleogeographic reconstructions. *Zh. Mining Institute*, **183**, 24-31. (In Russ.)
- Matveev V.P. (2013) Explication of the concept of “border” in stratigraphy. *Zh. Mining Institute*, **200**, 347-355. (In Russ.)
- Murdmaa I.O. (1987) Ocean facies. M.: Nauka Publ., 304 p.
- Norova L.P. (2016) Analysis of the results of studies of deep well core samples at one of the construction sites of St. Petersburg. (Ed. V.I. Osipov). Moscow, IGE RAS, V. 18. 81-86. (In Russ.)
- Norova L.P., Shishlov S.B. (2010) Complex assessment of clay rocks of Vendian when using them as foundations of structures. *Materials of the International Scientific Conference “Topical issues of engineering and ecological geology”*. Moscow, MSU Publ., 42-43. (In Russ.)
- Podkovyrov V.N., Kotova L.N. (2020) Litho geochemistry and conditions of formation of deposits of the Upper Vendian and Lower Cambrian of the north-west Baltic monocline. *Bull. St.Petersburg State Univ. Earth sciences*, **65**(3), 33-45. (In Russ.) DOI: 10.21638/spbu07.2020.310
- Podkovyrov V.N., Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Ershova V.B. (2017) Lithostratigraphy and geochemistry of Upper Vendian-Lower Cambrian deposits of the Northeastern Baltic monocline. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **25**(1), 3-23. (In Russ.)
- Reading H.G. (1990) Sedimentation and facies conditions Moscow, Mir Publ., 281-342 (In Russ.)
- Reineck G.-E., Singkh I.B. (1981) Conditions of terrigenous sedimentation (with consideration of terrigenous clastic precipitation). Moscow, Nedra Publ., 439 p.
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its Standing Commissions (2011). Issue 40. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 40 p. (In Russ.)
- Romanovskii S.I. (1985) Dynamic modes of sedimentation. Cyclogenesis. L., Nedra Publ., 263 p. (In Russ.)
- Roza nov A.G., Dubinin A.V. (2014) Geochemistry of sulfur in the anaerobic zone of the Black Sea. *World Ocean. V. II. Physics, chemistry and biology of the ocean. Sedimentation in the ocean and the interaction of the Earth's geospheres* (Ed. L.I. Lobkovsky, R.I. Nigmatulin). Moscow, Nauchnyi mir Publ., 189-205. (In Russ.)
- Selly R.C. (1989) Ancient sedimentation environments. Moscow, Nedra Publ., 294 p. (In Russ.)
- Shishlov S.B. (2010) Structural and genetic analysis of sedimentary formations. St.Petersburg, St. Petersburg Mining. In-t, 276 p. (In Russ.)
- Shishlov S.B. (2013) Climatic types of cyclogenese in epycontinental paleobasins. *Sediment basins, sediment and post-sediment processes in geologic history. Materials VII All-Russian Lithologic Conf.* V. III. Nivosibirsk, INGG SB RAS, 298-300.
- Sokolov B.S. (1952) About the age of the oldest sedimentary cover of the Russian platform. *Izv. Akad Nauk. SSSR Ser. Geol.*, (5), 21-31. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1997) Essays on the formation of the vendian. Moscow, KMK Ltd. Publ., 156 p.
- Stratigraphic Code (Ed. A.I. Jamoida). (1992). Second edition, expanded. St.Petersburg, Interdepartmental stratigraphic committee. 120 p. (In Russ.)
- Tarasenko A.B., Golubkova E.Yu., Bobrovskii I.M., Kushim E.A. (2018) Sedimentation conditions and ecological groupings of fossil organisms in the Late Vendian–Early Cambrian time (North-West of the Russian Plate). *Fundamental and Applied Paleontology. Materials of the LXIV session of the Paleontological Society at the Russian Academy of Sciences*. St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 118-120. (In Russ.)
- The geological structure of the USSR and the regularities of the placement of minerals. V. I. Russian platform. (1985) (Ed. V.D. Nalivkin, K.E. Yakobson). L.: Nedra Publ., 12-20. (In Russ.)
- The Vendian system. Historical-geological and paleontological substantiation. V. 1. Paleontology. (1985) Moscow, Nauka Publ., 222 p. (In Russ.)
- Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., Thompson S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26. 83-98. (In Russ.)
- Verbitskii V.R., Verbitskii I.V., Vasil'eva O.V., Savanin V.V. et al. (2012) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Central European Series. Map Sheets O-35 – Pskov, O-36 – St.Petersburg. Explanatory note. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 510 p. (In Russ.)
- Yakobson K.E. (2014) Problems of the Vendian in the Eastern European Platform. *Regional geology and metallogeny*, **60**, 109-116. (In Russ.)
- Yapaskurt O.V. (2008) Lithology. Moscow, Publishing center “Academy” 336 p.
- Zenkovich V.P. (1962) Fundamentals of the doctrine of the development of seashores. M.: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 710 p. (In Russ.)

УДК 550.42+551.83

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-300-326

Геохимия известняков пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале

Г. А. Мизенс, С. А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: mizens@igg.uran.ru; sapurin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 09.12.2021 г., принята к печати 09.02.2022 г.

Объект исследования. Известняки 11 разрезов пограничного интервала нижнего и среднего карбона на Южном и Среднем Урале (9 разрезов на восточном склоне, 2 – на западном). Осадочные последовательности западного склона Урала накапливались в пределах Восточно-Европейской платформы, в то время как восточноуральские карбонатные толщи представляют собой фрагменты карбонатной платформы, формировавшейся в остаточном бассейне Уральского океана. *Материал и методы.* Изучались литологические особенности известняков всех рассматриваемых разрезов, проанализировано распределение редких элементов, а также Al и Fe. *Результаты и выводы.* Уточнены и оценены основные характеристики бассейнов осадконакопления, в том числе редокс-состояние среды, удаленность и состав источников терригенного материала, климатические особенности и влияние эндогенных процессов, в первую очередь вулканизма. Полученные результаты подтверждают точку зрения об отсутствии длительного перерыва в осадконакоплении на уровне границы раннего и среднего карбона и отсутствии катастрофического падения уровня Мирового океана. Нет также признаков значительного похолодания. Геохимические и литологические данные свидетельствуют о локальных кратковременных перерывах, трансформациях обстановок осадконакопления и источников алюмосиликокластической примеси, а также о некоторой гумидизации климата на рубеже раннего и среднего карбона.

Ключевые слова: граница нижнего и среднего карбона, известняки, литофильные элементы, редкоземельные элементы, Южный и Средний Урал, условия осадконакопления

Источник финансирования

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

Geochemistry of limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in the Southern and Middle Urals

Gunar A. Mizens, Semyon A. Dub

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mails: mizens@igg.uran.ru; sapurin@igg.uran.ru

Received 09.12.2021, accepted 09.02.2022

Research subject. Limestones of 11 sections of the Mid-Carboniferous boundary interval in the Southern and Middle Urals were studied. Sections of the western slope of the Urals (2 sections) refer to the East European platform, while the eastern Urals carbonate strata (9 sections) are fragments of the carbonate platform formed in the residual basin of the Ural Ocean. *Material and methods.* The lithological features of limestones of all considered sections were identified, the distribution and main characteristics of 28 trace (rare and scattered) elements, as well as Al and Fe, were studied and analyzed. *Results and conclusions.* The main characteristics of sedimentary basins, including the redox state, terrigenous material provenances, climatic conditions and the influence of endogenous processes, primarily volcanism, were clarified and evaluated. The results confirm the point of view about the short-duration hiatus at the Mid-Carboniferous boundary and the absence of a catastrophic drop in the World Ocean level. There are also no evidences of a significant cooling period. Geochemical and lithological data indicate local unconformities, transformations of sedimentary environments and sources of siliciclastic admixtures, as well as some climate humidization at the Mississippian-Pennsylvanian boundary.

Для цитирования: Мизенс Г.А., Дуб С.А. (2022) Геохимия известняков пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале. *Литосфера*, 22(3), 300-326. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-300-326>

For citation: Mizens G.A., Dub S.A. (2022) Geochemistry of limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in the Southern and Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 300-326. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-300-326>

© Г.А. Мизенс, С.А. Дуб, 2022

Keywords: *Mid-Carboniferous boundary, limestones, lithophile elements, rare earth elements, Southern and Middle Urals, sedimentary environments*

Funding information

The research was carried out in accordance with the State Contract AAAA-A18-118053090044-1 using the equipment of the Collective Use Center "Geoanalyst" of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. The retrofitting and integrated development of the Collective Use Center of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences is carried out with the financial support of a grant from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, Agreement No. 075-15-2021-680

ВВЕДЕНИЕ

Рубеж раннего и среднего карбона занимает особое место в палеозойской истории Земли. Считается, что средняя глобальная температура на этом рубеже опустилась на 10–15 °С, а в южном полушарии началось оледенение (Mory et al., 2008; Алексеев, Реймерс, 2010; Tian et al., 2020), которое привело к резкому понижению уровня Мирового океана и образованию субглобального перерыва в морских толщах (Ross, Ross, 1988; Alekseev et al, 1996; Mii et al, 2001; Махлина и др., 2001; Grossman et al., 2002; и др.), а также к массовому вымиранию организмов (малое массовое вымирание, по А.С. Алексееву (2000)). В последние годы, однако, появилась и другая точка зрения. На основании анализа характера перерывов и их распространения Е.В. Артющков и П.А. Чехович (2011) пришли к выводу о том, что крупные регрессии и перерывы в осадконакоплении на этом рубеже в большей степени были обусловлены местными тектоническими движениями, они имели региональный характер. Кроме того, анализ вариаций изотопного состава кислорода свидетельствует о том, что средние температуры водных толщ в миссисипии (раннем карбоне) и пенсильвании (среднем–позднем карбоне) отличались не очень существенно (Grossman, Joachimski, 2019). Таким образом, полученные за последние годы сведения указывают на то, что процессы, происходившие на рассматриваемом рубеже, хотя и оставили след в геологической истории, но этот след не был повсеместным.

Некоторая дополнительная информация была получена в результате анализа геохимических особенностей известняков пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала карбонатных разрезов Южного и Среднего Урала. Она позволила оценить и уточнить характер влияния тектонических, магматических, гидрохимических, климатических, фациальных и других факторов на формирование осадочных толщ в это время.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА

Для получения генетической информации было проанализировано распределение ряда химических элементов в известняках из 9 разрезов восточного склона Южного и Среднего Урала и двух – западного склона (рис. 1). На восточном склоне Южного Урала изучены известняки в бассейне р. Худолаз (разрезы 3159, 3160, 3098), в долине р. Бол. Кизил (3157, 3158) и бассейне р. Янгелька (руч. Таштуй – 3188). На востоке Среднего Урала получены данные по карьере строительных материалов на правом берегу р. Исеть (14, 3162, 3185), а также по известнякам в долинах рр. Реж (3176) и Кунара (3174, 3175). На западном склоне изучены разрезы на Среднем Урале – на р. Чусовой (3186) и на Южном – в бассейне р. Инзер (р. Аскын – 3187). В разных разрезах пробы отбирались с разной детальностью с интервалом от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Кроме того, не во всех разрезах возможно было выполнить сквозной отбор проб с переходом через границу серпуховского и башкирского ярусов либо вследствие недостаточной обнаженности (например, в разрезах Бол. Кизил – 3157, Худолаз – 3160 и Таштуй – 3188), либо из-за присутствия грубообломочных образований на границе (в карьерах на р. Исеть – 14, 3162, 3185 и р. Кунара – 3174, 3175), или перемещенных блоков (Чернышевский – 3098). Тем не менее все пробы отобраны в непосредственной близости от границы С₁-С₂ (в приграничном интервале).

В известняках всех рассматриваемых разрезов изучено содержание и распределение 28 редких элементов, а также Al и Fe. Изучение состава образцов проведено в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Концентрации элементов (за исключением Al и Fe) в валовых пробах измерены на ICP-MS спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чердниченко, Л.К. Дерюгина). Подготовка проб для ICP-MS анализа велась по стандартной методике: навеску массой порядка 100 мг полностью растворяли

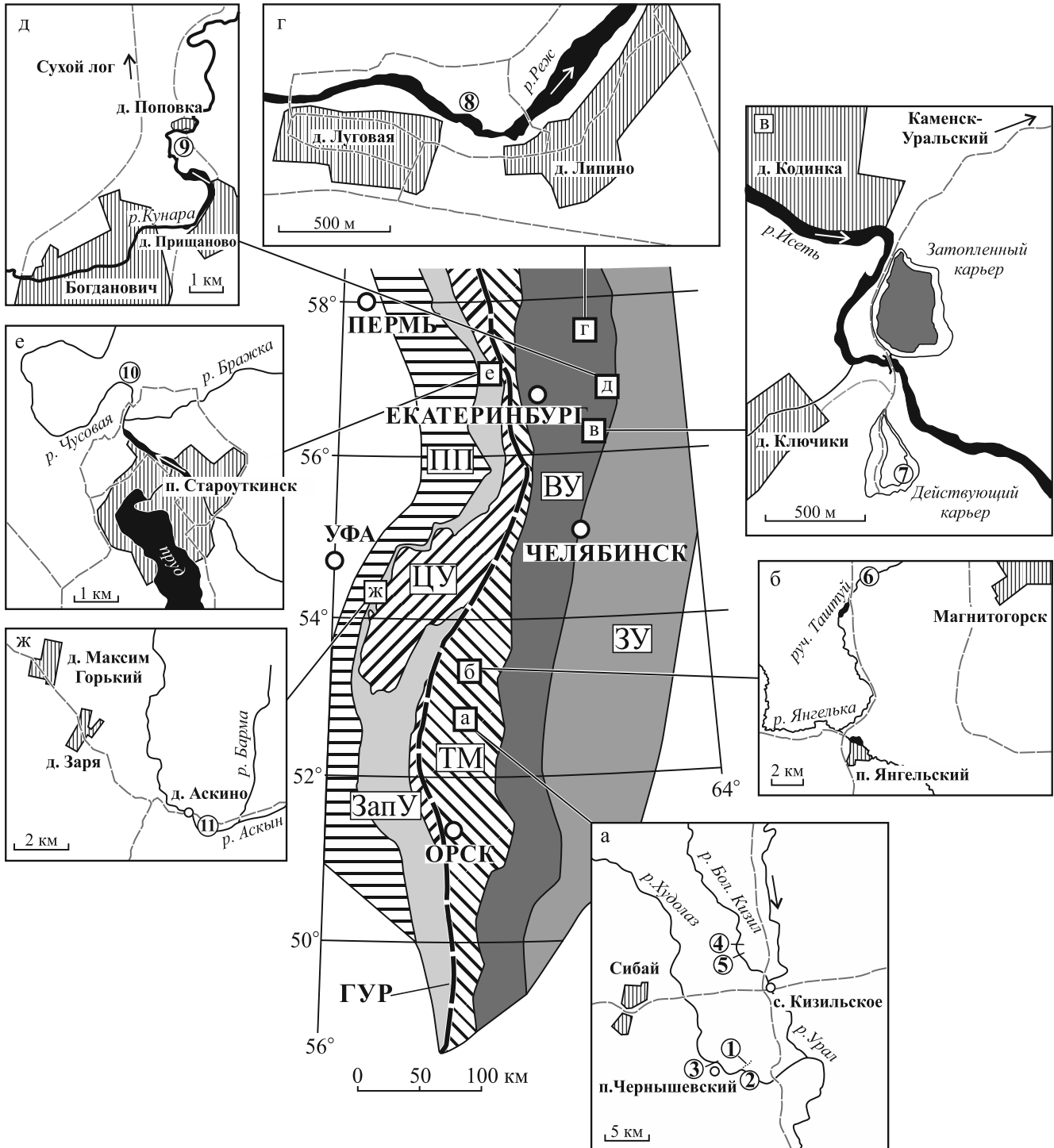


Рис. 1. Разрезы пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала и их положение в современной структуре Урала.

Восточный склон Южного Урала: а (1 – Худолаз-лог (3159), 2 – Худолаз (3160), 3 – Чернышевский (3098), 4, 5 – Бол. Кизил (3158 и 3157)), б (6 – Таштуй (3188)), восточный склон Среднего Урала: в (7 – карьер на правом берегу р. Исеть (3162, 3185 и 14)), г (8 – Луговая (3176)), д (9 – Кунара (3174, 3175)); западный склон Среднего Урала: е (10 – Бражка (3186)); западный склон Южного Урала: ж (11 – Аскын (3187)). В скобках указаны номера разрезов, использованные при маркировке образцов. Мегазоны (Пучков, 2010): ЗУ – Зауральская, ВУ – Восточно-Уральская, ЦУ – Центрально-Уральская, ЗаПУ – Западно-Уральская, ТМ – Тагило-Магнитогорская, ПП – Предуральский прогиб, ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 1. Sections of the Mid-Carboniferous boundary interval and their location at the modern Urals structure.

Eastern slope of the Southern Urals: а (1 – Khudolaz-log (3159), 2 – Khudolaz (3160), 3 – Chernyshevka (3098), 4, 5 – Bolshoy Kizil (3158 and 3157)), б (6 – Tashtuy (3188)); Eastern slope of the Middle Urals: в (7 – quarry on the right bank of the Iset river (3162, 3185 and 14-1)), г (8 – Lugovaya (3176)), д (9 – Kunara (3174, 3175)); Western slope of the Middle Urals: е (10 – Brazhka (3186)); Western slope of the Southern Urals: ж (11 – Askyn (3187)). Section numbers, used for samples marking, are indicated in parentheses. Megazones by (Puchkov, 2010): ЗУ – Transuralian, ВУ – East Uralian, ЦУ – Central Uralian, ЗаУ – West Uralian, ТМ – Tagil-Magnitogorskian, ПП – Cisuralian foredeep, ГУР – Main Uralian fault.

в смеси азотной, соляной и плавиковой кислот во фторопластовых вкладышах в микроволновой печи SpeedWave 3+ (Berghof) с последующим переводом полученных растворов в нитраты. Концентрации Al и Fe были пересчитаны из оксидной формы. Содержания породообразующих оксидов в валовых пробах установлены рентгено-спектральным флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-35 и Shimadzu XRF 1800 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова).

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ ПОГРАНИЧНОГО C₁-C₂ ИНТЕРВАЛА

Восточный склон Южного Урала

Известняки в разрезах 3159 и 3160 представлены в основном пакстоунами, форменные элементы которых состоят из биокластов известковых водорослей и кальцимикробов, комков цианобактериальной слизи и прочих компонентов. Встречаются полибиокластовые разности с фораминиферами, обломками водорослей, мшанок, криноидей, раковин брахиопод. Распространены строматолиты. Содержание доломита в этих породах до 3.7%, терригенная примесь практически отсутствует. Граница нижнего и среднего карбона проводится по кровле верхнего строматолитового пласта (Степанова, Кучева, 2006).

В основании разреза 3098 обнажаются слоистые известняки – водорослевые грейнстоуны с небольшим количеством криноидей, раковин брахиопод, обломков мшанок, встречаются пелоиды, содержащие верхнесерпуховские органические остатки (Степанова и др., 2013). Выше залегает крупный (300 × 200 м) смещенный фрагмент биогерма, содержащий серпуховско-раннебашкирский комплекс фауны. Для него характерны разнообразные биогермные структуры, в том числе водорослевые и кальциспонгиевые баундстоуны, а также строматолиты.

В разрезах 3157 и 3158 на р. Бол. Кизил обнажаются неотчетливослоистые биокластовые и цельнораковинные брахиоподовые известняки, постепенно сменяющиеся слоистыми тонко- и микрозернистыми породами (Kulagina et al., 2009), в составе которых практически отсутствуют круп-

ные органические остатки. В верхней части разрезов залегают биокластовые брахиоподово-водорослевые известняки. Серпуховско-башкирскую границу Е.И. Кулагина с соавторами проводит в обн. 3158 – в основании слоя пелоидного вакстоуна с редкими обломками брахиопод и иглокожих. Содержание доломита во всех известняках на р. Б. Кизил примерно одинаковое (до 3%), терригенная примесь незначительная.

В основании разреза Таштуй (3188) залегают криноидно-фораминиферовые грейнстоуны. Выше лежащие известняки представлены фасциелловыми разностями с обломками красных водорослей, кальцимикробными сгустками и рассеянными члениками криноидей. Терригенная примесь в них составляет доли процента, количество доломита – до 2.2%. В стратиграфическом отношении разрез соответствует верхней части чернышевского горизонта серпуховского яруса (Иванова, 1988).

Восточный склон Среднего Урала

В карьере на р. Исеть (14, 3162, 3185) массивные карбонатные брекчии залегают на слоистых известняках. В старом, в настоящее время затопленном, карьере (на левом берегу реки), в цементе брекчий были обнаружены фораминиферы башкирского яруса, а также переотложенные верхневизейско-серпуховские формы. Возраст подстилающих их пород (чернышевский горизонт серпуховского яруса) определен на основании находок конодонтов (Степанова и др., 2001) и аммоноидей (Nikolaeva et al., 2018). Большая часть изученных образцов в серпуховской части разреза представлена в разной степени доломитизированными (доля доломита до 46%) и окремненными известняками. Среди неизмененных пород распространены микро-тонкодетритовые вакстоуны с рассеянными архедисцидами, редкими члениками криноидей и неопределимым детритом, а также мелко-тонкобиокластовые пакстоуны с пелоидами и обломками известковых зеленых водорослей. Встречаются перекристаллизованные строматолиты с пленками органического вещества. В составе известняков имеется примесь пирокластик, но ее количество точно не установлено.

Серпуховская часть разреза на р. Реж (3176) представлена известняками массивными микрозернистыми с рассеянными раковинами брахио-

под, члениками криноидей, фораминиферами, биокластами мшанок, известковых водорослей и кальцимикробов, а также разнообразными интракластами. В основании башкирского яруса известняки отчетливо слоистые от мелко- до грубозернистых, иногда с зернами гравийной размерности. Набор форменных элементов остается примерно таким же, как в серпуховской части, но несколько увеличивается содержание терригенной примеси.

В карьере на р. Кунара (3174, 3175) обнажаются слоистые микрозернистые известняки, предположительно относящиеся к серпуховскому ярусу. Так же, как и на р. Исеть, в них присутствует примесь пирокластики. Выше по неровной границе залегают известняковая конглобрекция ключевской свиты башкирского яруса.

Западный склон Урала

В разрезе Бражка (3186) на Среднем Урале в верхней части серпуховского яруса, представленного доломитизированными пеллоидными литокластовыми грейнстоунами, прослеживается неровный пласт стриаиферового ракушняка. Кровля его отчетливая, мелкобугристая, некоторые раковины при этом срезаны. Но, поскольку в пограничных комплексах фораминифер сохраняется стандартная зональная последовательность, перерыв мог быть не очень продолжительным. В основании башкирского яруса залегают мелкодетритовые известняки с редкими обломками колоний сиригпор, одиночных ругоз и створок брахиопод. Выше залегают тонко- и мелкобиокластовые вакстоуны без крупных органических остатков. Терригенная примесь незначительная.

В южноуральском разрезе Аскын (3187) верхняя часть серпуховского яруса представлена доломитизированными известняками, толстослоистыми и массивными, с прослоями и линзами известняков органогенно-обломочных и оолитовых с незначительной примесью терригенного материала. Известняки содержат остатки брахиопод, встречаются раковины фораминифер, таллиты донецелл, членики криноидей, остракоды. Разрез этого интервала завершается крупнораковинным стриаиферовым ракушняком мощностью около 3.5 м. На его неровной мелкобугорчатой поверхности залегают пачка микрозернистых светло-серых известняков, доломитов и доломитизированных известняков, чередующихся с оолитовыми разностями. Согласно Е.И. Кулагиной с соавторами (2001), эти породы относятся уже к башкирскому ярусу.

В ряде описанных разрезов граница между серпуховским и башкирским ярусами точно установлена по органическим остаткам. Это два разреза на западном склоне – Бражка (3186) и Аскын (3187), два разреза на восточном склоне Южного Урала – на рр. Худолаз (3159) и Бол. Кизил (3158), на

востоке Среднего Урала – разрез Луговая на р. Реж (3176) и карьеры на берегах рр. Исеть (3162, 3185, 14) и Кунара (3174, 3175).

По данным рентгенофлуоресцентного анализа и результатам изучения шлифов, в большинстве изученных разрезов содержание терригенной примеси в известняках варьирует от долей процента до первых процентов (за исключением разрезов на рр. Исеть и Кунара, где примесь пирокластики превышает 10%). Специальное изучение терригенной примеси не проводилось.

В разрезах западного склона Урала на границе серпуховского и башкирского ярусов по литологическим признакам прослеживается кратковременный перерыв в осадконакоплении. В разрезах Луговая (3176), Бол. Кизил (3158), а также в карьерах на рр. Исеть (3162, 3185, 14) и Кунара (3174, 3175) имеет место смена литотипов известняков, при этом в первых двух разрезах также присутствуют признаки кратковременного перерыва (Дуб и др., 2020). В разрезе Худолаз-лог (3159) выраженный перерыв, скорее всего, отсутствует. В обн. 3157, 3098 и 3188 граница точно не установлена.

При этом следует иметь в виду, что разрезы западного склона Урала (Бражка и Аскын) относятся к Волго-Камской эпиконтинентальной карбонатной платформе, на которую уральские коллизионные процессы существенного влияния не оказывали, в то время как восточноуральские карбонатные толщи представляют собой фрагменты карбонатной платформы, формировавшейся в остаточном бассейне Уральского океана, где в раннем–среднем карбоне происходили основные геодинамические события, связанные с развитием Уральского орогена (Пучков, 2010; Мизенс и др., 2012).

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОГРАНИЧНОМ C₁-C₂ ИНТЕРВАЛЕ

“Карбонатфильные” элементы (Sr, Mn, Fe). Концентрация и распределение стронция и марганца в изученных разрезах изменчивы (табл. 1), но между известняками нижнего и среднего карбона нет заметной разницы (рис. 2). Так, на восточном склоне Южного Урала (разрезы на рр. Бол. Кизил, Худолаз, Таштуй) содержание стронция колеблется от 50 до 449 г/т в отложениях нижнего карбона и от 73 до 424 г/т – среднего. Причем в разрезах на р. Бол. Кизил содержание этого элемента самое высокое (в среднем 316 г/т). На восточном склоне Среднего Урала (разрезы Исеть, Кунара, Луговая) концентрация его примерно такая же – от 72 до 277 г/т, а наиболее высокая она в известняках башкирского яруса на р. Реж – в среднем 216 г/т. В разрезах западного склона Урала содержание этого элемента несколько отличается – 367–810 г/т

Таблица 1. Содержание ряда химических элементов в известняках пограничного C₁-C₂ интервала, г/т

Table 1. Content of chemical elements in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval, ppm

Разрез	Обр.	Sr	Mn	Al	Zr	Ti	Ba	Li	Rb	Cr	Ni	Co	V	Sc	Th	U	Mo	
Бол. Кизил – северный	C ₂	3158-1-6	412.40	18.65	81.20	1.15	5.80	2.92	1.29	0.05	2.32	8.55	1.20	1.00	0.83	0.02	1.58	0.10
		3158-1-5	435.77	21.17	46.36	0.57	5.37	2.63	0.86	0.03	3.63	8.04	1.17	1.02	1.43	0.01	1.60	0.06
	C ₁	3158-1-4	394.51	21.71	75.06	0.82	7.45	2.15	0.86	0.04	2.09	7.71	1.09	0.99	2.88	0.03	2.84	0.07
		3158-1-3	314.32	46.65	77.27	0.70	4.50	2.06	0.69	0.10	1.86	6.40	0.99	4.30	3.65	0.10	6.17	0.17
		3158-1-2	332.28	60.18	102.31	0.61	11.66	2.06	0.47	0.08	4.67	12.90	2.37	10.09	Н.о.	0.04	4.03	0.14
3158-1-1		331.41	26.32	168.08	0.86	6.94	2.51	0.64	0.17	4.89	14.56	2.65	2.03	Н.о.	0.02	1.27	0.30	
Бол. Кизил – южный	C ₁	3157-2-7	271.98	28.74	111.37	0.90	12.86	2.49	0.56	0.09	6.72	13.30	2.24	2.52	Н.о.	0.01	1.47	0.22
		3157-2-6а	242.67	22.76	148.29	1.13	12.85	2.20	0.64	0.13	4.43	14.56	2.03	3.51	Н.о.	0.01	2.12	0.22
		3157-2-6	219.42	34.81	90.68	0.65	6.68	3.43	0.43	0.08	6.01	14.37	2.13	2.00	Н.о.	0.01	1.41	0.13
		3157-2-4	191.50	23.83	154.61	0.92	13.67	2.12	0.55	0.14	3.98	14.86	1.90	2.54	Н.о.	0.01	1.88	0.60
		3157-2-3	245.18	25.34	129.20	0.98	117.87	2.18	0.59	0.12	4.62	16.24	2.18	3.00	Н.о.	0.01	2.00	0.31
		3157-2-2	324.46	24.58	171.58	0.90	13.83	2.05	0.48	0.06	7.11	13.48	2.53	3.77	0.45	0.01	1.26	0.35
		3157-2-1а	261.08	28.56	209.46	1.01	18.64	3.11	0.43	0.10	11.28	12.13	1.86	3.15	0.37	0.02	1.27	0.14
		3157-1-1а	449.18	20.90	85.03	0.59	8.24	2.61	0.40	0.08	6.49	10.56	1.58	1.70	0.58	0.00	2.64	0.26
Худолаз и Худолаз-лог	C ₂	3159-10-2	73.14	15.08		0.47	Н.о.	1.51	0.35	Н.о.	1.91	5.64	0.58	0.41	Н.о.	0.01	3.30	0.09
		3159-10-1	142.37	48.29	70.34	1.54	33.39	4.10	3.54	0.03	1.64	12.83	1.70	2.27	0.55	0.02	5.07	0.10
		3159-8-1	78.69	19.84		0.60	2.06	3.37	0.10	Н.о.	Н.о.	4.45	0.65	0.68	Н.о.	0.03	1.56	Н.о.
		3159-6-1	198.08	82.69	105.43	0.67	9.81	9.44	1.95	0.06	2.94	9.93	1.78	2.15	0.66	0.02	5.21	0.10
	C ₁	3159-5-1	66.04	6.79		0.11	Н.о.	0.55	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4.88	0.65	2.98	Н.о.	0.00	5.53	0.29
		3159-4-2	49.54	28.03		1.09	2.23	1.75	0.07	0.01	Н.о.	5.65	0.67	7.13	Н.о.	0.02	3.13	0.07
		3159-3-3	64.19	18.78		0.47	5.60	1.04	0.23	0.12	Н.о.	6.24	0.83	1.78	Н.о.	0.01	3.24	0.02
		3159-3-2	145.36	10.08		Н.о.	0.35	0.82	0.06	Н.о.	Н.о.	6.27	0.82	0.81	Н.о.	Н.о.	2.68	Н.о.
		3159-3-1	127.34	21.23		0.44	1.05	3.45	0.12	Н.о.	Н.о.	5.95	0.77	0.85	Н.о.	0.01	1.12	0.01
		3159-2-6	95.08	17.93		0.58	0.40	2.17	0.12	Н.о.	26.11	16.76	0.65	0.81	Н.о.	0.02	0.99	0.47
		3159-2-4	103.84	33.28		0.96	6.66	2.65	0.31	0.10	12.63	12.48	0.98	1.49	0.02	0.02	1.96	0.21
		3159-2-1	167.12	43.36	39.92	0.73	1.78	2.05	0.18	Н.о.	38.93	23.05	1.45	1.09	0.08	0.01	1.21	0.47
	3159-2-1а	199.99	50.93		0.92	4.12	2.83	0.32	0.03	8.34	12.33	1.23	1.00	0.38	0.01	1.46	0.06	
	C ₁	3160-3-1	184.14	54.51	64.33	2.94	8.83	4.55	1.69	0.05	17.03	12.05	2.11	2.70	0.68	0.04	5.73	0.12
		3160-2-1	209.57	37.64	120.57	0.73	5.82	3.19	1.03	0.08	1.68	14.31	1.82	2.19	0.33	0.01	10.55	0.05
3160-1-1		178.31	111.60	167.19	1.50	7.31	16.61	1.15	0.09	4.61	14.38	2.17	3.71	0.59	0.03	5.19	0.35	
Чернышевский	C ₁	3098-12	400.01	64.66	151.81	0.62	7.73	2.98	0.30	0.16	3.08	22.35	2.74	2.51	0.58	0.05	2.23	0.33
		3098-6	125.98	64.02	11.22	0.75	0.95	4.29	0.28	0.01	1.94	23.11	2.85	1.49	0.65	0.02	2.60	0.09
		3098-5	87.20	57.03	79.64	1.08	3.71	3.67	0.25	0.07	2.13	21.96	2.89	3.80	0.81	0.03	5.26	0.16
		3098-4	101.47	58.76	54.40	0.73	2.73	5.90	0.26	0.05	2.67	19.89	2.59	1.59	1.18	0.03	1.77	0.20
		3098-2	102.06	60.06	29.23	0.53	1.38	2.52	0.15	0.01	2.41	20.31	2.63	3.10	0.42	0.00	4.59	0.16
		3098-1	137.43	59.04	67.09	2.12	3.83	3.35	0.24	0.03	5.14	18.24	2.19	5.27	0.44	0.03	2.44	0.26
Ташгуй	C ₁	3188-4-1	93.72	72.61	53.29	0.92	12.16	3.45	0.16	0.02	10.89	13.14	1.67	1.13	0.33	0.01	1.25	0.06
		3188-3-2	105.10	69.81	38.40	2.04	13.28	3.77	0.19	0.03	3.92	12.65	1.50	0.87	0.34	0.02	0.42	0.05
		3188-3-1	95.68	123.65	58.86	1.07	50.04	6.79	0.21	0.05	3.26	12.00	1.45	1.97	0.28	0.01	1.43	0.06
		3188-1-2	112.76	123.17	58.96	2.06	25.10	4.21	0.26	0.04	11.78	12.75	1.64	4.16	0.30	0.01	3.11	0.57
		3188-1-1	115.71	140.18	192.59	1.79	15.41	8.67	0.56	0.20	5.07	11.50	1.43	1.45	0.29	0.02	0.52	0.03

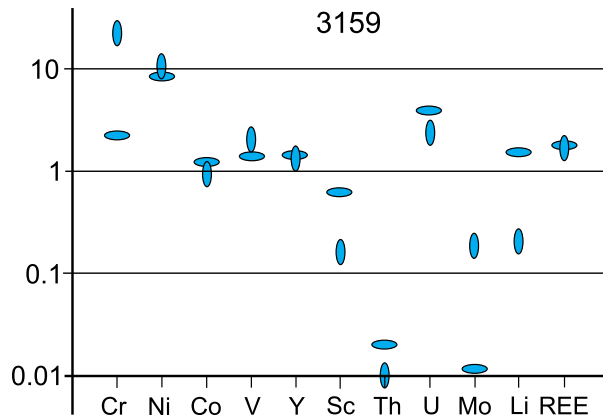
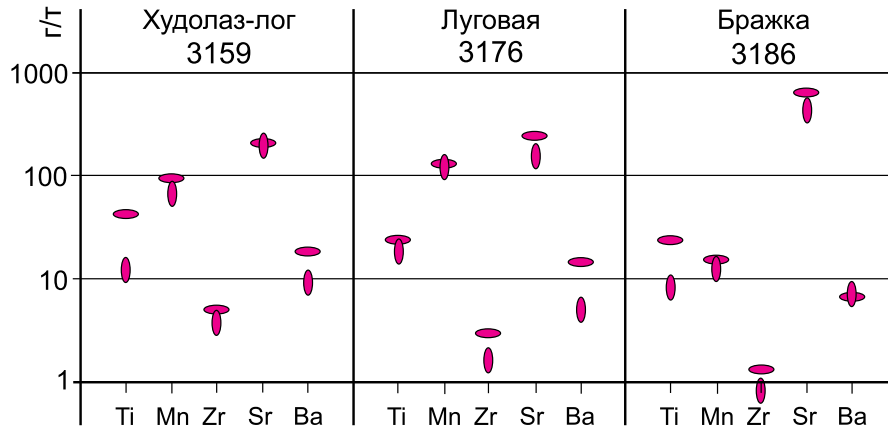
Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Разрез	Обр.	Sr	Mn	Al	Zr	Ti	Ba	Li	Rb	Cr	Ni	Co	V	Sc	Th	U	Mo	
Исст. карьер – 2014, 2015	C ₁	3162-8	157.88	22.942		1.32	9.25	1.88	0.63	0.44	H.o.	3.64	0.89	2.73	H.o.	0.08	3.89	0.50
		3162-7	105.31	76.47		6.43	32.14	2.82	2.12	0.60	H.o.	4.42	1.26	2.21	0.09	0.30	1.95	0.25
		3162-6	81.61	49.25		0.59	4.80	14.24	0.36	0.12	H.o.	3.29	0.80	3.82	H.o.	0.03	7.57	0.96
		3162-5	86.14	167.71		1.34	15.28	1.99	2.41	0.24	H.o.	4.79	1.11	1.27	0.09	0.24	0.88	0.11
		3162-4	72.02	136.63		3.15	21.74	0.95	0.73	0.63	0.31	4.95	1.02	3.65	H.o.	0.26	1.07	0.40
		3162-4a	73.74	117.74		2.76	4.43	2.03	0.68	0.67	2.16	4.89	0.64	2.99	0.20	0.28	1.10	0.40
		3162-3	95.49	143.90		1.73	8.13	2.22	0.64	0.10	H.o.	5.99	1.15	0.70	H.o.	0.26	1.21	0.12
		3162-2	83.36	108.03		1.07	11.70	1.40	0.57	0.08	22.82	13.76	1.20	1.55	H.o.	0.05	1.42	1.03
		14-2a	88.61	92.87		9.12	70.92	9.28	4.26	4.03	2.13	5.00	1.19	1.84	0.33	1.42	2.76	0.22
		14-2	85.81	85.11		3.56	10.92	4.78	3.49	3.35	1.13	5.22	0.80	1.68	0.49	1.18	2.35	0.17
14-1	124.62	42.23		2.45	23.40	4.02	1.56	0.99	H.o.	3.40	1.04	1.10	0.11	0.21	0.70	0.03		
Исст. карьер – 2016	C ₂	3185-4	396.70	48.52	357.93	0.20	24.32	7.59	17.04	0.56	2.88	16.44	2.21	7.53	0.68	0.00	3.93	0.34
		3185-3	205.60	345.29	996.22	2.52	48.21	4.50	4.48	0.43	2.82	16.45	2.77	6.69	0.95	0.05	0.86	0.75
	C ₁	3185-2	194.42	419.94	1805.85	6.60	75.61	5.80	6.20	1.00	6.95	16.31	4.32	11.00	1.13	0.24	1.27	0.46
		3185-1	210.77	541.27	986.47	2.25	18.15	5.36	5.44	0.65	3.25	19.04	3.71	3.16	1.82	0.26	0.50	0.42
		3185-10	156.76	8.67		0.59	9.61	2.21	3.08	0.07	H.o.	4.89	0.84	3.43	H.o.	0.07	7.43	2.29
		3185-9	44.94	27.09		1.16	12.11	2.27	0.15	0.32	0.29	3.00	0.88	6.27	H.o.	0.07	2.86	0.90
3185-8	209.72	16.54		1.67	9.25	2.11	0.31	0.25	H.o.	5.09	0.72	4.79	H.o.	0.07	6.18	1.99		
Кунара	C ₂	3174-3	95.66	42.58	1740.10	9.02	123.63	7.06	14.77	1.69	24.11	15.03	1.91	14.86	0.97	0.13	6.82	2.46
		3175-4	90.19	81.15	344.31	1.56	25.21	2.77	0.96	2.65	26.27	13.44	2.35	11.06	2.55	0.02	0.52	0.17
	C ₁	3175-3	153.61	208.47	3602.70	13.55	236.77	38.87	6.71	0.29	51.52	26.29	6.24	11.53	0.42	0.57	0.90	0.80
Луговая	C ₂	3176-2-5	276.79	75.34	639.23	3.79	10.30	8.17	16.47	0.36	3.10	16.37	1.27	4.15	0.90	0.18	2.87	0.16
		3176-2-4	235.67	80.65	691.63	4.42	9.50	7.08	11.00	0.51	2.72	15.86	1.26	5.63	1.16	0.13	3.34	0.15
		3176-2-3	228.74	195.79	462.48	1.56	32.71	9.82	3.88	0.46	3.88	15.63	2.40	9.52	0.73	0.01	9.29	0.16
		3176-2-2	201.32	160.46	410.45	2.00	41.20	6.19	3.84	0.48	10.88	16.57	2.40	8.15	0.71	0.02	7.53	0.10
	C ₁	3176-2-1	138.06	182.46	283.43	1.81	20.53	3.70	1.41	0.45	11.81	15.94	2.24	15.65	0.66	0.01	1.69	0.07
		3176-1-9	145.15	152.51	380.12	2.62	26.22	4.89	2.30	0.63	3.20	16.42	2.59	20.11	0.75	0.02	1.81	0.06
		3176-1-8	139.08	119.27	81.12	1.07	6.87	3.34	0.79	0.13	7.47	14.63	1.85	8.86	0.56	0.01	1.57	0.04
		3176-1-7	165.94	125.54	214.67	1.75	16.25	3.79	1.08	0.34	15.61	15.32	2.54	5.95	0.53	0.01	2.08	0.08
		3176-1-6	210.73	126.65	156.48	1.18	9.05	3.35	1.25	0.32	16.84	20.94	2.32	8.85	0.58	0.00	1.78	0.07
		3176-1-5	130.43	145.61	174.61	0.41	10.75	2.99	0.75	0.26	0.84	14.34	1.97	3.28	0.52	0.00	2.15	0.02
		3176-1-4	126.94	91.63	234.74	1.65	25.10	3.24	0.76	0.37	16.89	15.19	2.40	2.12	0.47	0.11	1.31	0.07
		3176-1-3	152.88	100.86	143.94	1.15	10.08	3.22	0.54	0.18	14.29	15.12	2.14	1.76	0.45	0.01	1.42	0.04
		3176-1-2	158.77	86.75	937.38	2.33	37.90	4.03	3.76	0.73	2.01	12.77	1.86	2.43	0.68	0.12	2.48	0.04
		Бражка	C ₂	3186-2-4	809.60	11.05	356.96	1.06	17.55	5.72	1.33	0.26	7.94	13.59	1.83	1.98	0.22	0.11
3186-2-3	534.88			12.59	745.91	1.63	39.04	5.50	2.18	0.77	17.84	13.00	2.00	1.93	0.32	0.17	1.75	0.27
3186-2-2	594.71			15.69	391.87	1.42	22.98	7.33	1.71	0.32	19.53	12.89	2.26	2.48	0.30	0.14	2.91	0.21
3186-2-1	583.97			16.36	325.33	1.03	14.93	7.88	1.46	0.25	10.84	12.26	2.04	2.39	0.55	0.10	3.98	0.28
C ₁	3186-1-2		489.58	10.76	145.94	0.64	6.31	6.63	0.71	0.06	10.44	13.76	1.77	0.88	0.22	0.03	0.92	0.12
3186-1-1	367.29	14.49	157.29	1.00	10.26	7.00	0.72	0.06	9.47	12.29	1.66	1.01	0.23	0.03	0.81	0.19		
Аскын	C ₂	3187-4-1	232.17	37.66	216.99	0.71	17.36	1.44	0.25	0.25	7.38	11.13	1.35	2.28	H.o.	0.05	0.89	0.50
		3187-3-2	257.10	39.36	71.98	0.85	7.69	1.81	0.26	0.11	7.51	12.23	1.20	1.33	0.28	0.05	0.43	0.09
	C ₁	3187-3-1	176.26	54.11	59.10	0.93	20.59	1.31	0.17	0.07	2.75	10.33	1.24	1.94	0.28	0.03	0.32	0.07
		3187-2-2	212.04	62.52	93.00	0.77	25.76	2.01	0.25	0.18	7.06	11.37	1.09	2.13	0.31	0.05	0.56	0.19
		3187-1-3	265.34	52.45	68.17	0.46	11.14	1.37	0.32	0.03	1.36	13.09	1.40	1.73	0.35	0.03	0.78	0.14
3187-1-1	193.55	21.93	235.24	0.75	7.34	2.60	0.58	0.12	1.40	11.93	1.38	1.55	H.o.	0.06	0.58	0.13		
Пределы обнаружения. ×10 ⁻³ г/т		3.3	2.8		1.1	50.9	0.1	23.9		31.9	22.6	0.2	28	74	0.01	0.4	7.5	

Примечание. Н.о. – не определено, пустые ячейки – измерения содержания не проводились.

Note. H.o. – not defined, empty cells – no measurements of contents were made.



1
2

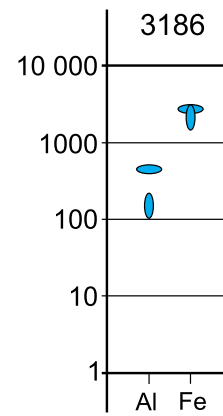
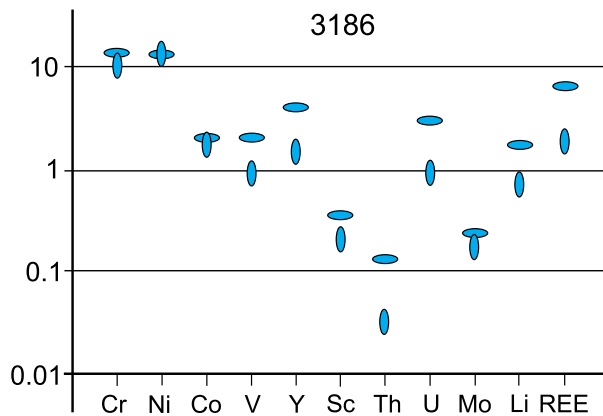
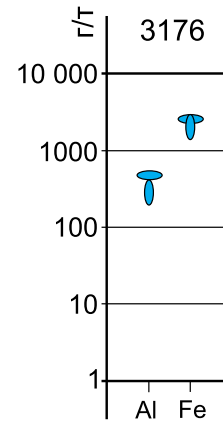
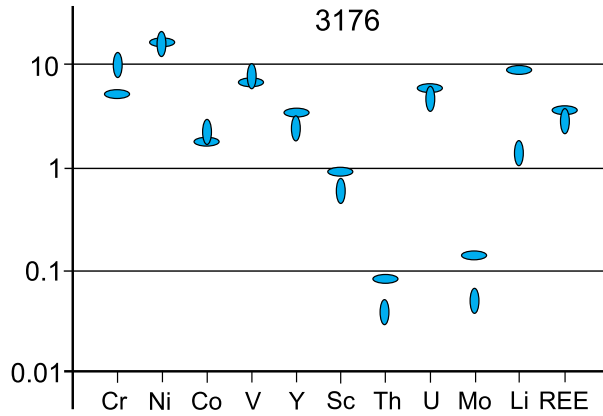


Рис. 2. Среднее (арифметическое) содержание ряда химических элементов в пограничном интервале серпуховского-башкирского ярусов в разрезах, где интервалы опробования наиболее полные и наиболее четко установлена граница: на Южном Урале – Худолаз-лог (3159, восточный склон), на Среднем Урале – Луговая (3176, восточный склон) и Бражка (3186, западный склон).
1 – серпуховский и 2 – башкирский ярусы.

Fig. 2. Average content (arithmetic mean) of some chemical elements in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval of the most complete and well-studied (in biostratigraphy) sections: in Southern Urals – Khudolaz-log (3159, eastern slope), in Middle Urals – Lugovaya (3176, eastern slope) and Brazhka (3186, western slope).
1 – Serpukhovian Stage, 2 – Bashkirian Stage.

(в среднем 563 г/т) на р. Чусовой и 176–265 г/т (в среднем 223 г/т) на р. Аскын. Причем на р. Чусовой в известняках серпуховского яруса содержание Sr – 367–490 г/т, а башкирского – 535–810 г/т.

Распределение марганца в целом менее контрастное (см. табл. 1). На восточном склоне Южного Урала его содержание чаще всего от 7 до 65 г/т (редко до 112 г/т), лишь в нижнекаменноугольных известняках по руч. Таштуй оно несколько выше (70–140 г/т). В то же время на востоке Среднего Урала разброс более существенный. Так, на р. Кунара содержание Mn от 43 до 208 г/т – в разрезе Луговая, 87–182 г/т – в известняках серпуховского яруса и 75–196 г/т – в известняках башкирского. На р. Исеть содержание марганца в неизмененных известняках составляет 9–167 г/т, а в доломитизированных – 345–541 г/т. Для известняков западного склона Урала характерны более низкие содержания этого элемента, особенно на р. Чусовой (11–16 г/т, как у нижне-, так и среднекаменноугольных пород), а на р. Аскын – 22–63 г/т.

Содержание железа в известняках относительно устойчивое по всей изученной территории. Оно, как правило, укладывается в интервал 1400–3800 г/т, встречаются лишь единичные образцы с содержанием его 4800 г/т, а в одном случае (р. Кунара) – 9500 г/т. Только на р. Аскын все образцы содержат железо в пределах 1400–1900 г/т.

Литофильные элементы (Al, Ti, Zr, Ba, Cr, Ni, Co, V, Li, Rb, Sc, Th) в изученных известняках, как правило, характеризуются изменчивым содержанием (см. табл. 1). Тем не менее некоторые закономерности прослеживаются. Так, содержание алюминия в породах Южного Урала (как на восточном, так и на западном склоне) находится в пределах от 11 до 235 г/т, в среднем в разных разрезах – от 80 до 137 г/т. В то же время на Среднем Урале оно существенно выше – средние концентрации варьируют от 290 до 1896 г/т. Причем в разрезах Луговая и Бражка наблюдается заметная разница в содержании этого элемента в известняках нижнего и среднего карбона (см. рис. 2). Соответственно 81–380 (в среднем 290) и 410–692 (в среднем 551) г/т на р. Реж, а в известняках разреза Бражка – 146–157 (в среднем 152) и 325–746 (в среднем 455) г/т.

Сходное распределение характерно для циркония и титана. Так, в южноуральских известняках

(как на восточном, так и на западном склоне) содержание Zr, как правило, не превышает 2 г/т (в среднем по разрезам – 1 г/т), в то время как на Среднем Урале оно колеблется от 0.4 до 9 г/т (в среднем – 2.9 г/т), а на р. Кунара – до 13 г/т. Содержание Ti на Южном Урале колеблется от 1 до 50 (в среднем 11.4), а в среднеуральских известняках – от 4 до 76 (в среднем 19.3) г/т. Только в одном из образцов на р. Кунара содержание Ti 237 г/т. Для обоих этих элементов (Zr и Ti) так же, как и для Al, характерно более высокое содержание в известняках башкирского яруса (но для Zr только на Среднем Урале), а именно: в разрезе Луговая среднее содержание Zr в башкирских известняках – 2.9 г/т, серпуховских – 1.5, в разрезе Бражка соответственно 1.3 и 0.8, в разрезе Худолаз-лог – 0.8 и 0.9 г/т. Среднее содержание Ti в разрезе Луговая – 23.4 и 18.1 г/т, в разрезе Бражка – 23.6 и 8.3, в разрезе Худолаз-лог – 15.1 и 4.0 г/т.

Примерно таким же образом распределены барий, литий, рубидий. В известняках Южного Урала концентрация этих элементов соответственно 1.3–9.4 (средняя 3.2), 0.06–3.5 (средняя 0.7) и 0.01–0.2 (средняя 0.07) г/т. Концентрации их в разрезах Среднего Урала – 2.1–9.8 (средняя 5.6), 0.1–3.8 (средняя 2.9) и 0.07–4.0 (средняя 0.5) г/т. Для этих элементов почти во всех случаях также характерно более высокое содержание в среднекаменноугольных известняках. Так, среднее содержание Ba, Li, Rb в известняках башкирского и серпуховского ярусов на р. Реж соответственно 7.8 и 3.6, 8.8 и 1.4, 0.5 и 0.4 г/т, на р. Бражка – 6.6 и 6.8, 1.7 и 0.7, 0.4 и 0.06 г/т, на р. Худолаз – 4.6 и 2.3, 1.5 и 1.3, 0.05 и 0.05 г/т.

Хром, никель и кобальт (последние два являются не только литофильными, но и халько- и сидерофильными элементами) несколько отличаются характером распределения от описанных выше. Их концентрация в известняках Южного и Среднего Урала близка. Так, средние содержания Cr, Ni и Co на Южном Урале составляют соответственно 5.6, 12.1, 1.6 г/т, а на Среднем Урале – 7.3, 12.4, 1.8 г/т. Кроме того, в ряде случаев в нижнекаменноугольных известняках этих элементов больше, чем в среднекаменноугольных. В частности, в разрезе Худолаз-лог хрома в среднем 15.6 г/т в C₁-интервале и 2.2 г/т в C₂ части разреза, на р. Реж – 9.9 и 5.1 г/т

соответственно, однако на западном склоне (разрез Бражка) содержание этого элемента больше в C_2 -известняках (14.0 г/т) по сравнению с породами нижнего карбона (10.0 г/т). В изменении содержания Ni и Co нет такой строгой закономерности. Никеля в C_1 - и C_2 -известняках соответственно 11.2 и 8.2 г/т (Худолаз-лог), 15.6 и 16.1 г/т (Луговая); кобальта – 1.2 и 1.2 г/т на юге, 2.2 и 1.8 г/т на Среднем Урале. В разрезе Бражка разница в содержании этих двух элементов в отложениях обоих ярусов также незначительная (Ni – 13.0 против 12.9 и Co – 1.7 против 2.0 г/т).

Похожие закономерности характерны и для ванадия, но в упомянутых разрезах восточного склона Урала он в большей степени сконцентрирован в верхней части нижнекаменноугольного интервала, непосредственно вблизи стратиграфической границы (до 7.7 при среднем 1.8 г/т в разрезе Худолаз-лог и до 20.1 при среднем 7.4 г/т в разрезе Луговая). На западном склоне (разрез Бражка) содержание этого элемента выше в C_2 -известняках (в среднем 2.2 г/т) против C_1 -интервала (1.0 г/т).

В изученных известняках фиксируется очень низкое содержание скандия – менее 1 г/т (но оно определялось не во всех образцах) и тория (среднее содержание в породах на Южном Урале – 0.02 г/т, на Среднем – 0.1 г/т).

Наряду с резким изменением содержания некоторых литофильных элементов на границе C_1 - C_2 обращает на себя внимание постепенное снижение их концентрации снизу вверх по южноуральским разрезам. Особенно отчетливо это прослеживается в разрезах на р. Бол. Кизил, где отмечается снижение концентрации Rb, Ti, V, Cr, Co, Ni, но имеет место некоторый рост содержания Li, Sc, $\Sigma PЗЭ$ и Y. Тенденция к увеличению концентрации литофильных элементов снизу вверх проявлена и в разрезе Бражка на р. Чусовой.

Обращают на себя внимание исключительно высокие содержания большинства литофильных элементов в отдельных образцах известняков на р. Кунара.

Уран и молибден. Для известняков изученных разрезов характерна в целом относительно высокая концентрация урана по сравнению с типичными для карбонатных пород значениями в пределах 1.6–2.3 г/т (Смыслов, 1974; Интерпретация..., 2001; Григорьев, 2009). Так, на востоке Южного Урала среднее содержание этого элемента 2.4 г/т с колебаниями в пределах 0.4–6.2 г/т (в одном образце на р. Худолаз даже 10.6 г/т). На востоке Среднего Урала оно почти такое же – 2.8 г/т (колебания 0.5–9.3 г/т). На западном склоне Среднего Урала – 2.2 г/т (колебания 0.8–4.0 г/т), в то время как на юге (р. Аскын) – всего 0.6 г/т (колебания 0.3–0.9 г/т). В известняках C_2 концентрация урана, как правило, выше, чем в породах C_1 . Средняя концентрация на р. Реж соответственно – 5.8 и 1.8 г/т,

на р. Худолаз (Худолаз-лог) – 3.8 и 2.4 г/т, на р. Чусовая – 2.9 и 0.9 г/т.

Среднее содержание молибдена (см. табл. 1) в известняках восточного склона Южного Урала 0.16 г/т (колебания 0.01–0.6 г/т). На восточном склоне Среднего Урала оно 0.33 г/т (колебания в основном 0.02–1 г/т). Лишь у отдельных образцов из разрезов на рр. Исеть и Кунара концентрация этого элемента достигает 2.5 г/т. Существенной разницы в содержании молибдена в породах нижнего и среднего карбона не наблюдается.

Редкоземельные элементы и Y¹. Общее содержание лантаноидов в рассматриваемых известняках (как на Южном, так и на Среднем Урале) чаще всего колеблется в интервале от 0.2 до 8.8 г/т (табл. 2). Лишь в двух разрезах на Среднем Урале встречаются образцы со значительно более высокой концентрацией этих элементов: до – 31.2 г/т в долине р. Исеть, а на р. Кунара в одном образце даже 65.3 г/т, что, вероятнее всего, связано с примесью вулканического пепла. На Южном Урале (р. Худолаз) сумма редкоземельных элементов в известняках C_1 и C_2 примерно одинакова, в то время как на Среднем Урале наблюдается некоторое возрастание среднего суммарного количества РЗЭ на границе нижнего и среднего карбона: с 2.8 до 6.5 г/т в разрезе Луговая и от 1.8 до 6.5 г/т в разрезе Бражка.

При нормировании спектров распределения РЗЭ и Y по постархейскому австралийскому сланцу (РААС) обнаруживается, что углы наклона кривых несколько различаются (рис. 3). Параметр Nd_n/Yb_n , позволяющий оценить этот наклон, в известняках восточного склона Южного Урала варьирует от 0.14 до 0.47 (в среднем 0.25). При этом он практически одинаковый в известняках C_1 и C_2 (средние отношения соответственно 0.25 и 0.22). На восточном склоне Среднего Урала указанное отношение составляет 0.31–0.68 (в среднем 0.48) в разрезе Исетский карьер и 0.2–0.46 (в среднем 0.30) в разрезе Луговая. Обращает на себя внимание, что в разрезе Луговая наклон кривых менее заметный в известняках C_2 (в среднем 0.42), в то время как в породах C_1 он выражен лучше – 0.25. В карбонатных породах, обнажающихся на р. Чусовая (западный склон Среднего Урала), величина Nd_n/Yb_n колеблется от 0.17 до 0.37 (в среднем 0.26), а в породах разреза Аскын – от 0.31 до 0.67 (в среднем 0.45).

Известно, что для морской воды и наследующих ее состав карбонатных фаз рассматриваемая величина изменяется в пределах 0.15–0.5 (Тейлор, Макленнан, 1988; Tostevin et al., 2016; Wallace et al., 2017; Li et al., 2019). Таким образом спектры распре-

¹ По классификации В. Гольдшмидта иттрий относятся к литофильным элементам, но в геохимии карбонатных пород их более целесообразно рассматривать с редкоземельными элементами.

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов и Y в известняках пограничного C₁-C₂ интервала, г/т

Table 2. REE+Y concentrations in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval, ppm

Разрез	Обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	Y	
Бол. Кизил – северный	C ₂	3158-1-6	0.356	0.303	0.070	0.321	0.076	0.021	0.121	0.018	0.126	0.033	0.125	0.017	0.119	0.018	1.725	1.272
		3158-1-5	0.656	0.407	0.119	0.532	0.112	0.033	0.183	0.029	0.239	0.065	0.222	0.031	0.216	0.033	2.877	2.272
	C ₁	3158-1-4	2.064	0.740	0.342	1.558	0.330	0.079	0.499	0.078	0.541	0.128	0.398	0.056	0.341	0.055	7.208	3.642
		3158-1-3	1.990	0.993	0.365	1.647	0.365	0.097	0.554	0.090	0.651	0.156	0.502	0.070	0.455	0.070	8.006	3.633
		3158-1-2	1.570	0.793	0.252	1.176	0.241	0.062	0.384	0.057	0.400	0.098	0.300	0.041	0.277	0.045	5.696	3.506
3158-1-1	0.162	0.215	0.030	0.121	0.027	0.010	0.054	0.006	0.056	0.015	0.054	0.006	0.058	0.008	0.823	0.593		
Бол. Кизил – южный	C ₁	3157-2-7	0.178	0.231	0.035	0.166	0.028	0.011	0.056	0.007	0.056	0.017	0.069	0.007	0.058	0.010	0.929	0.722
		3157-2-6a	0.126	0.201	0.024	0.104	0.020	0.006	0.035	0.004	0.026	0.008	0.033	0.005	0.027	0.005	0.623	0.366
		3157-2-6	0.117	0.127	0.019	0.087	0.016	0.006	0.033	0.006	0.040	0.011	0.042	0.007	0.038	0.007	0.555	0.669
		3157-2-4	0.115	0.211	0.025	0.103	0.025	0.008	0.034	0.004	0.025	0.007	0.029	0.003	0.028	0.003	0.621	0.333
		3157-2-3	0.127	0.242	0.031	0.129	0.026	0.007	0.035	0.003	0.030	0.006	0.028	0.004	0.025	0.003	0.698	0.298
		3157-2-2	0.099	0.071	0.015	0.064	0.019	0.004	0.040	0.004	0.034	0.010	0.037	0.005	0.032	0.006	0.440	0.714
		3157-2-1a	0.263	0.246	0.041	0.153	0.029	0.009	0.059	0.007	0.057	0.018	0.066	0.008	0.056	0.010	1.022	1.238
		3157-1-1a	0.540	0.185	0.090	0.457	0.128	0.046	0.425	0.043	0.289	0.066	0.209	0.027	0.175	0.027	2.706	2.891
Худолаз и Худолаз-лог	C ₂	3159-10-2	0.279	0.145	0.044	0.190	0.040	0.009	0.060	0.011	0.083	0.020	0.073	0.008	0.071	0.011	1.043	0.656
		3159-10-1	0.469	0.290	0.087	0.421	0.092	0.023	0.142	0.024	0.182	0.049	0.171	0.027	0.174	0.030	2.181	1.795
		3159-8-1	0.397	0.256	0.069	0.288	0.063	0.014	0.098	0.015	0.123	0.028	0.099	0.015	0.090	0.016	1.570	0.931
		3159-6-1	0.537	0.271	0.099	0.466	0.115	0.028	0.166	0.029	0.213	0.061	0.218	0.034	0.214	0.038	2.488	2.164
	C ₁	3159-5-1	0.091	0.198	0.027	0.118	0.035	0.001	0.043	0.008	0.056	0.012	0.040	0.006	0.043	0.006	0.684	0.277
		3159-4-2	0.319	0.211	0.064	0.287	0.061	0.017	0.096	0.015	0.122	0.031	0.118	0.017	0.129	0.021	1.508	1.108
		3159-3-3	0.196	0.329	0.042	0.177	0.035	0.009	0.041	0.007	0.046	0.010	0.034	0.004	0.031	0.006	0.966	0.310
		3159-3-2	0.047	0.047	0.008	0.033	0.009	0.002	0.012	0.002	0.019	0.004	0.016	0.002	0.013	0.003	0.216	0.147
		3159-3-1	0.911	0.376	0.167	0.784	0.170	0.046	0.271	0.044	0.313	0.074	0.256	0.036	0.224	0.035	3.706	2.817
		3159-2-6	0.685	0.306	0.125	0.562	0.130	0.036	0.195	0.031	0.239	0.061	0.193	0.026	0.188	0.029	2.804	2.223
		3159-2-4	0.465	0.295	0.083	0.376	0.082	0.023	0.151	0.022	0.169	0.042	0.135	0.019	0.124	0.019	2.004	1.651
		3159-2-1	0.287	0.145	0.049	0.220	0.040	0.013	0.085	0.014	0.108	0.031	0.103	0.014	0.099	0.015	1.223	1.412
	3159-2-1a	0.349	0.189	0.060	0.253	0.061	0.017	0.103	0.017	0.134	0.036	0.119	0.018	0.113	0.020	1.489	1.746	
	C ₁	3160-3-1	0.817	0.346	0.149	0.708	0.154	0.042	0.236	0.037	0.302	0.086	0.293	0.043	0.287	0.048	3.549	2.973
		3160-2-1	0.083	0.085	0.017	0.060	0.019	0.005	0.028	0.004	0.027	0.008	0.029	0.004	0.036	0.006	0.411	0.234
3160-1-1		0.992	0.410	0.172	0.835	0.185	0.051	0.292	0.044	0.333	0.090	0.277	0.039	0.259	0.041	4.020	3.268	
Чернышевский	C ₁	3098-12	0.717	0.578	0.123	0.497	0.105	0.030	0.192	0.026	0.191	0.047	0.141	0.022	0.121	0.019	2.808	1.588
		3098-6	1.311	0.506	0.218	1.004	0.227	0.062	0.430	0.070	0.561	0.147	0.493	0.074	0.492	0.075	5.670	5.291
		3098-5	1.575	0.602	0.270	1.225	0.258	0.069	0.449	0.068	0.522	0.134	0.447	0.061	0.440	0.071	6.193	4.522
		3098-4	2.226	0.671	0.392	1.859	0.406	0.105	0.691	0.095	0.705	0.175	0.552	0.076	0.516	0.080	8.549	5.325
		3098-2	1.244	0.403	0.211	0.954	0.207	0.053	0.330	0.050	0.375	0.095	0.313	0.046	0.281	0.046	4.608	3.451
		3098-1	1.355	0.455	0.217	1.020	0.231	0.057	0.368	0.054	0.399	0.096	0.396	0.042	0.263	0.042	4.994	3.502
Ташгуй	C ₁	3188-4-1	0.395	0.145	0.070	0.304	0.062	0.019	0.099	0.017	0.130	0.033	0.110	0.015	0.108	0.018	1.524	1.980
		3188-3-2	0.524	0.169	0.083	0.379	0.084	0.023	0.153	0.024	0.196	0.056	0.193	0.032	0.206	0.033	2.154	3.388
		3188-3-1	0.914	0.131	0.162	0.702	0.121	0.033	0.176	0.028	0.196	0.057	0.184	0.028	0.181	0.026	2.941	3.461
		3188-1-2	0.606	0.259	0.098	0.452	0.104	0.028	0.179	0.027	0.207	0.060	0.225	0.031	0.198	0.034	2.508	3.797
		3188-1-1	0.540	0.331	0.091	0.425	0.100	0.028	0.154	0.022	0.178	0.043	0.138	0.022	0.144	0.019	2.234	2.441

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Разрез	Обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	Y	
Исет. карьер – 2014, 2015	C ₁	3162-8	1.556	2.884	0.309	1.184	0.191	0.048	0.252	0.036	0.219	0.051	0.153	0.023	0.182	0.032	7.120	0.924
		3162-7	2.251	2.156	0.479	2.069	0.443	0.099	0.604	0.093	0.618	0.138	0.432	0.062	0.412	0.066	9.923	3.196
		3162-6	0.261	0.283	0.045	0.186	0.040	0.010	0.059	0.008	0.052	0.013	0.042	0.005	0.037	0.006	1.047	0.309
		3162-5	3.717	3.744	0.696	2.816	0.524	0.126	0.720	0.100	0.652	0.143	0.434	0.059	0.375	0.061	14.168	3.330
		3162-4a	2.739	1.754	0.494	2.078	0.413	0.099	0.595	0.084	0.585	0.133	0.417	0.057	0.383	0.062	9.893	3.319
		3162-4	2.429	1.552	0.448	1.883	0.354	0.088	0.507	0.077	0.531	0.122	0.385	0.051	0.342	0.054	8.825	3.315
		3162-3	2.410	1.436	0.376	1.593	0.310	0.076	0.415	0.059	0.395	0.086	0.270	0.035	0.256	0.035	7.753	2.657
		3162-2	1.891	1.177	0.314	1.374	0.269	0.068	0.394	0.058	0.446	0.112	0.375	0.051	0.364	0.057	6.950	3.518
		14-2a	5.338	8.257	1.388	5.487	1.190	0.240	1.441	0.216	1.530	0.342	1.112	0.166	1.157	0.179	28.043	6.792
		14-2	5.220	8.154	1.343	5.427	1.140	0.236	1.380	0.207	1.395	0.308	0.978	0.144	0.983	0.157	27.071	6.118
14-1	2.740	3.442	0.595	2.432	0.501	0.114	0.688	0.105	0.761	0.188	0.607	0.091	0.618	0.100	12.981	4.064		
Исет. карьер – 2016	C ₂	3185-4	0.158	0.247	0.034	0.133	0.028	0.007	0.034	0.004	0.038	0.009	0.029	0.003	0.024	0.004	0.753	0.314
		3185-3	3.046	2.339	0.528	2.146	0.448	0.098	0.610	0.090	0.656	0.156	0.508	0.073	0.474	0.076	11.247	7.357
	C ₁	3185-2	4.077	2.705	0.715	2.946	0.584	0.131	0.766	0.108	0.738	0.169	0.506	0.069	0.413	0.064	13.991	7.115
		3185-1	9.236	5.481	1.689	6.806	1.405	0.326	1.795	0.252	1.640	0.357	1.068	0.141	0.874	0.134	31.204	13.660
		3185-10	0.290	0.505	0.065	0.260	0.048	0.013	0.067	0.008	0.048	0.010	0.032	0.004	0.032	0.004	1.385	0.212
		3185-9	0.364	0.550	0.076	0.322	0.059	0.017	0.091	0.014	0.093	0.021	0.066	0.010	0.057	0.009	1.747	0.512
3185-8	0.415	0.758	0.096	0.399	0.090	0.013	0.103	0.015	0.084	0.020	0.062	0.009	0.061	0.009	2.133	0.374		
Луговая	C ₂	3176-2-5	1.631	1.786	0.328	1.327	0.276	0.055	0.359	0.052	0.366	0.086	0.285	0.039	0.238	0.038	6.866	3.429
		3176-2-4	1.707	1.809	0.337	1.355	0.280	0.058	0.365	0.052	0.374	0.089	0.287	0.040	0.265	0.040	7.056	3.484
		3176-2-3	2.042	1.798	0.326	1.343	0.283	0.065	0.421	0.060	0.435	0.110	0.351	0.052	0.325	0.053	7.665	4.309
		3176-2-2	1.049	1.034	0.218	0.928	0.199	0.045	0.263	0.039	0.260	0.062	0.210	0.029	0.176	0.028	4.541	2.514
	C ₁	3176-2-1	0.584	0.434	0.114	0.483	0.106	0.026	0.145	0.022	0.154	0.038	0.141	0.018	0.123	0.021	2.408	1.769
		3176-1-9	1.040	0.629	0.187	0.802	0.185	0.045	0.272	0.040	0.309	0.078	0.261	0.038	0.254	0.044	4.185	3.618
		3176-1-8	0.588	0.379	0.115	0.519	0.119	0.033	0.197	0.031	0.236	0.061	0.214	0.033	0.215	0.037	2.777	2.743
		3176-1-7	0.572	0.367	0.109	0.491	0.108	0.026	0.155	0.025	0.184	0.051	0.171	0.025	0.166	0.028	2.479	2.308
		3176-1-6	0.605	0.389	0.116	0.507	0.113	0.030	0.184	0.029	0.236	0.062	0.210	0.032	0.215	0.037	2.766	2.690
		3176-1-5	0.596	0.371	0.119	0.527	0.121	0.032	0.192	0.030	0.240	0.060	0.208	0.031	0.197	0.035	2.758	2.289
		3176-1-4	0.424	0.281	0.078	0.335	0.075	0.019	0.108	0.016	0.122	0.032	0.106	0.015	0.100	0.018	1.728	1.386
		3176-1-3	0.475	0.259	0.089	0.380	0.088	0.023	0.140	0.022	0.170	0.043	0.148	0.023	0.155	0.026	2.041	1.969
		3176-1-2	0.846	0.727	0.189	0.857	0.197	0.051	0.259	0.041	0.262	0.067	0.211	0.032	0.220	0.037	3.995	1.980
		Кунара	C ₂	3174-3	0.888	1.441	0.222	0.900	0.200	0.037	0.223	0.032	0.217	0.047	0.146	0.022	0.142	0.022
3175-4	0.570			0.828	0.100	0.370	0.067	0.015	0.085	0.011	0.070	0.014	0.043	0.006	0.033	0.005	2.217	22.652
C ₁	3175-3		15.824	17.497	3.379	13.118	2.698	0.543	3.202	0.469	3.133	0.702	2.154	0.307	1.942	0.301	65.270	0.492
Бражка	C ₂	3186-2-4	1.850	1.348	0.384	1.806	0.379	0.111	0.630	0.096	0.733	0.188	0.620	0.085	0.519	0.086	8.835	6.108
		3186-2-3	1.609	1.347	0.312	1.362	0.281	0.075	0.413	0.061	0.470	0.119	0.374	0.052	0.309	0.053	6.839	3.780
		3186-2-2	1.006	1.477	0.229	1.012	0.224	0.056	0.283	0.047	0.340	0.096	0.328	0.043	0.282	0.048	5.472	3.125
		3186-2-1	0.932	1.187	0.204	0.880	0.187	0.054	0.268	0.045	0.332	0.088	0.284	0.047	0.278	0.044	4.829	3.215
	C ₁	3186-1-2	0.361	0.413	0.067	0.309	0.064	0.022	0.109	0.019	0.124	0.039	0.145	0.018	0.129	0.020	1.841	1.471
		3186-1-1	0.343	0.317	0.063	0.263	0.054	0.017	0.107	0.017	0.124	0.036	0.206	0.019	0.126	0.021	1.713	1.418
Аскын	C ₂	3187-4-1	1.233	1.960	0.269	1.065	0.237	0.041	0.244	0.036	0.227	0.052	0.167	0.022	0.133	0.020	5.706	1.967
		3187-3-2	0.996	1.553	0.232	0.924	0.187	0.035	0.189	0.029	0.206	0.042	0.131	0.019	0.135	0.020	4.698	1.592
	C ₁	3187-3-1	0.693	0.479	0.120	0.537	0.105	0.028	0.164	0.026	0.181	0.043	0.153	0.020	0.134	0.020	2.702	1.996
		3187-2-2	1.043	1.284	0.199	0.851	0.170	0.045	0.228	0.036	0.248	0.057	0.192	0.029	0.171	0.027	4.580	2.733
		3187-1-3	0.981	0.999	0.214	0.899	0.217	0.053	0.301	0.045	0.326	0.079	0.270	0.039	0.245	0.040	4.709	2.297
		3187-1-1	1.244	1.236	0.269	1.197	0.271	0.067	0.342	0.051	0.352	0.082	0.240	0.039	0.236	0.038	5.664	2.375
Пределы обнаружения. ×10 ⁻³ г/г		0.7	0.9	0.4	0.4	0.5	0.7	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.01	0.03	0.1		0.2	
Некоторые эталоны	PAAS	38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66	0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433	184.77	27	
	SSW	0.205	0.168	0.044	0.204	0.048	0.014	0.076	0.013	0.096	0.025	0.08	0.012	0.072	0.012	1.07	1.147	

Примечание. Концентрации REE+Y в PAAS и SSW (морская вода) даны по (Li et al., 2019).

Note. REE+Y concentrations in PAAS and SSW (surface seawater) are given by (Li et al., 2019).

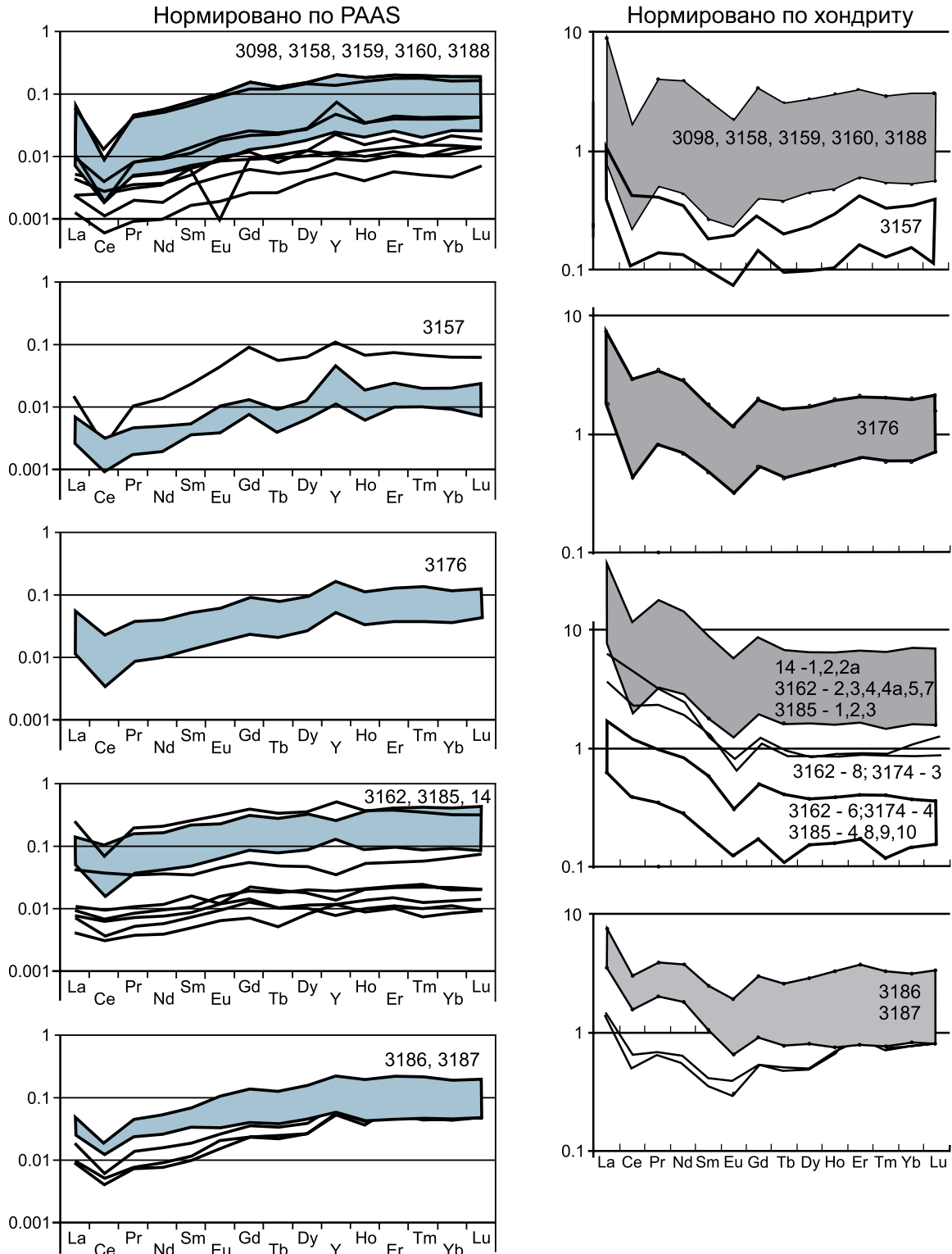


Рис. 3. Нормированные по ПААС и хондриту спектры распределения РЗЭ + Y в валовых пробах известняков различных разрезов пограничного ниже-среднекаменноугольного интервала.

Поля с серой заливкой объединяют спектры со сходным характером распределения РЗЭ + Y.

Fig. 3. PAAS and chondrite normalized REE + Y patterns in bulk samples of limestones from different sections of the Mid-Carboniferous boundary interval.

Fields with gray filling combine the similar REE + Y patterns.

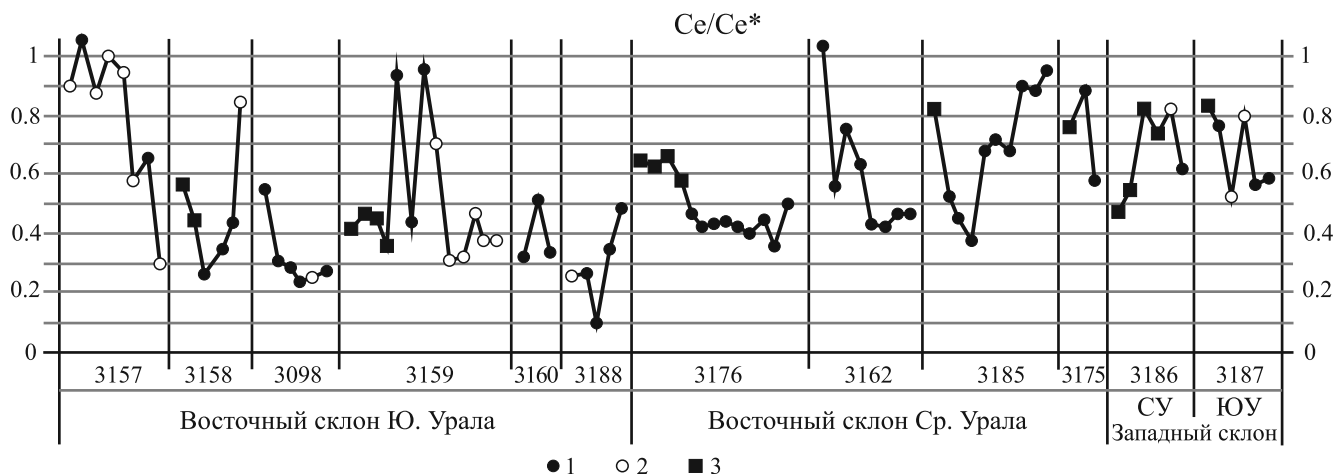


Рис. 4. Величина цериевой аномалии в нормированных по ПААС спектрах распределения РЗЭ.

1, 2 – величина аномалии в отложениях серпуховского яруса: 1 – фазы-носители РЗЭ точно не установлены; 2 – спектры РЗЭ унаследованы от морской воды; 3 – величина аномалии в отложениях башкирского яруса; фазы-носители РЗЭ точно не установлены (СУ – Средний Урал, ЮУ – Южный Урал).

Fig. 4. Magnitude of cerium anomaly by PAAS normalized REE patterns.

1, 2 – magnitude of anomaly in Serpukhovian deposits: 1 – carriers of REE are not fully identified; 2 – distribution of REE corresponds to the seawater pattern; 3 – magnitude of anomaly in Bashkirian deposits, carriers of REE are not fully identified (CY – Middle Urals, IUY – Southern Urals).

деления с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими, типичные для морской воды и образующихся в равновесии с ней карбонатов, более характерны для известняков восточного склона Южного Урала, а также разреза на р. Чусовая и нижнекаменноугольных пород разреза Луговая.

Расчет Се-аномалии в спектрах, нормированных по ПААС, производился по формуле: $Ce/Ce^* = Ce_n / (Pr_n^2 / Nd_n)$ (Lawrence et al., 2006), т.е. без учета содержания La, поскольку для них, как правило, типична положительная аномалия этого элемента (Webb, Kamber, 2000; Ling et al., 2013; Tostevin et al., 2016). Полученные результаты свидетельствуют о том, что отчетливая отрицательная Се-аномалия характерна для известняков всех изученных разрезов (рис. 4). В частности, породы разрезов 3157, 3158, 3159 (восточный склон Южного Урала) характеризуются значительным разбросом данного параметра (0.28–0.90). Глубокие аномалии (0.23–0.55) отмечаются у известняков разрезов 3098 и 3188. Однако для известняков восточного склона Среднего Урала (карьер на р. Исеть, рр. Реж и Кунара) а также западного склона Урала (разрезы Бражка и Аскын) она в целом несколько менее глубокая (0.36–0.90). Лишь у небольшого числа образцов из разрезов восточного склона Южного и Среднего Урала эта аномалия отсутствует или слабо проявлена.

Унаследованные от морской воды спектры распределения нормированных по ПААС лантаноидов в известняках обычно характеризуются положи-

тельной аномалией гадолиния, следовательно, этот элемент не должен учитываться при вычислении величины европиевой аномалии (Webb, Kamber, 2000; Ling et al., 2013; Tostevin et al., 2016), что и отражено в использованном в настоящей работе варианте расчета: $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n^2 \times Tb_n)^{1/3}$ (Lawrence et al., 2006). По нему было установлено, что большинство проб полученной выборки обладает положительной европиевой аномалией (рис. 5). Исключение составляют единичные образцы. Но и у них данная аномалия близка к положительной (0.86–0.97). Лишь в одном случае (р. Исеть) была обнаружена аномалия 0.70. Характерно, что у известняков почти всех изученных разрезов разброс аномалии европия небольшой – порядка 0.9–1.3. Пробы с аномалиями в интервале 1.03–1.66 (одна проба 0.94) имеются только на р. Бол. Кизил.

При использовании нормирования спектров по хондриту аномалии церия имеют значения, сходные с теми, которые получены при нормировании по ПААС: подавляющее большинство изученных карбонатов (известняки восточного склона Южного Урала: 3098, 3158, 3159, 3188, а также среднеуральского разреза Луговая) характеризуются существенными отрицательными цериевыми аномалиями (0.2–0.5) – см. рис. 4. Для разрезов Среднего Урала (3162, 3185, 3175), разреза 3157 Южного Урала, а также разрезов западного склона свойственны более пологие аномалии (0.5–0.8).

Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = Eu_n / 2(Sm_n + Gd_n)$) при нормировании по хондриту тоже отрицательная.

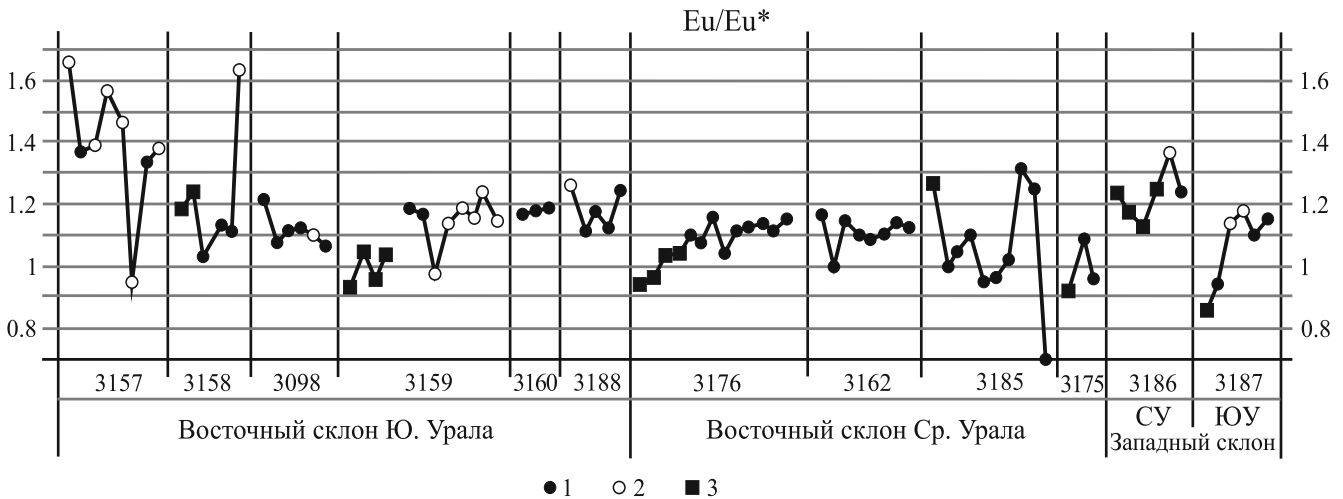


Рис. 5. Величина европиевой аномалии в нормированных по PAAS спектрах распределения РЗЭ.
Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Magnitude of europium anomaly in PAAS normalized REE patterns.
Legend – see Fig. 4.

Кроме того, для большинства изученных образцов она практически одинаковая (0.6–0.7). Лишь в некоторых разрезах (в основном на востоке Среднего Урала) встречаются еще и более глубокие (до 0.5), и менее выраженные (0.7–0.8) аномалии – см. рис. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как известно (Маслов и др., 2018; и др.), редкие и рассеянные элементы попадают в карбонатный осадок как из взвеси, так и непосредственно из морской воды, в которой они находятся в растворенном виде. Оценить вклад того или иного источника можно, используя концентрации этих элементов и соотношения между ними. С этой точки зрения мы проанализировали распределение наиболее характерных элементов, которые могли бы служить индикаторами условий и обстановок осадконакопления для известняков пограничного C_1 - C_2 интервала.

Терригенная и вулканогенная примесь

В качестве индикаторов для оценки состава источников терригенной примеси для рассматриваемых известняков используются элементы, слаборастворимые в морской воде и вследствие этого почти без потерь перемещающиеся из областей сноса в бассейны осадконакопления (Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Юдович, Кетрис, 2011; Маслов и др., 2020). Так, высокие содержания Ni, Co, Cr, Sc свидетельствуют (Летни-

кова и др., 2011; Юдович, Кетрис, 2011; Маслов и др., 2018) о том, что почти по всей изученной территории, в том числе и на западном склоне Урала, в известняках имеется примесь частиц магматических пород основного и, вероятно, местами ультраосновного состава. Средние содержания этих элементов в породах восточного склона Южного и Среднего Урала составляют: Ni – 12.8 и 11.8, Co – 1.7 и 1.9, Cr – 6.8 и 9.8, Sc – 0.7 и 0.7 г/т; западного склона: Ni – 11.7 и 13.0, Co – 1.3 и 1.9, Cr – 4.6 и 12.7, Sc – 0.3 и 0.3 г/т (рис. 6). Средние отношения Cr/Zr и Cr/V равны соответственно 7.8–5.0–6.0–11.4 и 4.5–2.0–2.6–7.8. Наблюдается слабая корреляция хрома и кобальта с титаном (0.5 и 0.57) и кобальта с V (0.45) и Al (0.7).

Во всех изученных разрезах хорошо коррелируются между собой средние содержания Ni и Co (0.76), в то время как корреляция хрома с ними слабая (соответственно 0.51 и 0.45). Вероятно, это указывает на незначительное присутствие ультраосновных пород в составе источников терригенного материала. Высокая концентрация хрома имеет место лишь в известняках серпуховского яруса в разрезах Кунара (3174) и Худолоз-лог (3159) – 24 и 51 г/т. Отношение Cr/Ni в этих породах больше единицы (1.0–1.9). Присутствие ультрамафитов в упомянутых источниках сноса можно предположить также по соотношению Cr/Th и Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990). Величина Cr/Th в отдельных образцах достигает 1000–3900, а отношение Th/Sc составляет 1.0–1.36. Высокое соотношение Cr/Th встречается также в образцах из разрезов Таштуй и Луговая, но отношение Th/Sc в них низкое (0.03 и ниже), что не предполагает наличия приме-

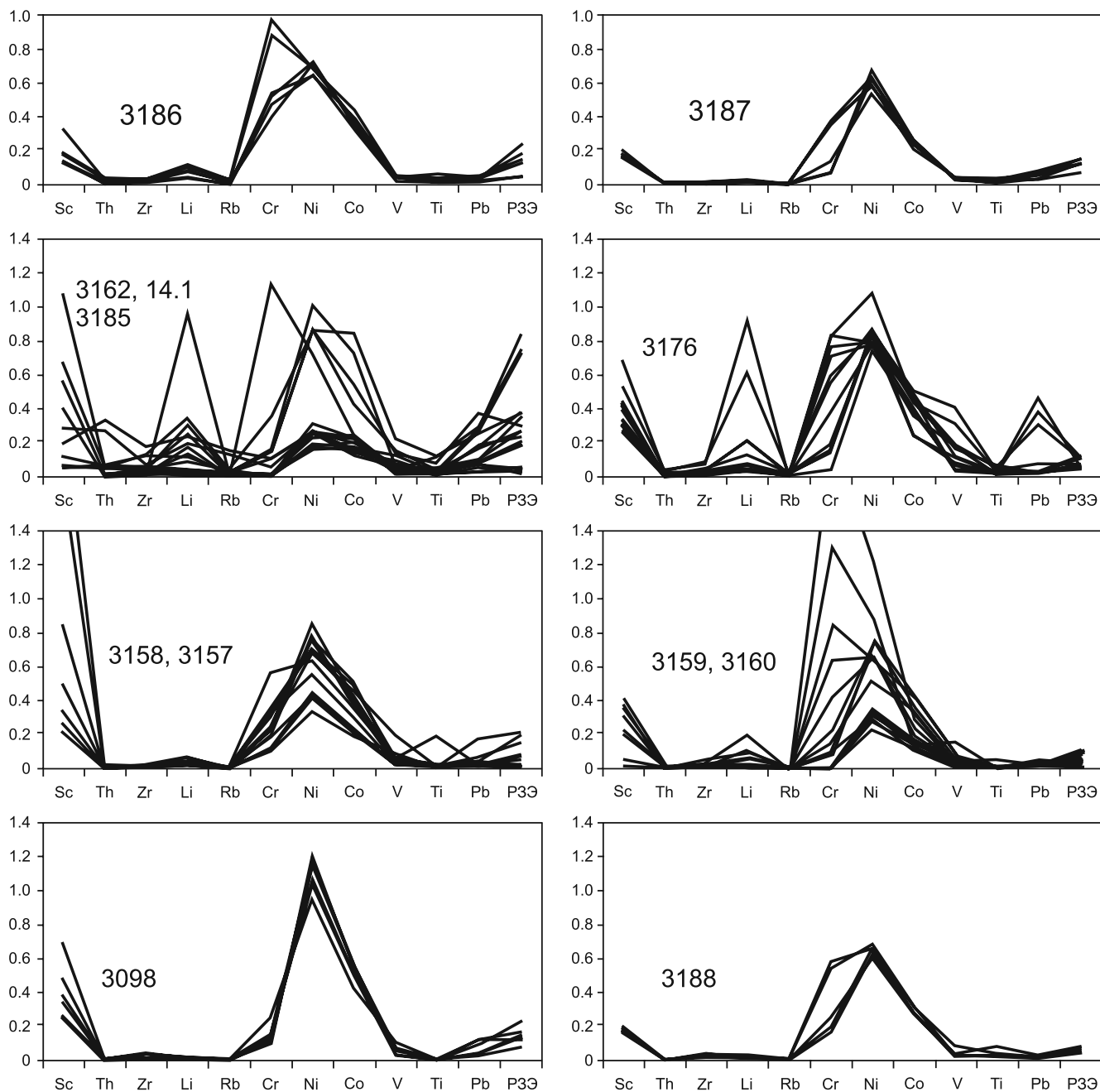


Рис. 6. Спайдер-диаграммы нормированных по кларкам концентраций в известняках (по Н.А. Григорьеву (2009)) ряда литофильных элементов и суммы P39 в валовых пробах из разрезов пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала.

Fig. 6. Spider-diagrams of lithophile elements contents and Σ REE values normalized by carbonate concentration clarkes (by N.A. Grigor'ev, 2009) in bulk samples of limestones.

си компонентов ультраосновных пород. В источниках сноса там, скорее всего, преобладали магматиты основного состава (Condie, Wronkiewicz, 1990; Маслов и др., 2020).

По данным, полученным с использованием соответствующих индикаторов, можно сделать вы-

вод, что в известняках восточного склона Среднего Урала источниками терригенной примеси могли быть и магматические породы кислого состава. Средние содержания таких элементов, как Rb, Li, Zr, Σ REE, в этих породах наиболее высокие (соответственно 0.6, 3.3, 2.4, 8.0 г/т), тогда как на вос-

токе Южного Урала концентрация этих элементов составляет 0.07, 0.6, 0.95, 2.6 г/т (рис. 6). О наличии кислых пород в составе источников терригенной примеси свидетельствуют также отношения La/Co, Th/Co, Th/Cr, Th/Sc (Condie, 1993; Интерпретация..., 2001; и др.). На Среднем Урале средние значения этих отношений заметно более высокие (1.6, 0.19, 0.16, 0.86) против 0.44, 0.015, 0.07, 0.08 в известняках Южного Урала. Вероятнее всего, основными поставщиками указанных элементов являлись вулканы, так как в отдельных образцах известняков на рр. Исеть и Кунара наблюдается примесь пирокластического материала. Кроме того, в разрезе на р. Исеть на многих уровнях присутствуют прослой вулканического пепла (Мизенс и др., 2017). На пирокластику указывает и повышенное содержание марганца (Юдович, Кетрис, 2011). Если в известняках Южного Урала его количество в среднем 46 г/т, то на Среднем Урале – 120 г/т (в некоторых образцах из разреза на р. Исеть даже до 400–500 г/т). Такое предположение хорошо согласуется с известной закономерностью, что эксплозивные извержения ассоциируют с лавами кислого состава (Белоусов, 2006; и др.). Обращает на себя внимание, что в разрезе Луговая на Среднем Урале, где имеется хорошо выраженная граница нижнего и среднего карбона, указанные элементы характеризуются несколько более высоким содержанием в известняках башкирского яруса, чем серпуховского (соответственно Rb – 0.45 и 0.38, Li – 8.8 и 1.4, Zr – 2.9 и 1.6; Σ REE – 3.5 и 2.8 г/т) (см. рис. 2). Более высокое содержание в известняках C₂ характерно и для алюминия (в среднем 550 г/т), тогда как в породах C₁ его в среднем 210 г/т. Такая ситуация может указывать и на наличие хиатуса, так как во время перерывов в осадконакоплении, как правило, происходят изменения в составе источников сноса (Маслов, 2020).

На востоке Среднего Урала, очевидно, можно предположить еще и наличие вулканического пепла щелочного состава. Об этом свидетельствуют такие индикаторы, как Zr, Hf, Nb (Юдович, Кетрис, 2011; и др.). Во многих образцах из разрезов по рр. Исеть, Кунара, а также р. Реж содержание указанных элементов существенно выше, чем в других районах.

Некоторые признаки привноса продуктов разрушения кислых магматических пород имеются и в отложениях на западном склоне Среднего Урала. Здесь средние содержания Rb, Li, Zr, Σ REE также относительно высокие (0.3, 1.4, 1.1, 4.9 г/т), тогда как на юге западного склона – 0.1, 0.3, 0.75, 4.7 г/т. В известняках разреза Бражка, так же как и на восточном склоне, имеет место более высокая концентрация рассматриваемых элементов на уровне башкирского яруса (C₂b и C₁s, соответственно: Rb – 0.4 и 0.06, Li – 1.7 и 0.7, Zr – 1.3 и 0.8, Σ REE – 6.5 и 1.8 г/т, Al – 455 и 152 г/т).

На состав терригенной примеси могут указывать и нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов (McLennan et al., 1990; Маслов и др., 2018). Так, о наличии компонентов основных магматических пород в составе примеси свидетельствуют соотношения легких и тяжелых элементов (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) менее 4–5 и слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия (0.85–0.90 и больше). В то же время на наличие кислых магматических пород в источниках терригенного материала указывает отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ > 8 и отрицательная (< 0.85) Eu-аномалия (McLennan, Taylor, 1991). Однако поставщики терригенного материала в карбонатные отложения карбона Южного и Среднего Урала, скорее всего, не являются однородными, поэтому однозначного вывода (как и по другим индикаторам) получить не удастся. Так, у изученных известняков почти повсеместно отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1–3, что подтверждает наличие магматических пород основного состава в области размыва. Лишь у нескольких образцов на рр. Исеть и Кунара (Средний Урал), а также на р. Аскын (Южный Урал, западный склон) оно равно 3–4, а в одном даже 5.3. Однако Eu-аномалия у них хорошо выражена (< 0.85). Возможно, это свидетельствует о наличии кислых пород вместе с основными, как это предполагалось выше.

О количестве некарбонатной (в первую очередь терригенной) примеси в известняках может свидетельствовать концентрация тория, так как он практически не встраивается в кристаллическую решетку кальцита. Его носителями в известняках (как и у большинства других осадочных пород) могут быть минералы тяжелой фракции, глинистое вещество и оксигидроксиды (Rogers, Adams, 1969; Смыслов, 1974; Дубинин, Розанов, 2001; Юдович, Кетрис, 2010, 2011). Следовательно, значение параметра Th/U < 1 характерно для чистых осадочных карбонатов (Adams, Weaver, 1958; Фархутдинов и др., 2020). А у всех изученных известняков оно меньше или значительно меньше единицы. Лишь у некоторых образцов с восточного склона Среднего Урала этот индикатор приближается к единице. Таким образом, данное отношение косвенно указывает на удаленность источников терригенного материала.

Климатические условия

Для уточнения палеоклимата на территории источников терригенного материала может быть использовано отношение суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых (Шатров, Войцеховский, 2009; Юдович, Кетрис, 2011): Σ РЗЭ_С/ Σ РЗЭ_Т = (La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu)/(Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu), поскольку чистые карбонаты обогащены тяжелыми РЗЭ относительно глинистых пород, а при гумидизации климата обычно увеличивается поступление алюмосиликокластики с пре-

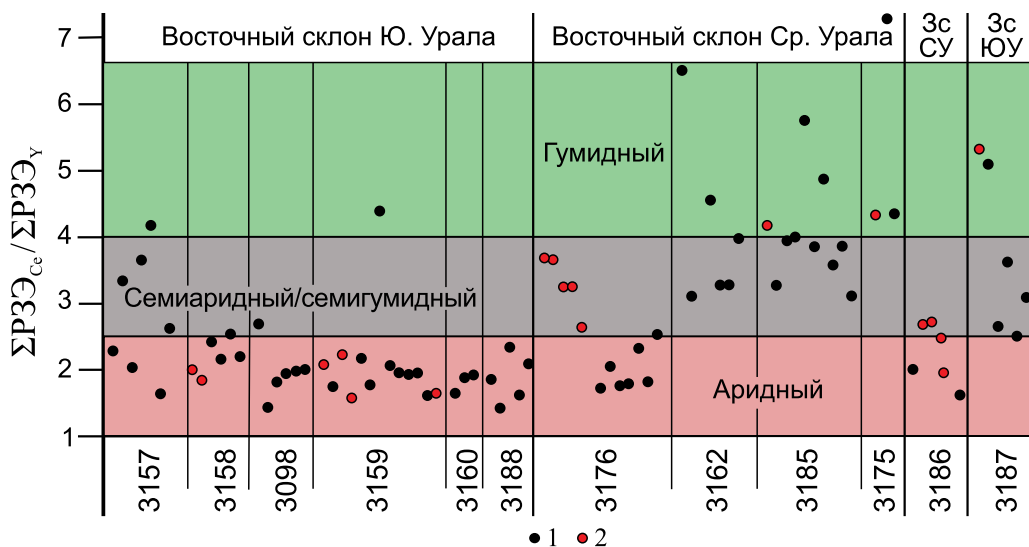


Рис. 7. Положение точек валовых проб ниже- и среднекаменноугольных известняков на диаграмме $\Sigma P3Э_{Cе}/\Sigma P3Э_{\gamma}$, отражающей состояние палеоклимата.

Зс – западный склон, СУ – Средний Урал, ЮУ – Южный Урал; 1 – серпуховский ярус, 2 – башкирский ярус.

Fig. 7. Distribution of data points of bulk samples on $\Sigma P3Э_{Cе}/\Sigma P3Э_{\gamma}$ palaeoclimate diagram.

Зс – western slope, СУ – Middle Urals, ЮУ – Southern Urals; 1 – Serpukhovian Stage, 2 – Bashkirian Stage.

обладанием легких РЗЭ над тяжелыми в область осадконакопления. Для аридного климата это отношение менее 2.5, для семигумидного-семиаридного – 2.5–4.0 для гумидного – больше 4. По данным В.А. Шатрова (2007), оно отражает интенсивность процессов выветривания на суше. При гумидном литогенезе интенсивнее разрушаются полевые шпаты и акцессорные минералы, содержащие цериевые земли, что приводит к увеличению данного отношения, соответственно, при аридном климате оно уменьшается. Предполагается, что в результате выветривания в морской воде рассеиваются глинистые частицы, содержащие фрагменты полевых шпатов и акцессорных минералов. Опыт успешного применения указанного индикатора для карбонатных пород тоже имеется (Лемешко и др., 2017).

Использование данного индикатора для оценки палеоклимата на территории Урала показало, что фигуративные точки почти всех проб известняков восточного склона Южного Урала (разрезы 3157, 3158, 3159, 3160, 3098, 3188) попадают в поле, соответствующее значениям менее 2.5 (рис. 7). Но из разрезов восточного склона Среднего Урала, в поле аридного климата попадают только пробы известняков серпуховского яруса из обнажения 3176 (Луговая), а пробы известняков башкирского яруса оказываются в поле семиаридного/семигумидного климата. В то же время пробы известняков из разрезов 3162, 3185 (р. Исеть) и 3175 (р. Кунара) полностью оказываются в поле семиаридного/семигумидного (некоторые – гумидного) климата. Однако,

возможно, более высокие значения $\Sigma P3Э_{Cе}/\Sigma P3Э_{\gamma}$ в этих породах связаны с присутствием в них примеси вулканического пепла. Неоднозначным является также положение фигуративных точек известняков западного склона Урала. Если на Среднем Урале (разрез Бражка – 3186) они практически все попадают в поле аридного климата, то пробы разреза Аскын (3187) оказываются в поле с более высокими значениями $\Sigma P3Э_{Cе}/\Sigma P3Э_{\gamma}$ (почти все в поле климата семиаридного/семигумидного).

Аналогичные результаты в отношении палеоклимата получаются при использовании марганца в качестве индикатора. А.Б. Ронов и А.И. Ермишкина (1959) впервые установили, что в карбонатных породах, отложенных в условиях гумидного климата, содержание марганца почти на порядок больше, чем у таковых, отложенных в аридных зонах (“климатическая закономерность Ронova–Ермишкиной” (Юдович, Кетрис, 2014)). На этом основании можно предположить, что на востоке Южного Урала и западном склоне на рубеже раннего и среднего карбона (как в серпуховском, так и в начале башкирского времени) преобладал аридный климат (содержание марганца в среднем 46 г/т). На востоке Среднего Урала содержание этого элемента несколько более высокое (в среднем 120 г/т), здесь климат, вероятно, был более влажным, особенно в башкирское время. Однако не исключено, что и в данном случае высокое содержание марганца (как и отношения $\Sigma P3Э_{Cе}/\Sigma P3Э_{\gamma}$) связано с присутствием вулканического пепла, а не с влажным климатом (Юдович, Кетрис, 2011).

Редокс-обстановки в бассейнах седиментации

Анализ распределения редких и рассеянных элементов в каменноугольных известняках позволяет также оценить окислительно-восстановительные условия водной среды бассейнов осадконакопления. В России в качестве индикатора редокс-статуса придонных вод чаще используется отношение Mo/Mn – так называемый “коэффициент стагнации” (Холодов, Недумов, 1991; Гаврилов и др., 2002; Маслов и др., 2018). По данным В.Н. Холодова и Р.И. Недумова, о сероводородном заражении водоема (и, соответственно, о бескислородной среде) можно говорить, если указанное отношение > 0.01 . А среди изученных нами выборок отдельные образцы с такими значениями встречаются. В частности, среди известняков из разреза “Бол. Кизил” имеются три образца с отношением $Mo/Mn = 0.01–0.025$, а также три образца из разреза Худолаз-лог (в пределах $0.01–0.042$). Еще больше их на Среднем Урале – в разрезе Исетский карьер ($0.019, 0.022, 0.033, 0.12, 0.26$) и на р. Кунара (0.058).

В. Эрнстом (1976) в качестве редокс-индикатора было предложено отношение V/Cr . По данным Д. Бонда с соавторами (Bond et al., 2004), значение этого отношения более 5 указывают на аноксидную обстановку, а менее 1 – на оксидную. Подавляющее большинство изученных нами образцов характеризуются параметром $V/Cr < 1$, т.е. обстановки седиментации в основном были кислородными. Лишь среди известняков восточного склона Среднего Урала преобладают образцы с отношением $V/Cr = 1–5$, указывающие на слабокислородную среду, а три образца среди них свидетельствуют об аноксидной (отношение $6.3, 11.8, 21.6$). Однако это не те образцы, по которым можно предполагать аноксидные обстановки согласно индикатору Mo/Mn .

Для оценки окислительно-восстановительных обстановок используется также отношение $V/(V + Ni)$. Установлено (Hatch, Leventhal, 1997), что оно варьирует от $0.65–0.7$ в осадках, сформировавшихся в умеренно бескислородной обстановке, до почти 1.0 – в аноксидной. Согласно этим данным, в уральских бассейнах, где накапливались изученные отложения, обстановки повсюду были кислородными (указанное отношение 0.55 и меньше).

Очевидно, что указанные редокс-индикаторы дают противоречивые результаты. По всей видимости, отношения $Mo/Mn, V/Cr, V/(V + Ni)$ работают главным образом в отношении терригенных пород. Тогда как при реконструкции обстановок карбонатного осадконакопления относительно надежно об окислительно-восстановительных условиях можно судить по спектру распределения РЗЭ, если установлено, что они унаследованы от морской воды. Одним из наиболее надежных редокс-индикаторов в этом случае является цериевая аномалия в биохемогенных карбонатах (Tostevin et al., 2016; Wallace et al., 2017). По ее величине (в спектре распределения РЗЭ, нормированном по РААС) в чистых известняках можно судить о степени насыщенности вод бассейна кислородом, так как в богатой кислородом среде происходит интенсивное удаление церия из морской воды (Дубинин, 2004), а образующиеся в равновесии с ней карбонатные осадки наследуют спектр распределения растворенных редкоземельных элементов (Webb, Kamber, 2000). Но для этого нужно, чтобы известняки действительно были чистыми и в их составе отсутствовали другие носители РЗЭ (такие как глинистое вещество, фосфаты, минералы тяжелой фракции, оксигидроксиды железа и марганца и другие). Следовательно, для указанной цели нами были использованы пробы, удовлетворяющие одновременно следующим геохимическим критериям: $\Sigma REE < 5$ г/т, $Zr < 1$ г/т, $Y/Ho = 36–74$, $Nd_n/Yb_n = 0.15–0.5$ (Bau, 1996; Webb, Kamber, 2000; Bolhar, Van Kranendonk, 2007; Tostevin et al., 2016; Wallace et al., 2017; Li et al., 2019). Таким образом, из общей выборки, состоящей из 87 проб, пригодными для интерпретации состояния среды оказались только 18 (7 – из разреза Бол. Кизил, 6 – Худолаз-лог, 2 – Аскын и по одной пробе из разрезов Чернышевский, Таштуй и Бражка) – см. рис. 4. Пробы из разрезов восточного склона Среднего Урала в это число не попали, так как они содержат примеси.

Результаты исследования известняков Южного Урала показали, что выраженная отрицательная цериевая аномалия ($0.30–0.58$) характерна для пород нижних уровней разреза Бол. Кизил и для серпуховских известняков на р. Худолаз ($0.25–0.47$), представленных “фасциелловыми” и полибиокластовыми разностями. Глубокая аномалия (0.26) отмечена также для одного из образцов из разреза Таштуй. Таким образом, среда на этой территории, по-видимому, была насыщена кислородом и характеризовалась активной гидродинамикой. В известняках верхней части разреза Бол. Кизил, бедных макроскопическими органическими остатками и переполненных “кальцисферами” (Kulagina et al., 2009; Дуб и др., 2020), упомянутая аномалия менее глубокая, а на отдельных уровнях практически исчезает ($0.84–1.00$), что свидетельствует о сокращении количества кислорода в бассейне. В образце из разреза на р. Худолаз (3159-3-2), представленном микробиалитом (Дуб и др., 2020), указанная аномалия также выражена относительно слабо (0.70). Очевидно, что падение уровня насыщения среды кислородом находится в тесной взаимосвязи с фациями: эпизоду цианобактериального цветения водоема отвечает наименьшая оксигенизация вод, что согласуется с результатами, полученными с использованием отношения Mo/Mn , а также с литологическими данными, по которым бескисло-

родную среду седиментации можно предполагать только для известняков из карьера на р. Исеть, судя по их темному цвету, присутствию пирита и ориктоценозам на пластовых поверхностях.

На западном склоне Урала в пробе известняков из разреза Бражка, залегающих непосредственно ниже стратиграфической границы C_1-C_2 , отрицательная Се-аномалия тоже выражена слабо (0.82). В разрезе Аскын ситуация сходная: в одном из образцов аномалия составляет 0.80, а в другом (на несколько более высоком уровне) – 0.52. Следовательно, для эпиплатформенных морей к западу от Урала на рубеже раннего и среднего карбона, скорее всего, нельзя предполагать существенное насыщение вод кислородом.

Следы гидротермальной деятельности

На присутствие в бассейне эксгальационного вещества могло бы указать обогащение рассматриваемых пород элементами-сульфофилами, такими как Cu, Zn, Pb (Юдович и др., 1998; Юдович, Кетрис, 2010, 2011; и др.), но такого обогащения нет. Об отсутствии влияния гидротермальных процессов на Южном Урале свидетельствует и низкое (значительно ниже кларка в карбонатах) содержание Mn и Ba (Гурвич, 1998). Только у отдельных образцов на Среднем Урале содержание марганца доходит до 400–500 г/т, что, скорее всего, связано с примесью пирокластики в составе этих известняков или с их неравномерной доломитизацией.

Между тем, на присутствие гидротермальных источников в пределах бассейна седиментации (Дубинин, 2004; Юдович, Кетрис, 2011; Franchi et al., 2015) может указывать выявленная для большинства отложений положительная аномалия европия (при нормировании по PAAS). При этом можно использовать образцы как абсолютно чистых известняков (18 образцов), так и формально содержащих некоторую примесь. По величине аномалии европия они практически не различаются.

На Южном Урале, в известняках разреза Бол. Кизил величина этой аномалии составляет 1.03–1.66 (и только в одном образце – 0.94), в известняках на р. Худолаз – 0.92–1.23, в образце из разреза Таштуй – 1.11–1.26. Такие аномалии позволяют высказать осторожное предположение, что на заключительных этапах закрытия Уральско-го палеоокеана, в некоторых акваториях еще сохранялась гидротермальная деятельность. В то же время в разрезе Среднего Урала (Исетский карьер) с явными признаками вулканической активности и восстановительной обстановки осадконакопления в бассейнах седиментации, спектр распределения РЗЭ в которых нельзя считать гидрогенным, величина европиевой аномалии примерно такая же (0.95(0.70)–1.31). Возможно, такая картина объясняется неравномерной доломитизацией толщи.

Не совсем ясной остается также положительная европиевая аномалия в известняках разрезов западного склона – Бражка (1.12–1.37) и Аскын (0.93–1.18). Ее нельзя объяснить ни гидротермальной деятельностью, ни выраженными восстановительными условиями: против подобных предположений свидетельствуют крайне низкие концентрации марганца в изученных образцах. Не исключено также, что положительные аномалии в ряде проб являются артефактами (см., например, (Ling et al., 2013, с. 119²)) или же обусловлены катагенетическими преобразованиями пород.

Основные источники РЗЭ в каменноугольных известняках позволяет выявить отношение Y/No, величина которого в пределах 36–74 является характерной для морской воды и для спектров РЗЭ в (био)хемогенных осадках (Bau, 1996; Webb, Kamber, 2000; Bolhar, Van Kranendonk, 2007; Wallace et al., 2017). Более низкие значения (порядка 25–30) могут быть связаны с присутствием в среде седиментации литогенного материала (McLennan, 2001), так как величина этого отношения уменьшается при снижении общей доли гидрогенных РЗЭ. На этом основании были вычислены отношения Y/No в известняках всех изученных разрезов. Было установлено, что в известняках разреза Бол. Кизил (3157, 3158) отношение Y/No варьирует от 28.5 до 71.0 (один образец 23.3), а в породах, обнажающихся на р. Худолаз, этот параметр составляет 29.3–48.5 (один образец 23.1), а на руч. Таштуй – 56.8–63.3. В известняках разреза на р. Исеть величина Y/No изменяется в пределах от 18.1 до 31.4 (несколько образцов 35.0–47.2), а в разрезе Луговая оно колеблется в интервале 29.6–46.6. В известняках западного склона – 31.8–39.4 (Бражка) и 37.8–48.0 (2 образца 29.0) – Аскын.

Следовательно, средние значения отношения Y/No в каменноугольных известняках чаще всего близки к таковым современной морской воды, а фактор, снижающий роль гидрогенных РЗЭ, по-видимому, присутствовал на Среднем Урале (разрез Исеть), где величины отношения Y/No у отдельных образцов варьируют от 18 до 25. Скорее всего, это примесь вулканического пепла, характерная для этих отложений.

Низкие величины отношения Y/No в какой-то степени могут быть связаны и с наличием гидротермальных растворов в бассейне осадконакопления (Nozaki et al., 1997; Franchi et al., 2015). Так, установлено, что присутствие этих растворов приводит к уменьшению отношения Y/No до хондритового (32.0 по (Condie, 1993)). Следовательно, некоторое присутствие их можно предположить в

² Для выявления образцов, в которых европиевая аномалия может оказаться артефактом, указанными авторами был использован критерий $Ba/Nd > 20$. В настоящей работе одна треть проб (6 из 18) также характеризуется столь же высоким Ba/Nd -отношением.

участках бассейна, где на территории современного Южного Урала (обн. 3098, 3159 3158) в серпуховское время формировались карбонатные осадки. У отдельных образцов из этих разрезов отношение Y/No на уровне 23–30. Нельзя полностью исключить поступление гидротермальных растворов и в бассейны на западном склоне Урала, в разрезах которого обнаружены отложения с отношением Y/No порядка 29–32.

Подтвержденная унаследованность некоторых спектров распределения РЗЭ в рассматриваемых известняках от морской воды позволяет использовать коэффициент Eu/Eu^* для оценки влияния глубинных процессов (Шатров, Войцеховский, 2013). При этом аномалия европия, относящаяся к распределению РЗЭ, нормированных по хондриту ($Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N) / 2$), может свидетельствовать о гидротермальных и вулканических процессах, о флюидомассопереносе (Балашов, 1976; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Гурвич, 1998). Установлено (Балашов, 1985), что среднее значение этой аномалии в целом для осадочных пород фанерозоя составляет 0.61–0.70. С такой величиной в полной мере согласуются и данные по рассматриваемым известнякам (в среднем Южный Урал – 0.64, Средний Урал – 0.61, Западный склон – 0.66). Причем по отдельным разрезам упомянутое среднее значение тоже существенно не меняется. Лишь единичные образцы на востоке Южного Урала и в разрезе Бражка имеют менее выраженные аномалии (0.74–0.84). Следовательно, по величине ее невозможно говорить о заметном влиянии глубинных процессов на ход формирования рассматриваемых известняков, что вполне согласуется с данными других индикаторов (отношением Y/No).

Источники урана

Можно предположить, что повышенная концентрация данного элемента (до 7–9 г/т при кларке³ для карбонатов 2.2 г/т) у некоторых образцов известняков на востоке Среднего Урала (в том числе основания башкирского яруса в разрезе Луговая) связана с присутствием в породах пирокластике (согласно (Юдович, Кетрис, 2010, 2011)). Повышенное содержание этого элемента (до 4–6 г/т, а в одном из образцов на р. Худолаз – 10.5 г/т) наблюдается и в отдельных пробах на восточном склоне Южного Урала (рр. Худолаз, Бол. Кизил), но в данном случае его сложнее объяснить вулканогенным фактором, поскольку активный вулканизм на данной территории имел место только в начале карбона (Салихов, Яркова, 1992; Язева, Бочкарев, 1998; Мизенс, 2002).

Но относительно высокое содержание урана в известняках не обязательно обусловлено вул-

канизмом или эксгалативными процессами. Так, установлено, что U(VI) подвижен в окислительной обстановке. Находясь в водной среде в составе уранил-иона (UO_2^{2+}), он способен формировать устойчивые карбонатные комплексы (Bell, 1963; Арбузов, Рихванов, 2010) и может входить в состав осаждающихся карбонатных минералов, особенно арагонита (Kitano, Oomori, 1971; Kelly et al., 2003). В то же время в восстановительной среде происходит редукция уранил-иона до степени окисления U^{+4} и осаждение в нерастворимой фазе (Jones, Manning, 1994; Восель, 2015). Осадителями урана могут являться органическое вещество и фосфатные компоненты (Альтгаузен и др., 1975). Таким образом, не прибегая к дифференцированному анализу фаз, входящих в состав породы, невозможно однозначно ответить на вопрос, связаны ли повышенные содержания данного элемента в изученных нами валовых пробах известняков с особыми обстановками осадконакопления или же они обусловлены определенным типом (терригенной или аутигенной) некарбонатной составляющей.

ВЫВОДЫ

Выявленные закономерности распределения редких и рассеянных элементов в известняках пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале подтверждают отсутствие длительного и глубокого перерыва на этом рубеже. Значительного понижения уровня Мирового океана в это время на рассматриваемой территории не зафиксировано. Некоторые изменения как литологических, так и химических характеристик известняков в основном были связаны с локальными тектоническими событиями.

Не обнаружено также признаков существенного похолодания на границе нижнего и среднего карбона в рассматриваемом регионе. Согласно индикаторам (соотношению $\Sigma RZ\text{Э}_{Ce} / \Sigma RZ\text{Э}_{Y}$, а также содержанию Mn), на территории современного Южного Урала как в раннем, так и в начале среднего карбона существовал аридный климат. Лишь на востоке Среднего Урала, возможно, преобладал семиаридный/семигумидный, хотя величина указывающих на него индикаторов может быть связана с присутствием в известняках пирокластике.

Для большинства разрезов пограничного интервала характерно постепенное изменение содержания литофильных элементов (увеличение или, реже, уменьшение). Такая ситуация может объясняться как постепенным вовлечением в размыв новых площадей – поставщиков алюмосиликокластике, так и интенсификацией химического выветривания на суше вследствие гумидизации климата.

Почти по всей изученной территории в известняках обнаруживаются примеси компонентов магматических пород основного и, реже, ультраос-

³ По Н.А. Григорьеву (2009).

нового состава, в том числе и на западном склоне Урала. А в известняках Среднего Урала проявляются также следы привноса фрагментов кислых магматических пород, имеются признаки вулканической деятельности. Некоторые следы поступления продуктов размыва кислых магматических пород имеются и на западном склоне Среднего Урала.

Формирование известняков пограничного интервала, скорее всего, происходило в мелководных обстановках, в богатой кислородом среде с высокой гидродинамической активностью вод, но на значительном удалении от суши, в бассейнах с пассивным (преимущественно) тектоническим режимом. Тем не менее, временами на отдельных участках имело место уменьшение насыщения среды кислородом, что, скорее всего, было связано с ослаблением циркуляции вод и эпизодами цианобактериального цветения водоема.

Признаки влияния эксталятивных процессов на карбонатные осадки в пределах изученной территории в основном отсутствуют. Некоторое присутствие гидротермальных растворов можно предположить лишь в участках бассейна на территории современного Южного Урала в серпуховское время (обн. 3098, 3158 и 3159).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2000) Типизация фанерозойских событий массового вымирания. *Вестн. МГУ. Сер. 4: Геол.*, (5), 6-14.
- Алексеев А.С., Реймерс А.Н. (2010) Климат каменноугольного периода и его динамика на Восточно-Европейской платформе и западном склоне Урала. *Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья. Сборник мат-лов Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого*. Пермь: Перм. гос. ун-т, 16-18.
- Альтгаузен М.Н., Халезов А.Б., Малышев В.И., Ковалева С.А. (1975) Многостадийное образование экзогенных концентраций урана в палеоруслах. *Геология рудн. месторождений*, **17**(1), 105-108.
- Арбузов С.И., Рихванов Л.П. (2010) Геохимия радиоактивных элементов. Томск: ТПУ, 300 с.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А. (2011) Изменения уровня моря и быстрые движения земной коры в платформенных областях в среднем карбоне-ранней перми. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1567-1592.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Балашов Ю.А. (1985) Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 224 с.
- Белоусов А.Б. (2006) Эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатского региона: механизм, динамика, закономерности образования отложений. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 42 с.
- Восель Ю.С. (2015) Геохимия урана в современных карбонатных отложениях малых озер (формы нахождения и изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 128 с.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербина Е.А. (2002) Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия. *Литология и полз. ископаемые*, **4**, 359-380.
- Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 162 с.
- Гурвич Е.Г. (1998) Металлоносные осадки Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 337 с.
- Дуб С.А., Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Николаева С.В., Мельничук О.Ю., Кулагина Е.И., Петров О.Л. (2020) Граница нижнего и среднего карбона в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала: изотопный состав углерода и кислорода в известняках. *Литосфера*, **20**(3), 305-327. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-305-327>
- Дубинин А.В. (2004) Геохимия редкоземельных элементов в океане. *Литология и полз. ископаемые*, (4), 339-358.
- Дубинин А.В., Розанов А.Г. (2001) Геохимия редкоземельных элементов и тория в осадках и железомарганцевых конкрециях Атлантического океана. *Литология и полз. ископаемые*, (3), 311-323.
- Иванова Р.М. (1988) Позднесерпуховские фораминиферы восточного склона Среднего и Южного Урала. *Ежегодник ВПО*, **31**. Л.: Наука, 5-19.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Скляров). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н. (2001) Характеристика разрезов. *Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала*. Уфа: Гилем, 10-54.
- Лемешко М.Н., Поцелуев А.А., Шалдыбин М.В., Лемешко Д.И. (2017) Критерии локального прогноза породколлекторов в карбонатных венд-кембрийских отложениях усть-кутского горизонта. *Георесурсы*, **19**(2), 122-128. <http://doi.org/10.18599/grs.19.2.6>
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. (2011) Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-1528 Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1466-1487.
- Маслов А.В. (2020) Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна тонкой алюмосиликокластикой. *Литосфера*, **20**(4), 455-470. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470>
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, **19**(5), 659-686. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. (2018) Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении

- осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 383 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Друцкой С.Н. (2001) Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М.: ПИН РАН, 244 с.
- Мизенс Г.А. (2002) Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190 с.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Дуб С.А., Кузнецов А.Б. (2017) Граница нижнего и среднего карбона на востоке Урала по изотопно-геохронологическим данным. *Докл. АН*, **477**(1), 61-66.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2012) Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники). *Литосфера*, (4), 107-126.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ронов А.Б., Ермишкина А.И. (1959) Распределение марганца в осадочных породах. *Геохимия* (3), 206-225.
- Савельева О.Л., Савельев Д.П., Карташова Е.В. (2015) Известняки Вахильского поднятия (Восточная Камчатка): литологическая и геохимическая характеристика. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле*. **26**(2), 37-50.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. (1992) Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: УрО РАН, 137 с.
- Смыслов А.А. (1974) Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 231с.
- Степанова Т.И., Кулагина Е.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А., Пазухин В.Н. (2013) Разрез “Чернышевка” на р. Худолаз (Восточный склон Южного Урала). *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 160, 32-38.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2006) Разрез Худолаз – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала. *Литосфера*, (1), 45-75.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А., Школин А.А. (2001) Новые материалы по стратиграфии и аммоноидеям верхнесерпуховских отложений на р. Исети. Эволюция жизни на Земле. *Мат-лы II Междунар. симпоз.* Томск: госуниверситет, 233-236.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Фархутдинов И.М., Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Фархутдинов А.М., Злобина А.Н., Исмагилов Р.А., Никонов В.Н., Белан Л.Н. (2020) Влияние геологических факторов на распределение урана и тория в солевых отложениях питьевых вод (Республика Башкортостан). *Изв. Томского политехн. университета. Инжиниринг георесурсов*, **331**(4), 16-27.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемах. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 74–82.
- Шатров В.А. (2007) Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 52 с.
- Шатров В.А., Войцеховский Г.В. (2009) Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы). *Геохимия*, (8), 805-824.
- Эрнст В. (1976) Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 127 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 412 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2014) Геохимия марганца. Сыктывкар: Геопринт, 538 с.
- Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. (1998) Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 340 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 204 с.
- Adams J.A.S., Weaver C.E. (1958) Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **42**(2), 387-430.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. (1996) The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes. *Tectonophysics*, **268**, 149-168.
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bell K.G. (1963) Uranium in carbonate rocks. USGS Prof. Paper 474-A. 29 p.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Bond D., Wignall P.B., Racki G. (2004) Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geol. Mag.*, **41**(2), 173-193.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**, 256-267.
- Franchi F., Hofmann A., Cavalazzi B., Wilson A., Barbieri R. (2015) Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco). *Chem. Geol.*, **409**, 69-86.
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian platform. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 61-71.
- Grossman E.L., Joachimski M.M. (2019) The oxygen isotope record for greenhouse-icehouse-greenhouse transitions in the Paleozoic. *Kölner Forum Geol. Paläont.* Abstracts of 19th International Congress on the Carboniferous and Permian (Eds S. Hartenfels, H.-G. Herbig,

- M.R.W. Amler, M. Aretz). Cologne, **23**, 132-133.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. (1997) Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA. *Chem. Geol.*, **134**, 215-235.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kelly S.D., Newville M.G., Cheng L., Kemner K.M., Sutton S.R., Fenter P., Sturchio N.C., Spötl C. (2003) Uranyl incorporation in natural calcite. *Environ. Sci. Technol.*, **37**, 1284-1287.
- Kitano Y., Oomori T. (1971) The coprecipitation of uranium with calcium carbonate. *J. Ocean. Soc. Jpn.*, **27**, 34-42.
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B. (2009) Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the South Urals. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proc. Int. Field Meeting Ufa-Sibai*. Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 78-96.
- Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. (2006) Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquat. Geochem.*, (12), 39-72.
- Li F., Webb G.E., Algeo T.J., Kershaw S., Lu C., Oehlert A.M., Gong Q., Pourmand A., Tan X. (2019) Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures. *Chem. Geol.*, **509**, 163-177.
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M. (2013) Cerium anomaly variations in Ediacaran – earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Prec. Res.*, **225**, 110-127.
- McLennan S.M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**(4), 203-236.
- McLennan S.M., Taylor S.R. (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.*, **99**, 1-21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.
- Mii H., Grossman E. L., Yancey T.E., Chuvashov B.I. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform – Evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**(1), 133-147.
- Mory A.J., Redfern J., Martin J.R. (2008) A review of Permian–Carboniferous glacial deposits in Western Australia. Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* (Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell), **441**, 29-40. doi: 10.1130/2008.2441(02)
- Nikolaeva S.V., Mizens G.A., Stepanova T.I., Dub S.A., Kucheva N.A., Kuznetsov A.B. (2018) Uppermost Mississippian (Serpukhovian) ammonoid occurrences in U-Pb dated deposits of the Middle Urals (Iset River). *10th International symposium “Cephalopods – present and past”*. Abstracts. Morocco, 86-87.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 329-340.
- Rogers J.J.W., Adams J.A.S. (1969) Thorium. Handbook of Geochemistry (Ed. K.H. Wedepohl), **2**(1). Berlin: Springer, 39 p.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1988) Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *Sea-Level Changes: An Integrative Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner), **42**, 227-243.
- Tian X., Chen J., Yao L., Hu K., Qi Y., Wang X. (2020) Glacio-eustasy and $\delta^{13}\text{C}$ across the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the eastern Paleo-Tethys Ocean (South China): Implications for mid-Carboniferous major glaciation. *Geol. J.*, **55**, 2704-2716.
- Tostevin R., Shields G.A., Tarbuck G.M., He T., Clarkson M.O., Wood R.A. (2016) Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.*, **438**, 146-162.
- Wallace M.W., Hood A.V.S., Shuster A., Greig A., Planavsky N.J., Reed C.P. (2017) Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **466**, 12-19.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.

REFERENCES

- Adams J.A.S., Weaver C.E. (1958) Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **42**(2), 387-430.
- Alekseev A.S. (2000) Typifying Phanerozoic Events of Mass Organism Extinction. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4: Geol.*, (5), 6-14. (In Russ.)
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. (1996) The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes. *Tectonophysics*, **268**, 149-168.
- Alekseev A.S., Reimers A.N. (2010) The climate of the Carboniferous and its dynamics on the East European Platform and the western slope of the Urals. *Geology and petroleum potential of the northern areas of the Ural-Volga region. Materials of All-Russian scientific practical conf. dedicated to 100th anniversary of prof. P.A. Sofronitsky birth*. Perm, Perm State Univ. Publ., 16-18. (In Russ.)
- Althausen M.N., Khalezov A.B., Malyshev V.I., Kovaleva S.A. (1975) Multistage formation of exogenous uranium concentrations in paleoriver-beds. *Geol. Rudn. Mes-torozhd.*, **17**(1), 105-108. (In Russ.)
- Arbuzov S.I., Rikhvanov L.P. (2010) Geochemistry of radioactive elements. Tomsk, TPU, 300 p. (In Russ.)
- Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. (2011) Sea level changes and rapid movements of Earth crust in cratonic areas in the Late Paleozoic. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(10), 1236-1255 (Translated from *Geol. Geofiz.*, **52**(10), 1567-1592).
- Balashov Yu.A. (1976) Geochemistry of rare earth elements. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russ.)
- Balashov Yu.A. (1985) Isotope-geochemical evolution of the Earth's mantle and crust. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)

- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bell K.G. (1963) Uranium in carbonate rocks. USGS Prof. Paper 474-A. 29 p.
- Belousov A.B. (2006) Explosive eruptions of volcanoes of the Kurilo-Kamchatka region: mechanism, dynamics, regularities of sediment formation. Dr. geol. and. min. sci. diss. Moscow, MGU, 42 p. (In Russ.)
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Bond D., Wignall P.B., Racki G. (2004) Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geol. Mag.*, **41**(2), 173-193.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**, 256-267.
- Dub S.A., Mizens G.A., Kuleshov V.N., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Nikolaeva S.V., Melnichuk O.Yu., Kulagina E.I., Petrov O.L. (2020) The Mid-Carboniferous boundary in the eastern slope of the Southern and Middle Urals: carbon and oxygen isotopic composition in limestones. *Lithosphere (Russia)*, **20**(3), 305-327. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-305-327>
- Dubinin A.V. (2004) Geochemistry of rare earth elements in the ocean. *Lithol. Miner. Res.*, **39**(4), 289-307 (Translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 339-358).
- Dubinin A.V., Rozanov A.G. (2001) Geochemistry of rare earth elements and thorium in sediments and ferromanganese nodules of the Atlantic Ocean. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 311-323. (In Russ.)
- Ernst V. (1976) Geochemical analysis of facies. Leningrad, Nedra Publ., 127 p. (In Russ.)
- Farkhutdinov I.M., Soktoev B.R., Rikhvanov L.P., Farkhutdinov A.M., Zlobina A.N., Ismagilov R.A., Nikonov V.N., Belan L.N. (2020) Influence of geological factors on uranium and thorium distribution in drinking water salt deposits (Republic of Bashkortostan). *Izv. Tomsk. Politekhn. Univer. Inzhiniring georesursov*, **331**(4), 16-27. (In Russ.)
- Franchi F., Hofmann A., Cavalazzi B., Wilson A., Barbieri R. (2015) Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco). *Chem. Geol.*, **409**, 69-86.
- Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Baraboshkin E.Yu., Shcherbinina E.A. (2002) Early Cretaceous Anoxic Basin of the Russian Plate: Sedimentology and Geochemistry. *Lithol. Polezn. Iskop.* (4), 359-380. (In Russ.)
- Grigor'ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN, 162 p. (In Russ.)
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian platform. *Stratigraphy and Paleogeography of Eurasian Carboniferous*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 61-71.
- Grossman E.L., Joachimski M.M. (2019) The oxygen isotope record for greenhouse-icehouse-greenhouse transitions in the Paleozoic. *Kölner Forum Geol. Paläont. Abstracts of 19th International Congress on the Carboniferous and Permian* (Eds S. Hartenfels, H.-G. Herbig, M.R.W. Amler, M. Aretz). Cologne, **23**, 132-133.
- Gurvich E.G. (1998) Metalliferous sediments of the World Ocean. St.Petersburg, VNII Okeangeologiya Publ., 337 p. (In Russ.)
- Hatch J.R., Leventhal J.S. (1997) Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA. *Chem. Geol.*, **134**, 215-235.
- Interpretation of geochemical data (2001) (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow, Intermet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russ.)
- Ivanova R.M. (1988) Late Serpukhovian foraminifera of the eastern slope of the Middle and Southern Urals. *Ezhegodnik VPO*, **31**. Leningrad, Nauka Publ., 5-19. (In Russ.)
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kelly S.D., Newville M.G., Cheng L., Kemner K.M., Sutton S.R., Fenter P., Sturchio N.C., Spötl C. (2003) Uranyl incorporation in natural calcite. *Environ. Sci. Technol.*, **37**, 1284-1287.
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (1991) On the geochemical criteria for the hydrogen sulfide pollution occurrence in waters of ancient basins. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geol.*, (12), 74-82. (In Russ.)
- Kitano Y., Oomori T. (1971) The coprecipitation of uranium with calcium carbonate. *J. Ocean. Soc. Jpn.*, **27**, 34-42.
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Kochetkova N.M., Sinityna Z.A., Kochetova N.N. (2001) Characteristics of sections. *Stratotype and reference sections of the Bashkirian Stage on the Southern Urals*. Ufa, Gilem Publ., 10-54. (In Russ.)
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B. (2009) Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the South Urals. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proc. Int. Field Meeting Ufa-Sibai*. Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 78-96.
- Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. (2006) Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquat. Geochem.*, (12), 39-72.
- Lemeshko M.N., Potseluev A.A., Shaldybin M.V., Lemeshko D.I. (2017) Criteria for local forecast of reservoir formations in carbonate Vendian-Cambrian deposits of the Ust-Kutskian horizon. *Georesursy*, **19**(2), 122-128. (In Russ.) <http://doi.org/10.18599/grs.19.2.6>
- Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Terleev A.A., Konstantinova G.V. (2011) The geochemical and isotope (Sr, C, O) characteristics of the Vendian-Cambrian carbonate deposits of the Azyr-Tal Ridge (Kuznetsk Alatau): chemostratigraphy and sedimentogenesis environments. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(10), 1154-1170 (Translated from *Geol. Geofiz.*, **52**(10), 1466-1487).
- Li F., Webb G.E., Algeo T.J., Kershaw S., Lu C., Oehlert A.M., Gong Q., Pourmand A., Tan X. (2019) Modern carbonate

- oids preserve ambient aqueous REE signatures. *Chem. Geol.*, **509**, 163-177.
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M. (2013) Cerium anomaly variations in Ediacaran – earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Prec. Res.*, **225**, 110-127.
- Maslov A.V. (2020) Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 455-470. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470>
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Mel'nik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 40-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Maslov A.V., Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Vishnevskaya I.A., Ivanov A.V., Strakhovenko V.D., Cherka shina T.Yu. (2018) Limitations and possibilities of litho-geochemical and isotopic methods in the sedimentary strata investigations. Novosibirsk, IGM SO RAN, 383 p. (In Russ.)
- Makhlina M.Kh., Alekseev A.S., Goreva N.V., Isakova T.N., Drutskoy S.N. (2001) Middle Carboniferous of the Moscow Syncline (southern part). V. 1. Stratigraphy. Moscow, PIN RAN, 244 p. (In Russ.)
- McLennan S.M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**(4), 203-236.
- McLennan S.M., Taylor S.R. (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.*, **99**, 1-21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.
- Mii H., Grossman E. L., Yancey T.E., Chuvashov B.I. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform - Evidence for the onset of Mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**(1), 133-147.
- Mizens G.A. (2002) Sedimentary basins and geodynamic settings in the Late Devonian-Early Permian of the southern part of Urals. Ekaterinburg, IGG Uro RAN, 190 p. (In Russ.)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Dub S.A., Kuznetsov A.B. (2017) Boundary between the Lower and Middle Carboniferous in the Eastern Urals: New isotope-geochronological data. *Dokl. Earth Sci.*, **477**(1), 1251-1255 (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **477**(1), 61-66).
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) The Middle Urals eastern zones in the Carboniferous (the sedimentary basins evolution and paleotectonics features). *Lithosphere (Russia)*, **4**(4), 107-126. (In Russ.)
- Mory A.J., Redfern J., Martin J.R. (2008) A review of Permian-Carboniferous glacial deposits in Western Australia. *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* (Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell), **441**, 29-40. doi: 10.1130/2008.2441(02).
- Nikolaeva S.V., Mizens G.A., Stepanova T.I., Dub S.A., Kucheva N.A., Kuznetsov A.B. (2018) Uppermost Mississippian (Serpukhovian) ammonoid occurrences in U-Pb dated deposits of the Middle Urals (Iset River). *10th International symposium "Cephalopods – present and past"*. Abstracts. Morocco, 86-87.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 329-340.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Pre-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligraphServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Rogers J.J.W., Adams J.A.S. (1969) Thorium. Handbook of Geochemistry (Ed. K.H. Wedepohl), **2**(1). Berlin: Springer, 39 p.
- Ronov A.B., Ermishkina A.I. (1959) Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Geokhimiya* (3), 206-225. (In Russ.)
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1988) Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *Sea-Level Changes: An Integrative Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner), **42**, 227-243.
- Salikhov D.N., Yarkova A.V. (1992) Lower Carboniferous Volcanism of Magnitogorsk Megasyntinorium. Ufa, UrO RAN, 137 p. (In Russ.)
- Savel'eva O.L., Savel'ev D.P., Kartashova E.V. (2015) Limestones of the Vakhil Rise (Eastern Kamchatka): Lithological and Geochemical Description. *Vestn. KRAUNTs. Nauki o Zemle*, **26**(2), 37-50. (In Russ.)
- Shatrov V.A. (2007) Lantanoides as indicators of sedimentary environments (based on the analysis of the Proterozoic and Phanerozoic reference sections of the East European Platform). Dokt. geol. and. min. sci. diss. Moscow, GIN RAS, 52 p. (In Russ.)
- Shatrov V.A., Voitsekhovskii G.V. (2009) The use of lanthanides for the reconstruction of Phanerozoic and Proterozoic sedimentation environments exemplified by sections in the cover and basement of the East European Platform. *Geochem. Int.*, **47**(8), 758-776 (Translated from *Geokhimiya*, (8), 805-824).
- Smyslov A.A. (1974) Uranium and thorium in the Earth's crust. Leningrad, Nedra, 231p. (In Russ.)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006) Khudolaz Section – the regional substages stratotype of the Lower Carboniferous subregional scheme for the eastern slope of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **1**(1), 45-75. (In Russ.)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A., Shkolin A.A. (2001) New data on stratigraphy and ammonoids of the Upper-Serpukhovian deposits on the Iset river. *Evolution of life on Earth*. Tomsk, TGU Publ., 233-236. (In Russ.)
- Stepanova T.I., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Mizens G.A., Pazukhin V.N. (2013) Chernyshevka Section on the Khudolaz River (eastern slope of the Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*. V. 160, 32-38. (In Russ.)
- Teilor S.R., McLennan S.M. (1988) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russ.)

- Tian X., Chen J., Yao L., Hu K., Qi Y., Wang X. (2020) Glacio-eustasy and $\delta^{13}\text{C}$ across the Mississippian–Pennsylvanian boundary in the eastern Paleo-Tethys Ocean (South China): Implications for mid-Carboniferous major glaciation. *Geol. J.*, **55**, 2704-2716.
- Tostevin R., Shields G.A., Tarbuck G.M., He T., Clarkson M.O., Wood R.A. (2016) Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.*, **438**, 146-162.
- Vosel' Yu.S. (2015) Geochemistry of uranium in modern carbonate deposits of small lakes (forms of occurrence and isotopic ratios of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Cand. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, IGM SO RAN, 128 p. (In Russ.)
- Wallace M.W., Hood A.V.S., Shuster A., Greig A., Planavsky N.J., Reed C.P. (2017) Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **466**, 12-19.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) Geology and geodynamics of the Southern Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 204 p. (In Russ.)
- Yudovich Y.E., Ketris M.P. (2010) Geochemical and mineralogical indicators of volcanogenic components in sedimentary strata. Ekaterinburg, UrO RAN, 412 p. (In Russ.)
- Yudovich Y.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)
- Yudovich Y.E., Ketris M.P. (2014) Geochemistry of manganese. Syktyvkar, Geoprint Publ., 538 p. (In Russ.)
- Yudovich Y.E., Shishkin M.A., Lyutikov N.V., Ketris M.P., Belyaev A.A. (1998) Geochemistry and ore genesis of black shale in the Lemvin zone of the Urals northern part. Syktyvkar, Prolog Publ., 340 p. (In Russ.)

Флюидные включения в жильном кварце как отражение деформационных этапов области сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье)

Э. Н. Кунгулова¹, А. А. Томиленко², П. А. Тишин¹, О. В. Савинова³, Д. В. Лычагин¹, О. В. Бухарова¹

¹Национальный исследовательский томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, e-mail: elvirakungulova@mail.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

³Национальный исследовательский томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30

Поступила в редакцию 20.12.2021 г., принята к печати 22.04.2022 г.

Объект исследований. Проанализированы флюидные включения в кварце трех жильных систем, приуроченных к тектоническим трещинам, связанных с развитием надвиговых и сдвиговых деформаций Западного Забайкалья. Жильные системы локализируются в вулканических, терригенных и интрузивных породах. *Методы.* Состав флюидных включений изучен методами микротермометрии, рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрометрии. *Результаты.* В формировании кварца трех систем участвовал высокоплотный среднетемпературный NaCl-KCl-водно-углекислотный флюид низкой и средней солености (2–15 мас. % NaCl экв.). Отличительной особенностью кварца разных жильных систем выступает состав газовой фазы включений. Минимальные температуры формирования жильного кварца фиксируются в диапазоне от 180 до 450°C в условиях минимальных значений флюидного давления 0,7–2,9 кбар. *Выводы.* Сложнопостроенные жильные системы зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон, приуроченные к различным вмещающим породам и имеющие разное структурное положение, характеризуются близким составом флюида и единой термодинамической историей, отражающей смену деформационных агрегатов. Установлена метаморфогенно-гидротермальная природа флюида, принимавшего участие в формировании кварца жильных систем. Развитие гидротермальной системы сопровождается влиянием на вмещающие породы, что находит отражение в вариациях состава флюида. Эволюция единой гидротермальной системы сопряжена с тектоно-деформационными процессами и может быть описана тремя динамическими этапами, которым соответствуют три генерации кварца.

Ключевые слова: жильный кварц, флюидные включения, Западное Забайкалье, тектонические деформации

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (проект № SWM-2020-0041), а также программы развития ТПУ и госзадания ИГМ СО РАН

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)

Elvira N. Kungulova¹, Anatoly A. Tomilenko², Platon A. Tishin¹, Olesya V. Savinova³,
Dmitry V. Lychagin¹, Oksana V. Bukharova¹

¹National Research Tomsk State University, 36 Lenin av., Tomsk 634050, Russia, e-mail: elvirakungulova@mail.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Akad. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

³National Research Tomsk Polytechnic University, 30 Lenin av., Tomsk 634050, Russia

Received 20.12.2021, accepted 22.04.2022

Для цитирования: Кунгулова Э.Н., Томиленко А.А., Тишин П.А., Савинова О.В., Лычагин Д.В., Бухарова О.В. (2022) Флюидные включения в жильном кварце как отражение деформационных этапов области сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье). *Литосфера*, 22(3), 327-346. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-327-346>

For citation: Kungulova E.N., Tomilenko A.A., Tishin P.A., Savinova O.V., Lychagin D.V., Bukharova O.V. (2022) Fluid inclusions in vein quartz as manifestation of deformation stages of the junction area of Baikal-Muisk and Barguzin-Vitim structural-formation zones (Western Transbaikalia). *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 327-346. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-327-346>

© Э.Н. Кунгулова, А.А. Томиленко, П.А. Тишин, О.В. Савинова, Д.В. Лычагин, О.В. Бухарова, 2022

Research subject. Fluid inclusions in quartz of three vein systems associated with tectonic cracks occurred during the development of thrust and shear deformations of the Western Transbaikalia. Vein systems localized in volcanic, terrigenous and granite rocks. **Methods.** The composition of fluid inclusions was studied by microthermometry, Raman spectroscopy and gas chromatography-mass spectrometry. **Results.** The quartz under study was formed by high-density medium-temperature NaCl-KCl and a low- and medium-salinity water-carbon dioxide fluid (2–5 wt % NaCl eq.). A distinctive feature of quartz of different vein systems was found to be the gas phase composition of inclusions associated with the composition of host rocks. The minimum temperatures of vein quartz formation were determined to range from 180 to 450°C under the minimum fluid pressure values of 0.7–2.9 kbar. **Conclusions.** Complex vein systems of the junction zone of the Baikal-Muiskaya and Barguzino-Vitimskay SFZ, confined to different host rocks and having different structural positions, are characterized by a similar fluid composition and a common thermodynamic history reflecting the change of deformation aggregates. The metamorphogenic-hydrothermal nature of the fluid involved in the formation of quartz vein systems was established. The development of the hydrothermal system was accompanied by its influence on the host rocks, which was manifested in the variations of fluid composition. The evolution of a single hydrothermal system is associated with tectonic deformation processes, which can be described by three dynamic stages corresponding to three quartz generations.

Keywords: vein quartz, fluid inclusions, Western Transbaikalia, tectonic deformations

Funding information

This research was supported by the state assignment from the Russian Ministry of Science and Higher Education (No. FSWM-2020-0041), as well as by the TPU development program and state assignment of IGM SB RAS

Acknowledgements

We express our gratitude to Sergey Z. Smirnov, Sergey G. Kryazhev, Ekaterina N. Sokolova and Elena O. Shaparenko for valuable discussions when interpreting the results. We are also grateful to the reviewers for their comments that contributed to improving the quality of the research.

ВВЕДЕНИЕ

Флюиды метеорного и ювенильного происхождения, выделяющиеся в результате уплотнения, реакций дегидратации, плавления и дегазации во время крупномасштабных тектонических событий перемещаются посредством тепловой конвекции, инфильтрации, поверхностной и внутрикристаллической диффузии (Carter et al., 1990). Эти жидкости транспортируют вещество на расстояние, начиная от масштаба зерна до сотен километров. При этом зоны разломов являются благоприятными каналами для потока (Сох, 2002). Если давление поровых флюидов в земной коре превышает горизонтальные напряжения, то проницаемость горной массы резко возрастает (Sibson, 2000, 2019). Повышение проницаемости играет ключевую роль в облегчении перераспределения флюида между резервуарами жидкости в земной коре и влияет на формирование гидротермальных систем (Сох, 2010; Vons et al., 2012; Micklethwaite et al., 2015).

В гидротермальных системах с интенсивной циркуляцией жидкости проницаемость, контролируемая трещинами, может быть относительно недолговечной, если только она не восстанавливается в результате продолжающейся деформации (Сох, 2010). Минеральные ассоциации жил, выполняющие образованные сети трещин, хранят информа-

цию о природе захваченной жидкости (Lyubetskaya, Ague, 2009). Анализ законсервированного флюида из минералов жил дает представление о составе и плотности присутствующих жидкостей, а также о температуре и давлении гидротермальной системы во время захвата (Реддер, Хитаров, 1987; Muechez et al., 1995; Soloviev et al., 2019). Эти данные в комплексе с микроструктурными особенностями минералов дают возможность установить *ТРХ* (температура – давление – состав) параметры геологических событий (Chi, Guha, 2011; Schmatz, Urai, 2011).

Мы исследовали флюидные включения из агрегатов кварца трех жильных систем различной деформационной истории, приуроченных к разным вмещающим породам с целью восстановить природу флюида, образующего кварцевые жилы в породах, обладающих разными реологическими свойствами, и оценить влияние деформационных процессов на миграцию жидкости.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Саяно-Байкальскую складчатую область, представляют собой структуру второго порядка в составе Центрально-Азиатского пояса

и приурочены к южному обрамлению Сибирской платформы (рис. 1а). В составе Саяно-Байкальской складчатой области выделяются структурно-формационные зоны (террейны) байкальского, каледонского и варисско-герцинского возраста (рис. 1б). Объекты исследования располагаются в зоне сочленения позднерифейской островодужной Байкало-Муйской структурно-формационной зоны (СФЗ) и Баргузино-Витимской СФЗ окраинных бассейнов венд-раннепалеозойского возраста. Байкало-Муйская СФЗ представлена верхнетулуинским субвулканическим и гранитным комплексами, надвинутыми по Келяно-Ирокиндинской зоне смятия на терригенные комплексы Баргузино-Витимской СФЗ (Зорин и др., 2009; Руженцев и др., 2012). Общая структура усложняется левосторонними сдвиго-сбросами запад-северо-западного простирания и крутопадающими нарушениями северо-восточного простирания (рис. 1в).

Нами изучался кварц жильных систем, приуроченных к структурным парагенезисам основных дизъюнктивных нарушений. Подробное строение исследуемых жильных систем приведено в более ранней работе (Luchagin et al., 2020).

С надвигами связано развитие системы Отвесной. Жильная система Береговая контролируется сдвиго-сбросами и взбросо-сдвигами СВ простирания. Система Кривая приурочена к зоне пересечения структур надвига и сдвигов. Жильные системы характеризуются различным составом вмещающих пород и набором структурных признаков, определяющих тектоническую обстановку формирования разломов с образованием магистральных и оперяющих трещин.

Жильная система Отвесная локализована среди пород верхнетулуинского комплекса, представленного метаморфизованными субвулканическими породами кислого и среднего состава, с подчиненным количеством базитов раннерифейского возраста (Клейменов и др., 2003). Околожильные породы, как правило, подвержены серицитизации, пропилитизации, березитизации и карбонатизации. Контроль кварцевых жил участка Отвесный осуществляется сбросо-надвигами северо-западного простирания ($\approx 330 \angle 30$ СВ) и секущими их меридионально крутопадающими сбросами ($\approx 0 \angle 85$ З). Жильная система включает в себя крупные магистральные, часто будинированные жилы ($\approx 150 \angle 50$ СВ); умереннопадающие жилы ($\approx 340 \angle 60$ ЮЗ) и пологопадающие прожилки ($\approx 80 \angle 10$ ЮВ), выполняющие сингенетичные трещины отрыва двух генераций.

Жильные образования системы Береговая приурочены к терригенным отложениям аматканского комплекса (Vam), представленным песчаниками, гравелитами, конгломератами кварцполевошпатового состава. Породы комплекса преобразованы в условиях позднего катагенеза и дис-

лоцированы в наклонные, лежащие, ныряющие, кондовые складки. Вблизи тектонических нарушений отложения более уплотнены, мелкозернисты и подвержены метасоматической проработке (серицитизации и ожелезнению). Магистральные жилы контролируются направлением сдвиго-сбросовых ($\approx 241 \angle 70$ СЗ) и взбросо-сдвиговых ($\approx 283 \angle 89$ ЮЗ) деформаций. Структурный рисунок оперяющих жил определяется развитием сдвигового парагенезиса сколов Риделя.

Кварцевые жилы системы Кривая локализируются среди двуполевошпатовых гранитоидов Бамбукойского комплекса позднерифейского возраста. Граниты подвержены интенсивному расщелачиванию, трещиноватости и метасоматозу (альбитизации, серицитизации). Развитие кварцевых жил в этой системе контролируется тыловыми зонами надвиговых деформаций и усложняется левосдвиговыми деформациями широтного простирания ($\approx 240 \angle 80$ СЗ), а также деформациями северо-восточного простирания ($\approx 263 \angle 76$ ЮВ). Магистральные жилы юго-западного падения ($\approx 152 \angle 30$ ЮЗ) связаны с развитием сбросовых деформаций при формировании надвиговой системы. Оперяющие жилы представлены ограниченными по простиранию прожилками юго-западного падения ($\approx 220 \angle 68$ СЗ), крутопадающими жилами ($\approx 242 \angle 78$ СЗ) и ($\approx 260 \angle 70$ ЮВ) и связаны с процессом растяжения при развитии двух генераций трещин отрыва в ходе формирования фланговых взбросо-сдвигов.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами исследовались мономинеральные агрегаты кварца магистральных и оперяющих кварцевых жил зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон Западного Забайкалья. Образцы жильного кварца отобраны во время полевых работ в 2017–2018 гг. Из 15 образцов (6 – кварц из жил системы Отвесная, 5 – кварц из жил системы Береговая, 4 – кварц из жил системы Кривая) были изготовлены петрографические шлифы и полированные с двух сторон пластинки. Петрографические шлифы изучены под оптическим микроскопом (Leica DM750P) с установленной цифровой камерой (Leica MC170 HD) в отраженном и проходящем свете (оборудование Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (грант Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012)).

В прозрачно-полированных пластинках локально исследовались флюидные включения методами криотермометрии и рамановской спектро-

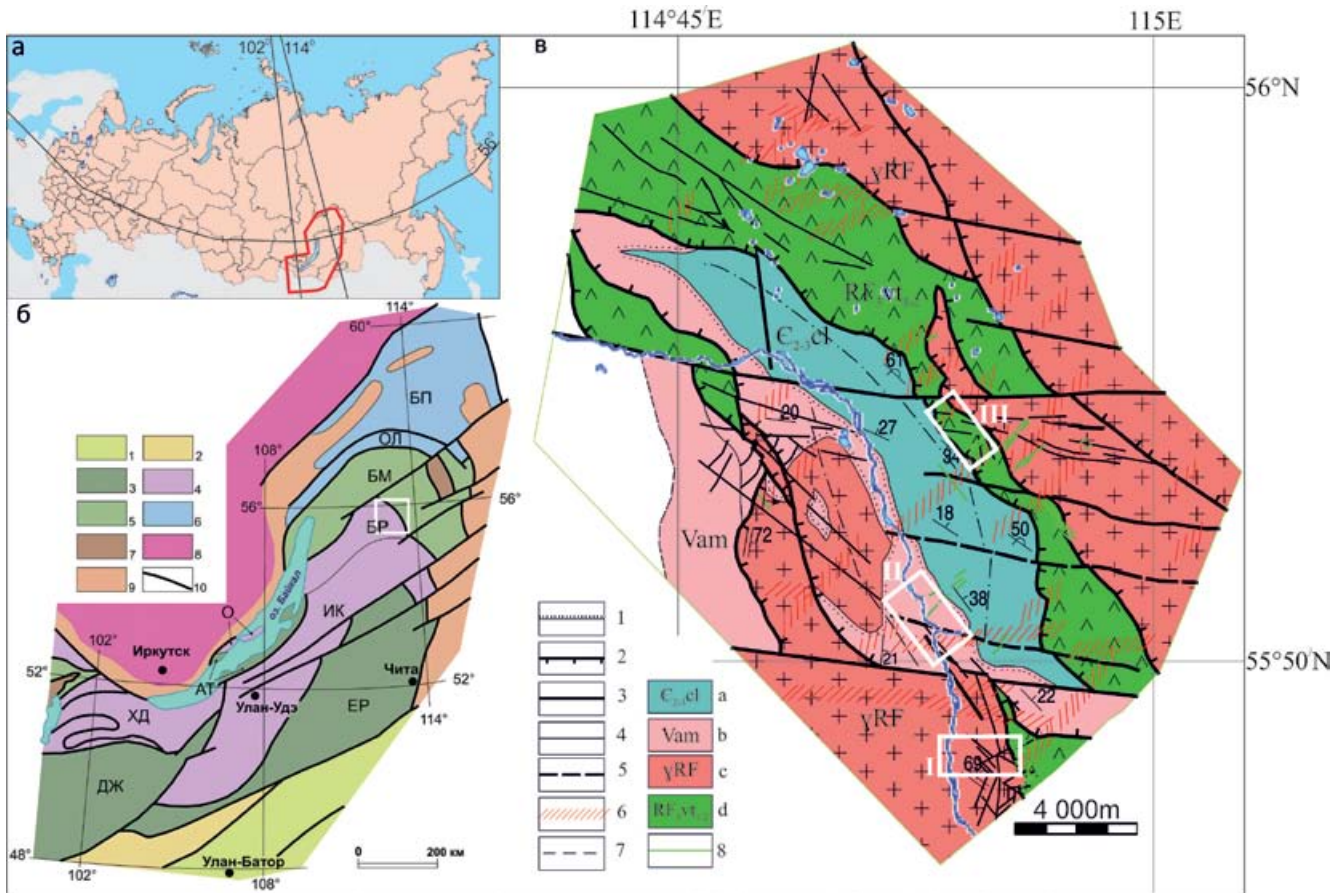


Рис. 1. Положение района исследований (а), геодинамическая карта Саяно-Байкальской складчатой области (б) (Зорин и др., 2009) и структурно-тектоническая схема района исследования (в).

б. 1 – зоны позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 2 – зоны венд-раннепалеозойского преддугового бассейна; 3 – зоны венд-раннепалеозойских островных дуг: ДЖ – Джидинская, ЕР – Еравнинская, АТ – Ангинско-Таланчанская; 4 – зоны венд-раннепалеозойских окраинных бассейнов: ХД – Хамардабанская, ИК – Икатская, БР – Баргузино-Витимская, О – Ольхонская; 5 – зоны позднерифейских окраинных дуг: БМ – Байкало-Муйская; 6 – зоны поздне-рифейского окраинного бассейна: БП – Байкало-Патомская с Олоkitской (ОЛ) подзоной; 7 – блоки раннедокембрийских пород в складчатых зонах вендраннего палеозоя и позднего рифея; 8 – позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 9 – раннедокембрийский фундамент платформы; 10 – разломы. Белым прямоугольником выделен район работ.

в. а–d – структурно-вещественные комплексы: а – чулемгинский, б – аматканский, с – нерасчлененный гранитоидный, d – верхнетулуинский. 1–7: линейные структуры: 1 – граница несогласия; 2 – взбросы, взбросо-надвижки; 3 – левосторонние сдвиги-сбросы первого порядка; 4 – левосторонние сдвиги-сбросы второго порядка; 5 – левосторонние сдвиги-сбросы предполагаемые; 6 – зоны растяжения северо-восточного простирания; 7 – ось складки; 8 – дайки нерасчлененные. Белыми прямоугольниками выделены объекты исследований (I – жильная система Кривая, II – система Береговая, III – система Отвесная).

Fig. 1. The position of the research area (a), geodynamic map of the Sayano-Baikal folded region (б) (Zorin et al., 2009), structural and tectonic scheme of the district (в).

б. 1 – zones of the Late Paleozoic accretion-subduction wedge; 2 – zones of the Vend-Early Paleozoic pre-arc basin; 3 – zones of the Vend-Early Paleozoic island arcs: ДЖ – Djidinskaya, ЕР – Eravninskaya, АТ – Anginsko-Talanchanskaya; 4 – zones of the Vend-Early Paleozoic marginal basins: ХД – Khamardabanskaya, ИК – Ikatskaya, БР – Barguzin-Vitimskaya, О – Olkhonskaya; 5 – zones of the Late Riphean marginal arcs: БМ – Baikalo-Muiskaya; 6 – zones of the Late Riphean marginal basin: БП – Baikalo-Patomsky with the Olokite (ОЛ) subzone; 7 – blocks of Early Precambrian rocks in the folded zones of the Vendian-Early Paleozoic and Late Riphean; 8 – late Riphean-Early Paleozoic sedimentary cover of the Siberian platform; 9 – early Precambrian platform foundation; 10 – faults. The area of work is highlighted with a white rectangle.

в. а–d – Structural-material complexes: а – Chulegminsky, б – Amatkansky, с – undivided granitoid, d – Verkhnetuluinsky subvolcanic. 1–7: linear structures: 1 – boundary of disconformity; 2 – upthrow fault, upthrow-thrust fault; 3 – left-handed strike slip fault of the first order; 4 – left-handed strike slip fault of the second order; 5 – left-handed strike slip fault supposed; 6 – stretching zones in the northeastern direction; 7 – fold axis; 8 – undivided dikes. White rectangles indicate sampling locations of vein systems: I – Krivaya, II – Beregovaya, III – Otvesnaya.

скопии в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и Томском политехническом университете. Для определения температур общей гомогенизации, эвтектики и плавления льда растворов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений температур от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$. Соленость минералообразующих растворов рассчитывалась по температуре плавления льда с применением двухкомпонентной водно-солевой системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (Steele-MacInnis et al., 2012). Соленость растворов в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ рассчитывалась с учетом температуры плавления газогидрата (Steele-MacInnis, 2018). Состав водной фазы включений определялся на основании температуры эвтектики, характеризующей водно-солевую систему (Борисенко, 1977). Плотность водно-солевых включений рассчитывалась исходя из температуры общей гомогенизации и солености (Steele-MacInnis et al., 2012). Плотность CO_2 определялась на линии равновесия жидкость–пар по температуре его гомогенизации. Плотность флюида, захваченного в момент кристаллизации минерала, рассчитывалась с учетом плотностей всех фаз (Наумов, 1982).

Оценка минимального давления минералообразования произведена с помощью программы FLUIDS (Bakker, 2001) по уравнению T.S. Bowers, H.C. Helgeson (1983) для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. При этом использованы результаты КР-анализа индивидуальных включений, температур частичной гомогенизации и количество содержания углекислоты (мол. %) в системе $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ (Кряжев, 2010). При расчете давления за минимальную температуру консервации флюидных включений принималась температура их полной гомогенизации (без учета возможных поправок на давление).

Состав флюидных включений в кварце исследован методом КР-спектроскопии (Dubessy et al., 1989; Frezzotti et al., 2012) на спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Возбуждение проводилось твердотельным Nd YAG лазером с длиной волны 532 нм и мощностью 75 мВт. Регистрация спектра осуществлялась полупроводниковым детектором Endor, охлаждаемым по методу Пельтье. Для локализации точки в анализируемом образце использована конфокальная система спектрометра на базе микроскопа OLYMPUS BX-41 с объективом $100\times$ с большой числовой апертурой. Анализ проводился в геометрии обратного рассеяния. Время накопления сигнала и размер конфокальной диафрагмы варьировали в зависимости от размеров анализируемой фазы. Минимальный размер конфокального отверстия 30 нм (для объектов размером $5-10$ мкм), максимальный размер – 300 нм (для объектов больше 100 мкм). Спектры получены в диапазоне $100-4200$ cm^{-1} . Время накопления сигнала изменялось от 25 с / спектральное ок-

но для крупных объектов до 400 с / спектральное окно для мелких объектов. Погрешность определения находится в пределах 1 cm^{-1} . При работе с КР-спектрами использовался программный пакет Origin 8.

Исследование состава летучих компонентов флюидных включений в кварце производилось с помощью метода газовой хромато-масс-спектрометрии на базе Аналитического центра ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на хромато-масс-спектрометре ThermoScientific (USA) DSQ II MS/Focus GC. Методика GC-MS анализа детально описана в работе (Бульбак и др., 2020). Свеже-сколотый образец объемом до 0.06 cm^3 помещали пинцетом в специальное устройство, включенное онлайн в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой, затем он прогревался при $T = 140-160^{\circ}\text{C}$ в течение 133 мин в токе газа-носителя – гелия (чистота 99.9999% , начальное давление 45 кПа). Разделение газовой смеси на компоненты осуществлялось на капиллярной аналитической колонке Restek Rt-Q-BOND. Газовую смесь вводили через термостатируемый (270°C) кран (Valco, USA) в аналитическую колонку, скорость постоянного потока He составляла 1.7 $\text{мл}\cdot\text{мин}^{-1}$, температура ГХ/МС соединительной линии – 300°C ; колонка выдерживалась 2 мин при $T = 70^{\circ}\text{C}$, затем нагревалась со скоростью $25^{\circ}\text{C}\cdot\text{мин}^{-1}$ до температуры 150°C , а далее со скоростью $5^{\circ}\text{C}\cdot\text{мин}^{-1}$ до 290°C и удерживалась при этой температуре 100 мин. Масс-спектры ионизации электронным ударом по полному ионному току получены на квадрупольном масс-селективном детекторе в режиме Full Scan. Масс-спектральные условия: энергия электронов 70 эВ, ток эмиссии 100 мкА, температура в источнике ионов 200°C , напряжение усилителя 1350 В, полярность регистрируемых ионов положительная, диапазон сканирования масс $5-500$ а. е. м., скорость сканирования один скан в секунду. Старт анализа синхронизировался с моментом разрушения образца. Все газовые тракты хроматографа, по которым перемещалась газовая смесь, в том числе инжектор, кран и капилляры, имели сульфидное покрытие. Ввод газовой смеси, извлеченной из образца при его одноактном ударном разрушении, осуществлялся в онлайн-режиме в токе гелия без концентрирования, включая криофокусировку.

Относительные концентрации летучих компонентов в разделяемой смеси устанавливались методом нормирования: сумма площадей всех хроматографических пиков анализируемой смеси приравнивалась 100% , а по величине площади отдельного компонента определялось его относительное процентное содержание в анализируемой смеси. Площади пиков определены по алгоритму ICIS в хроматограмме с использованием Qual Browser 1.4 SR1 из пакета программ Xcalibur.

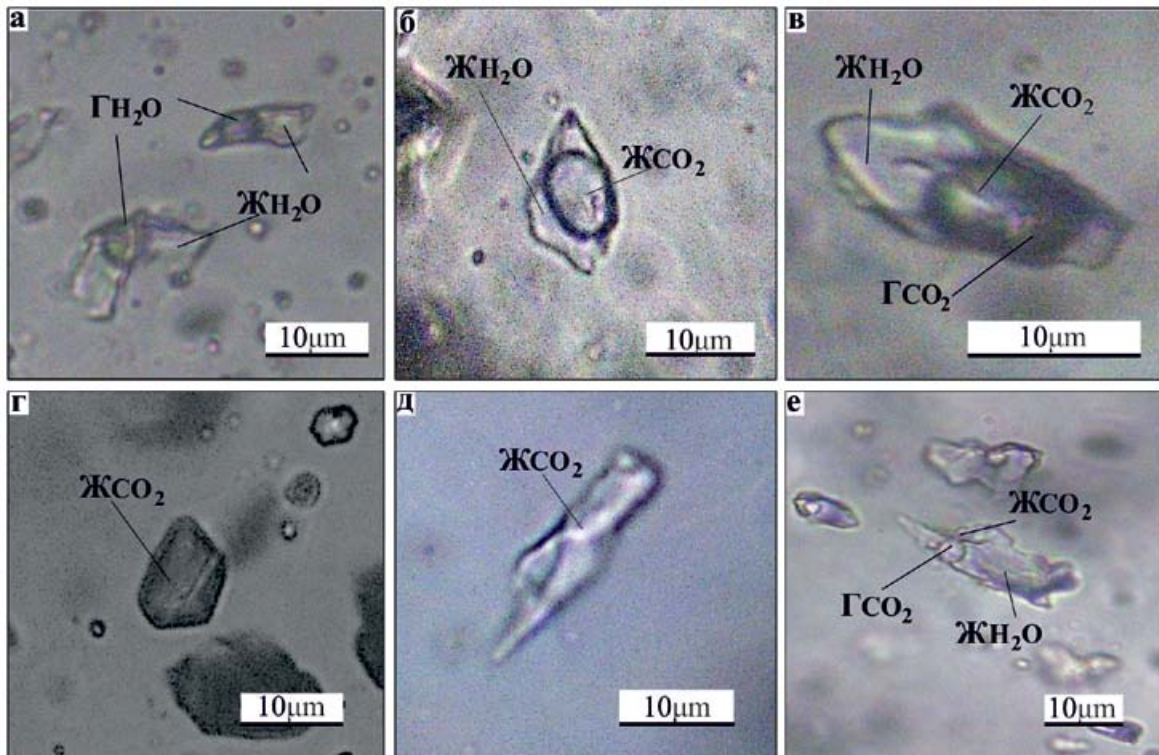


Рис. 2. Типы флюидных включений в кварце жильных систем.

а – двухфазные водно-солевые включения ($\text{LH}_2\text{O} + \text{GH}_2\text{O}$) (тип I); б – двухфазные водно-углекислотные ($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2$) (тип II); в, е – трехфазные водно-углекислотные ($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2 + \text{GCO}_2$) (тип III); г, д – однофазные включения жидкой углекислоты (тип IV). Ж – жидкость, Г – газ.

Fig. 2. Types of fluid inclusions in quartz of vein systems.

а – two-phase water-salt inclusions ($\text{LH}_2\text{O} + \text{GH}_2\text{O}$) (I type); б – two-phase water-carbon dioxide ($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2$) (II type); в, е – three-phase water-carbon dioxide ($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2 + \text{GCO}_2$) (III type); г, д – carbon-dioxide (IV type). Ж – liquid, Г – gas.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика флюидных включений в жильном кварце

В кварце исследуемых жил обнаружены первичные и вторичные флюидные включения, среди которых по фазовому составу при комнатной температуре выделяются следующие типы (рис. 2).

Тип I – двухфазные водно-солевые включения $\text{LH}_2\text{O} + \text{GH}_2\text{O}$ (см. рис. 2а). Соотношение жидкой и газовой водных фаз меняется от 90/10 до 30/70 соответственно.

Тип II – двухфазные водно-углекислотные $\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2$ (см. рис. 2б). Включения с двумя жидкими фазами – водной и углекислотной, соотношение которых меняется в пределах от 40/60 до 60/30 соответственно. В некоторых включениях при охлаждении кристаллизовался газогидрат CO_2 ($\text{CO}_2 \cdot 3/4\text{H}_2\text{O}$), который плавился при температуре 2.0–9.3°C.

Тип III – трехфазные водно-углекислотные $\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2 + \text{GCO}_2$ (см. рис. 2в, е), с сосуществующими жидкой и газовой фазами углекислоты. При этом их соотношение меняется в широких пределах – от 40/40/20 до 70/20/10 соответственно.

Тип IV – однофазные включения жидкой углекислоты. Форма включений соответствует как изометричной конфигурации (см. рис. 2г), так и сложной (см. рис. 2д). При просмотре под микроскопом включения с преобладанием CO_2 в жидком состоянии выглядят более темными однофазными, но при уменьшении температуры ниже 0°C в них иногда появляются тончайшая кайма водного раствора у стенок вакуоли и пузырек газа CO_2 .

Особенности распределения флюидных включений в агрегатах жильного кварца

Проведенный ранее (Luchagin et al., 2020) структурно-кристаллографический анализ образцов позволил выделить пять типов микроструктур жиль-

ного кварца, отражающих развитие деформационных процессов: А) кварц с непрерывными двойниками Дофине; В) кварц субблоковой микроструктуры; С) кварц с полосами деформации; D) кварц порфинокластовой структуры; Е) кварц зерновой микроструктуры. Выделенные типы выстраиваются в деформационный ряд В–С–А–D–Е, который отражает временную последовательность формирования кварцевых агрегатов. Ниже приведены особенности ассоциации флюидных включений для характерных микроструктур кварца трех участков.

1. Кварцевым зернам агрегатов микроструктуры типа А (рис. 3а) свойственны присутствие двойниковых границ дофинеяского типа (двойникование путем вращения относительно оси L_3) и консервация первичных включений, в качестве которых выступают двухфазные включения II типа с жидкой фазой CO_2 разного размера и существенно углекислотные включения IV типа. Первичные включения имеют средний размер (15–25 мкм). Более крупные флюидные включения наблюдаются преимущественно в кварце магистральных жил, более мелкие – в кварце оперяющих жил. В качестве вторичных выступают включения II и III типов.

2. Кварц микроструктуры типа В характеризуется субблоковым строением. Таким агрегатам (рис. 3б) свойственны редкие первичные включения III типа. Кроме того, наблюдаются включения II и III типов, имеющие маленькие размеры (10 мкм) и предполагающие вторичную природу вследствие линейной ориентировки.

3. Ассоциация флюидных включений микроструктуры типа С (рис. 3в) представлена первичными углекислотными двухфазными включениями (II тип) среднего размера (10–20 мкм). В качестве вторичных отмечаются сингенетичные трехфазные углекислотные включения III типа и однофазные включения IV типа. Отличительной особенностью включений этой ассоциации является ярко выраженная приуроченность к деформационным элементам в структуре кварца.

4. Микроструктура кварца типа D отличается развитием зерен рекристаллизации размером до 0.3 мм. Характерной особенностью ассоциации флюидных включений данной микроструктуры является их измененная морфология, что дает основание рассматривать их как вторичные. В кварце магистральных жил (рис. 3г) наблюдаются включения II–IV типов вытянутой формы, ориентированных в одном направлении ортогонально к расположению деформационных элементов в кварце. Большая часть таких включений расшнурована. В агрегатах микроструктуры типа D оперяющих жил (рис. 3д) также фиксируются вторичные включения неправильной вытянутой формы размером до 25 мкм I типа, реже II типа, а также плоские включения неправильной конфигурации жидкой углекислоты IV типа (см. рис. 2д).

5. В агрегатах кварца микроструктуры типа Е находят первичные и вторичные флюидные включения всех четырех типов и области, полностью от них освобожденные. Максимальная концентрация флюидных включений наблюдается вблизи субблоковых и межзерновых границ (рис. 3е).

Микротермометрические исследования водной фазы флюидных включений

В кварцевых агрегатах описаны флюидные включения: первичные, захваченные в процессе роста минерала, и вторичные, расположенные в залеченных трещинах, секущих границы кварцевых зерен. Первичные включения либо равномерно рассеяны по всей площади зерна кварца, либо образуют облачные скопления (группы). Ко вторичным были отнесены рои включений, обладающие одинаковой ориентировкой.

Результаты микротермометрических исследований 360 флюидных включений жильного кварца (15 образцов) приведены в табл. 1. Гомогенизация флюидных включений происходила при температуре от 100 до 430°C преимущественно в жидкую фазу. Жильный кварц трех исследуемых участков характеризуется близким составом водного раствора флюидных включений. Начальное плавление льда ($=T_{\text{эвт}}$) во включениях происходит в интервале от –30 до –25°C, что говорит о вероятном присутствии в растворе хлоридов Na и K (Борисенко, 1977). С учетом конечной температуры плавления льда или газогидрата CO_2 соленость флюида составляет 2–15 мас. % в NaCl-эквиваленте.

Первичные включения системы Отвесная гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 430–340, 320 и 300–230°C. Вторичные включения характеризуются температурами гомогенизации 420–210°C в жидкую и газовую фазы.

Гомогенизация первичных включений в кварце жильной системы Береговая в основном происходит в интервале температур 300–230°C, за редким исключением – при 350–340°C. Также здесь наблюдаются первичные включения, гомогенизация которых происходит как в жидкую фазу, так и в газовую и попадает в интервал 200–185°C. В кварце жил этой системы вторичные включения гомогенизируются при температуре 410–365, 300–240, 150–140°C в жидкую фазу.

В кварце жил системы Кривая обнаружены первичные флюидные включения, температура гомогенизации которых фиксируется в интервале 450–430 и 300–230°C и происходит в жидкую фазу. В кварце магистральной жилы при микротермометрических исследованиях трехфазные включения часто декрепитировали. Вторичные включения демонстрируют различные температуры гомогенизации – 320, 300–240, 200, 160–140°C – с переходом в жидкую фазу.

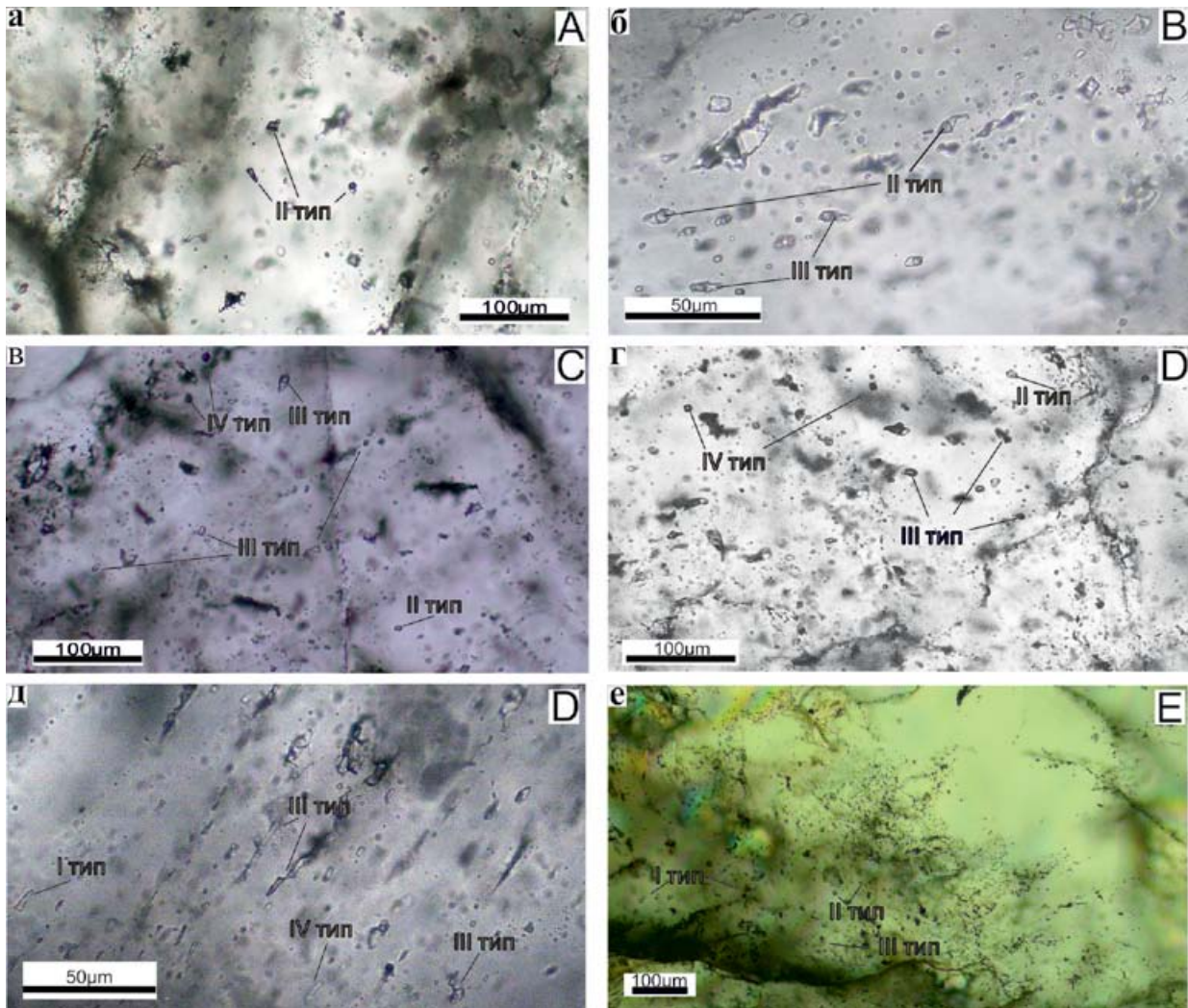


Рис. 3. Положение флюидных включений в кварцевых агрегатах с различной микроструктурной характеристикой.

а – первичные флюидные включения II типа в кварце микроструктуры типа А; б – вторичные флюидные включения II и III типов в кварце микроструктуры типа В; в – вторичные флюидные сингенетические включения III и IV типов в кварце микроструктуры типа С; г – вторичные флюидные включения III типа в кварце магистральной жилы микроструктуры типа D; д – вторичные флюидные включения всех типов в кварце оперяющей жилы микроструктуры типа D; е – очищение от флюидных включений структуры кварца в магистральной жиле микроструктуры типа E.

Fig. 3. The position of fluid inclusions within quartz aggregates.

а – primary fluid inclusions of type II in quartz of type A microstructure; б – secondary fluid inclusions of type II and III in quartz of type B microstructure; в – secondary fluid syngenetic inclusions of type III and IV in quartz of type C microstructure; г – secondary fluid inclusions of type III in quartz of the main vein of type D microstructure; д – secondary fluid inclusions of all types in quartz of the feathering vein of type D microstructure; е – purification from fluid inclusions quartz structure in the main vein of type E microstructure.

Анализ флюидных включений в агрегатах жильного кварца различных микроструктур (табл. 2) показал, что в кварце с непрерывными двойниками Дофине (микроструктура А) законсервированы первичные включения, гомогенизация которых происходит в жидкую фазу в интервалах температур 370–340, 300–230 и 200–185°C. Первично дефор-

мированные агрегаты (микроструктуры В) содержат первичные включения, гомогенизирующиеся при 320°C, и вторичные включения с температурами гомогенизации 380–310 и 420–413°C в жидкую фазу. Первичные включения в кварце микроструктуры типа С гомогенизируются в жидкую фазу при 300–230°C. Вторичные включения имеют

Таблица 1. Результаты исследований индивидуальных флюидных включений в жильном кварце
Table 1. Results of studies of individual fluid inclusions in vein quartz

Тип микро-структур	Тип включения	N	V, %	Температура фазовых переходов, °C							Содержание, мол. %			Расчетные параметры				
				T _{эвт}	T _{пл льда}	T _{пл ГГ}	T _{пл CO₂}	T _{Г CO₂ (Фаза)}	T _Г	Вид Г	CO ₂	N ₂	CH ₄	Соленость, мас. % NaCl-экв.	ρCO ₂ , г/см ³	ρ, г/см ³	CO ₂ мол. %	P, Кбар
Жильная система Отвесная																		
<i>Магистральные жилы</i>																		
<i>Образец О45</i>																		
D	III, B	4	40	-23	-	5.2	-56.6	7.0	320	ж	100	0	0	8.7	0.88	0.99	21	2.9
	III, B	5	35	-	-	-	-56.6	7.0	190-215	ж	100	0	0	-	0.88	-	16	-
	III, B	3	60	-25	-	6.4	-60.0	-10.0	180	ж	100	5	0	8.6	-	1.02	36	1
	I, B	4	30	-	-	-	-	-	130-180	ж	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Образец О32.2</i>																		
D	II, П	4	40	-30	-1.7	-	-60.0	-	430	ж	95.0	5	0	2.9	-	0.43	-	-
	II, П	5	32	-	-1.7	-	-	-	220-240	ж	-	-	-	2.9	-	0.85	-	-
	III, B	5	85	-30	-6.0	-	-56.6	30.0	400-420	г	100	0	0	9.2	0.60	0.60	58	1.3
	III, B	3	65	-30	-5.8	-	-56.6	30.0	360-390	ж	100	0	0	8.9	0.60	0.63	28.5	1.2
	III, B	3	75	-29	-6.5	-	-56.6	30.0	330	г	100	0	0	9.8	0.60	0.64	42	1.0
	III, B	4	81	-31	-5.9	-	-56.6	30.0	310	г	100	0	0	9.0	0.60	0.63	51	0.9
III, B	2	75	-30	-6.2	-	-56.6	30.0	306	г	100	0	0	9.4	0.60	0.65	42	0.8	
<i>Образец О33.1</i>																		
E	III, B	3	60	-22	-10.0	5.2	-56.6	30.0	390	ж	100	0	0	8.7	0.60	0.78	29	1.6
	III, B	3	80	-24	-10.0	5.2	-56.6	31.0	380-390	г	100	0	0	8.7	0.56	0.69	51	1.3
	III, B	9	65	-23	-8.0	5.2	-56.6	31.0	350-360	ж	100	0	0	8.7	0.56	0.76	33	1.2
	II, П	2	50	-24	-8.0	-	-	-	280	ж	100	0	0	11.7	-	0.86	-	-
	II, П	3	40	-23	-9.0	-	-	-	245	ж	100	0	0	12.8	-	0.91	-	-
	II, П	7	34	-25	-10.0	-	-	-	230	ж	-	-	-	13.9	-	0.90	-	-
<i>Оперяющие жилы</i>																		
<i>Образец О32.1</i>																		
A	II, П	6	60	-23	-1.0	-	-56.6	-	340-370	ж	100	0	0	1.7	-	0.60	-	-
	I, П	6	32	-23	-1.0	-	-	-	300	ж	0	0	0	1.7	-	0.70	-	-
	II, П	3	60	-24	-10.0	-	-56.6	-	270-280	ж	100	0	0	13.9	-	0.89	-	-
D	II, B	6	35	-22	-8.0	-	-58.0	-	355-360	ж	98.0	2	0	11.7	-	0.75	-	-
	I, B	3	40	-23	-10.0	-	-	-	352	ж	0	0	0	13.9	-	0.79	-	-
	II, B	5		-25	-9.0	-	-56.6	-	350	г	100	0	0	12.8	-	0.78	-	-
	II, B	4		-23	-9.0	-	-56.6	-	344	г	100	0	0	12.8	-	0.78	-	-
	II, B	3		-22	-6.0	4.9	-56.6	-	340	ж	100	0	0	6.5	-	0.78	-	-
<i>Образец О33.3</i>																		
B	II, B	4	32	-25	-11.0	-	-60.0	-	413-420	ж	95.0	5	0	14.9	-	0.70	-	-
	III, B	5	37	-26	-10.0	-	-56.6	30.0	310-380	ж	100	0	0	13.9	0.60	0.71	12	-
	I, B	5	25	-23	-9.0	-	-	-	140-245	ж	0	0	0	12.8	-	0.95	-	-
<i>Образец О34.7</i>																		
B	III, П	4	40	-25	-10.0	5.2	-58.0	7.0	320	ж	97.0	3	0	8.7	-	0.99	21	2.9
	III, П	3	60	-25	-10.0	5.2	-56.6	2.5	318	ж	100	0	0	9.0	0.92	0.98	38	2.7
C	II, П	7	52	-24	-10.0	-	-56.6	-	275	ж	100	0	0	13.9	-	0.93	-	-
	I, П	12	18	-23	-8.0	-	-	-	228-240	ж	0	0	0	11.7	-	0.95	-	-
	III, B	8	82	-25	-9.0	5.2	-56.6	30.0	380	г	100	0	0	8.7	0.60	0.68	53	1.2
	II, B	3	30	-25	-10.0	-	-56.6	-	210	ж	100	0	0	13.9	-	0.96	-	-

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Тип микро-структур	Тип включения	N	V, %	Температура фазовых переходов, °C							Содержание, мол. %			Расчетные параметры					
				T _{эвт}	T _{пл льда}	T _{пл ГГ}	T _{пл CO₂}	T _{Г CO₂} (Фаза)	T _Г	Вид Г	CO ₂	N ₂	CH ₄	Соленость, мас. % NaCl-экв.	ρCO ₂ , г/см ³	ρ, г/см ³	CO ₂ мол. %	P, Кбар	
Жильная система Береговая																			
<i>Магистральная жила</i>																			
<i>Образец B23.1</i>																			
A	II, П	7	44	-23	-1.5	-	-57.0	-	340-350	ж	98.0	0	2.0	2.6	-	0.60	-	-	
	III, П	6	38	-21	-10.8	-	-57.1	21.0	270-310	ж	97.7	0	2.3	14.8	0.70	0.98	15	1.8	
	III, П	4	37	-22	-1.2-1.5	-	-57.0	20.0	310	ж	98.0	0	2.0	2.0	0.70	0.94	14	1.9	
	III, П	3	43	-23	-5.0	-	-56.6	21.0	267	ж	100	0	0	7.9	0.70	0.93	18	1.1	
	III, П	3	35	-22	-9.0	-	-56.8	20.0	250-254	ж	99.7	0	0.3	12.8	0.70	0.99	13	1.1	
	III, П	5	52	-20	-1.2-1.5	-	-56.8	20.0	243-245	ж	99.8	0	0.2	2.0	0.70	0.90	24	0.8	
	III, П	7	50	-22	-2.0	-	-56.6	20.0	240	ж	100	0	0	2.6	0.70	0.90	22	0.7	
	III, П	5	5	-25	-7.0	-	-	-	148-200	ж	-	-	-	10.5	-	0.96	-	-	
	III, П	3	70	-30	-1.0	-	-58.0	-10.0	185	г	97.0	0	3.0	1.7	0.98	0.99	44	1.3	
	II, B	5	22	-21	-7.0	-	-57.0	-	187	ж	98.7	0	1.3	10.5	-	0.90	-	1.3	
III, B	6	60	-22	-4.0	6.8	-58.0	-	350	ж	97.0	0	3.0	3.7	-	-	-	-		
II, B	5	15	-30	-1.2	-	-56.6	-	140-150	ж	100	0	0	2.0	-	0.90	-	-		
<i>Образец B25.1</i>																			
E	III, B	2	65	-22	-6.0	-	-56.6	30.0	410	ж	100	0	0	9.2	0.60	0.76	31	1.7	
	III, B	10	65	-22	-8.0	-	-56.6	30.0	365	ж	100	0	0	11.7	0.60	0.77	31	1.3	
	II, B	6	20	-22	-1.5	-	-	-	140-187	ж	-	-	-	2.8	-	0.92	-	-	
	IV, B	4	-	-	-	-	-	-4	-	-	100	0	0	-	-	0.95	-	1.6	
<i>Оперяющие жилы</i>																			
<i>Образец B72.3</i>																			
D	III, B	6	32	-25	-6.0	6.2	-56.6	30.0	270-280	ж	100	0	0	6.1	0.60	0.91	12	0.9	
	I, B	8	25	-22	-1.5	-	-	-	240-270	ж	0	0	0	2.8	-	0.81	-	-	
<i>Образец B72.1.2</i>																			
D	III, B	3	40	-25	-8.0	-	-57.4	15.0	300	ж	99.0	0	1.0	11.7	0.80	0.82	18	1.4	
	I, B	6	20	-25	-9.0	-	-	-	145-210	ж	-	-	-	12.8	-	0.96	-	-	
	IV, B	13	-	-	-	-	-56.6	-14-45	-	ж	100	0	0	-	-	0.87	-	1.5	
Жильная система Кривая																			
<i>Магистральная жила</i>																			
<i>Образец K4</i>																			
A	III, П	7	38	-22	-5.0	6.1	-56.6	27.0	300	ж	100	0	0	7.3	0.67	0.91	16.5	1.4	
	III, П	3	70	-23	-7.0	6.2	-56.6	17.0	275	г	100	0	0	7.1	0.80	0.98	45	1.4	
	II, П	5	45	-22	-1.8	3.6	-57.0	-	260	ж	99.8	0	0.1	0.9	-	0.70	-	-	
<i>Образец K 103</i>																			
C	III, B	6	50	-23	-6.6	6.2	-56.6	-	200	ж	100	0	0	7.1	-	0.94	-	-	
	III, B	7	22	-28	-8.0	5.4	-56.6	20.0	140-145	ж	100	0	0	8.4	0.70	1.00	10	-	
<i>Образец K 13</i>																			
E	II, П	9	45	-23	-9.0	4.5	-56.6	-	230-280	ж	100	0	0	9.5	-	0.80	-	-	
	III, B	5	25	-23	-9.0	4.6	-56.6	17.0	130-160	ж	100	0	0	9.6	0.80	1.01	12	-	
	III, П	8	65	-22	-9.0	-	-56.6	30.0	430-450	ж	100	0	0	12.8	0.60	0.77	31	1.8	
<i>Оперяющие жилы</i>																			
<i>Образец K 103.21.1</i>																			
B	I, B	5	20	-25	-6.0	-	-	-	320	ж	0	0	0	9.2	-	0.80	-	-	
<i>Образец K 103.21.2</i>																			
D	III, B	6	30	-25	-7.0	6.2	-56.6	17.0	300	ж	100	0	0	7.1	0.80	0.98	14	2.5	
	I, B	3	15	-23	-8.0	-	-	-	250	ж	0	0	0	11.7	-	0.90	-	1.2	

Примечание. Генерация флюидных включений: П – первичные, В – вторичные; фазовый состав включений: I – водно-солевой (ЖН₂O + ГН₂O), II – двухфазный водно-углекислотный (ЖН₂O + ЖСО₂), III – трехфазный водно-углекислотный (ЖН₂O + ЖСО₂ + Г), IV – однофазный углекислотный (ЖСО₂); N – количество определений; V, % – объемная доля газовой фазы; вид Г – вид гомогенизации: ж – жидкость, г – газ. Прочерк – не обнаружено.

Note. Generation of fluid inclusions: П – primary, В – secondary; phase composition of inclusions: I – water-salt (LH₂O + GH₂O), II – two-phase water-carbon dioxide (LH₂O + LCO₂), III – three-phase water-carbon dioxide (LH₂O + LCO₂ + G), IV – single-phase carbon dioxide (LCO₂); N – the number of definitions; V, % – the volume percentage of the gas phase; type Г – type of Homogenization: ж – liquid, г – gas. Dash – not detected.

Таблица 2. Температуры гомогенизации включений в агрегатах кварца различных микроструктур

Table 2. Homogenization temperatures of inclusions in quartz aggregates of various microstructures

Жильная система	A	B	C	D	E
Отвесная	370–340 ж (II) 300–270 ж (II)	420–413 ж (B) 380–310 ж (B) 320 ж (II)	380 г (B) 300–230 ж (II) 210 ж (B)	430 ж (II) 360–340 ж (B) 420–306 ж/г (B)	390–350 ж/г (B) 280–230 ж (II)
Береговая	350–340 ж (II) 300–240 ж (II) 200–185 ж/г (II)	–	150–140 ж (B)	300–240 ж (B)	410–365 ж (B) 187 ж (B) 140 ж (B)
Кривая	280–230 ж (II) 300–260 ж (II)	320 ж (B)	200 ж (B) 145–140 ж (B)	300–240 ж (B)	450–430 ж/г (II) 280–230 ж (II) 160–130 ж (B)

Примечание. Условные обозначения – см. табл. 1.

Note. Symbols – see Table 1.

температуры гомогенизации 210–200 и 150–140°C в жидкую фазу.

Агрегаты кварца, сформированные в условиях динамической рекристаллизации (микроструктура типа D), содержат единичные первичные включения, гомогенизирующиеся при 430 °C в жидкую фазу, а также несколько видов вторичных включений. В качестве первого вида выделяются вторичные включения, температуры гомогенизации которых совпадают с таковыми первичных включений, обнаруженных в агрегатах микроструктуры типа А (360–340, 300–240°C в жидкую фазу). Второй вид вторичных включений демонстрирует гомогенизацию в жидкую и газовую фазы в широком интервале температур 420–306°C.

Первичные флюидные включения, обнаруженные в кварце микроструктуры типа Е, гомогенизируются в жидкую фазу при 450–430, 280–230°C. В качестве вторичных включений фиксируются высокотемпературные, гомогенизирующие в жидкую и газовую фазы (в микротермометрических исследованиях такие включения часто декрипировали), а также низкотемпературные включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу.

Состав газовой фазы флюидных включений в кварце жил

Состав газовой фазы флюидных включений жильного кварца демонстрирует незначительную изменчивость (см. табл. 1). По данным рамановской спектроскопии, преобладающими компонентами флюидных включений являются вода и углекислота. В значимых концентрациях отмечаются азот и метан. Характерные КР-спектры соединений представлены на рис. 4. В пределах спектра фиксируются смещения эталонных пиков в низкочастотную область, что свидетельствует о высокой плотности флюидов (Frezzotti et al., 2012). Наблюдаемая КР-линия 2750–3900 см⁻¹ подтверждает наличие во включениях воды (см. рис. 4в). Кроме того, по данным КР-спектроскопии фиксируется присутствие углекислоты в воде с частотой 1381 см⁻¹ (см. рис. 4г) (Frezzotti et al., 2012).

Включения II и III типов из кварца системы Береговая содержат в составе от 0.2 до 3.0 мол. % метана, в то время как для таких включений из кварца жил системы Отвесная характерно до 5 мол. % азота. В водно-углекислотных включениях из кварца системы Кривая, по данным КР-спектроскопии, присутствие метана и азота не обнаружено. Однофазные вторичные включения IV типа всех систем содержат только углекислоту.

Измеренная в ходе микротермометрических исследований температура плавления CO₂ –56.6°C соответствует таковой чистой углекислоты (Редер, Хитаров, 1987). Более низкие температуры плавления (до –60°C) связаны с присутствием во включениях, наряду с углекислотой, метана и азота. Температура частичной гомогенизации (Th, т. е. фазовый переход жидкость + пар → жидкость) колеблется в интервале от –10.0 до 31.0°C, гомогенизация на этом отрезке происходит в жидкую фазу. Самые низкие температуры частичной гомогенизации –10°C, по-видимому, связаны с присутствием во включении значительного количества метана и азота, помимо углекислоты (Кряжев, 2010).

Остальные температуры частичной гомогенизации соответствуют кривой двухфазового равновесия для системы чистой CO₂ и группируются в трех диапазонах: самый малочисленный диапазон – от 2.5 до 7.0°C (плотность 0.88–0.92 г/см³), второй по величине – между +15.0 и +21.0°C (плотность 0.7–0.8 г/см³) и 30.0–31.0°C (плотность 0.6 г/см³). Для крупных углекислотных включений всех жильных систем, имеющих высокие температуры гомогенизации, температура частичной гомогенизации составляет 30.0–31.0°C. В первичных включениях участков Береговая и Кривая частичная гомогенизация зафиксирована в районе 20°C. Включения с низкими температурами частичной гомогенизации характерны для жил систем Отвесная и Кривая.

Хромато-масс-спектрометрическим методом определен состав газовой фазы флюидных включений в кварце (табл. 3). В газовой фазе кварца установлены H₂O, CO₂, серосодержащие соединения (H₂S, CS₂, O₂S, COS, C₂H₆S₂, CH₄S и др.), азот и

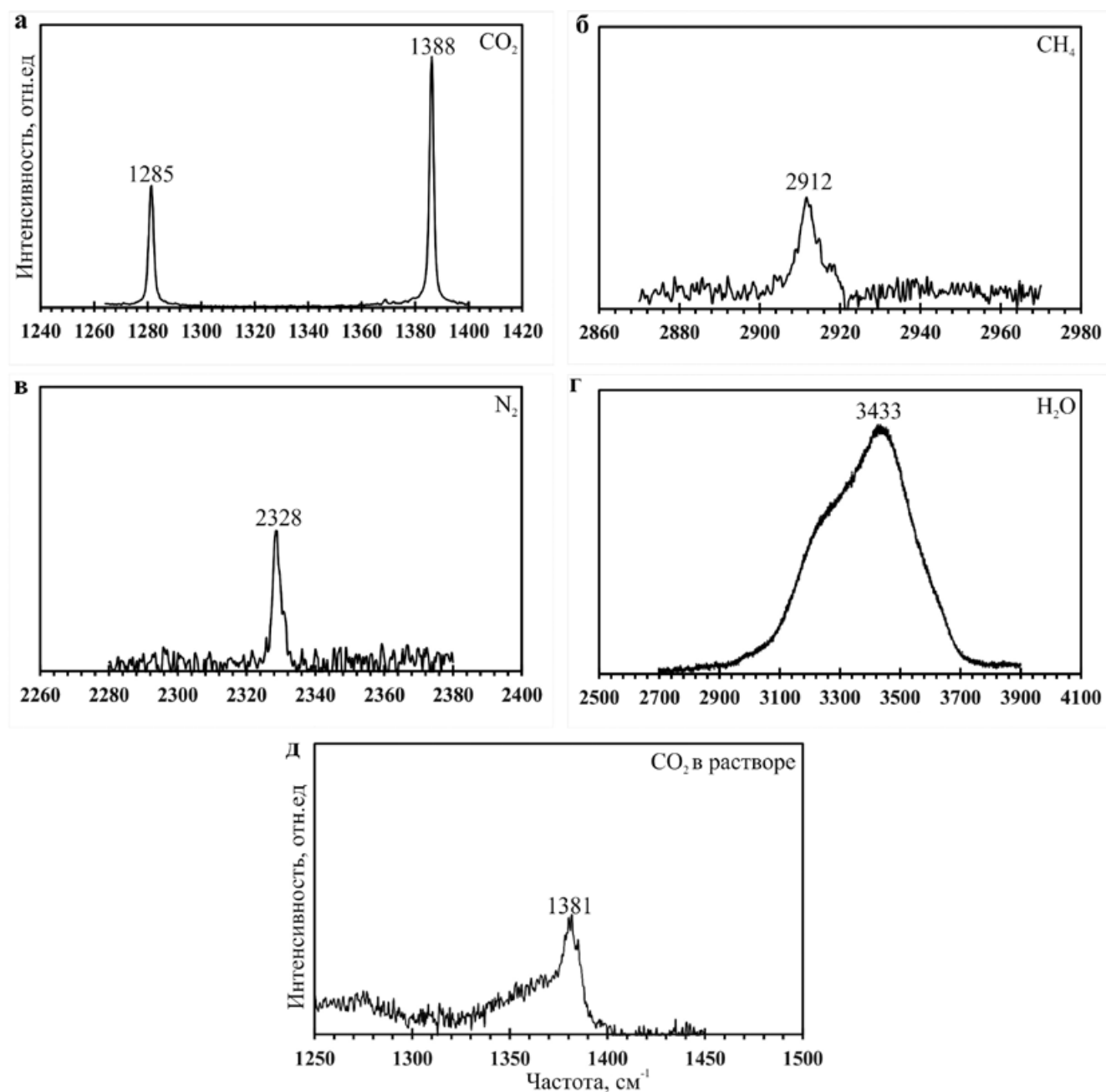


Рис. 4. КР-спектры характерных соединений, входящих в состав флюидных включений жильного кварца исследуемых участков.

а – КР-линии 1285 и 1388 см^{-1} соответствуют углекислоте, б – КР-линия 2912 см^{-1} – метану, в – КР-линия 2328 см^{-1} – азоту, г – КР-линия 3433 см^{-1} – воде, д – КР-линия 1381 см^{-1} – углекислоте в растворе.

Fig. 4. Raman spectra of characteristic compounds included in the fluid inclusions of vein quartz of the studied sites.

а – KR-lines 1285 and 1388 cm^{-1} correspond to carbon dioxide, б – KR-line 2912 cm^{-1} – methane, в – KR-line 2328 cm^{-1} – nitrogen, г – KR-line 3433 cm^{-1} – water, д – KR-line 1381 cm^{-1} – carbon dioxide in solution.

азотсодержащие соединения (H_3N , $\text{C}_2\text{H}_3\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_5\text{N}$, $\text{C}_4\text{H}_4\text{N}_2$, $\text{C}_2\text{H}_5\text{NO}$, $\text{C}_6\text{H}_{10}\text{N}_2\text{O}$ и др.), благородный газ Ar, соединение H_3P и обширная группа углеводородов. Последние представлены парафинами, олефинами, аренами, спиртами, эфирами, альдегида-

ми, кетонами, карбоновыми кислотами и фуранами. В общем списке обнаруженных соединений присутствуют от 150 до 200 наименований.

Несмотря на большое разнообразие летучих компонентов, основными в составе флюидных

Таблица 3. Состав выделившихся при механическом вскрытии флюидных включений из жильного кварца (по данным газового хромато-масс-спектрометрического анализа), отн. %

Table 3. Composition fluid inclusions from vein quartz released during mechanical opening (according to gas chromatography-mass spectrometric analysis), rel. %

Жильная система	Кривая				Отвесная			Береговая		
Тип жилы	I	II	III	IV	I	II	III	I	II	III
№ образца	K4	K15	K 103.21.1	K 103.21.2	O33.1	O32.1	O34.6	B72.1.2	B72.2	B72.3
<i>Алифатические углеводороды</i>										
Парафины	0.15	0.18	0.07	0.52	0.20	0.17	1.05	0.14	0.26	0.16
Из них метан	0.00	–	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.22	0.10
Олефины	0.04	0.08	0.05	0.54	0.11	0.05	0.43	0.09	0.04	0.06
<i>Циклические углеводороды</i>										
Арены	0.01	0.26	0.03	0.33	0.19	0.02	1.11	0.02	0.06	0.06
<i>Кислородсодержащие углеводороды</i>										
Спирты	0.09	0.09	0.08	0.99	0.24	0.06	0.21	0.38	0.04	0.14
Эфиры и сложные эфиры	0.08	0.22	0.04	1.33	0.34	0.69	1.29	0.19	0.06	0.12
Альдегиды	0.13	0.42	0.11	1.06	0.54	0.14	4.24	0.19	0.06	0.29
Кетоны	0.09	0.20	0.07	0.67	0.35	0.10	0.99	0.12	0.06	0.09
Карбоновые кислоты	0.24	1.04	0.34	16.99	2.78	0.43	3.88	0.55	0.07	0.44
<i>Гетероциклические соединения</i>										
Фураны	0.01	0.02	0.00	0.07	0.01	0.01	0.09	0.03	0.00	0.00
<i>Азотсодержащие соединения</i>										
Сумма	0.11	0.52	0.10	0.40	0.66	0.14	0.84	0.15	0.14	0.69
Из них азот	0.03	0.05	0.02	0.10	0.39	0.03	0.35	0.06	0.09	0.21
<i>Серосодержащие соединения</i>										
Сумма	0.01	0.23	0.01	0.09	0.40	0.03	0.37	0.01	0.01	0.12
<i>Оксиды</i>										
CO ₂	49.75	81.52	10.34	16.03	68.10	13.66	37.82	33.64	31.52	37.82
H ₂ O	49.27	15.22	88.76	60.96	26.05	84.46	47.65	64.48	67.67	59.99
CO ₂ (CO ₂ + H ₂ O)	0.50	0.84	0.10	0.20	0.72	0.14	0.44	0.34	0.32	0.38
<i>Благородные газы</i>										
Ar	–	0.002	0.001	0.003	0.011	–	0.009	0.001	0.001	0.003
H ₃ P	–	–	–	–	–	–	–	0.001	0.001	0.001

Примечание. Типизация кварцевых жил – жильная система Кривая: I – магистральная жила, II – магистральная жила, III – пологая оперяющая жила, IV – крутопадающая оперяющая жила; жильная система Отвесная: I – магистральная жила, II – оперяющая жила, III – оперяющая жила; жильная система Береговая: I – оперяющая жила, II – оперяющая жила, III – магистральная жила. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Typification of quartz veins – vein system Krivaya: I – main vein, II – main vein, III – flat feathering vein, IV – steeply falling feathering vein; Otvesnaya vein system: I – main vein, II – feathering vein, III – feathering vein; Beregovaya vein system: I – feathering vein, II – the feathering vein, III – the main vein. Dash – below the detection limit.

включений являются углекислота и вода, что соответствует данным микротермометрии и КР-спектроскопии (рис. 5г).

Для кварца магистральных жил всех систем характерно от 33 до 50 отн. % углекислоты. В отдельных образцах кварца магистральных жил си-

стем Отвесная и Кривая фиксируется присутствие 70–80 отн. % углекислоты. Особенностью включений кварца оперяющих жил является преобладание водной составляющей (до 80 отн. %).

Во флюидных включениях кварца жил системы Отвесная, наблюдаемой среди субвулканических

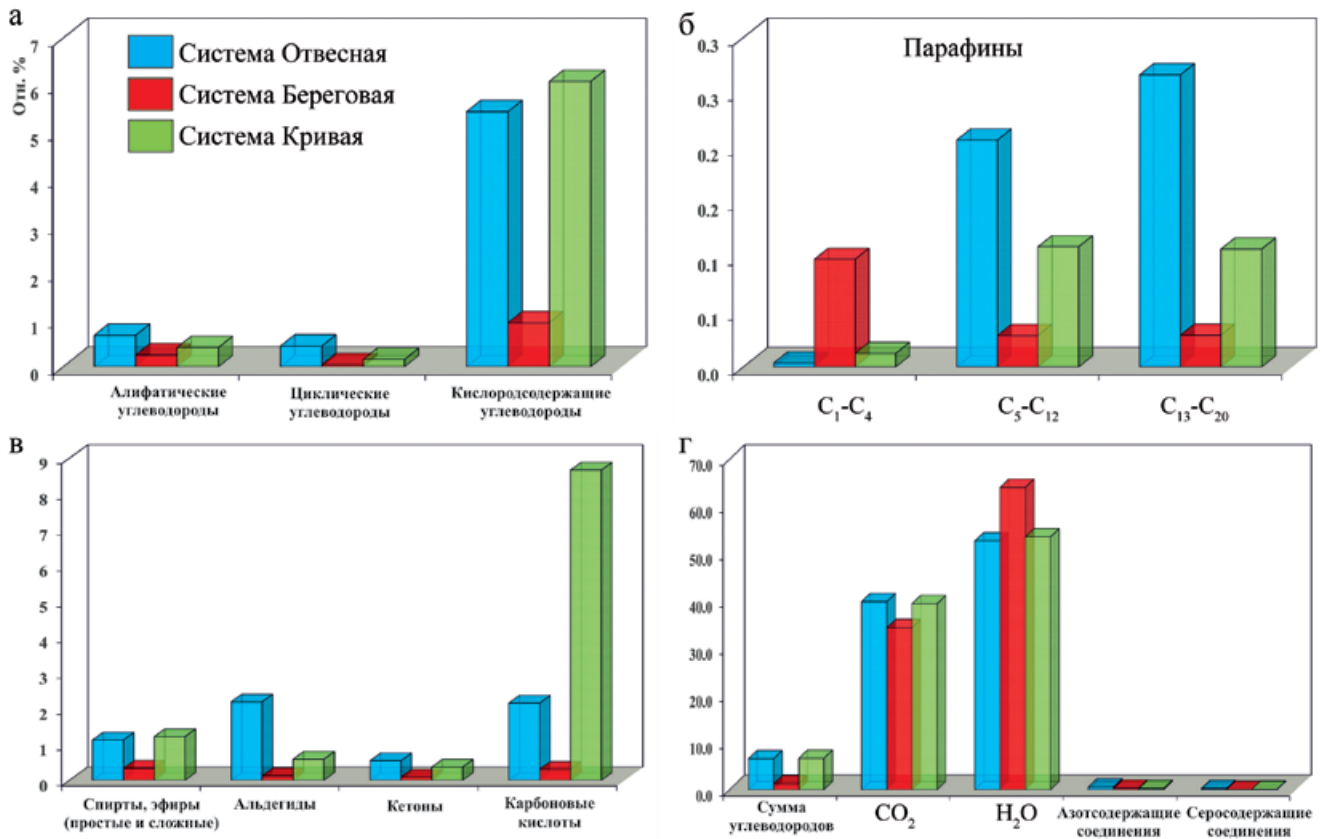


Рис. 5. Относительное содержание летучих из флюидных включений в жильном кварце систем Отвесная (синий цвет), Береговая (красный) и Кривая (зеленый).

а – алифатические, циклические и кислородсодержащие углеводороды; б – “легкие” (C₁–C₄), “средние” (C₅–C₁₂) и “тяжелые” (C₁₃–C₂₀) предельные углеводороды (парафины); в – кислородсодержащие углеводороды (спирты и простые и сложные эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты); г – сумма углеводородов, углекислота, вода, азот- и серосодержащие соединения.

Fig. 5. The relative content of volatile fluid inclusions in vein quartz of the Otvesnaya (blue color), Beregovaya (red) and Krivaya (green) systems.

а – aliphatic, cyclic and oxygen-containing hydrocarbons; б – “light” (C₁–C₄), “medium” (C₅–C₁₂) and “heavy” (C₁₃–C₂₀) marginal hydrocarbons (paraffins); в – oxygen-containing hydrocarbons (alcohols and esters, aldehydes, ketones, carboxylic acids); г – the sum of hydrocarbons, carbon dioxide, water, nitrogen- and sulfur-containing compounds.

пород верхнетулуинского комплекса, фиксируются повышенные значения азотсодержащих соединений относительно кварца других систем. При исследовании индивидуальных включений методом КР-спектроскопии были обнаружены включения, содержащие азот. Кроме того, отмечаются значительные концентрации кислородсодержащих углеводородов (см. рис. 5а, в).

Для кварца жил системы Береговая, где боковыми породами являются терригенные отложения аматканской свиты, характерны повышенные, относительно таковых остальных жил, содержания метана (CH₄), что определяет преобладание “легких” парафинов (CH₄–C₄H₁₀) над “средними” и “тяжелыми” (C₅H₁₂–C₁₇H₃₆) (см. рис. 5б). Кроме того, в составе включений из кварца жил системы Берего-

вая обнаружены незначительные количества фосфата водорода (H₃P).

Для жил из системы Кривая, секущих граниты, характерны незначительные количества углеводородов и азотсодержащих соединений. Для оперяющих жил фиксируются повышенные содержания карбоновых кислот, как и для жил системы Отвесная (см. рис. 5в).

Давление во флюидной системе

В кварце исследуемых жильных систем захвачен флюид, минимальные оценки давления которого варьируют от 2.9 до 0.7 кбар. На основе показателей температуры гомогенизации углекислоты среди изученных включений III типа определя-

ются три интервала плотности: 0.88–0.92, 0.7–0.8, 0.3–0.6 г/см³, что свидетельствует о смене давления во флюидной системе (см. табл. 1).

Включения с высокой плотностью, фиксируемые в жилах систем Кривая и Отвесная, характеризуются давлением от 2.9 до 2.5 кбар, соответствующим пиковым значениями метаморфизма в области зеленосланцевой фации (Турченко, 2019). Флюидное давление включений, плотность которых определяется в интервале 0.7–0.8 г/см³, составило 1.9–0.7 кбар. Включения с низкой плотностью 0.3–0.6 г/см³ углекислоты демонстрируют расчетное давление 1.6–0.8 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ флюидных включений в кварце трех жильных систем зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон показал, что в гидротермальной системе присутствовали водно-углекислотные флюиды хлоридного калий-натриевого состава низкой и средней солености (2–15 мас. % NaCl экв.). Отношение CO₂/(CO₂ + H₂O) во включениях варьирует от 0.10 до 0.84.

Отличительной особенностью жил систем Отвесная и Береговая является содержание летучих газов N₂ и CH₄ (до 5 и до 3 мол. % соответственно), что может указывать на различные источники флюида, задействованного при образовании кварца этих двух систем. Однако существуют представления, что азот и метан могут появляться в гидротермальной системе при разрушении вмещающих пород (Наумов и др., 2012). Присутствие азота во включениях в кварце жил, локализованных в вулканических породах участка Отвесный, можно связать с разрушением аммонийсодержащих силикатов, где азот в форме [NH₄]⁺ изоморфно замещает калий (Bottrell, Miller, 1990). Примесь метана, зафиксированная исключительно во включениях кварца жил системы Береговая, локализованных среди метаосадочных пород, может свидетельствовать в пользу органического происхождения метана, который обогащает флюид при метаморфизме (Наумов и др., 2012). Учитывая островодужную обстановку формирования СФК БМСЗ, можно предполагать обогащение флюидов сингенетических гидротермальных систем метаном и азотом за счет термокаталитического синтеза органического вещества субдуцированных морских осадков (Welhan, 1988; Giggenbach, 1997).

По данным Г.Б. Наумова с соавторами (2012), образование высокоплотного водно-углекислотного флюида связано с процессами дегидратации и декарбонатизации при внедрении горячего магматического тела и последующем метаморфизме в ходе тектономагматической активизации. Анализ температур гомогенизации и солености (темпера-

тур плавления льда) первичных включений на трех изученных участках свидетельствует о выдержанном по составу среднетемпературном флюиде, что может указывать на его метаморфогенно-гидротермальный генезис.

В кварце магистральных жил присутствуют более крупные флюидные включения с высоким содержанием углекислоты относительно включений кварца опережающих жил. Считается, что магистральные трещины имеют большую проницаемость для тепло- и массопереноса в отличие от трещин, сформированных между поверхностями сдвига (Cox, 2002; Sibson, 2019), что и обуславливает особенности состава и морфологии флюидных включений в жильной системе.

P-T параметры флюидных включений в агрегатах жильного кварца разного типа демонстрируют смену флюидной активности в пределах деформационного ряда от субблоковых микроструктур (тип В) к более поздним структурам перекристаллизации (тип Е) (рис. 6). Кварц субблоковой микроструктуры обнаружен в жилах систем Отвесная и Кривая, где, по данным термобарометрии, его минимальная температура образования составляет 320°C при минимальном значении флюидного давления 2.5–2.9 кбар. Кварц с полосами деформации и непрерывными дофинейскими двойниками (типы С и А) имеет близкие параметры включений. Его образование проходило в интервалах температур 370–340, 300–230 и 200–180°C в условиях флюидного давления от 1.9 до 0.7 кбар.

Вторичные включения, захваченные в зернах кварца с зародышами рекристаллизации (тип D), высокотемпературные, при этом расчетные параметры давления флюида показывают, что оно может составлять 0.7–1.5 кбар. Такая смена давления в минералообразующей системе на фоне повышения температуры может реализоваться в условиях динамической рекристаллизации.

Крупные зерна, формирующие кварц микроструктуры типа Е, содержат вторичные углекислотные и водные включения высокой плотности. Судя по сохранившимся первичным включениям, образование таких зерен происходило при минимальных температурах 430–450°C при давлении флюида 1.9–1.5 кбар.

Таким образом, анализ параметров захваченных включений в комплексе с динамическими преобразованиями минерала-хозяина свидетельствует в пользу эволюции единой флюидной системы в пределах изученных жильных систем. Исследуемые кварцевые жилы формировались на разных этапах и сложены агрегатами трех генераций (табл. 4).

Первый этап связан с началом становления надвиговой системы в результате субширотного сжатия на фоне тектономагматической активизации при развитии Палеоазиатского океана в раннем палеозое (Гордиенко и др., 2019). В это время в усло-

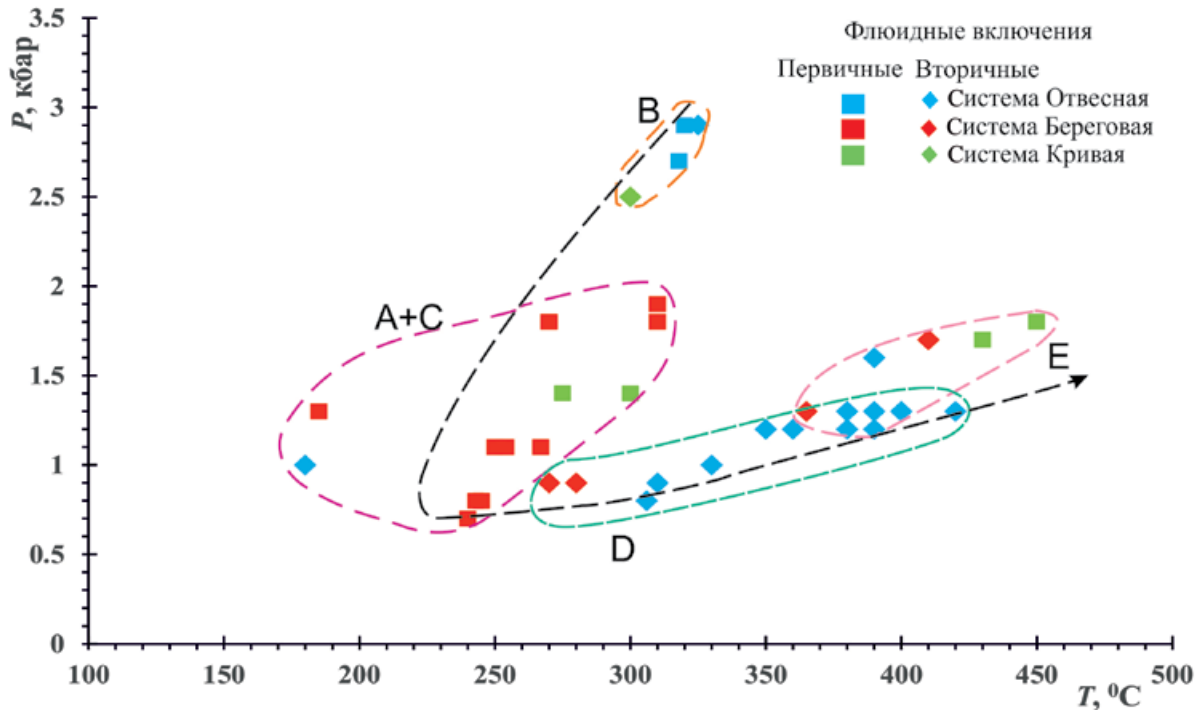


Рис. 6. Эволюция единой флюидной системы.

Буквами обозначены типы микроструктуры (Lychagin et al., 2020), стрелкой показана смена параметров флюида, захваченного в агрегатах кварца.

Fig. 6. Evolution of a single fluid system.

The letters indicate the types of microstructure of the software (Lychagin et al., 2020). The arrow indicates a change in the parameters of the fluid captured in quartz aggregates.

виях повышенного давления ($P > 2.5$ кбар) из высокоплотного диффузионно-мигрирующего флюида, отделившегося при дегидратации и декарбонатизации в ходе метаморфического процесса, кристаллизовался кварц I генерации. Для него характерны повышенные содержания парафинов, олефинов и кислородсодержащих углеводородов. Включения, содержащие флюид, свойственный для данного этапа, главным образом обнаружены в образцах кварца систем Отвесная и Кривая.

Второй этап формирования жильных систем фиксируется кристаллизацией кварца II генерации при температурах $370\text{--}180^\circ\text{C}$ и давлении $1.9\text{--}0.7$ кбар. Такие включения присутствуют в жилах всех трех систем, что указывает на их одновременное проявление и соотносится с представлениями А.Б. Кирмасова (1997) о синхронном становлении жильных образований региона в результате преломления поля напряжений и раскрытия ранних трещинных систем в условиях СВ-ЮЗ сжатия и сдвига (транспрессии) в среднем палеозое, что привело к разгрузке метаморфогенно-гидротермальных флюидов.

Флюидная активность перехода от II к III этапу устанавливается по сингенетичным крупным трех-

фазовым включениям с жидкими углекислотными и двухфазными водно-углекислотными включениями (до водно-солевых) с высокими минимальными оценками температур захвата и низкой плотностью углекислоты. Для таких включений фиксируются критические для CO_2 температуры частичной гомогенизации ($30\text{--}31^\circ\text{C}$) и существенный разброс температур общей гомогенизации от 300 до 450°C , которая происходит в жидкую и газовую фазы. Возможно, такие включения – результат захвата нового флюида, связанного со становлением Ангаро-Витимского батолита в позднепалеозойское время (Гордиенко и др., 2019). Однако есть основания предполагать, что они могли образоваться в результате частичной декрепитации ранних водно-углекислотных флюидных включений, о чем свидетельствуют характер расположенных микротрещин разрыва и наличие упругодеформированной области вокруг последних. Залеченные микротрещины часто хорошо видны благодаря скоплениям субмикроскопических дочерних включений вокруг взорванного. Полагают, что такая упругодеформированная область вокруг взорванных включений возникает вследствие механического искажения кристаллической решетки кварца (Bakker, 2017).

Таблица 4. Параметры гидротермальной системы на различных этапах развития территории

Table 4. Parameters of the hydrothermal system at various stages of development of the territory

Этап	Первый	Второй	Третий
Генерация кварца	I	II	III
Тип микроструктуры	B	A, C	D, E
Жильная система	Отвесная	☆	☆
	Береговая	–	☆
	Кривая	☆	☆
Мин. температура захвата, °C	320	370–340 300–230 200–180	450–300
Мин. давление флюида, кбар	2.9–2.5	1.9–0.7	1.8–0.8
Состав флюида	Водно-углекислотный	Азот-метан-водно-углекислотный	Водно-углекислотный
Соленость, мас. % NaCl-экв	9	2–15	9–13
Плотность флюида, г/см ³	0.90–0.98	0.90–1.00	0.43–0.80
			0.90–1.01
Плотность CO ₂	0.92–0.88	0.80–0.70	0.60

В этом случае именно гранитоидный магматизм Ангаро-Витимского батолита мог спровоцировать флюидную разгрузку на фоне декомпрессии, связанной с априфтом глубинных блоков земной коры и перераспределением в них напряжений. Согласно модели А. Баккера с соавторами (Hollister, 1990; Bakker, Jansen, 1994; Bakker 2009, 2017), при подъеме блока литосферы ближе к поверхности происходит резкая смена напряжения и, как следствие, внутреннее избыточное давление жидкости провоцирует гидроразрыв. В результате появившаяся в структуре кварца вода облегчает кристалло-пластическую деформацию агрегатов посредством гидролитического ослабления (Tarantola et al., 2010). Во время подъема блоков деформация кварца сменяется с пластической на хрупкую (Passchier, Trouw, 2005), что провоцирует развитие микротрещин, вдоль которых при восстановлении равновесия системы осуществляется повторный захват гетерогенного флюида в виде углекислотных флюидных включений низкой плотности и углекислотно-водных или водных включений высокой плотности (Alfonsvan den Kerkhof et al., 2014).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В зоне сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ гидротермальная активность сопряжена с деформационными процессами преобразований структурно-вещественных комплексов и может быть описана тремя динамическими этапами, что зафиксировано в изменчивости параметров флюида.

Этапы метаморфогенно-гидротермальной флюидной активности в термобарометрических пара-

метрах несут информацию о взаимном влиянии тектонических процессов и миграции жидкости. Первая порция высокоплотного метаморфогенного диффузионно-мигрирующего флюида была захвачена в ходе формирования надвиговой системы. Дальнейшая его разгрузка связана с одновременным раскрытием сдвиговых и надвиговых деформаций. Последующий прогрев ранее образованных жильных систем приводит к нарушению стабильного состояния флюидных включений, что провоцирует гидроразрыв, миграцию жидкости из включений в кристаллическую структуру кварца и повторный захват флюидных образований. В связи с этим можно говорить о наличии трех генераций кварца, соответствующих этапам развития территории, что согласуется с предыдущими исследованиями (Lychagin et al., 2020).

На основании исследований выявлено, что сложнопостроенные жильные системы зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ, приуроченные к различным вмещающим породам и имеющие разную структурную ориентировку, характеризуются близким составом флюида и единой термодинамической историей.

Благодарности

За ценные советы при интерпретации данных и обсуждении результатов исследований авторы выражают благодарность д-ру геол.-мин. наук Сергею Захаровичу Смирнову, д-ру геол.-мин. наук Сергею Гавриловичу Кряжеву, канд. геол.-мин. наук Екатерине Николаевне Соколовой и младшему научному сотруднику Елене Олеговне Шапаренко. За качественные замечания, направленные на улучшение статьи, авторы благодарны рецензентам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А.С. (1977) Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии. *Геология и геофизика*, (8), 16-27.
- Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. (2020) Углеродороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский край, Россия) по данным беспирильной газовой хромато-масс-спектрометрии. *Геология и геофизика*, **61**(11), 1535-1560. DOI: 10.15372/GiG2020145
- Гордиенко И.В., Бадмацзыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. (2019) Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерогеническое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования. *Геология рудн. месторождений*, **61**(5), 3-36. DOI: 10.31857/S0016-77706153-36
- Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабов А.М. (2009) Механизм развития системы островная дуга-задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее-раннем палеозое. *Геология и геофизика*, **50**(3), 209-226.
- Кирмасов А.Б. (1997) Надвиги и компенсационные структурные парагенезы в пределах Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса). *Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники* (Отв. ред. Ю.В. Казанцев). Уфа: ИГ УФНЦ РАН, 56-58.
- Клейменов Ю.А., Ивлев А.С., Козлов Ю.П. (2003) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Муйская. Л. N-50-I. Объяснительная записка. М. (СПб): ВСЕГЕИ, 143 с.
- Кряжев С.Г. (2010) Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии. *Руды и металлы*, (2), 38-45.
- Наумов В.Б. (1982) Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах. *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений* (Ред. Н.П. Лаверов). М.: Недра, 85-94.
- Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. (2012) Метасоматическая природа гидротермальных рудообразующих растворов. *Минералогический журнал*, **34**(2), 100-111.
- Реддер Э., Хитаров Д.Н. (1987) Флюидные включения в минералах. М.: Мир. Т. 1, 360 с.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. (2012) Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция. *Геотектоника*, (2), 3-28.
- Турченко С.И. (2019) Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений. *Регион. геология и металлогения*, **77**, 60-66.
- Alfonsvan den Kerkhof A., Kronz A., Simon K. (2014) Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. *Geosc. Front.*, **5**(5), 683-695. DOI: 10.1016/j.gsf.2014.03.005
- Bakker R.J. (2001) Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores. *Memoria, Faculdade de Ciencias de Porto*, 23-25.
- Bakker R.J. (2009) Re-equilibration of fluid inclusions: Bulk-diffusion. *Lithos*, **112**(3-4), 277-288. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.03.006
- Bakker R.J. (2017) Re-equilibration processes in fluid inclusion assemblages. *Minerals*, **7**(7), 117. DOI: 10.3390/min7070117
- Bakker R.J., Jansen J.B.H. (1994) A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(1), 7-20. DOI: 10.1007/BF00310686
- Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E. (2012) A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. Struct. Geol.*, **43**, 33-62. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.005
- Bottrell S.H., Miller M.F. (1990) The geochemical behaviour of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, north Wales. *Appl. Geochem.*, **5**(3), 289-296. DOI: 10.1016/0883-2927(90)90004-0
- Bowers T.S., Helgeson H.C. (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relation in geological systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressure and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1247-1275.
- Carter N.L., Kronenberg A.K., Ross J.V., Wilischko D.V. (1990) Control of fluids on deformation of rocks. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **54**(1), 1-13. DOI: 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.01
- Chi G., Guha J. (2011) Microstructural analysis of a sub-horizontal gold-quartz vein deposit at Donald, Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for hydrodynamic regime and fluid-structural relationship. *Geosc. Front.*, **2**(4), 529-538. DOI: 10.1016/j.gsf.2011.07.004
- Cox S.F. (2002) Fluid flow in mid- to deep crustal shear systems: Experimental constraints, observations on exhumed high fluid flux shear systems, and implications for seismogenic processes. *Earth, Planets and Space*, **54**(11), 1121-1125. DOI: 10.1186/BF03353312
- Cox S.F. (2010) The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, **10**(1-2), 217-233. DOI: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C. (1989) Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *Europ. J. Mineral.*, **1**(4), 517-534. DOI: 10.1127/ejm/1/4/0517
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geochem. Explor.*, **112**, 1-20. DOI: 10.1016/j.gexplo.2011.09.009
- Giggenbach W.F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). N. Y.: John Wiley and Sons, 737-796.
- Hollister L.S. (1990) Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *J. Struct. Geol.*, **12**(7), 895-901. DOI: 10.1016/0191-8141(90)90062-4
- Lychagin D.V., Kungulova E.N., Moskvichev E.N., Tomilenko A.A., Tishin P.A. (2020) Microstructure of vein quartz aggregates as an indicator of their deformation history: An example of vein systems from western trans-

- baikalia (Russia). *Minerals*, **10**(10), 865. DOI: 10.3390/min10100865
- Lyubetskaya T., Ague J.J. (2009) Modeling the magnitudes and directions of regional metamorphic fluid flow in collisional orogens. *J. Petrol.*, **50**(8), 1505-1531. DOI: 10.1093/petrology/egp039
- Micklethwaite S., Ford A., Witt W., Sheldon H.A. (2015) The where and how of faults, fluids and permeability—insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids*, **15**(1-2), 240-251. DOI: 10.1111/gfl.12102
- Muchez P., Slobodnik M., Viaene W.A., Keppens E. (1995) Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sed. Geol.*, **96**(3-4), 191-200. DOI: 10.1016/0037-0738(94)00118-E
- Passchier C.W., Trouw A.J. (2005) *Microtectonics*. 2nd ed. Berlin: Springer. 366 p.
- Schmatz J., Urai J.L. (2011) The interaction of migrating grain boundaries and fluid inclusions in naturally deformed quartz: A case study of a folded and partly recrystallized quartz vein from the Hunsrück Slate, Germany. *J. Struct. Geol.*, **33**(4), 468-480. DOI: 10.1016/j.jsg.2010.12.010
- Sibson R.H. (2000) A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Econ. Geol.*, **95**(1), 41-48. DOI: 10.2113/gsecongeo.95.1.41
- Sibson R.H. (2019) Arterial faults and their role in mineralizing systems. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2093-2100. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.01.007
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. (2019). Genesis of the Maikhura tungsten-tin skarn deposit, Tajik Tien Shan: Insights from petrology, mineralogy, and fluid inclusion study. *Ore Geol. Rev.*, **104**, 561-588. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.11.024
- Steele-MacInnis M. (2018) Fluid inclusions in the system H₂O–NaCl–CO₂: An algorithm to determine composition, density and isochore. *Chem. Geol.*, **498**, 31-44. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.08.022
- Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. (2012) Short note: HokieFlincs_H₂O–NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl. *Comp. Geosci.*, **49**, 334-337. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.01.022
- Tarantola A., Diamond L.W., Stünitz H. (2010) Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(6), 825-843. DOI: 10.1007/s00410-010-0509-z
- Welhan J.A. (1988) Origins of methane in hydrothermal systems. *Chem. Geol.*, **71**(1-3), 183-198. DOI: 10.1016/0009-2541(88)90114-3
- lithos.2009.03.006
- Bakker R.J. (2017) Re-equilibration processes in fluid inclusion assemblages. *Minerals*, **7**(7), 117. DOI: 10.3390/min7070117
- Bakker R.J., Jansen J.B.H. (1994) A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(1), 7-20. DOI: 10.1007/BF00310686
- Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E. (2012) A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. Struct. Geol.*, **43**, 33-62. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.005
- Borisenko A.C. (1977) Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry. *Geol. Geofiz.*, **8**, 16-27. (In Russ.)
- Bottrell S.H., Miller M.F. (1990) The geochemical behaviour of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, north Wales. *Appl. Geochem.*, **5**(3), 289-296. DOI: 10.1016/0883-2927(90)90004-O
- Bowers T.S., Helgeson H.C. (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relation in geological systems: Equation of state for H₂O–CO₂–NaCl fluids at high pressure and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1247-1275.
- Bul'bak T.A., Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Sazonov A.M., Shaparenko E.O., Ryabukha M.A., Khomenko M.O., Sil'yanov S.A., Nekrasova N.A. (2020) Hydrocarbons in fluid inclusions from native gold, pyrite and quartz of the Sovetskoye deposit (Yenisei Ridge, Russia) according to pyrolysis-free gas chromatography-mass spectrometry. *Geol. Geofiz.*, **61**(11), 1535-1560. (In Russ.) DOI: 10.15372/GiG2020145
- Carter N.L., Kronenberg A.K., Ross J.V., Wiltschko D.V. (1990) Control of fluids on deformation of rocks. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **54**(1), 1-13. DOI: 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.01
- Chi G., Guha J. (2011) Microstructural analysis of a sub-horizontal gold-quartz vein deposit at Donalds, Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for hydrodynamic regime and fluid-structural relationship. *Geosci. Front.*, **2**(4), 529-538. DOI: 10.1016/j.gsf.2011.07.004
- Cox S.F. (2002) Fluid flow in mid- to deep crustal shear systems: Experimental constraints, observations on exhumed high fluid flux shear systems, and implications for seismogenic processes. *Earth, Planets and Space*, **54**(11), 1121-1125. DOI: 10.1186/BF03353312
- Cox S.F. (2010) The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, **10**(1-2), 217-233. DOI: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C. (1989) Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *Europ. J. Mineral.*, **1**(4), 517-534. DOI: 10.1127/ejm/1/4/0517
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geochem. Explor.*, **112**, 1-20. DOI: 10.1016/j.gexplo.2011.09.009
- Giggenbach W.F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). N. Y., John Wiley and Sons, 737-796.

REFERENCES

Alfonsvan den Kerkhof A., Kronz A., Simon K. (2014) Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. *Geosci. Front.*, **5**(5), 683-695. DOI: 10.1016/j.gsf.2014.03.005

Bakker R.J. (2001) Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores. *Memoira, Faculdade de Ciencias de Porto*, 23-25.

Bakker R.J. (2009) Re-equilibration of fluid inclusions: Bulk-diffusion. *Lithos*, **112**(3-4), 277-288. DOI: 10.1016/j.

- Gordienko I.V., Badmatsyrenova R.A., Lantseva V.S., Elbaev A.L. (2019) Selenga ore district in Western Transbaikalia: Structural and mineragenetic zoning, genetic types of deposits and geodynamic settings of ore localization. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **61**(5), 3-36. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0016-77706153-36
- Hollister L.S. (1990) Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *J. Struct. Geol.*, **12**(7), 895-901. DOI: 10.1016/0191-8141(90)90062-4
- Kirmasov A.B. (1997) Thrusts and compensatory structural parageneses within the Kelyan-Irakindinsky zone (eastern part of the Baikal-Mui belt). *Modern problems of sharrriage-thrust tectonics*. (Ed. Yu.V. Kazantsev). Ufa, IG UFNTs RAN, 56-58. (In Russ.)
- Kleimenov Yu.A., Ivlev A.S., Kozlov Yu.P. (2003) State Geological Map of the Russian Federation scale 1 : 200 000. Muiskaya series. Sheet N-50-I. Explanatory note. Moscow (St.Petersburg), VSEGEI Publ. (In Russ.) 143 p.
- Kryazhev, S.G. (2010) Modern problems of theory and practice of thermobarogeochemistry. *Rudy i Metally*, **2**, 38-45. (In Russ.)
- Lychagin D.V., Kungulova E.N., Moskvichev E.N., Tomilenko A.A., Tishin P.A. (2020) Microstructure of vein quartz aggregates as an indicator of their deformation history: An example of vein systems from western transbaikalia (Russia). *Minerals*, **10**(10), 865. DOI: 10.3390/min10100865
- Lyubetskaya T., Ague J.J. (2009) Modeling the magnitudes and directions of regional metamorphic fluid flow in collisional orogens. *J. Petrol.*, **50**(8), 1505-1531. DOI: 10.1093/ptrology/egp039
- Micklethwaite S., Ford A., Witt W., Sheldon H.A. (2015) The where and how of faults, fluids and permeability—insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids*, **15**(1-2), 240-251. DOI: 10.1111/gfl.12102
- Muchez P., Slobodnik M., Viaene W.A., Keppens E. (1995) Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sed. Geol.*, **96**(3-4), 191-200. DOI: 10.1016/0037-0738(94)00118-E
- Naumov G.B., Berkeliev T.K., Mironova O.F. (2012) Metasomatic nature of hydrothermal ore-forming solutions. *Mineralogichnii zhurnal*, **34**(2), 100-111. (In Russ.)
- Naumov V.B. Possibilities of determining the pressure and density of mineral-forming media from inclusions in minerals. The use of thermobarogeochemistry methods in the search and study of ore deposits (Ed. N.P. Laverov). Moscow, Nedra Publ., 85-94. (In Russ.)
- Passchier C.W., Trouw A.J. (2005) *Microtectonics*. 2nd ed. Berlin: Springer 366 p.
- Roedder E., Khitarov D.N. (1984) Fluid inclusions in minerals. V. 1. Moscow, Mir Publ., 360 p. (In Russ.)
- Ruzhencev S.V., Minina O.R., Nekrasov G.E., Aristov V.A., Golionko B.G., Doronina N.A., Lykhin D.A. (2012) Baikal-Vitim folded system: structure and geodynamic evolution. *Geotektonika*, (2), 3-28. (In Russ.)
- Schmatz J., Urai J.L. (2011) The interaction of migrating grain boundaries and fluid inclusions in naturally deformed quartz: A case study of a folded and partly recrystallized quartz vein from the Hunsrück Slate, Germany. *J. Struct. Geol.*, **33**(4), 468-480. DOI: 10.1016/j.jsg.2010.12.010
- Sibson R.H. (2000) A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Econ. Geol.*, **95**(1), 41-48. DOI: 10.2113/gsecongeo.95.1.41
- Sibson R.H. (2019) Arterial faults and their role in mineralizing systems. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2093-2100. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.01.007
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. (2019). Genesis of the Maikhura tungsten-tin skarn deposit, Tajik Tien Shan: Insights from petrology, mineralogy, and fluid inclusion study. *Ore Geol. Rev.*, **104**, 561-588. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.11.024
- Steele-MacInnis M. (2018) Fluid inclusions in the system H₂O–NaCl–CO₂: An algorithm to determine composition, density and isochore. *Chem. Geol.*, **498**, 31-44. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.08.022
- Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. (2012) Short note: HokieFlincs_H₂O–NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl. *Comp. Geosci.*, **49**, 334-337. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.01.022
- Tarantola A., Diamond L.W., Stünitz H. (2010) Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(6), 825-843. DOI: 10.1007/s00410-010-0509-z
- Turchenko S.I. (2019) Sulfur release during rock metamorphism in the Earth's crust: application to the genesis of gold deposits. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **77**, 60-66. (In Russ.)
- Welhan J.A. (1988) Origins of methane in hydrothermal systems. *Chem. Geol.*, **71**(1-3), 183-198. DOI: 10.1016/0009-2541(88)90114-3
- Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M. (2009) The mechanism of development of the island arc–back arc basin system and geodynamics of the Sayano-Baikal folded region in the Late Riphean–Early Paleozoic. *Geol. Geofiz.*, **50**(3), 209-226. (In Russ.)

УДК 56.016(551.735)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-347-360

Особенности морфологии, изменений в онтогенезе и стратиграфического распространения конодонтов *Siphonodella belkai* Dzik (турнейский ярус, нижний карбон)

А. В. Журавлев

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, Первомайская 54, e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 01.11.2021 г., принята к печати 01.03.2022 г.

Объект исследования. В статье рассматривается комплексная характеристика вида конодонтов *Siphonodella belkai* Dzik, являющегося видом-индексом в зональной последовательности турнейского яруса нижнего карбона. **Материал и методы.** Фактическим материалом послужили результаты изучения коллекций конодонтов из разрезов северного Приуралья и западного склона Приполярного Урала. Представители *Siphonodella belkai* (89 экземпляров) обнаружены в разрезах бассейна р. Кожим (Приполярный Урал) и на р. Вангыр (поднятие Чернышева). Проведено исследование гистологического строения, морфологии и онтогенетических изменений платформенных элементов данного вида с помощью электронного и светового микроскопа, а также рентгеновского микротомографа. Биометрический анализ осуществлен на 45 полных экземплярах. **Результаты.** *Siphonodella belkai* уверенно диагностируются по гладкой платформе линзовидной формы, несущей развитые ростральные гребни. В платформе и ростральных гребнях присутствуют массивы параламеллярной ткани; распространение альбидной ткани ограничено соседними с главным зубцом зубцами осевого гребня. Правые и левые P1 элементы данного таксона образуют асимметричные пары и отличаются расположением и количеством ростральных гребней (III класс симметрии). Пропорции элементов остаются постоянными в онтогенезе. Формирование ростральных гребней начинается на ранних стадиях онтогенеза, при длине элемента около 0,4–0,5 мм, что обеспечивает надежную таксономическую диагностику. **Выводы.** Вид *Siphonodella belkai* известен из разрезов умеренно глубоководных отложений Центральной и Восточной Европы и Южного Китая. Подошва зоны *S. belkai* при определении по первому появлению вида-индекса совпадает с подошвой зоны Upper duplicata. Выделение зоны *S. belkai* в качестве стандартной нецелесообразно из-за редкой встречаемости, ограниченного ареала и узкого фациального диапазона вида-индекса. Эта зона имеет крайне низкий корреляционный потенциал.

Ключевые слова: конодонты, морфология, онтогенез, нижний карбон, биостратиграфия

Morphological features, ontogenetic changes and stratigraphic range of conodonts *Siphonodella belkai* Dzik (Tournaisian, Mississippian)

Andrey V. Zhuravlev

Institute of Geology FIC Komi SC UrB RAS, 54 Pervomayskaya st., 54167000 Syktyvkar, Russia, e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Received 01.11.2021, accepted 01.03.2022

Research subject. Multidisciplinary characteristics of the *Siphonodella belkai* Dzik conodonts, which an index species in the Tournaisian (Mississippian) conodont zonation. **Materials and methods.** Data on conodonts collected from the North Cis-Urals and Subpolar Urals sections was used. In total, 89 specimens of *Siphonodella belkai* were found in the Kozhim Eiver basin sections (Subpolar Urals) and the Vangyr River section (Tchernyshev Uplift). The histology, morphology and ontogeny of platform elements of this species were studied using SEM, optic microscope and X-ray micro-CT. In total, 45 complete specimens were biometrically studied. **Results.** *Siphonodella belkai* can be reliably distinguished by having a smooth lens-like platform and bearing developed rostral ridges. The paralamellar tissue occurs in the platform and rostral ridges; distribution of the albid tissue is restricted by carina denticles in the cusp neighborhood. Sinistral and dextral P1 elements of the species compose asymmetric pairs and differ by the position and number of rostral ridges (Class III of symmetry). The element outline remains constant in ontogeny. Rostral ridges appear at early ontogeny stages, when an element is of 0.4–0.5 mm in length, thus allowing reliable taxonomic diagnostics.

Для цитирования: Журавлев А.В. (2022) Особенности морфологии, изменений в онтогенезе и стратиграфического распространения конодонтов *Siphonodella belkai* Dzik (турнейский ярус, нижний карбон). *Литосфера*, 22(3), 347–360. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-347-360>

For citation: Zhuravlev A.V. (2022) Morphological features, ontogenetic changes and stratigraphic range of conodonts *Siphonodella belkai* Dzik (Tournaisian, Mississippian). *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 347–360. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-347-360>

© А.В. Журавлев, 2022

Conclusions. *Siphonodella belkai* is known from the moderately deep-water deposits of the Central and Eastern Europe and South China. The base of the *S. belkai* zone, marked by the first appearance of the eponimic taxon, coincides with the base of the Upper *duplicata* zone. Distinguishing the *S. belkai* zone as a standard zone seems unreasonable due to the rarity, restricted area and specific ecology of *S. belkai*. This zone is of low correlation potential.

Keywords: *conodonts, morphology, ontogeny, Mississippian, biostratigraphy*

ВВЕДЕНИЕ

Представители конодонтов рода *Siphonodella*, насчитывающего в составе более 30 видов, широко используются в биостратиграфии терминального фамена и нижней части турнейского яруса. На их основе предложен ряд зональных схем, отличающихся как детальностью, так и фаціальным диапазоном (рис. 1) (Sandberg et al., 1978; Ji, 1985; Kaiser et al., 2009; Becker et al., 2016; Zhuravlev, 2017; Nogancamp et al., 2019; Zhuravlev et al., 2021; и др.). Наиболее распространенной представляется зональная схема, разработанная Ч. Сэндбергом с соавторами (Sandberg et al., 1978) для глубоководных отложений. Эта схема с рядом уточнений и дополнений дала начало большинству современных зональных последовательностей турнейского яруса. Например, она частично легла в основу зонального стандарта, опубликованного в (Постановления..., 2003, с. 39). В настоящее время этот стандарт фактически является рекомендованным при проведении биостратиграфических работ на территории России (Зональная стратиграфия..., 2006; Состояние изученности..., 2008. Прил. 6). Он практически повторяет зональную схему, предложенную В.Н. Пазухиным в диссертации по Южному Уралу (Пазухин, 1989) и опубликованную позже (Пазухин, 2008). По сравнению с оригиналом (Пазухин, 1989) в зональном стандарте заменено название нового таксона, выделенного, но не опубликованного В.Н. Пазухиным, на валидное название: *Siphonodella kononovae* Pazukhin на *S. belkai* Dzik. Основными отличиями этого зонального стандарта от схемы Ч. Сэндберга с соавторами являются несколько измененные объем и названия зон: иной (и, очевидно, не указанный) объем зоны *Siphonodella isosticha*; зона *Siphonodella quadruplicata* вместо зоны *Lower crenulata*, зона *Siphonodella belkai* вместо зоны *Siphonodella sandbergi* (см. рис. 1). Эквивалентность последних двух зон (*Siphonodella belkai* и *Siphonodella sandbergi*) вызывает сомнение, поскольку вид *Siphonodella belkai* отмечен в зоне *Upper duplicata* (Kaiser et al., 2017). Следует указать, что и в работе В.Н. Пазухина (2008) появление *Si-*

phonodella sandbergi и *Siphonodella belkai* обозначено на разных уровнях: на приведенной им филотоморфогенетической схеме *Siphonodella belkai* появляется гораздо раньше *Siphonodella sandbergi* Klarper (Пазухин, 2008, с. 41).

С самым видом-индексом зоны *Siphonodella belkai* также существует ряд проблем. Во-первых, в качестве голотипа выбран неполный экземпляр (обломок) (Dzik, 1997. Pl. 19, Fig. E), что частично компенсируется подробным описанием (Dzik, 1997, p. 153–154) на 70 экземплярах из 3 образцов (Dzik, 1997). Во-вторых, относительно редкая встречаемость вида обусловила недостаток информации о его морфологической изменчивости, в том числе об изменениях в онтогенезе и соотношении правых и левых P1 элементов. Последнее привело к описанию правых и левых элементов в качестве самостоятельных морфотипов (Kaiser et al., 2017). Следует отметить, что вольное обращение с таксономией конодонтов рода *Siphonodella* вызывает неопределенности в выделении зональных подразделений и в итоге некорректные сопоставления (Zhuravlev, Plotitsyn, 2018; Zhuravlev et al., 2021).

Задачи данной работы состоят в характеристике морфологии правых и левых P1 элементов *Siphonodella belkai* и ее изменений в онтогенезе. Их решение позволит повысить надежность таксономической идентификации зонального вида, а анализ его распространения – оценить стратиграфический объем и корреляционный потенциал одноименной зоны.

МАТЕРИАЛ

В основу работы положена авторская коллекция конодонтов *Siphonodella belkai*, насчитывающая 59 экземпляров различной сохранности (46 полных). Все полные экземпляры происходят из 5 образцов карбонатных турбидитов, отобранных из зон *S. quadruplicata* и *S. crenulata* в разрезе на руч. Константинов, бассейн р. Кожим, Приполярный Урал (Журавлев, 2003) (65°40'26.63" с. ш. 59°42'29.98" в. д.) (рис. 2). Единичные экземпляры найдены в зоне *S. crenulata* в разрезах на р. Кожим (Припо-

ОСШ		Зоны по конодонтам					
		(Sandberg et al., 1978)	(Постановления..., 2003)	(Ji, 1985)	(Журавлев, 2007)	(Becker et al., 2016)	(Hogancamp et al., 2019)
Каменноугольная система Нижний отдел Турнейский ярус	<i>isosticha</i> - <i>U. crenulata</i>	<i>Siphonodella isosticha</i>	<i>punctatus</i>	<i>Gnathodus delicatus</i>		<i>G. punctatus</i>	
	<i>L. crenulata</i>	<i>Siphonodella quadruplicata</i> ?	<i>isosticha</i>	<i>Siphonodella quadruplicata</i>	<i>S.(S.) crenulata</i>	<i>S. crenulata</i>	<i>S. crenulata</i>
	<i>sandbergi</i>	<i>Siphonodella belkai</i> ?	<i>crenulata</i>			<i>S.(S.) quadruplicata</i>	<i>S. sandbergi</i>
		<i>U. duplicata</i>	<i>Siphonodella duplicata</i>	<i>quadruplicata</i>	<i>S.(S.) sandbergi</i>	<i>S. sandbergi</i>	<i>S. sandbergi</i>
	<i>L. duplicata</i>		<i>sandbergi</i>	<i>Siphonodella wilberti</i>	<i>S.(S.) jii</i>	<i>S. cooperi</i>	<i>S. wilberti</i>
	<i>sulcata</i>		<i>hassi</i>			<i>S.(S.) duplicata</i>	<i>S. duplicata</i>
				<i>duplicata</i>	<i>S.(Eo.) bransonii</i>	<i>S. bransonii</i>	<i>S. bransonii</i>
		<i>bransonii</i>	<i>Siphonodella duplicata</i>	<i>S.(Eo.) sulcata</i> <i>Pr. kuehni</i>	<i>Pr. kockeli</i>	<i>S. sulcata</i>	

Рис. 1. Сопоставление зональных схем, основанных на конодонтах рода *Siphonodella*.

Серым прямоугольником отмечен стратиграфический интервал распространения *Siphonodella belkai* Dzik по опубликованным данным (Kaiser et al., 2017).

Fig. 1. Correlation of *Siphonodella*-based conodont zonations.

The grey rectangle marks the range of *Siphonodella belkai* Dzik (Kaiser et al., 2017).

лярный Урал) и зоне *S. quadruplicata* на р. Вангыр (южная часть гряды Чернышева). Кроме авторской коллекции в морфологической характеристике были использованы опубликованные изображения представителей этого вида (Dzik, 1997; Zhuravlev, Plotitsyn, 2017; Kaiser et al., 2017).

МЕТОДЫ

Конодонтовые элементы *Siphonodella belkai* изучались комплексом методов. Из четырех экземпляров были сделаны и исследованы под электронным микроскопом (VEGA Tescan, ЦКП "Гео-наука", г. Сыктывкар) поперечные пришлифовки платформы, иллюстрирующие гистологическое строение и морфологию элементов. Три экземпляра изучены на рентгеновском микрофотографе (SkyScan1272, Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург) с пространственным разрешением 5 мкм при ускоряющем напряжении 70 КВ, еще из одного изготовлен толстый шлиф. Реконструированные по томограммам, шлифу и пришлифовкам объемные модели использовались для детальной морфологической характеристики и создания гистологических моделей. Работа с объемными моделями проводилась в программном комплексе Rhinoceros (v. 7, персональная коммерческая лицензия). Кроме того, особенности морфологии рассматривались с помощью электронного и светового (в отраженном и проходящем свете) микроскопов.

Изучение онтогенетических изменений проводилось как на экземплярах различных стадий роста, так и по линиям роста в одном экземпляре. Благодаря тонкой платформе у *Siphonodella belkai* линии роста, подчеркнутые распределением интерламеллярной ткани на границах ламелл, хорошо видны в проходящем свете (рис. 3). Соотношение линий роста в платформе и ламелл было проконтролировано по электронно-микроскопическим фотографиям области около базальной ямки, где наблюдаются выходы на поверхность элемента всех ламелл (рис. 4). Для 7 экземпляров по линиям роста прорисованы и измерены контуры платформы на разных стадиях онтогенеза.

Биометрическое изучение P1 элементов осуществлялось по изображениям, полученным с помощью электронного и светового микроскопов. 22 полных экземпляра (13 левых и 9 правых) подвергнуты биометрическому анализу. Статистическая обработка измерений проводилась в программном пакете PAST v.4 (Hammer et al., 2001). Схема измерений приведена на рис. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологическая характеристика

Вид *Siphonodella belkai* известен исключительно по платформенным элементам, строение аппарата достоверно не известно. Поэтому далее рассматриваются только платформенные P1 элементы

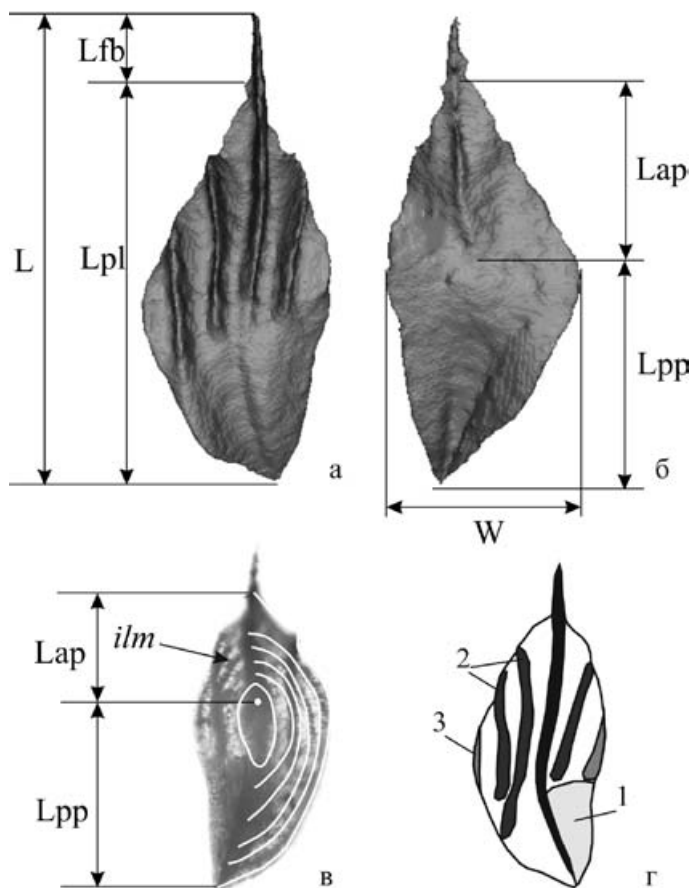


Рис. 3. Принятые в работе обозначения измерений и морфологических особенностей конодонтовых элементов *Siphonodella belkai*.

а, б – СЭМ-изображение: а – вид сверху, б – вид снизу; в – изображение в проходящем свете с прорисованными границами ламелл в платформе; г – схематический рисунок элемента: 1 – поднятие в задней части платформы, 2 – роstralный гребень, 3 – зачаточный роstralный гребень. L – длина элемента, W – ширина платформы, Lfb – длина свободного листа; Lpl – длина платформы, Lap – длина передней части платформы, Lpp – длина заднего отростка (задней части платформы), ilm – интерламеллярная ткань на границах ламелл в платформе.

Fig. 3. The measurements and morphological notations of conodont elements of *Siphonodella belkai* used in this study.

а, б – SEM image: а – oral view, б – aboral view; в – image in the transmitting light with drawing of lamella boundaries in platform; г – sketch drawing of the element: 1 – uplift in the posterior platform, 2 – rostral ridge, 3 – incipient rostral ridge. L – element length, W – platform width, Lfb – free blade length, Lpl – platform length, Lap – length of anterior platform, Lpp – length of posterior process (posterior platform), ilm – interlamellar tissue in the lamella boundaries in platform.

(рис. 5). Наиболее полная синонимика данного вида приведена в работе С. Кайзер с соавторами (Kaiser et al., 2017).

При первом описании вида (Dzik, 1997) в качестве диагностических были указаны следующие признаки: полностью гладкая и выпуклая задняя часть платформы; параллельные роstralные гребни, оканчивающиеся на уровне главного зубца; короткий передний свободный лист. Позднее этот набор был расширен и модифицирован за счет указания маленькой базальной ямки, низкого кия и возможности присутствия длинного внешнего роstralного гребня, протягивающегося вдоль края платформы почти до заднего конца элемента (Kaiser et al., 2017). Кроме того, в работе С. Кайзер с соавторами (Kaiser et al., 2017) выделены два морфотипа *S. belkai*, которые различаются расположением роstralных гребней. Для первого характерно, что на внешней стороне элемента внутренний гребень заканчивается в передней части платформы, а второй гребень сливается с краем платформы в задней части. У второго морфотипа все гребни (от одного до трех) на внешней стороне элемента протягиваются назад, смыкаясь с внешним краем платформы, а внутренней стороне элемента свойственны короткие роstralные гребни, не заходящие на задний отросток. Следу-

ет отметить, что первому морфотипу принадлежат исключительно левые элементы, а второму – правые (Kaiser et al., 2017. Figs 6, 7), что и обуславливает разницу в морфологии (см. далее).

Распределение твердых тканей

В строении P1 элементов *Siphonodella belkai* участвуют четыре типа тканей: ламеллярная, интерламеллярная, параламеллярная и альбидная. Распределение тканей реконструировано на основе изучения томограмм, шлифовок, шлифов и конодонтовых элементов в проходящем свете. На томограммах хорошо выделяются массивы, сложенные параламеллярной тканью, благодаря ее повышенной рентгеновской плотности (рис. 6).

Альбидная ткань имеет ограниченное распространение, она формирует ядра зубцов осевого гребня около базальной ямки (см. рис. 5). Большая часть осевого гребня сформирована только ламеллярной и интерламеллярной тканями. В роstralных гребнях присутствуют ламеллярная и параламеллярная ткани. Платформа состоит из ламеллярной, параламеллярной и интерламеллярной тканей, последняя образует внутренние части ламелл и создает хорошо видимые полосы, параллельные линиям роста (см. рис. 3, 4). Поднятие в задней ча-

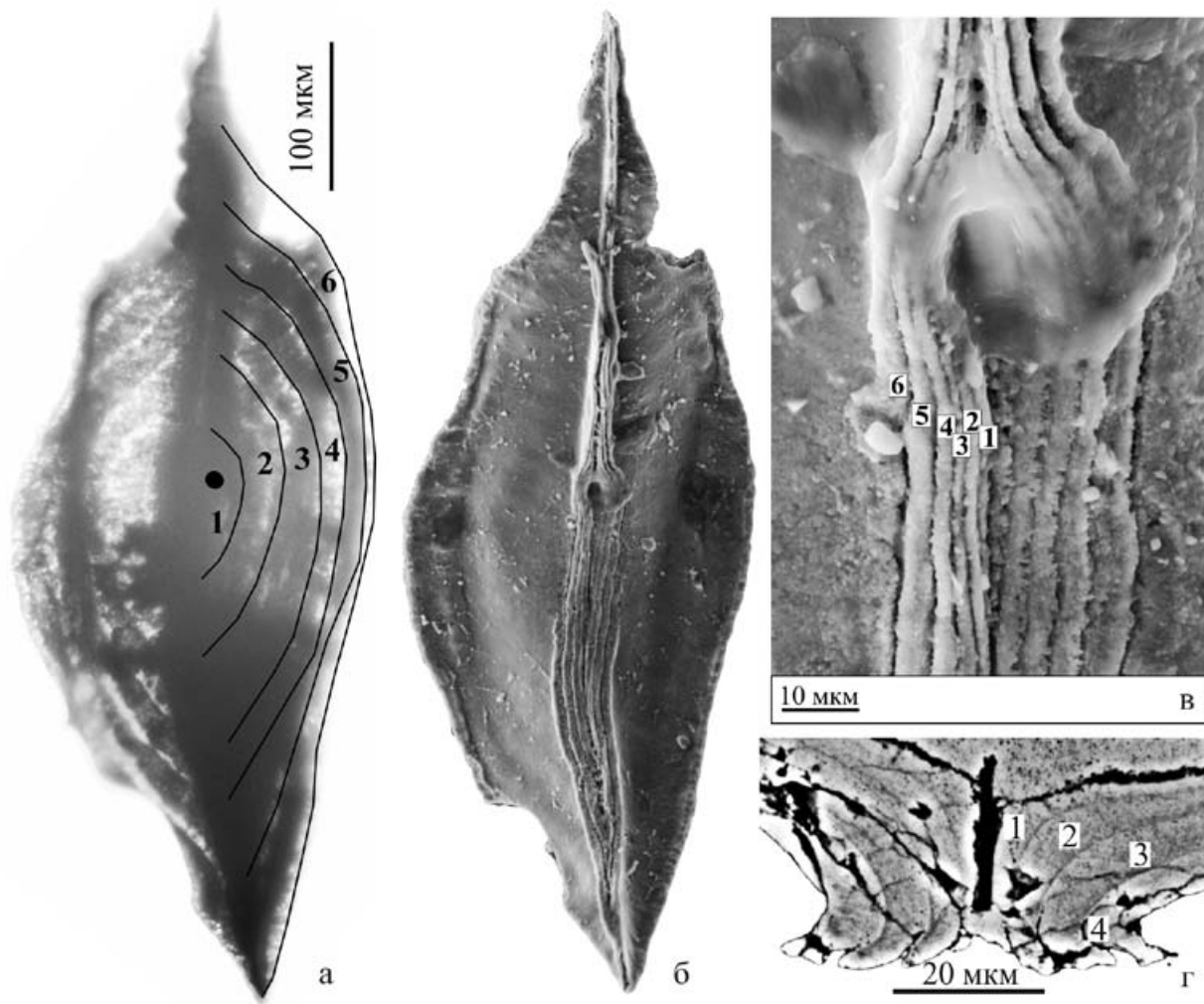


Рис. 4. Ламеллы в платформе P1 элементов *Siphonodella belkai*.

а – правый элемент в проходящем свете (обр. Tn201), точкой обозначена базальная ямка, ламеллы пронумерованы (1–6); б – тот же элемент, СЭМ-изображение, вид снизу; в – тот же элемент, увеличенный фрагмент СЭМ-изображения с базальной ямкой, ламеллы пронумерованы; г – поперечная шлифовка правого элемента в районе базальной ямки (обр. Tn201), ламеллы пронумерованы (1–4).

Fig. 4. Lamella in the platform of P1 elements of *Siphonodella belkai*.

а – dextral element in transmitting light (sample Tn201), dot marks the basal pit, lamella are numbered (1–6); б – SEM image of the same element, aboral view; в – SEM image of the basal pit of the same element, lamella are numbered; г – transverse polished section of dextral element near the basal pit (sample Tn201), lamella are numbered (1–4).

сти платформы образовано преимущественно параламеллярной тканью (см. рис. 6). Доля параламеллярной ткани в строении элемента возрастает в онтогенезе (см. рис. 6).

В целом тканевое строение P1 элементов *Siphonodella belkai* мало отличается от такового остальных сифоноделл с развитыми ростральными гребнями. Хорошо проявленная редукция альбидной ткани сближает *Siphonodella belkai* с группой “быстро эволюционирующих сифоноделл” (Sandberg

et al., 1978), к которой относятся *Siphonodella wilberti* Bardasheva, Bardashev, Weddige et Ziegler, *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), *Siphonodella obsoleta* Hass, *Siphonodella cooperi* Hass и *Siphonodella crenulata* (Cooper). При этом данный признак отличает ранние стадии онтогенеза *Siphonodella belkai* от сходного по очертаниям платформы *Siphonodella bella* Kononova et Migdisova. У последнего вида ядра альбидной ткани присутствуют во всем осевом гребне.

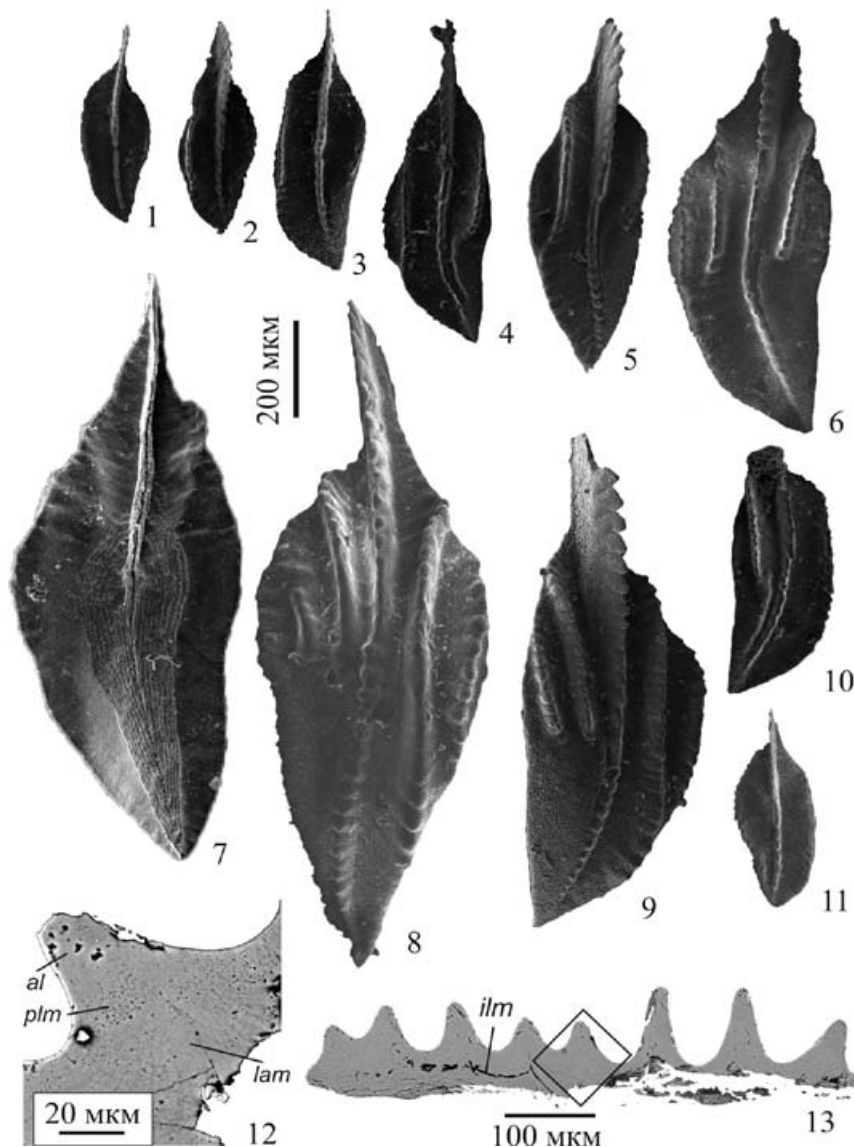


Рис. 5. Электронно-микроскопические изображения *Siphonodella belkai* Dzik.

1 – левый P1 элемент, экз. 715/23, обр. Tn79-1/95, разрез на р. Кожим, зона crenulata; 2 – левый P1 элемент, обр. Tn201D, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 3 – левый P1 элемент, обр. Tn201D, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 4 – левый P1 элемент, обр. Tn201D, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 5 – левый P1 элемент, экз. 715/24, обр. Tn20-3/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 6 – левый P1 элемент, экз. 518/10, обр. Tn-20-2/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 7 – правый P1 элемент, экз. 512/8-23, обр. Tn-20-2/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 8 – правый P1 элемент, экз. 518/9, обр. Tn-20-2/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 9 – правый P1 элемент, обр. Tn-20-2/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 10 – правый P1 элемент, обр. Tn201D, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 11 – правый P1 элемент, обр. Tn201B, разрез на руч. Константинов, зона crenulata; 12, 13 – шлифовка правого P1 элемента, обр. Tn19e/94, разрез на руч. Константинов, зона crenulata. *al* – альбидная ткань, *plm* – параламеллярная ткань, *lam* – ламеллярная ткань, *ilm* – интерламеллярная ткань.

Fig. 5. SEM images of *Siphonodella belkai* Dzik.

1 – sinistral P1 element, spec. 715/23, sample Tn79-1/95, Kozhim River section, crenulata Zone; 2 – sinistral P1 element, sample Tn201D, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 3 – sinistral P1 element, sample Tn201D, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 4 – sinistral P1 element, sample Tn201D, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 5 – sinistral P1 element, spec. 715/24, sample Tn20-3/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 6 – sinistral P1 element, spec. 518/10, sample Tn-20-2/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 7 – dextral P1 element, spec. 512/8-23, sample Tn-20-2/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 8 – dextral P1 element, spec. 518/9, sample Tn-20-2/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 9 – dextral P1 element, sample Tn-20-2/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 10 – dextral P1 element, sample Tn201D, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 11 – dextral P1 element, sample Tn201B, Konstantinov Creek section, crenulata Zone; 12, 13 – polished section of dextral P1 element, sample Tn19e/94, Konstantinov Creek section, crenulata Zone. *al* – albid tissue, *plm* – paralamellar tissue, *lam* – lamellar tissue, *ilm* – interlamellar tissue.

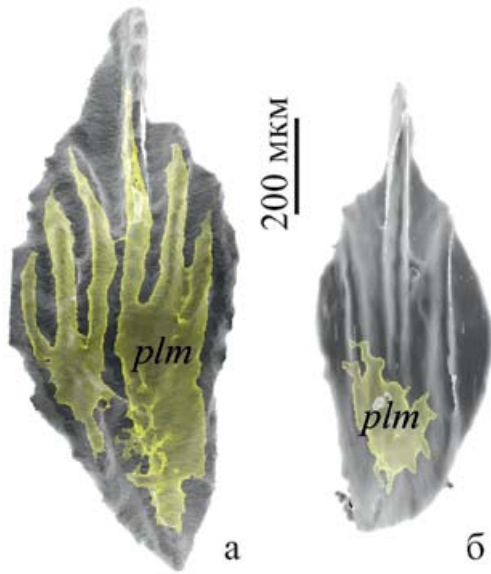


Рис. 6. Распределение параламеллярной ткани (*plm*) в P1 элементах *Siphonodella belkai* на разных стадиях онтогенеза по данным рентгеновской микротомографии.

а – поздняя стадия онтогенеза, б – ранняя.

Fig. 6. The distribution of the paralamellar tissue (*plm*) in P1 elements of *Siphonodella belkai* at different stages of ontogeny based on X-ray micro-CT.

а – late stage of ontogeny, б – early stage.

Онтогенетические изменения

Формирование ростральных гребней начинается на ранних стадиях онтогенеза, при длине элемента около 0.4–0.5 мм (четыре ламеллы в платформе) (рис. 7). У левых элементов первый ростральный гребень формируется на внешней стороне платформы, а у правых – на внутренней. Последующие гребни также сначала появляются на внешней стороне платформы у левых элементов и на внутренней – у правых, что создает асимметрию правых и левых элементов на всех стадиях онтогенеза (Zhuravlev, Plotitsyn, 2017). Два отчетливых гребня образуются при формировании пяти ламелл в платформе, а третий гребень формируется на платформе из восьми ламелл (см. рис. 7). Толщина ламелл в нижней части элемента (около кия и базальной ямки) составляет 1–6 мкм, увеличиваясь до 35–65 мкм на краях платформы. Неравномерность толщины ламелл обуславливает формирование тонкой и широкой платформы. Ее пропорции (соотношение длины и ширины), как и у большинства сифоноделл, остаются постоянными в онтогенезе; ширина платформы составляет в среднем 0.4 от ее длины (см. рис. 7). Также незначительно

меняется соотношение длины передней и задней частей платформы (до базальной ямки и после нее) как у левых, так и у правых элементов (см. рис. 7). Задняя часть на всех стадиях онтогенеза немного длиннее передней. Свободный лист на всех стадиях онтогенеза короткий, в среднем его длина составляет 0.15 от длины элемента.

На самых ранних стадиях онтогенеза формируется поднятие на задней внутренней стороне платформы. Оно не несет орнаментации, по высоте несколько ниже осевого гребня и отделено от него узкой бороздой, постепенно выполаживающейся к заднему концу элемента. На поздних стадиях онтогенеза борозда может почти полностью исчезать, а поднятие – смыкаться с осевым гребнем.

Различия левых и правых элементов

Пропорции левых и правых элементов сильно не различаются (см. рис. 6, 7). Основные морфологические различия наблюдаются в расположении ростральных гребней. Как правило, при одинаковых размерах у левых элементов на внешней стороне больше ростральных гребней, чем на внутренней, а у правых элементов – наоборот. По классификации Г. Лэйна (Lane, 1968), P1 элементы *Siphonodella belkai* относятся к III классу симметрии (зеркально асимметричные правые и левые элементы). Принадлежность к этому классу характерна для всех сифоноделл, имеющих более двух ростральных гребней (Zhuravlev, Plotitsyn, 2017).

По асимметрии зубцов свободного листа в передней части осевого гребня (уплощенная внутренняя сторона на правых элементах и внешняя на левых) предполагается смыкание P1 элементов по схеме “правый впереди левого”, что характерно для большинства озаркодинид (Purnell, Donoghue, 1997). Такая схема смыкания объясняет асимметрию в развитии ростральных гребней – ростральные гребни на одном элементе соответствуют борозды на другом (рис. 8). Вероятно, многочисленные гребни обеспечивали фиксацию взаимного положения правых и левых элементов при функционировании и препятствовали их смещению в “переднезаднем” направлении (в “анатомической” терминологии).

Суммируя все приведенные данные, можно выделить следующие диагностические признаки *Siphonodella belkai* Dzik.

1. Линзовидная, слабоасимметричная, тонкая и гладкая платформа с соотношением ширины и длины около 0.4.
2. Короткий свободный лист, составляющий около 0.15 от длины элемента.
3. Ростр, сформированный параллельными осевому гребню ростральными гребнями. Ростральные гребни короткие на внутренней стороне элемента и длинные и короткие на внешней; их

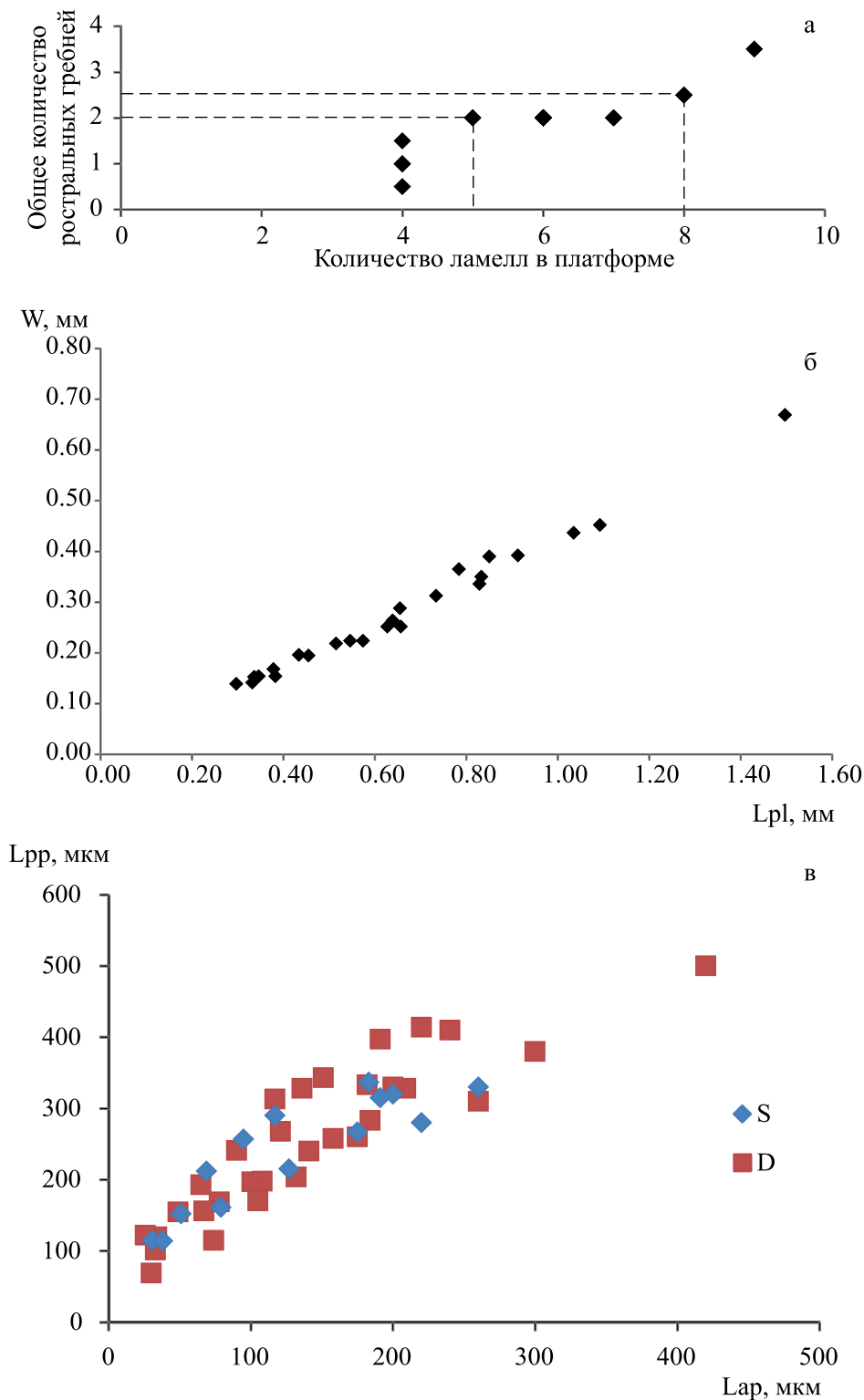


Рис. 7. Биометрические характеристики P1 элементов *Siphonodella belkai*.

а – соотношение количества ламелл в платформе и числа роstralных гребней, б – соотношение длины (Lpl) и ширины (W) платформы, в – соотношение длины передней (Lap) и задней (Lpp) частей платформы у левых (S) и правых (D) элементов.

Fig. 7. Biometry of P1 elements of *Siphonodella belkai*.

а – relation of the number of lamella in platform and the number of rostral ridges, б – length of platform (Lpl) versus platform width (W), в – relation of anterior (Lap) and posterior (Lpp) platform in sinistral (S) and dextral (D) elements.

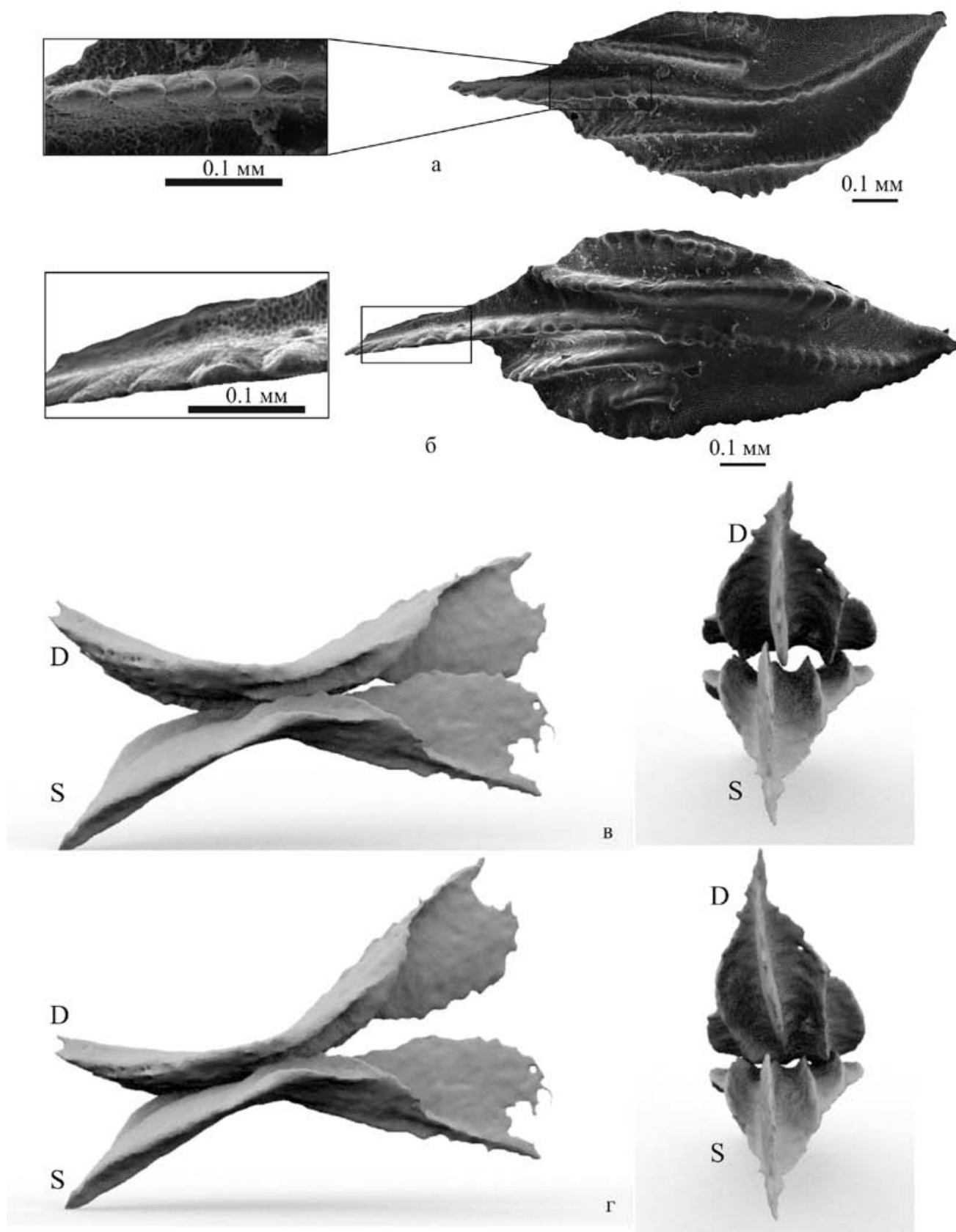


Рис. 8. Модель смыкания правых и левых P1 элементов *Siphonodella belkai* (реконструкция на основе томограмм разрозненных элементов).

а – асимметрия зубцов свободного листа у левого элемента, б – асимметрия зубцов свободного листа у правого элемента, в – взаимное расположение правого (D) и левого (S) элементов в сомкнутом положении, г – взаимное расположение правого (D) и левого (S) элементов в разомкнутом положении.

Fig. 8. Occlusion model of the sinistral and dextral P1 elements of *Siphonodella belkai* (reconstruction is based on tomograms of scattered elements).

а – asymmetry of the denticles cross-sections in free blade of the sinistral element, б – asymmetry of the denticles cross-sections in free blade of the dextral element, в – superposition of dextral (D) and sinistral (S) elements in the closed position, г – superposition of dextral (D) and sinistral (S) elements in the open position.

количество возрастает в онтогенезе. При одинаковом количестве ростральных гребней у левых элементов их больше на внешней стороне, а у правых – на внутренней.

4. Правые и левые элементы образуют зеркально-асимметричные пары, что обусловлено асимметричным развитием ростральных гребней.

5. Уплощенный в задней части псевдокиль на нижней стороне элемента.

6. В платформе и гребнях развиты массивы параламеллярной ткани; распространение альбидной ткани ограничено главным зубцом и соседними с ним зубцами осевого гребня.

Стратиграфическое и палеогеографическое распространение

Представители *Siphonodella belkai* известны из зоны sandbergi Южного Китая (Wang, Yin, 1988), Судетов и Западной Померании (Dzik, 1997); из интервала зон Upper duplicata – sandbergi Свентокшицких гор (Malec, 2014); из интервала зон Upper duplicata–Lower crenulata Рейнского и Богемского массивов (Kaiser et al., 2017), Приуралья и Урала (Журавлев, 2003; Пазухин, 2008; Zhuravlev, Plotitsyn, 2017). Общий диапазон распространения вида охватывает интервал зон Upper duplicata – Lower crenulata, что примерно отвечает упинскому и черепетскому горизонтам Восточно-Европейской платформы и Западного склона Урала. Особенности стратиграфического распространения *Siphonodella belkai* относительно зональной схемы Ч. Сэндберга с соавторами (Sandberg et al., 1978) подробно рассмотрены в работе С. Кайзер с коллегами (Kaiser et al., 2017). Этими же авторами была отмечена явная диахронность первых находок данного вида.

Палеогеографически находки *Siphonodella belkai* приурочены к южным и восточным окраинам Лавруссии и восточного Палеотетиса. В бассейнах Панталассы (Северная Америка и Северо-Восточная Азия) и окраинных морях Гондваны данный вид в настоящее время не известен. Следует отметить, что представители *Siphonodella belkai* встречены только в относительно глубоководных отложениях – в фациях внешних частей карбонатных платформ и впадин на шельфе. В отложениях мелководных бассейнов, например в бассейне Мо-

сковской синеклизы и мелководной части бассейна Печорской плиты, они не известны. Также не отмечен этот вид и в батиальных отложениях (Журавлев, 2003).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Благодаря специфическим очертаниям платформы, слабому развитию структур из альбидной ткани и раннему появлению в онтогенезе ростральных гребней, экземпляры *Siphonodella belkai* уверенно диагностируется на всех стадиях онтогенеза. Основными морфологическими признаками выступают линзовидные очертания платформы с острым задним концом, наличие ростральных гребней и структур из альбидной ткани в осевом гребне только в районе базальной ямки (главного зубца). Последние два признака отличают данный вид от близкого по очертаниям платформы *Siphonodella bella*. Возможно, что *S. bella*, появившаяся в крайнем мелководье в терминальном фамене, была предком *S. belkai* (Пазухин, 2008). В этом случае переход от *S. bella* к *S. belkai* был связан не только с морфологическим усложнением P1 элемента (появление ростральных гребней) и деградацией структур из альбидной ткани, но и со сменой места обитания с мелководья на относительно глубоководную область. Значительность отличий *S. bella* и *S. belkai*, особенно в развитии ростра, позволяет предположить существование как минимум одного промежуточного вида в эволюционном переходе между этими таксонами. Вероятно, этот вид обладал линзовидной платформой с двумя короткими параллельными осевому гребню ростральными гребнями. К настоящему времени подобные формы не зафиксированы, что может быть связано с общим недостатком данных о сифноделлах из относительно мелководных фаций. Другим возможным предком *S. belkai* может быть *S. kalvodai* Kaiser, Kumpan et Cigler, описанная из умеренно глубоководных ранне-среднетурнейских отложений Центральной Европы. При общем сходстве очертаний платформы с *S. belkai*, *S. kalvodai* обладает ростром из многочисленных (более трех) коротких гребней и относительно толстой платформой. Эволюционный переход *S. belkai* – *S. kalvodai* не подразумевает наличия неизвестных “промежуточных” таксонов и мог осуществиться за счет

ОСШ	Зоны по конодонтам		Критерии определения границ
	(Sandberg et al., 1978)	(Постановления..., 2003 с изменениями)	
Каменноугольная система Нижний отдел Турнейский ярус	<i>isosticha - U. crenulata</i>	<i>Siphonodella isosticha</i>	▼ FAD <i>Gnathodus delicatus</i>
	<i>L. crenulata</i>		▼ FAD <i>Siphonodella isosticha</i>
	<i>sandbergi</i>	<i>Siphonodella quadruplicata</i>	▼ FAD <i>Siphonodella crenulata</i>
		<i>Siphonodella belkai</i>	▼ FAD <i>Siphonodella quadruplicata</i>
	<i>U. duplicata</i>		▼ FAD <i>Siphonodella sandbergi</i>
	<i>L. duplicata</i>	<i>Siphonodella duplicata</i>	▼ FAD <i>Siphonodella belkai</i> , <i>S. mehli</i> , <i>S. wilberti</i>
	<i>sulcata</i>	<i>Siphonodella sulcata</i>	▼ FAD <i>Siphonodella bransoni</i>
		▼ FAD <i>Siphonodella sulcata</i>	

Рис. 9. Предлагаемый вариант сопоставления зональных схем по конодонтам нижней части турнейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы.

Fig. 9. Proposed correlation of the conodont zonation of the lower part of the Tournaisian (Mississippian).

удлинения ростральных гребней на внешней стороне платформы.

По сравнению с большинством видов развитых сифоноделл *Siphonodella belkai* характеризуется относительно редкой встречаемостью. Например, на изученном материале даже в тех образцах, в которых встречен данный вид, он составляет в среднем около 5% от общего числа P1 элементов. При этом все опубликованные в настоящее время находки на севере Урала и в Приуралье приурочены к верхнетурнейскому подъярису, не ниже зоны *S. quadruplicata* (черепетский горизонт). Лишь в разрезе на руч. Изъяель (юг гряды Чернышева) единичные экземпляры этого вида присутствуют также в зоне Upper duplicata (по устному сообщению А.Н. Плотыцына, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Зона *Siphonodella belkai* с подошвой, определяемой по первому появлению индекс-вида, и кровлей – по появлению *Siphonodella quadruplicata*, отвечает интервалу от зоны Upper duplicata до нижней части зоны sandbergi в зональной последовательности Ч. Сэндберга с соавторами (Sandberg et al., 1978) (рис. 9). При этом она не является стратиграфическим аналогом зоны sandbergi, как предполагается в зональном стандарте (Постановления..., 2003; Зональная стратиграфия..., 2006) (см. рис. 1), а также

явно нарушает филогенетический принцип построения зональной последовательности по сифоноделлам (Ziegler, Sandberg, 1994). Прослеживание этой зоны возможно только в разрезах относительно глубоководных отложений на территории Евразии, а относительно редкая встречаемость вида-индекса создает сложности в надежной диагностике границ данного подразделения (см. также Kaiser et al., 2017). Все указанное делает нецелесообразным выделение зоны *Siphonodella belkai* в качестве не только стандартной, но и региональной. Она может быть использована лишь как местная зона в типовом регионе, на Южном Урале (Пазухин, 2008). Стратиграфический уровень, совпадающий с ее подошвой, гораздо лучше диагностируется по первому появлению более широко распространенного географически и менее редкого вида *Siphonodella wilberti* Bardasheva, Bardashev, Weddige et Ziegler, 2004 (= *S. hassi* Ji, 1985) (Ji, 1985; Bardasheva et al., 2004 Kaiser et al., 2017; Zhuravlev et al., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Конодонты вида *Siphonodella belkai* уверенно диагностируются по гладкой платформе линзовидной формы, несущей развитые ростральные

гребни. Правые и левые P1 элементы данного таксона образуют асимметричные пары и отличаются расположением и количеством ростральных гребней (III класс симметрии). Вид известен из разрезов умеренно глубоководных отложений Центральной и Восточной Европы и Южного Китая. Подошва зоны *Siphonodella belkai*, при ее определении по первому появлению вида-индекса, не является стратиграфическим аналогом основания зоны *sandbergi*, а близка к подошве зоны *Upper duplicata*. Выделение зоны *Siphonodella belkai* в качестве стандартной нецелесообразно из-за редкой встречаемости, ограниченного ареала и узкого фациального диапазона вида-индекса. Эта зона имеет низкий корреляционный потенциал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Журавлев А.В. (2003) Конодонты верхнего девона—нижнего карбона Северо-Востока Европейской России. СПб.: ВСЕГЕИ, 85 с.
- Журавлев А.В. (2007) Зональная схема турнейского яруса по конодонтам. *Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография*. Мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КФУ, 110-112.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. (2006) (Гл. ред. Т.Н. Корень). СПб.: ВСЕГЕИ, 256 с.
- Пазухин В.Н. (1989) Турнейские конодонты Урала: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 17 с.
- Пазухин В.Н. (2008) Филогения конодонтов рода *Siphonodella*. *Новости палеонтологии и стратиграфии*. Прилож. к журн. "Геология и геофизика", **10-11**, 41-44.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2003) Вып. 34. СПб.: ВСЕГЕИ, 48 с.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2008) Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 131 с.
- Bardasheva N.P., Bardashev I.A., Weddige K., Ziegler W. (2004) Stratigraphy and conodonts of the Lower Carboniferous of the Shishkat section (southern Tien Shan, Tajikistan). *Senckenbergiana Lethaea*, **84**(1/2), 225-301.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **423**, 355-386.
- Dzik J. (1997) Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeontol. Polonica*, **42**, 57-170.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.*, **4**(1), 9 p. URL: http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
- Hogancamp N.J., Stolfus B.M., Cramer B.D., Day J.E. (2019) A revised conodont zonation of the Tournaisian (Kinderhookian to lower Osagean) and implications for stratigraphic correlations in North America. *The Devonian-Carboniferous Boundary in the type area of the*

- Mississippian. Iowa Geological Survey Guidebook* (Ed. by B.D. Cramer), **30**, 11-17.
- Ji Q. (1985) Study on the phylogeny, taxonomy, zonation and biofacies of *Siphonodella* (Conodonta). *Bull. Institute Geol. Chinese Acad. Geol. Sci.*, **11**, 51-78.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spalletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontograph. Amer.*, **63**, 99-143.
- Kaiser S.I., Kumpan T., Cigler V. (2017) New unornamented siphonodellids (Conodonta) of the lower Tournaisian from the Rhenish Massif and Moravian Karst (Germany and Czech Republic). *Neues Jahrbuch Geol. Paläontol., Abhandlungen*, **286**(1), 1-33.
- Lane H.R. (1968) Symmetry in conodont element-pairs. *J. Paleontol.*, **42**, 1258-1263.
- Malec J. (2014) The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, **58**(2), 217-234. DOI: 10.7306/gq.1142
- Purnell M.A., Donohue P.C.J. (1997) Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarkodinid conodonts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B352**, 1545-1564.
- 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.
- Wang C.Y., Yin B.A. (1988) Conodonts. *Devonian-Carboniferous boundary in Nanbiancun, Guilin, China. Aspects and records*. (Ed. by C.M. Yu). Beijing: Science Press, 165-195.
- Zhuravlev A.V. (2017) Shallow-water siphonodellids and definition of the Devonian-Carboniferous boundary. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 21-26.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2017) The symmetry of the rostrum as a key to taxonomy of advanced *Siphonodella* (Conodonta, Early Carboniferous). *Stratigraphy*, **14**(1-4), 213-231.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2018) Taxonomical reassignment of some siphonodellids (Conodonts, Early Carboniferous) from W. Hass's collection. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **34**, 31-34.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Cigler V., Kumpan T. (2021) Taxonomic notes on some advanced Tournaisian (Mississippian) siphonodellids (Conodonta). *Geobios*, **64**, 93-101. DOI: 10.1016/j.geobios.2020.12.001
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1994) Conodont phylogenetic-zone concept. *Newslett. Stratigr.*, **30**, 105-123.

REFERENCES

- Bardasheva N.P., Bardashev I.A., Weddige K., Ziegler W. (2004) Stratigraphy and conodonts of the Lower Carboniferous of the Shishkat section (southern Tien Shan, Tajikistan). *Senckenbergiana Lethaea*, **84**(1/2), 225-301.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **423**, 355-386.
- Dzik J. (1997) Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeontol. Polonica*, **42**, 57-170.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and

- data analysis. *Palaeontol. Electron.*, **4**(1), 9p. URL: http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
- Hogancamp N.J., Stolfus B.M., Cramer B.D., Day J.E. (2019) A revised conodont zonation of the Tournaisian (Kinderhookian to lower Osagean) and implications for stratigraphic correlations in North America. *The Devonian-Carboniferous Boundary in the type area of the Mississippian. Iowa Geological Survey Guidebook* (Ed. B.D. Cramer), **30**, 11-17.
- Ji Q. (1985) Study on the phylogeny, taxonomy, zonation and biofacies of *Siphonodella* (Conodonts). *Bull. Instit. Geol. Chinese Acad. Geol. Sci.*, **11**, 51-78.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spalletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontograph. Amer.*, **63**, 99-143.
- Kaiser S.I., Kumpan T., Cigler V. (2017) New unornamented siphonodellids (Conodonts) of the lower Tournaisian from the Rhenish Massif and Moravian Karst (Germany and Czech Republic). *Neues Jahrbuch Geol. Paläontol., Abhandlungen*, **286**(1), 1-33.
- Lane H.R. (1968) Symmetry in conodont element-pairs. *J. Paleontol.*, **42**, 1258-1263.
- Malec J. (2014) The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quarter.*, **58**(2), 217-234. DOI: 10.7306/gq.1142
- Pazukhin V.N. (1989) Tournaisian conodonts of Urals. Cand. geol. and min. sci. Diss. Moscow, Moscow St. Univ., 17 p. (In Russ.)
- Pazukhin V.N. (2008) Phylogeny of the conodonts of genus *Siphonodella*. *News of Paleontology and Stratigraphy: Application to J. Geol. Geofiz.*, **10-11**, 41-44. (In Russ.)
- Purnell M.A., Donohue P.C.J. (1997) Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarkodinid conodonts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B352**, 1545-1564.
- Resolutions of the interdepartmental stratigraphic committee and its standing commissions. (2003) Iss. 34. St. Petersburg, VSEGEI, 48 p. (In Russ.)
- Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M. (1978) Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonts, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newslett. Stratigr.*, **7**(2), 102-120.
- The state of knowledge of the stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic in Russia. Challenges for further research. Resolutions of the interdepartmental stratigraphic committee and its standing commissions. (2008) V. 38. St. Petersburg, VSEGEI, 131 p. (In Russ.)
- Wang C.Y., Yin B.A. (1988) Conodonts. *Devonian-Carboniferous boundary in Nanbiancun, Guilin, China. Aspects and records*. (Ed. by C.M. Yu). Beijing, Science Press, 165-195.
- Zhuravlev A.V. (2003) Conodonts of the Upper Devonian – Lower Carboniferous of north-east of the European Russia. St. Petersburg, VSEGEI, 85 p. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2007) Zonal chart of the Tournaisian based on conodonts. *Upper Paleozoic of Russia: stratigraphy and paleogeography. Vfterials of the All-Russian conference*. Kazan, Kazan Federal Univ. Publ., 110-112. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2017) Shallow-water siphonodellids and definition of the Devonian-Carboniferous boundary. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 21-26.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2017) The symmetry of the rostrum as a key to taxonomy of advanced *Siphonodella* (Conodonts, Early Carboniferous). *Stratigraphy*, **14**(1-4), 213-231.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N. (2018) Taxonomical reassignment of some siphonodellids (conodonts, Early Carboniferous) from W. Hass's collection. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **34**, 31-34.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Cigler V., Kumpan T. (2021) Taxonomic notes on some advanced Tournaisian (Mississippian) siphonodellids (Conodonts). *Geobios*, **64**, 93-101. DOI: 10.1016/j.geobios.2020.12.001
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1994) Conodont phylogenetic-zone concept. *Newslett. Stratigr.*, **30**, 105-123.
- Zonal stratigraphy of Phanerozoic of Russia (2006) Ed. T.N. Korn. St. Petersburg, VSEGEI, 256 p. (In Russ.)

УДК 551.763.12(571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-361-375

Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба

Г. Л. Розбаева¹, В. А. Маринов¹, А. В. Храмцова¹, А. Е. Игольников², О. С. Урман²,
Ю. В. Лошаченко¹, Л. А. Дубровина¹

¹ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, 625003, г. Тюмень, ул. Перекопская, 19а, e-mail: GLRozbaeva@tnnc.rosneft.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр. Акад. Коптюга, 3,
e-mail: igolnikovae@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022 г., принята к печати 06.04.2022 г.

Объект исследования. Пограничные юрско-меловые отложения западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. **Материал и методы.** Сейсмостратиграфические, каротажные и биостратиграфические исследования являлись основными инструментами корреляции разрезов. Лито- и биофациальными методами выполнена реконструкция условий формирования яновстанской свиты и пластов группы НХ рязанского яруса. **Результаты.** Выявлен состав комплексов макро- и микрофауны, установлены аналоги аммонитовых и фораминиферовых зон верхневолжского подъяруса и рязанского яруса Сибири. Детализировано строение верхнеюрского и рязанского комплексов западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Сделаны заключения об условиях формирования волжских и рязанских отложений. **Выводы.** Установлено, что отложения формировались в морском бассейне со стабильной соленостью и пониженной гидродинамикой, в относительно глубоководных условиях. Выделены турбидитовые системы смешанного типа с многоочечным источником питания, в которых снос терригенного материала происходил с юго-востока на северо-запад.

Ключевые слова: север Западной Сибири, пограничные отложения юры и мела, биостратиграфия, фациальный анализ, подводные конусы выноса, клиноформный комплекс

New data on the stratigraphy and depositional environment of the Jurassic-Cretaceous boundary sediments of the northwestern part of the Yenisei-Khatanga trough

Galina L. Rozbaeva¹, Vladimir A. Marinov¹, Alena V. Khramtsova¹, Aleksandr E. Igolnikov²,
Olga S. Urman², Yuliya V. Loshachenko¹, Lidiya A. Dubrovina¹

¹Tyumen Petroleum Research Center, 19a Perekopskaya st., 625003 Tyumen, Russia, e-mail: GLRozbaeva@tnnc.rosneft.ru

²A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3 Akad. Koptyuga av, 630090 Novosibirsk, Russia,
e-mail: igolnikovae@ipgg.sbras.ru

Received 10.01.2021, accepted 06.04.2022

Research subject. Boundary Jurassic-Cretaceous sediments of the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough. **Materials and methods.** The main correlation tools were seismostratigraphic, logging, and biostratigraphic methods. Litho- and biofacies methods were used to reconstruct the development conditions of the Yanovstan Formation and the NKh group of the Ryazanian Stage reservoirs. **Results.** The composition of macro- and microfauna complexes was defined, analogues of the ammonite and foraminiferal zones of the Upper Volgian substage and the Ryazanian stage of Siberia were established. The structure of the Upper Jurassic and Ryazanian complexes of the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough was detailed. Conclusions were made about the formation conditions of the Volgian and Ryazanian deposits. **Conclusions.** The sediments were found to have been formed in a sea basin with stable salinity and low water energy, in relatively deep-water conditions. Mixed turbidite systems with multipoint supply sources were identified, in which the terrigenous material was supplied from southeast to northwest.

Keywords: north of Western Siberia, Jurassic-Cretaceous boundary layers, biostratigraphy, facial analysis, submarine fans, clinoform complex

Для цитирования: Розбаева Г.Л., Маринов В.А., Храмцова А.В., Игольников А.Е., Урман О.С., Лошаченко Ю.В., Дубровина Л.А. (2022) Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба. *Литосфера*, 22(3), 361-375. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-361-375>

For citation: Rozbaeva G.L., Marinov V.A., Khramtsova A.V., Igolnikov A.E., Urman O.S., Loshachenko Yu.V., Dubrovina L.A. (2022) New data on the stratigraphy and depositional environment of the Jurassic-Cretaceous boundary sediments of the northwestern part of the Yenisei-Khatanga trough. *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 361-375. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-361-375>

© Г.Л. Розбаева, В.А. Маринов, А.В. Храмцова, А.Е. Игольников, О.С. Урман, Ю.В. Лошаченко, Л.А. Дубровина, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Район исследований расположен в северной части Западной Сибири (рис. 1), в Енисей-Хатангской нефтегазоносной области, приурочен к западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) и входит в крупнейший стратегический проект “Восток Ойл” компании “Роснефть”.

Одним из наиболее перспективных стратиграфических интервалов для поисков месторождений углеводородного сырья на территории участка являются пограничные отложения юры и мела, которые накапливались в глубоководной зоне Хатангского пролива (Барабошкин и др., 2007), ближе к его южному борту.

Рассматриваемый комплекс отложений имеет сложное геологическое строение. Его формирование происходило во время крупнейшей перестройки структурного плана ЕХРП. Территория, находившаяся в состоянии устойчивого погружения в течение юрского времени, в самом начале раннего мела испытала резкое поднятие амплитудой до 450–500 м (Глаголев и др., 1994). Предполагается, что в результате этого события возникли возвышенности, окружившие пролив, а также, возможно, поднятия, располагавшиеся в его центральной части (Афанасенков и др., 2018), которые и послужили основными источниками обломочного материала пластов нижнехетской свиты, сформировалась поверхность предваланжинского размыва, прослеженная на территории Малохетского района (Конторович, 2011). Геологические тела имеют сложное строение, продуктивные пласты крайне не выдержаны по площади и имеют наклонное залегание. Перепады высот отдельных горизонтов достигают более 2 км (Шестакова и др., 2020).

Построение геологической модели юрско-мелового комплекса района, необходимое для локализации перспективных зон концентрации углеводородов, требует решения ряда задач. В первую очередь это стратификация разрезов верхнеюрского и нижнемелового комплексов. При ограниченном объеме кернового материала, необходимого для проведения биостратиграфических, литологических и геохимических работ, при изучении слоистой структуры разреза особое значение приобретают сейсмогеологические методы, а также анализ данных геофизических исследований скважин (ГИС). Фациальные исследования, которые включают в себя лито- и биофациальный комплекс анализов, являются вторым направлением решения поставленной задачи.

В рамках работ по поиску зон улучшенных коллекторов было выполнено построение двумерной модели верхнеюрского и нижнемелового комплексов отложений в западной части ЕХРП на основе ревизии как ранее полученных материалов,

так и результатов изучения керна новых скважин, пробуренных в 2020 г.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Седиментологический анализ рязанского яруса и яновстанской свиты был выполнен по керну двух скважин Западно-Иркинской площади, пробуренных в 2020 г. Дополнительно привлекались результаты седиментологических, биостратиграфических исследований керна скважин на Иркинской, Южно-Носковской, Пайяхской и Аномальной площадях. Выполнен также большой объем макро- и микропалеонтологических исследований (определено 54 остатка раковин головоногих и двусторчатых моллюсков, микропалеонтологический анализ включал в себя 117 образцов), проведены анализ данных ГИС и переинтерпретация 1185 км сейсмических профилей МОГТ-2D.

В работе использовались известные методики литолого-фациального, секвенс-стратиграфического и биофациального анализов, представленные в трудах известных отечественных (Алексеев, 2002; Чернова, 2008; и др.) и зарубежных (Reding, Richards, 1994; Catuneanu, 2006; Knaust, Bromley, 2012; Sychala et al., 2017; и др.) ученых. Биофациальные исследования проводились по ранее апробированным методикам (Маринов и др., 2006; Niritenko et al., 2013).

Титонский и берриасский ярусы, выделенные в Тетической надобласти, до сих пор не имеют обоснованных эквивалентов в Бореальной (Урман и др., 2019). Для обозначения нижних слоев меловой системы в настоящее время пользуются региональными подразделениями, или бореально-берриасскими, или рязанским региоярусми (Рогов и др., 2011). При биостратиграфических построениях авторы использовали региональный (бореальный) вариант стратиграфической шкалы и приняли в качестве верхнего яруса юрской системы волжский региоярус, а для нижнего яруса меловой системы – рязанский.

СТРОЕНИЕ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА

В соответствии с существующими региональными схемами (Решение..., 2004; Постановления..., 2006), исследуемая территория расположена в пределах различных структурно-фациальных районов (СФР). На северо-западе территории верхнеюрские отложения представлены гольчихинской свитой Гыданского района, а на ее большей части верхняя юра представлена сиговской и яновстанской свитами Тазо-Хетского СФР (см. рис. 1). Рязанские отложения на севере участка составляют нижнюю часть шуратовской свиты Притаймырского райо-

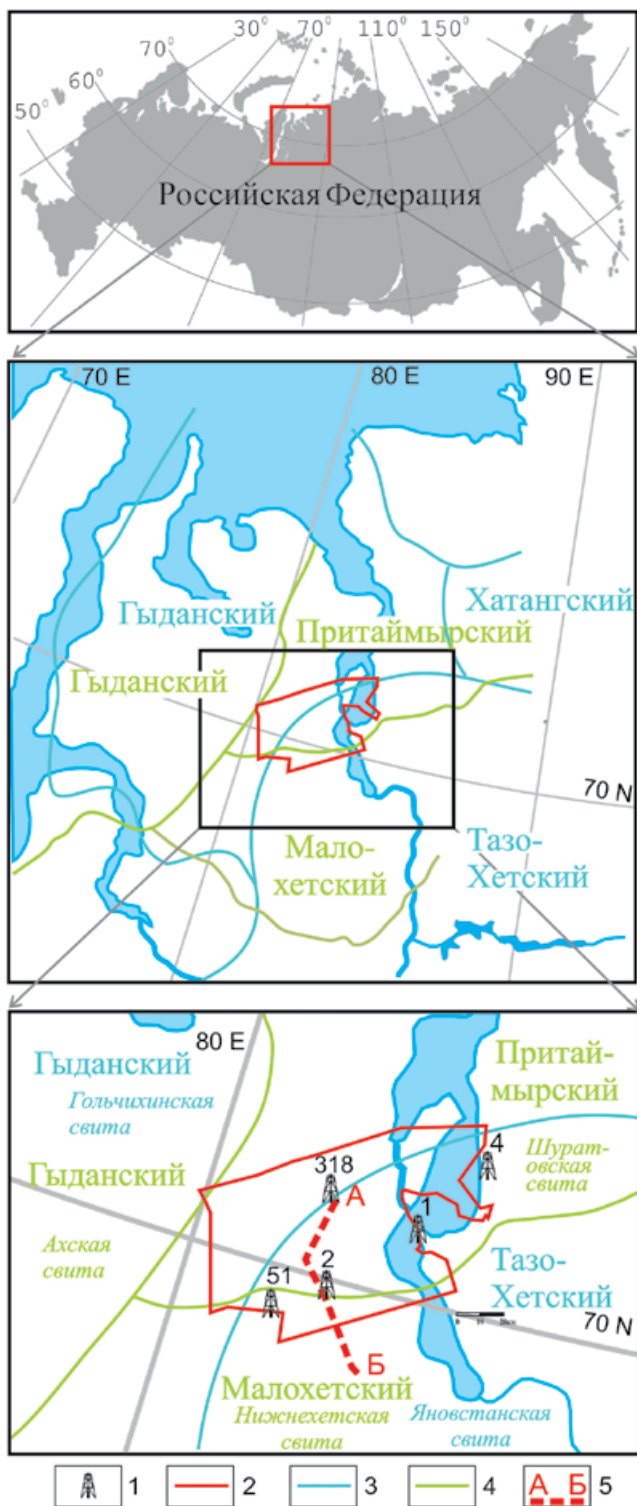


Рис. 1. Район работ.

1 – скважины: 1 – Западно-Иркинская-1, 2 – Западно-Иркинская-2, 4 – Пайяхская-4, 51 – Аномальная-51, 318 – Южно-Носковская-318; 2 – граница Западно-Иркинского ЛУ; 3, 4 – границы структурно-фациальных подрайонов и районов: 3 – рязанских-аптских отложений (Постановления..., 2006); 4 – келловейских и верхнеюрских отложений (Решение..., 2004); 5 – линия сейсмического разреза по профилю А-Б.

Fig. 1. Work area.

1 – wells: 1 – West-Irkinskaya-1, 2 – West-Irkinskaya-2; 4 – Payakhskaya-4; 51 – Anomalnaya-51; 318 – South-Noskovskaya-318; 2 – border of the West Irkinsky license block; 3, 4 – boundaries of structural-facies sub-districts and districts: 3 – Ryazanian-Aptian deposits (Resolution..., 2006); 4 – Callovian and Upper Jurassic deposits (Decision..., 2004); 5 – seismic section along the A-B line.

на, а на юге – нижнюю часть нижнехетской свиты Малохетского района. Согласно схеме тектонического районирования (Конторович, 2011), район исследований находится в юго-восточной части Беловской впадины, самой крупной структуры Центрально-Таймырского желоба.

Яновстанская свита (кимериджский, волжский и нижняя часть рязанского ярусов) в пределах района работ залегает на глубинах 2500–3500 м, имеет толщины около 300–500 м, сложена аргиллитами алевроитовыми, кремнисто-глинистыми породами с прослоями песчаников тонкозернистых с карбонатным цементом и мергелей.

Гольчихинская свита (верхи батского, келловейский, оксфордский, кимериджский, волжский и нижняя часть рязанского ярусов) выделяется в северо-западной части ЕХРП. Свита залегает на глубинах 2000–3500 м, имеет средние толщины около 700 м, сложена темноцветными прослоями битуминозными аргиллитами, с прослоями алевролитов, реже песчаников. В рамках статьи рассматривается только верхняя, волжско-рязанская часть отложений.

Отложения гольчихинской и яновстанской свит характеризуются повышенными значениями органического вещества (C_{org} до 4%) по сравнению с перекрывающими их отложениями.

Шуратовская свита (рязанский и валанжинский ярусы). Кровля свиты проводится по реперному горизонту глин – тепловскому. Подошва совпадает с поверхностью предваланжинского размыва. Свита распространена на большей части ЛУ, за исключением его южной периферии, залегает на глубинах 1800–3000 м, имеет толщины около 600–800 м. Серые алевролиты и глины с прослоями песчаников тонко-мелкозернистых и мелко-тонкозернистых аркозового состава, часто известковистых. В нижней части свиты глины тонкоотмученные, с тонкими прослоями слабобитуминозных глин.

Нижнехетская свита (рязанский и валанжинский ярусы). Кровля свиты проводится по реперному горизонту глин – тагринскому. Подошва совпадает с поверхностью предваланжинского размыва. Свита прослеживается вдоль южной границы ЛУ, залегает на глубинах 1500–2500 м, имеет средние толщины около 300–400 м. Серые и темно-серые глины с зеленоватым оттенком, с пластами алевролитов и песчаников.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕХРП

Новые биостратиграфические данные были получены при изучении керн скважин Западно-Иркинских-1 и -2 и Пайяхской-4.

Яновстанская свита (нижний кимеридж – низы рязанского яруса) изучена в разрезах скв. Пайяхская-4 и Западно-Иркинская-1 (рис. 2). В разрезе скв. Западно-Иркинская-1 в кровле свиты (глубина 4228 м) обнаружен представительный комплекс фораминифер: *Recurvoides praeobskiensis* Dain et Bulynnikova, *Recurvoides* ex gr. *paucus* Bulynnikova, *Cribrostomoides* ex gr. *umbonatus* (Rom.), *Trochammina annae* Levina, *Trochammina misinovi* Levina, *Trochammina rosacea* Zaspelova, *Dorothia* cf. *tortuosa* Dain et Komissarenko. Комплекс сопоставляется с зональным *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi* верхней волги и основания рязания (Решение..., 2004) по наличию характерных видов *Recurvoides praeobskiensis*, *Trochammina annae*, *T. misinovi*. В разрезе скв. Пайяхская-4 найден средневожский аммонит *Dorsoplanites* sp. ind. (глубина 3566.5 м), а также комплексы фораминифер с *Trochammina septentrionalis* (средневожский подъярус) и *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi* (интервал 3433.8–3481.55 м) верхневожского подъяруса.

Нижнехетская свита (рязанский ярус без нижней зоны и нижняя зона нижнего валанжина) изучена по керну скв. Западно-Иркинская-2 (см. рис. 2).

В интервале 3640.0–3650.0 м обнаружен комплекс фораминифер *Trochammina polymera* Dubrovskaja, в которых определены следующие виды: *Saccamina complanata* (Franke), *Saccamina* sp., *Recurvoides* ex gr. *romanovae* Purija, *Cribrostomoides* ex gr. *umbonatus* (Rom.), *Cribrostomoides* sp. ind., *Ammosiphonia* sp. ind., *Budashevaella* ex gr. *paucus* Bulynnikova, *Ammobaculites* sp. ind., *Gaudryinopsis* ex gr. *gerkei* (Vassilenko), *Verneuiloides kansensis* Loeblich et Tappan, *Trochammina polymera* Dubrovskaja, *Trochammina* ex gr. *gyroidinoides* Mjatluk, *Trochammina* ex gr. *mugiensis* Dain et Bulynnikova, *Trochammina* ex gr. *neocomiana* Mjatluk, *Lenticulina* sp. ind.

В скв. Пайяхская-4 в кровле свиты найден аммонит *Craspeditidae* ? gen et sp. ind. (глубина 3499.25 м). В верхней части свиты обнаружены аммониты *Neotollia* cf. *sibirica* (Klimova), (глубина 3516.45 м), *Temnoptychites*? sp. ind. (глубина 3513.9 м).

Шуратовская свита (рязанский ярус без нижней зоны – основание нижнего готерива) представлена в керне скв. Пайяхская-4 и Западно-Иркинская-1. Изучена только нижняя часть свиты (см. рис. 2).

В скв. Пайяхская-4 определены аммониты *Surites* sp. ind. (глубина 3399.75 м), *Borealites* ? *Tollia* ?

sp. ind. (глубина 3381.3 м), *Tollia*? sp. ind. (глубина 3372.25 м), двустворчатые моллюски *Buchia volgensis* (Lahusen) (глубина 3381.3 м), *Inoceramus* ex gr. *golberti* Zakharov et Turbina (глубина 3372.25 м). Комплекс фораминифер с *Trochammina sibirica* N. Belousova, *Trochammina* cf. *gyroidiniformis* Mjatluk (глубина 3372.25 м) содержит виды *Saccamina* sp., *Recurvoides paucus* Bulynnikova, *Recurvoides* ex gr. *obskiensis* Romanova, *Cribrostomoides* cf. *umbonatus* Rom., *Evolutinella sinuosa* (Bulynnikova), *Ammosiphonia* sp., *Bulbobaculites* aff. *scabrium* (Bulynnikova), *Trochammina sibirica* N. Belousova, *T.* aff. *rosaceaformis* N. Belousova, *Trochammina* cf. *gyroidiniformis* Mjatluk, *Verneuilinoides* sp., *Gaudryinella* sp.

В скв. Западно-Иркинская-1 в основании свиты (интервал 4204.00–4215.35 м) обнаружены многочисленные раковины двустворок *Buchia okenensis* (Pavlov), *Buchia volgensis* (Lahusen), совместный интервал распространения которых соответствует нижней части рязанского яруса, зоне *Hectoroceras kochi*. В этом же интервале встречен представительный комплекс фораминифер с *Recurvoides romanovae*. Определены виды *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berthelin), *Recurvoides romanovae* Purija, *Evolutinella* sp. ind., *Cribrostomoides umbonatus* Rom., *Cribrostomoides praevolubilis* Marinov, *Ammobaculites gerkei* Scharovskaja, *Gaudryinopsis* aff. *gerkei* Vassilenko, *Trochammina* ex gr. *neocomiana* Mjatluk, *Globulina* sp. ind., *Lenticulina* cf. *pseudoarctica* E. Ivanova, *Astacolus* sp. ind.

Выше обнаружены отпечатки аммонитов *Hectoroceras* sp. ind. и раковины двустворчатых моллюсков *Inoceramus* ex gr. *subplanus* Zakh. et Turb., *Inoceramus* cf. *taimyricus* Zakharov (интервал 4058.1–4060.9 м).

Над слоями с *Hectoroceras* sp. ind. встречены отпечатки раковин аммонита плохой сохранности, сходного с *Surites* sp. ind. или *Borealites* sp. ind., двустворчатых моллюсков *Inoceramus* ex gr. *subplanus* Zakh. et Turb. (интервал 4047.25–4050.55 м).

Выше слоев *Surites* sp. ind. (?*Borealites*) найден отпечаток раковины аммонита *Tollia* sp. ind. (глубина 4033.8 м) и раковины двустворок *Inoceramus* ex gr. *subplanus* Zakh. et Turb. (интервал 4021.0–4033.0 м).

Стратиграфическое положение пачек, пластов и маркирующих горизонтов уточнено благодаря находкам аммонитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер. Анализ состава комплексов фауны позволил сопоставить пласты и пачки яновстанской, нижнехетской и шуратовской свит с зонами рязанского яруса Сибири (рис. 3). В настоящее время зональная последовательность рязанского яруса Сибири является наиболее обоснованной для территорий Бореальной надобласти. Именно сибирская шкала послужила основой построения Бореального зонального стандарта (Барбошкин, 2004).

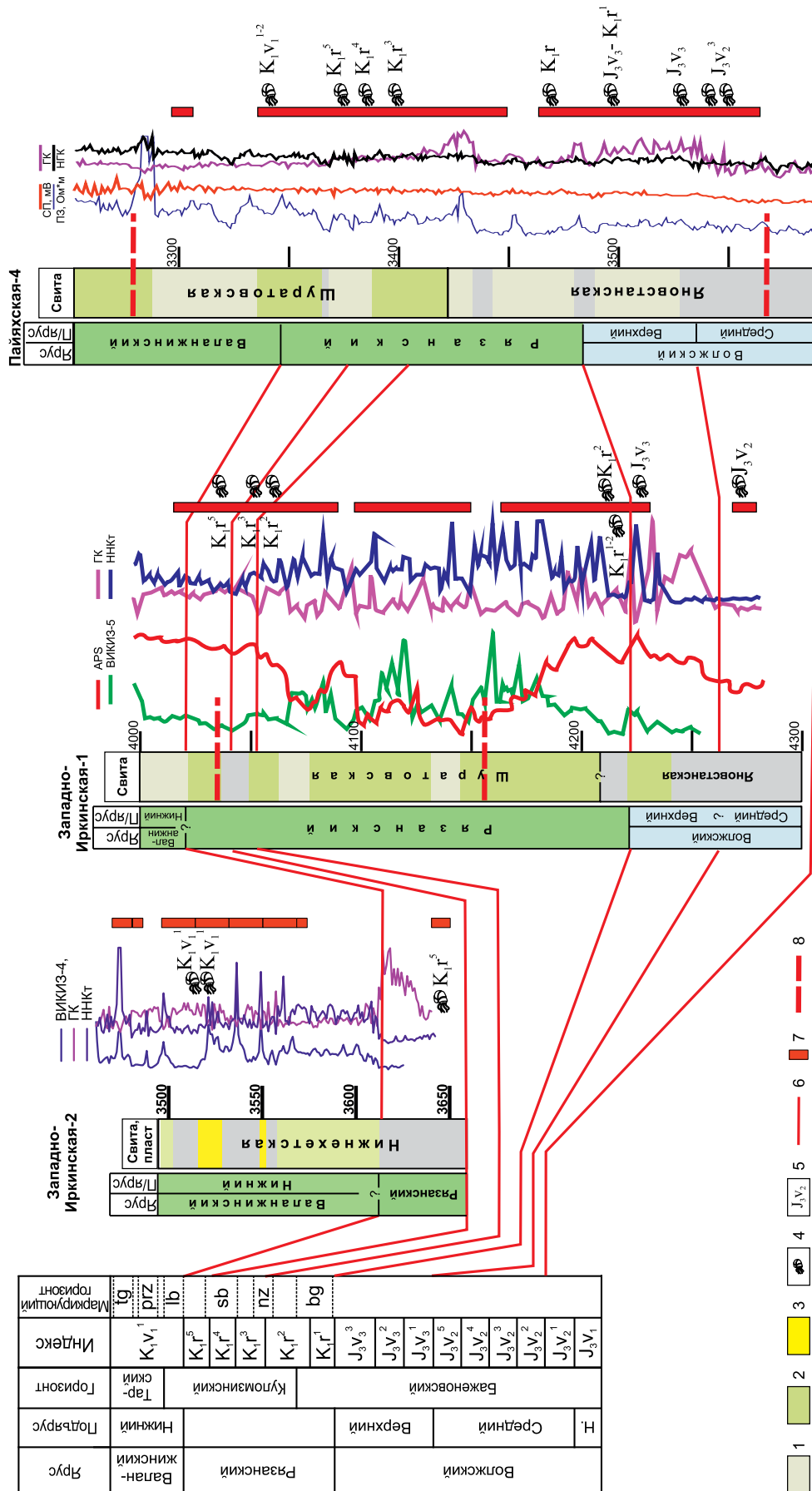


Рис. 2. Корреляция разрезов волжского и рязанского ярусов в пределах западной части ЕХРП.

1 – алевролиты глинистые, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – точки находок фауны, 5 – возрастная датировка, 6 – корреляционные линии, 7 – интервалы отбора керна, 8 – маркирующие горизонты.

Fig. 2. Correlation of sections of Volgian and Ryazanian stages of the West Irkinsky license block.

1 – clayey siltstones, 2 – siltstones, 3 – sandstones, 4 – points of fauna finds, 5 – age dating, 6 – correlation lines, 7 – coring intervals, 8 – markers.

Ярус	Подъярус	Горизонт	Зоны и слои (Решение..., 2004, Постановление..., 2006)			Индекс	Свита	Маркирующий горизонт				
			С аммонитами	С двустворками	С фораминиферами							
Валанжинский	Нижний	Тарский	Neotollia klimovskiensis	Buchia inflata	Orientalia baccula Ammodiscus micrus	Recurvoides obskiensis	K ₁ v ₁ ¹	tg				
		Куломзинский							Tollia tolli	Buchia tolmateschevi	Trochammina polymera	Recurvoides romanovae
Рязанский		Куломзинский	Bojarkia mesezhnikowi	Buchia volgensis	Gaudryina gerkei	Recurvoides romanovae	K ₁ r ⁴	lb				
			Surites analogus						Buchia jasikovi	Trochammina rosaceaformis	K ₁ r ³	sb
			Hectoroceras kochi						Buchia okensis			
			Chetaites sibiricus						Buchia unshensis	Ammodiscus veteranus, Evolutinella emeljanzevi	K ₁ r ¹	bg
Волжский	Верхний	Баженовский	Subcraspedites maurynijensis, pulcheri	Buchia unshensis	Ammodiscus veteranus, Evolutinella emeljanzevi	J ₃ v ₃ ³	Яновстанская					
			Craspedites taimyrensis						J ₃ v ₃ ²			
			Craspedites okensis							J ₃ v ₃ ¹		

Рис. 3. Стратиграфическое положение маркирующих горизонтов и продуктивных слоев рязанского яруса Западно-Иркинской площади.

Региональные маркирующие горизонты: bg – баженовский, nz – назинский, sb – сабунский, lb – лабазный, prz – приозерный, tg – тагринский.

Fig. 3. Stratigraphic position of units with fauna within the Volgian and Berriasian section of the West Irkinsky license block.

Abbreviations. Regional markers: bg – Bazhenov, nz – Nazinsky, sb – Sabunian, lb – Labazny, prz – Priozerny, tg – Tagrinsky.

Аммонитовые зоны

Зона *Hectoroceras kochi* нижней части рязанского яруса (K₁r²). Присутствие зоны установлено по находке *Hectoroceras sp. ind.* (Табл. 1, фиг. 1) в скв. Западно-Иркинская-1.

Зона *Surites analogus* средней части рязанского яруса (K₁r³). Присутствие зоны установлено по находке не определенных до вида раковины аммонитов рода *Surites* в скв. Западно-Иркинская-1.

Зона *Bojarkia mesezhnikowi* верхней части рязанского яруса (K₁r⁴). Присутствие зоны установлено по находке ядра раковины *Bojarkia cf. mesezhnikowi* Schulgina (см. табл. 1, фиг. 8) в скв. Пайяхская-4.

Зона *Tollia tolli* верхов рязанского яруса (K₁r⁵). Присутствие зоны установлено по находке раковины аммонита плохой сохранности рода *Tollia* (см. табл. 1, фиг. 2) в скв. Пайяхская-4 и Западно-Иркинская-1.

Нижняя зона валанжина *Neotollia klimovskiensis* (K₁v¹). Присутствие зоны установлено по находке ви-

дов *Neotollia cf. sibirica* (Klimova) (см. табл. 1, фиг. 7) и *Temnoptychites sp. ind.* в скв. Западно-Иркинская-2. Распространение вида *Neotollia sibirica* ограничено нижней зоной валанжина (K₁v¹). Распространение рода *Temnoptychites* шире, включает также аммонитовые зоны нижнего валанжина *Propolyptychites quadrifidus* и *Euryptychites astieriptychus*, однако в них он встречается редко (Богомолов, 1989).

Зоны по двустворчатым моллюскам

Зона *Buchia okensis*. Комплекс включает в себя виды *Buchia okensis* (Pavlow) (см. табл. 1, фиг. 3, 4), *B. volgensis* (Lahusen), *Inoceramus ex gr. subplanus* Zakh. et Turb. I. cf. *taimyricus* Zakh. Совместный интервал распространения двустворок *Buchia okensis* (Pavlow), *B. volgensis* (Lahusen) соответствует нижней части рязанского яруса, зоне *Hectoroceras kochi*. Стратиграфическое распространение встреченных иноцерамид включает в себя рязанский ярус целиком, однако *Inoceramus subplanus* Zakh. et Turb. распространен преимущественно

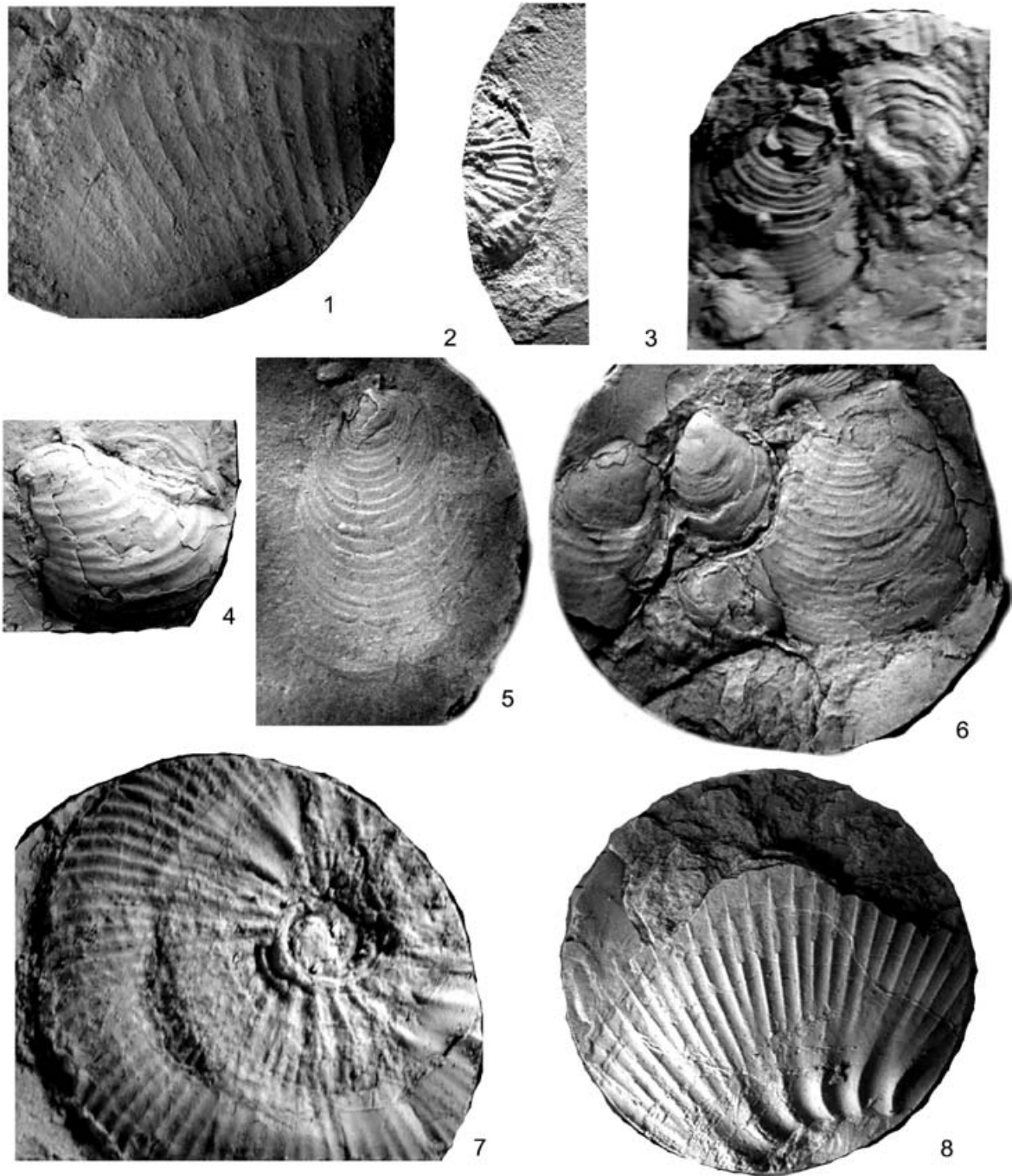


Таблица 1.

- Фиг. 1. *Hectoroceras* sp. ind. Экз. 31-ЗИ-4/5. Скв. Западно-Иркинская-1, интервал 4051–4089 м, 9.9 м от верха интервала, обр. 31-ЗИ-4/5; шуратовская свита, рязанский ярус, зона *Hectoroceras kochi*.
Фиг. 2. *Tollia* sp. ind. Экз. 31-ЗИ-3/1. Скв. Западно-Иркинская-1, интервал 4033–4051 м, 0.8 м от верха интервала, обр. 31-ЗИ-3/1; шуратовская свита, рязанский ярус, зона *Tollia tolli*.
Фиг. 3. *Buchia okensis* (Pavlow), *B. volgensis* (Lahusen). Экз. 31-ЗИ-12/8. Скв. Западно-Иркинская-1, интервал 4204–4219 м, 6.2 м от верха интервала, обр. 31-ЗИ-12/8, шуратовская свита, рязанский ярус, зона *Hectoroceras kochi*.
Фиг. 4. *Buchia okensis* (Pavlow). Экз. 31-ЗИ-12/18. Скв. Западно-Иркинская-1, интервал 4204–4219 м, 11.1 м от верха интервала, обр. 31-ЗИ-12/18, шуратовская свита, рязанский ярус, зона *Hectoroceras kochi*.
Фиг. 5. *Buchia mosquensis* (Buch). Экз. 4 Пх-24. Скв. Пайяхская-4, интервал 3552.0–3566.5 м, место взятия 1.0 м от верха интервала, яновстанская свита. Верхняя юра; волжский ярус, средний подъярус.
Фиг. 6. *Buchia volgensis* (Lahusen). Экз. 4 Пх-59. Скв. Пайяхская-4, интервал 3373.5–3389.0 м, место взятия 7.8 м от верха интервала, шуратовская свита. Нижний мел, рязанский ярус, средняя и верхняя часть яруса.

Фиг. 7. *Neotollia cf. sibirica* (Klimova). Экз. 32-3Ирк-12. Скв. Западно-Иркинская-2, глубина 3516.45 м, 0.45 м от верха интервала, обр. 32-3И-12; нижнехетская свита, нижневаланжинский подъярус, зона *Neotollia klimovskiensis*.

Фиг. 8. *Borealites ? Tollia ?* sp.ind. Экз. 4 Пх-61. Скв. Пайяхская-4, интервал 3373.5–3389.0 м, место взятия 7.8 м от верха интервала, шуратовская свита. Нижний мел, рязанский ярус, средняя и верхняя часть яруса.

Все экземпляры хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ООО “ТННЦ”.

В табл. 1 все экземпляры изображены в натуральную величину.

в нижней части яруса (Захаров, Турбина, 1979), *Inoceramus taimyricus* Zakh. наиболее часто встречается в верхней части рязанского яруса и основании валанжина. Аналогии зоны установлены в скв. Западно-Иркинская-2.

Зона *Buchia volgensis*. Двустворки представлены видом *Buchia volgensis* (Lahusen) (см. табл. 1, фиг. 6). Зона установлена в скв. Пайяхская-4.

Зоны по фораминиферам

Зона JF52 *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*. В комплексе доминирует вид *Trochammina rosacea* Zaspelova. Присутствие в составе комплекса характерных видов *Recurvoides praeobskiensis* Dain et Bulynnikova, *Trochammina misinovi* Levina, *Trochammina rosacea* Zaspelova позволяет сопоставить его с зональным комплексом верхневолжского подъяруса Сибири *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*. Слои установлены в скв. Западно-Иркинская-1.

Слои с *Recurvoides romanovae*. Доминируют виды *Gaudryinopsis* aff. *gerkei*, *Cribrostomoides praevolubilis*, *C. umbonatus*. Стратиграфическое положение вмещающих комплекс отложений уточняют присутствие в комплексе видов *Recurvoides romanovae*, *Cribrostomoides umbonatus*, *Cribrostomoides praevolubilis*, *Ammobaculites gerkei*, *Lenticulina* cf. *pseudoarctica*, характерных для зоны *Recurvoides romanovae* и отвечающих полному объему рязанского яруса Сибири (Постановления..., 2006). Слои установлены в скв. Западно-Иркинская-1.

Слои с *Trochammina polymera*. В составе комплекса слоев преобладают фораминиферы видов *Saccammina complanata* (Franke) и *Verneuilioides kansasensis* Loeblich et Tarpan. Присутствуют характерные виды слоев с *Trochammina polymera* верхней зоны рязанского яруса *Tollia tolli*. Это вид-индекс и вид *Verneuilioides kansasensis* Loeblich et Tarpan, распространенный в Западной Сибири в пограничных слоях рязанского яруса и валанжина. Слои установлены в скв. Западно-Иркинская-2.

Слои с *Trochammina sibirica*, *Trochammina* cf. *gyroidiniformis*. В составе комплекса доминируют представители рода *Trochammina* (*sibirica*, aff. *rosaceaformis*, *gyroidiniformis*) и *Recurvoides paucus*, *Evolutinella sinuosa*. Состав комплекса и присутствие в доминантной группе характерных видов *Trochammina sibirica*, *T. gyroidiniformis* позволяют сопоставить его с одноименной зоной нижнего валанжина Сибири (Булыникова и др., 1990).

ДАННЫЕ СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СКВАЖИН

Сейсмостратиграфические построения проводились на основе биостратиграфических и литостратиграфических данных, а также результатов ГИС. Построение двумерной модели слоистой структуры пограничных отложений юры и мела выполнено путем прослеживания маркирующих глинистых горизонтов: баженовского (bg), лабазного (lb) и самбургского (smb) (рис. 4).

Затем были построены поверхности, отвечающие маркирующим горизонтам. Каждому маркирующему горизонту – выдержанной в пространстве пачке глин – отвечает один или несколько отражающих горизонтов (ОГ).

В нижней части баженовского маркирующего горизонта прослеживается ОГ Б, которому отвечает отрицательный экстремум сейсмической записи переменной интенсивности, уверенно фиксирующийся на большей части изучаемой территории. Согласно биостратиграфическим данным по скв. Западно-Иркинская-1, поверхность ОГ Б приблизительно соответствует границе между волжским и рязанским ярусами.

В нижней части шуратовской свиты прослежен маркирующий лабазный (lb) горизонт. ОГ lb выделяется в подошве маркирующей глинистой пачки. Биостратиграфические данные по скв. Западно-Иркинская-1 позволяют отнести лабазный маркирующий горизонт к пограничным слоям рязанского и валанжинского ярусов.

Отложения нижней части рязанского яруса, отвечающие кровельной части яновстанской свиты, заключены между ОГ Б и ОГ Бян. Толщины нижнего рязания на юго-восточном крае ЕХРП достигают 150 м, что не характерно для рязанского яруса, который на большей части Западной Сибири является достаточно маломощным (не более 30 м) (Маринов и др., 2006). В направлении на запад и север мощности быстро сокращаются и отложения полностью выклиниваются на расстоянии не более 10 км от края участка. Аналогичное строение имеет весь рязанский ярус (рис. 5), который рассматривается как комплекс отложений между баженовским и лабазным маркирующими горизонтами. Его максимальные толщины вблизи южной границы участка достигают 400 м и развиты в пределах вытянутой впадины, осложненной рядом погруженных и структурных носов (рис. 6).

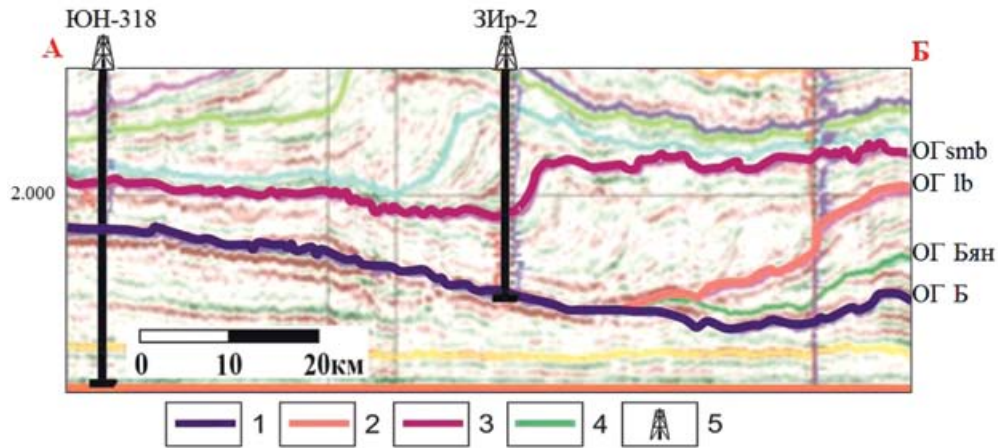


Рис. 4. Субмеридиональный сейсмический разрез по линии А–Б (см. рис. 1).

1–4 – положение маркирующих горизонтов: 1 – базеновский (Б), 2 – лабазный (Ib), 3 – самбургский (smb), 4 – кровля яновстанской свиты (Бян); 5 – опорные скважины на профиле.

Fig. 4. Submeridional seismic section along A–B line (see Fig. 1).

1–4 – position of reflectors: 1 – Bazhenov (B), 2 – Labazny (Ib), 3 – Samburgsky (smb), 4 – top of the Yanovstanskaya Fm (Byan); 5 – reference wells along the line.

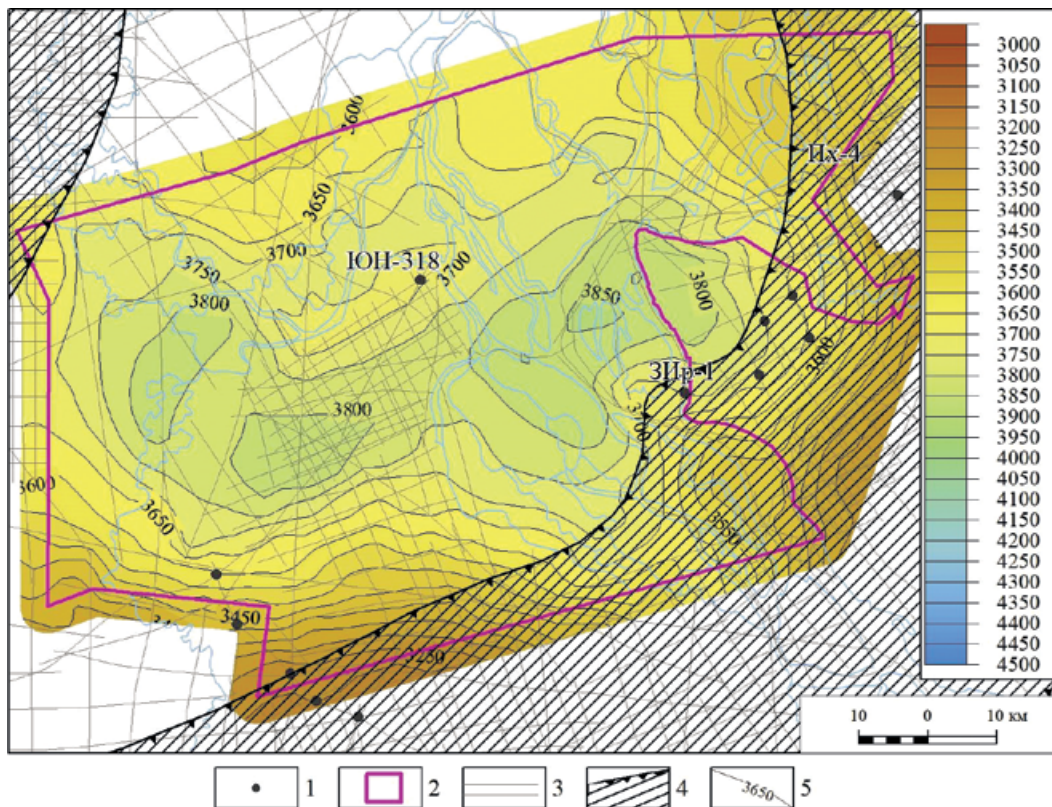


Рис. 5. Структурная карта по поверхности Бян, совмещенная с ОГ Б.

1 – скважины, вскрывшие отложения; 2 – Западно-Иркинский ЛУ; 3 – линии профилей; 4 – область распространения отложений яновстанской свиты (Бян); 5 – изохоры, м.

Fig. 5. Structural map on the Byan surface, combined with Reflector B.

1 – wells that have penetrated the unit; 2 – West Irkin license block; 3 – profile lines; 4 – area of Yanovstanskaya Fm deposits (Byan); 5 – isochores, m.

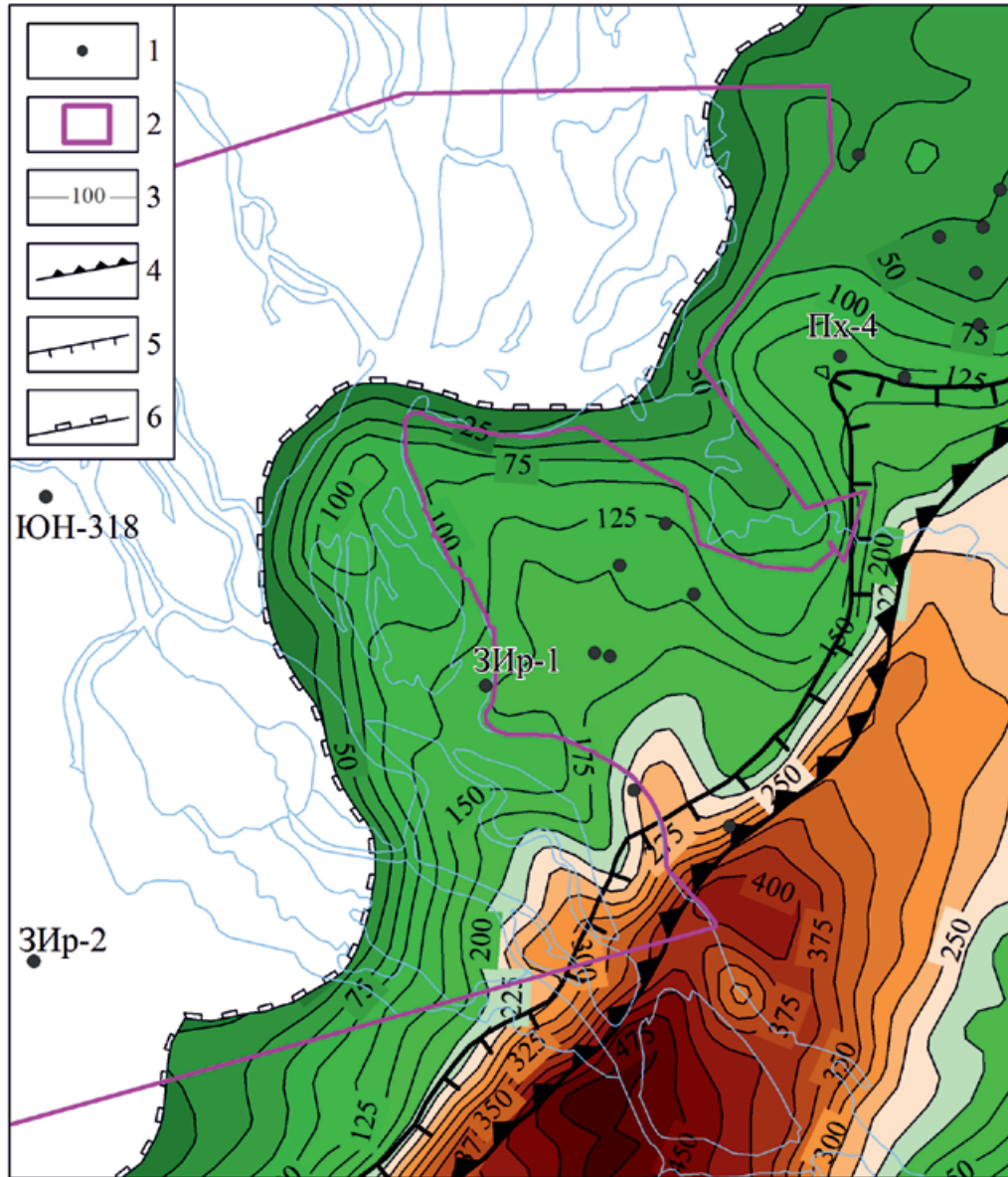


Рис. 6. Карта толщин отложений рязанского яруса.

1 – скважины, вскрывшие отложения; 2 – Западно-Иркинский ЛУ; 3 – изопахиты, м; 4 – бровка палеошельфа; 5 – подножие склона; 6 – линия выклинивания отложений.

Fig. 6. Thickness map of Ryazanian stage.

1 – wells that have penetrated the unit; 2 – West Irkinsky license block; 3 – Isopach lines, m; 4 – edge of paleoshelf; 5 – foot of the slope; 6 – pinch-out line.

Поверхность ОГ 1b имеет контрастный рельеф, который интерпретируется нами как переход от бровки палеошельфа к подножию склона. Затем в северо-восточном направлении на исследуемой территории отложения быстро выклиниваются и в центральной части района работ отсутствуют. Дальнейшая проградация клиноформного комплекса с юго-востока на северо-запад связана с формированием отложений валанжина.

ОГ Бян и ОГ 1b сливаются с ОГ Б и образуют единую поверхность, сформировавшуюся в результате размыва рязанских и более древних отложений. Это событие, получившее название предваланжинского размыва, ранее было установлено в Гыданском районе, на Мессояхской наклонной гряде (Конторович, 2011). Оно отражает эпизод тектонической активизации на рубеже юры и мела, образования ряда локальных поднятий, подвергших-

ся процессам эрозии, и выражено на сейсмических разрезах в виде субаэральной поверхности. Поднятия были разделены впадинами, в которые сносился поступающий обломочный материал.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА

В начале рязанского века в арктических районах Западной Сибири продолжалась трансгрессия моря и происходило углубление морского бассейна седиментации в северо-западном направлении (Шемин и др., 2018), в это же время начали активироваться тектонические процессы и формировался горный рельеф. Воздымание Сибирского кратона и усиление сноса обломочного материала на востоке палеобассейна привели к формированию глинистой яновстанской свиты, имеющей на территории участка клиноформный облик.

Яновстанская свита изучена по керну скв. Западно-Иркинская-1 в интервале глубин 4213–4280 м (рис. 7). В кремнисто-глинистой породе отмечаются мелкие стяжения пирита по ходам илоедов *Chondrites* (рис. 7а), онихиты, ихтиодетрит, раковинный детрит, редкие белемниты (рис. 7б), раковины двустворок *Buchia*. Комплекс остатков макрофауны, а также находки трохамминидовых ассоциаций фораминифер подтверждают формирование яновстанской свиты в морских обстановках с низким уровнем гидродинамики, нормальной соленостью вод и дефицитом кислорода в придонном слое. На западной периферии ЕХРП выявлены гаплофрагмиидовые сообщества фораминифер, характерные для умеренно глубоководной зоны со стабильной соленостью.

Шуратовская свита. В результате детального седиментологического описания керна скважин Западно-Иркинской, Иркинской, Аномальной и других площадей установлено, что отложения рязанского яруса формировались в глубоководных условиях с образованием конусов выноса и турбидитовых каналов (рис. 8).

Турбидитовые и кревассовые каналы сложены песчаниками тонко- и мелкозернистыми преимущественно массивными (см. рис. 7д), часто с глинистыми интракластами, с эрозионной подошвой. Отложения прирусловых валов представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников с горизонтальной и мелкой косою слоистостью, с текстурами пластических деформаций. При переливе из канала турбидитового потока через прирусловый вал образуются кревассовые каналы и лопасти (пески разлива). Для последних характерны дебрисные (см. рис. 7в), мелкослоистые и блюдцеобразные (см. рис. 7г) текстуры. Лопасти представляют собой надстраиваемые циклиты с постепенным утолщением песчаных слоев вверх по разрезу.

Фронтальная, осевая часть лопасти представлена песчаниками мелкозернистыми, тонко- и мелкозернистыми, преимущественно массивными, в них встречаются глинистые интракласты. По мере удаления от осевой зоны лопасти происходит увеличение количества и толщин глинистых прослоев. Медианная часть лопасти представлена песчаниками мелко- и тонкозернистыми с горизонтальной, градационной и мелкой косою слоистостью (см. рис. 7е), дебрисной текстурой, с прослоями алевролитов мелкозернистых глинистых. Дистальная часть лопасти сложена тонкослоистыми глинистыми алевролитами. Межлопастные отложения представлены аргиллитами и алевролитами глинистыми микрослоистыми (см. рис. 7ж). Отложения латеральной части лопасти слагают преимущественно песчаниками тонкозернистыми, тонко- и мелкозернистыми с косою и горизонтальной слоистостью, с прослоями алевролитов.

ВЫВОДЫ

1. Бурение двух скважин с большим выходом керна в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба позволило получить новые материалы по геологии района, уточняющие строение пограничного интервала юрско-меловых отложений на основе прослеживания реперных отражающих горизонтов и уточнения возрастных датировок маркирующих глинистых пачек.

2. Биостратиграфические исследования позволили обосновать зональное расчленение разреза рязанского яруса (нижнехетской и нижней части шуратовской свит). Выделены аналоги зональных подразделений рязанского яруса по аммонитам, двустворчатым моллюскам и фораминиферам.

3. Детальный седиментологический и палеоэкологический анализы керна скважин Западно-Иркинской площади и прилегающих площадей позволили уточнить условия формирования яновстанской свиты и низов шуратовской/нижнехетской свит рязанского яруса.

4. Отложения яновстанской свиты накапливались в относительно глубоководных условиях морского бассейна. Формирование пластов группы НХ происходило в условиях глубоководных конусов выноса с многоточечным источником питания. Установлен глинисто-песчаный тип турбидитной системы с многоточечным источником питания. Конусы выноса в разрезе скважин 1 и 2 Западно-Иркинской площади имеют разный возраст и гидродинамически не связаны. Главной питающей провинцией в рязанском веке служили приподнятые территории Сибирской платформы.

5. По результатам сейсморазведки подтверждается клиноформное строение отложений нижней части шуратовской свиты с проградацией отложений комплекса в направлении с юго-востока на северо-запад.

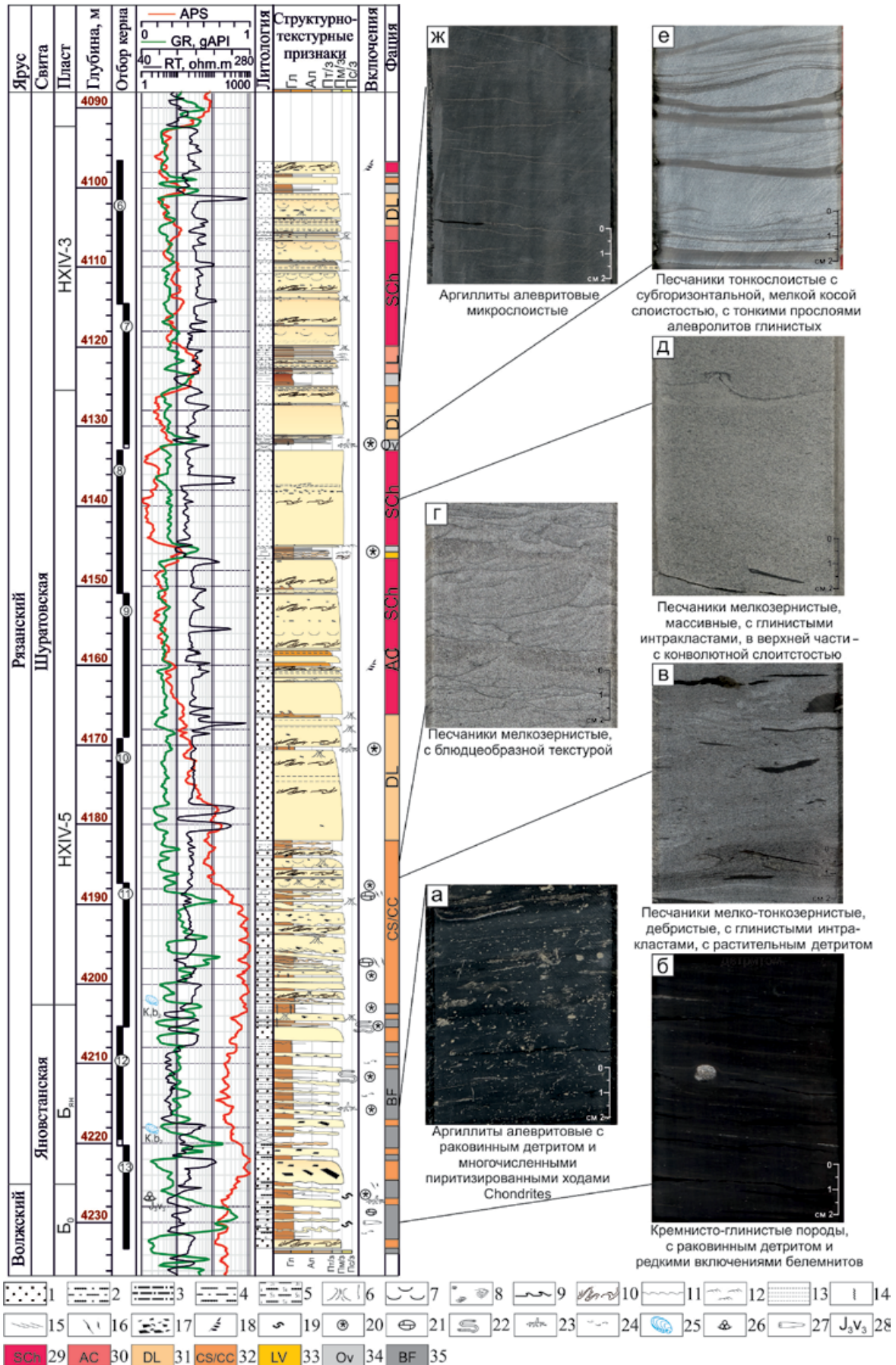


Рис. 7. Фрагмент седиментологической колонки по скв. Западно-Иркинская-1.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – алевролиты мелкозернистые глинистые, аргиллиты алевролитовые; 4 – аргиллиты алевролитистые; 5 – кремнисто-глинистые породы; 6 – трубки обезвоживания; 7 – блюдцеобразные текстуры; 8 – песчаные роллы; 9 – текстуры нагрузки; 10 – конволютная слоистость; 11 – эрозионный контакт; 12 – восходящая рябь течений; 13 – субгоризонтальная слоистость; 14 – биотурбационная текстура; 15 – косая слоистость; 16 – трещины, залеченные кальцитом; 17 – глинистые интракласты; 18 – растительный детрит; 19 – литокласты; 20 – стяжения пирита; 21 – карбонатные конкреции; 22 – *Helmintopsis*; 23 – *Chondrites*; 24 – раковинный детрит; 25 – двустворчатые моллюски; 26 – фораминиферы; 27 – ростры белемнитов; 28 – возрастные датировки. Фации: 29 – турбидитовый канал; 30 – отмирание турбидитового канала; 31 – лопасти; 32 – кривоссыевые отложения каналов и лопастей; 33 – прирусловый вал; 34 – межлопастные глинистые отложения; 35 – глубоководная равнина (дно бассейна).

Fig. 7. Fragment of the sedimentary log for well West-Irkinskaya-1.

1 – sandstones; 2 – siltstones; 3 – fine-grained clayey siltstones, silty mudstones; 4 – silty mudstone; 5 – siliceous-clayey rocks; 6 – fluid escape pipes; 7 – dish structures; 8 – sand rolls; 9 – load casts; 10 – convolute bedding; 11 – unconformity; 12 – climbing current ripples; 13 – subhorizontal bedding; 14 – bioturbation structure; 15 – cross bedding; 16 – fractures filled with calcite; 17 – clayey intraclasts; 18 – plant detritus; 19 – lithoclasts; 20 – pyrite concretions; 21 – carbonate nodules; 22 – *Helmintopsis*; 23 – *Chondrites*; 24 – shell detritus; 25 – bivalves; 26 – foraminifera; 27 – belemnites; 28 – age dating. Facies: 29 – turbidite channel; 30 – abandoned channel; 31 – lobes; 32 – crevasse deposits of channels and lobes; 33 – levee; 34 – inter-fan clay deposits; 35 – basin floor.

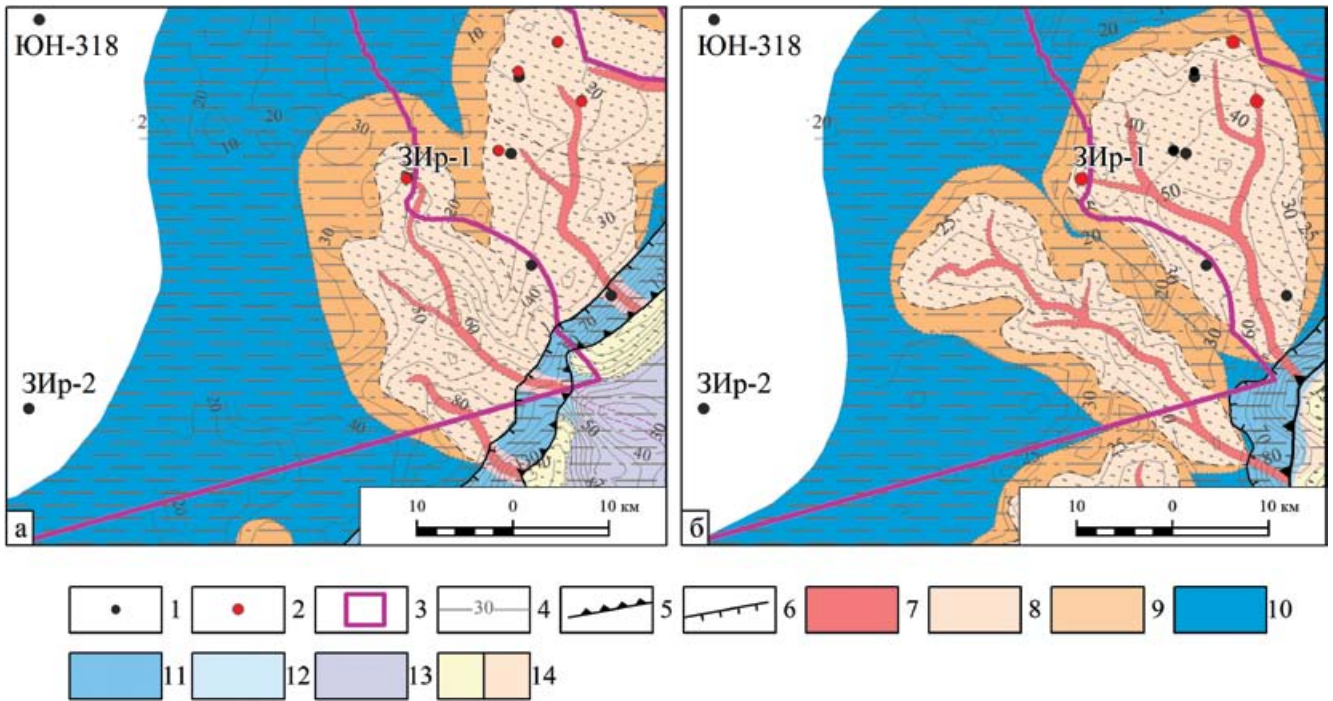


Рис. 8. Литолого-фациальные схемы пластов. НХ-IV-5 (а) и НХ-IV-3 (б) (рязанский ярус, низы шуратовской свиты) западной части ЕХРП.

1 – скважины, вскрывшие отложения; 2 – скважины с керном; 3 – Западно-Иркинский ЛУ; 4 – изохоры, мс; 5 – бровка палеошельфа; 6 – подножие аккумулятивного склона; 7 – турбидитовый канал; 8 – проксимальная часть лопасти; 9 – дистальная часть лопасти; 10 – межлопастные отложения; 11 – склон; 12 – мелководно-морской бассейн; 13 – проксимальная и дистальная части фронта дельты.

Fig. 8. Lithological-facies maps. NKh-IV-5 (a) and NKh-IV-3 (b) (Ryazanian stage, lower part of Shuratovskaya Fm) of the western part of the Yenisei-Khatanga regional trough.

1 – wells that penetrated the deposits; 2 – cored wells; 3 – West Irkinsky license block; 4 – isochores, ms; 5 – edge of the paleoshelf; 6 – foot of the accumulative slope; 7 – turbidite channel; 8 – proximal lobe; 9 – distal lobe; 10 – inter-fan deposits; 11 – slope; 12 – shallow sea basin; 13 – proximal and distal parts of delta front.

6. Полученные результаты позволили установить начало формирования клиноформных отложений и выделить основные перспективные объекты западной части ЕХРП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П. (2002) Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург, Изд-во УГГГА, 147 с.
- Афанасенков А.П., Бордюг А.В., Никишин А.М., Таннинская Н.В., Шиманский В.В., Бордунов С.И. (2018) Уточнение палеогеографии севера Сибирской платформы с учетом новых данных. *Геология нефти и газа*, (2), 5-22.
- Барабашкин Е.Ю. (2004) Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса. *Бюлл. МОИП, отдел геол.*, 79(5), 44-68.
- Барабашкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.П., Герман А.Б., Ахметьев М.А. (2007) Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М: Изд-во геол. ф-та МГУ, 182 с.
- Богомолов Ю.И. (1989) Полиптихиты (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина. Новосибирск: Наука, 198 с.
- Булыньникова С.П., Комиссаренко В.К., Белоусова В.А., Богомякова Е.Д., Рылкова Г.Е., Тылкина К.Е. (1990) Фораминиферы. *Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области*. Т. 2, М.: Недра, 359 с.
- Глаголев П.Л., Мазанов В.Ф., Михайлова М.П. (1994) Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. М.: ИГРГИ, 118 с.
- Захаров В.А., Турбина А.С. (1979) Раннеэокомские иноцерамиды Северной Сибири и их роль в донных сообществах. Новосибирск: Наука, 23-142. (Тр. ИГГ СО РАН, вып. 411).
- Конторович В.А. (2011) Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского прогиба. *Геология и геофизика*, 52(8), 1027-1050.
- Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С., Язикова О.В., Лучинина В.А., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. (2006) Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 14(4), 63-74.
- Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. (2006) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 64 с.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири Триасовая и юрская системы. (2004) Новосибирск: СНИИГиМС, 114 с.
- Рогов М.А., Захаров В.А., Ершова В.Б. (2011) Детальная стратиграфия пограничных юрско-меловых отложений нижнего течения р. Лена (Якутия) по аммонитам и бужиям. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 19(6), 67-88.
- Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. (2019) Новые палеонтолого-стратиграфические данные по рязанскому региону в разрезах на р. Ока (Центральная Россия). *Изв. Саратов. ун-та. Нов. серия. Серия:*

Науки о Земле, 19(4), 279-290.

- Чернова О.С. (2008) Литолого-фациальный и формационный анализ нефтегазоносных толщ: Учеб. пособ. по короткому курсу. Томск: ЦППС НД, 250 с.
- Шемин Г.Г., Ведерников В.А., Москвин В.И., Вакуленко Л.Г., Деев Е.В., Первухина Н.В. (2018) Литолого-палеогеографические реконструкции юрского периода севера Западно-Сибирского осадочного бассейна. *Геология нефти и газа*, (6), 35-61.
- Шестакова Н.И., Ершов С.В., Бардачевский В.Н. (2020) Критерии нефтегазоносности в ачимовских отложениях гыданского полуострова. *Геофиз. технологии*, (4), 4-31.
- Catuneanu O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier Sci. Ltd., Amsterdam, 375 p.
- Knaust D., Bromley R.G. (2012) Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. *Dev. Sediment.*, 64, 923 p.
- Nikitenko B.L., Reolid M., Glinskikh L.A. (2013). Ecostratigraphy of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 376, 200-212.
- Reding H.G., Richards M. (1994) Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *AAPG Bull.*, 78(5), 792-822.
- Spychala Y., Hodgson D.M., Prelat A., Kane I., Flint S., Mountney N. (2017) Frontal and Lateral submarine lobe fringes: Comparing sedimentary facies, architecture and flow processes. *J. Sediment. Res.*, 87, 75-96.

REFERENCES

- Afanasenkov A.P., Bordyug A.V., Nikishin A.M., Taninskaya N.V., Shimansky V.V., Bordunov S.I. (2018), Updating the paleogeography of the north of the Siberian platform with new data. *Geologiya Nefti i Gaza*, (2), 5-22. (In Russ.)
- Alekseev V.P. (2002) Lithological and facies analysis. Ekaterinburg, UGGA Publ., 147 p. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu. (2004) Lower Cretaceous ammonite zonal standard of the Boreal belt. *Bull. MOIP, Otdel. Geol.*, 79(5), 44-68. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu., Naidin D.P., Ben'yamovskii V.P., German A.B., Akhmet'ev M.A. (2007) Straits of the Northern Hemisphere in the Cretaceous and Paleogene. Moscow, Publishing house of the Geological Faculty of Moscow State University, 182 p. (In Russ.)
- Bogomolov Yu.I. (1989) Polyptychites (ammonites) and biostratigraphy of the Boreal Valanginian. Novosibirsk, Nauka Publ., 198 p. (In Russ.)
- Bulynnikova S.P., Komissarenko V.K., Belousova V.A., Bogomyakova E.D., Rylkova G.E., Nylkina K.E. (1990) Foraminifera. Atlas of mollusks and foraminifera of marine sediments of the Upper Jurassic and Neocomian of the West Siberian petroleum region. V. 2. Moscow, Nedra Publ., 359 p. (In Russ.)
- Catuneanu O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier Sci. Ltd., Amsterdam, 375 p.
- Chernova O.S. (2008) Lithological-facies and formation analysis of oil and gas bearing strata: Textbook for a short course. Tomsk, TsPPS ND Publ., 250 p. (In Russ.)
- Decision of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the consideration and adoption of modified stratigraphic

- schemes of Mesozoic deposits of West Siberia. Triassic and Jurassic systems. (2004) Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 114 p. (In Russ.)
- Glagolev P.L., Mazanov V.F., Mikhailova M.P. (1994) Geology and oil and gas potential of the Yenisei-Khatanga Trough. Moscow, IGRGI Publ., 118 p. (In Russ.)
- Knaust D., Bromley R.G. (2012) Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. *Dev. Sediment.*, V. 64, 923 p.
- Kontorovich V.A. (2011). Tectonics and oil and gas content of the western part of the Yenisei-Khatanga Trough. *Geol. Geofiz.*, **52**(8), 1027-1050. (In Russ.)
- Marinov V.A., Meledina S.V., Dzyuba O.S., Urman O.S., Yazikova O.V., Luchinina V.A., Zamirailova A.G., Fomin A.N. (2006) Biofacial analysis of Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of central regions of Western Siberia. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **14**(4), 63-74. (In Russ.)
- Nikitenko B.L., Reolid M., Glinskikh L.A. (2013). Ecostratigraphy of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **376**, 200-212.
- Reding H.G., Richards M. (1994) Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *AAPG Bull.*, **78**(5), 792-822.
- Resolutions of the interdepartmental stratigraphic committee and its standing commissions. (2006) St.Petersburg, VSEGEI Publishing house. Iss. 36, 64 p. (In Russ.)
- Rogov M.A., Zakharov V.A., Ershova V.B. (2011). Detailed stratigraphy of the boundary Jurassic-Cretaceous deposits of the lower reaches. Lena River (Yakutia) on ammonites and bukhiya. *Stratigr. Geol. Korrel.* **19**(6), 67-88. (In Russ.)
- Shemin G.G., Vedernikov V.A., Moskvin V.I., Vakulenko L.G., Deev E.V., Pervukhina N.V. (2018) Lithological-paleogeographic reconstructions of the Jurassic period in the north of the West Siberian sedimentary basin. *Geologiya Nefti i Gaza*, (6), 35-61. (In Russ.)
- Shestakova N.I., Ershov S.V., Bardachevsky V.N. (2020) Criteria of oil and gas potential in the Achimov deposits of the Gydan semi-peninsula. *Geofiz. Tekhnologii*, (4), 4-31. (In Russ.)
- Shurygin B.N., Dzyuba O.S. (2015) Jurassic-Cretaceous boundary in northern Siberia and Boreal-Tethyan correlation of near-boundary strata. *Geologiya i Geofizika*, **56**(4), 830-844. (In Russ.)
- Shurygin B.N., Nikitenko B.L., Devyatov V.P., Il'ina V.I., Meledina S.V., Gaideburova E.A., Dzyuba O.S., Kazakov A.M., Mogucheva N.K. (2000) Stratigraphy of Siberian petroleum basins. Jurassic system. Novosibirsk, SB RAS PH, Geo branch, 480 p. (In Russ.)
- Spychala Y., Hodgson D.M., Prelat A., Kane I., Flint S., Mountney N. (2017) Frontal and Lateral submarine lobe fringes: Comparing sedimentary facies, architecture and flow processes. *J. Sediment. Res.*, **87**, 75-96.
- Urman O.S., Shurygin B.N., Dzyuba O.S. (2019) New paleontological and stratigraphic data on the Ryazan region in the sections on Oka River. (Central Russia). *Izvestiya Saratov. Univ. Novaya ser. Seriya: Nauki o Zemle*, **19**(4), 279-290. (In Russ.)
- Zakharov V.A., Turbina A.S. (1979) Early Neocomian inoceramids of Northern Siberia and their role in bottom communities. Novosibirsk, Nauka Publ. Proc. IGG SB RAS, V. 411, 23-142. (In Russ.)

Микрофоссилии пригидротермально-осадочных отложений Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал)

Л. В. Леонова¹, Е. И. Сорока¹, А. А. Галеев²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: lvleonova@yandex.ru, elsoroka@yandex.ru

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, e-mail: akhmet.galeev@kpfu.ru

Поступила в редакцию 20.07.2021 г., принята к печати 11.01.2022 г.

Объект исследований. Фрамбоидальные пириты и микроконкреции сульфидного состава из углеродисто-кремнистых и рудных пород Сафьяновского месторождения. Цель работы – выделение признаков микробиальных образований в пригидротермально-осадочных отложениях месторождения. **Методы исследований.** Основными методами изучения являются сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) и энерго-дисперсионный анализ (ЭДС). **Результаты.** В исследованных образцах (из рудных и углеродисто-кремнистых пород) были установлены сохранившиеся минерализованные диоксидом кремния чехлы, в виде пленки покрывающие фрамбоидальные пириты. Кроме того, было определено участие нитевидных микрофоссилий и фрамбоидов в строении микроконкреций. В колчеданной породе обнаружены фоссилии трубок вестиментифер и полихет, к которым приурочены фрамбоидальные пириты. **Заключение.** Проведенные исследования позволили выявить ряд признаков фоссилизированных остатков микробиальных сообществ в пригидротермально-осадочных породах Сафьяновского колчеданного месторождения. Поскольку прокариотные организмы являются пионерными в пригидротермальных оазисах, их продолжительное активное существование создает базу для второго трофического звена – макрофауны-фильтраторов и эндосимбиотрофов. Они, в свою очередь, обеспечивают питание следующим звеньям трофической пирамиды. Многие исследователи рассматривают микроконкреции и фрамбоидальные пириты как следы жизнедеятельности микробиальных сообществ, хотя единого мнения по этому вопросу еще нет.

Ключевые слова: пригидротермально-осадочные отложения, фрамбоиды и конкреции пирита, фоссилии вестиментифер и полихет, Сафьяновское колчеданное месторождение

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590028-9 и № АААА-А18-118053090045-8 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680 и частично при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00151А

Microfossils in bottom-hydrothermal sediments of the Saf’yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals)

L. V. Leonova¹, E. I. Soroka¹, A. A. Galeev²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: lvleonova@yandex.ru; elsoroka@yandex.ru

²Kazan (Volga) Federal University, 18 Kremlin st., Kazan, 420008, e-mail: akhmet.galeev@kpfu.ru

Received 20.07.2021, accepted 11.01.2022

Research subject. Framboidal pyrites and sulfide micro-concretions in carbonaceous-siliceous and ore rocks of the Safyanovskoye deposit (Middle Urals). **Aim.** To identify the signs of vital activity of microbial communities in bottom-hydrothermal deposits using the example of the Safyanovskoye sulfide deposit. **The methods.** Scanning electron microscopy (SEM) and energy dispersive X-ray analysis (EDX). **Results.** The analyzed ore and carbonaceous-siliceous rock samples showed the presence of mineralized silicon dioxide films covering framboidal pyrites. Micro-concretions were found to consist of microfossils of filamentous organisms and frambooids. Pyrite samples included the re-

Для цитирования: Леонова Л.В., Сорока Е.И., Галеев А.А. (2022) Микрофоссилии пригидротермально-осадочных отложений Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, 22(3), 376–390. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-376-390>

For citation: Leonova L.V., Soroka E.I., Galeev A.A. (2022) Microfossils in bottom-hydrothermal sediments of the Saf’yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 376–390. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-376-390>

mains of tubular casts of sulfidized vestimentifera and polychaetes, associated with framboids. The possibility of using fossilized remains of microbial communities for distinguishing bottom-hydrothermal facies among pyrite deposits was confirmed. *Conclusions.* Hydrothermal-sedimentary deposits are characterized by the traces of specific microbial communities, since prokaryotic organisms were pioneers in hydrothermal oases. Their long active existence created a basis for the second trophic link, i.e. filter feeding macrofauna and endosymbiotrophs. These organisms, in turn, formed another level in the food chain of the trophic pyramid. It is believed that micro-concretions and framboidal pyrites are indicators of the vital activity of microbial communities.

Keywords: *bottom-hydrothermal sediments, framboidal pyrites, vestimentifera and polychaetes, Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit*

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration № AAAA-A18-118052590028-9 and № AAAA-A18-118053090045-8) using the facilities of the "Geoanalitik" analytical centre of the IGG UB RAS. The upgrading and development of the "Geoanalitik" analytical centre is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement № 075-15-2021-680 and partially with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research, project No. 20-05-00151A)

Acknowledgements

The authors express gratitude to the chief geologist N.V. Leshchev and the staff of "Saf'yanmed" for their help in conducting field work, as well as to N.P. Safina for providing research samples.

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря активному изучению "черных курильщиков" современных океанов, в последнее время ведущая роль в формировании древних колчеданных месторождений отдается именно пригидротермально-осадочным процессам (Масленников, Зайков, 2006; Масленников 2006). Поэтому изучение генезиса рудовмещающих толщ и рудных пород требует детального литолого-палеонтологического подхода. О наиболее раннем пригидротермально-осадочном накоплении рудного вещества на Сафьяновском месторождении (Средний Урал) свидетельствуют установленные здесь донные, придонные гидротермальные рудные, а также гидротермально-биогенные фации (Масленников, 2006, Сафина, Масленников, 2009; Масленников и др., 2016). Маркером биогенно-гидротермальных условий являются минерализованные остатки макробиоты *in situ*. Также в зонах разгрузки газонасыщенных флюидов активно развиваются хемоавтотрофные группы макробиоты. Источниками энергии для них являются восстановленные минеральные соединения (H_2 , H_2S , S , $S_2O_3^{-2}$, SO_2 , NH_3 , Fe^{2+} , Mn^{2+}) (Леин и др., 2000). В придонном слое около современных черных курильщиков формируется субстрат, состоящий из донного осадка и тонкодисперсного рудного вещества, которое выпадает при смешении высокоминерализованных гидротермальных вод (горячие, восстановленные кислоты) с придонными океанскими водами

(холодные, окисленные, $pH = 7.5-8.5$). На палеоматериале невозможно определить, сформировались ли микробиальные образования на дне совместно с бентосной макрофауной, или с оседающим рудным веществом из более высоких слоев воды, поэтому мы относим их к пригидротермально-осадочной фации в широком смысле понимания термина. Непосредственно клетки бактерий не сохраняются как фоссилии, однако продукты микробиальной жизнедеятельности (внеклеточные биополимеры, биопленки, некоторые метаболиты) способны к минерализации и формированию биохемогенно-микробиальных образований (Заварзин, 1993; Орлеанский и др., 2007), генезис которых на палеоматериале нередко интерпретируется как хемогенный.

Целью данной работы является выделение признаков микробиальных образований в пригидротермально-осадочных отложениях на примере Сафьяновского колчеданного месторождения.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение (рис. 1) расположено в 9 км к северо-востоку от г. Реж в пределах Восточно-Уральской мегазоны Среднего Урала.

Вулканическая часть Алапаевско-Режевской зоны, к которой приурочен Режевской рудный район, представлена аллохтонными структурами (Коровко, Двоглазов, 1991). Месторождение является типичным представителем дацит-риолит-чернослан-

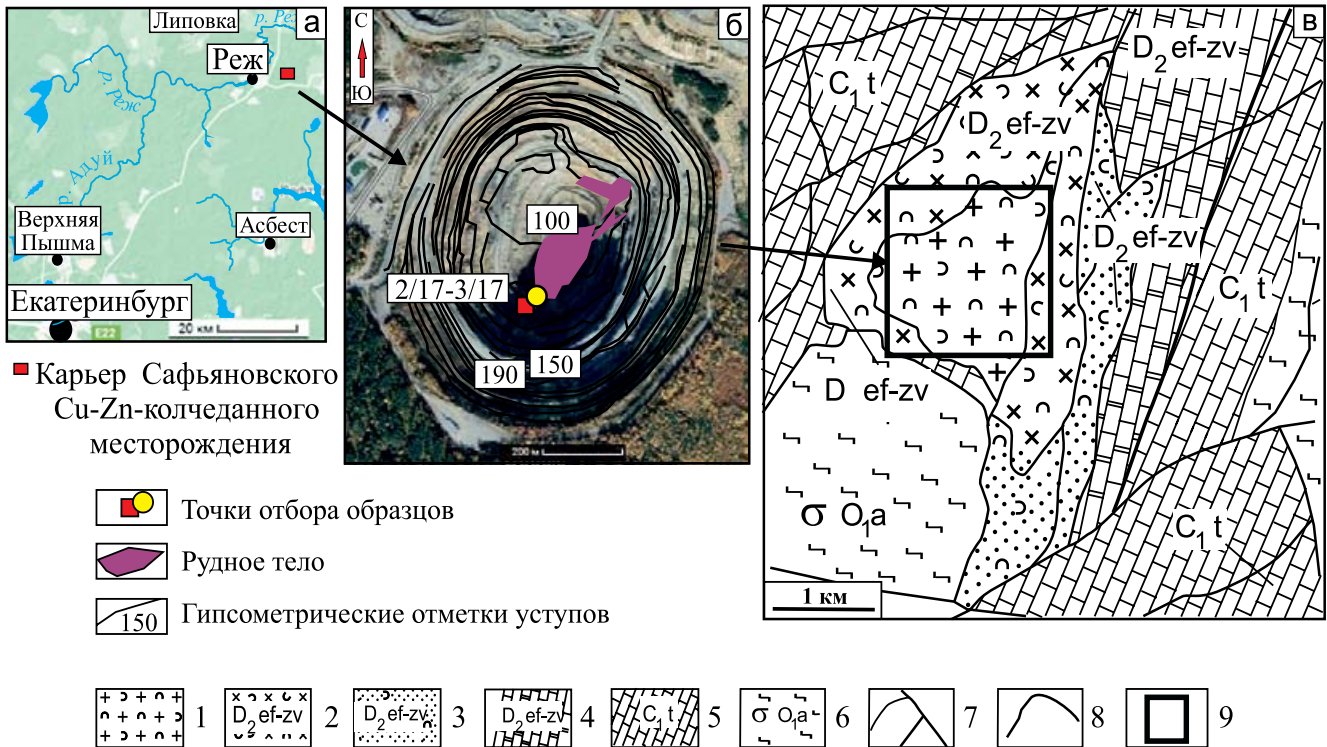


Рис. 1. Географическое положение (а), космоснимок карьера (б), геологическая карта Сафьяновского рудного поля, по (Шереметьев, 1990; Коровко и др., 1999) (в).

1 – риодациты, андезиты, туфы среднего-кислого состава с прослоями углеродисто-кремнистых пород; 2 – вулканогенно-осадочные породы: туфы, туфопесчаники с прослоями известняков; 3 – песчаники, алевропесчаники; 4 – известняки, битуминозные известняки; 5 – известняки; 6 – серпентиниты; 7 – разломы; 8 – геологические границы; 9 – Сафьяновское рудное поле.

Fig. 1. Geographical location (a), geological map of the Saf'yanovskoe ore field by (Sheremet'ev, 1990; Korovko et al., 1999) (v) and the Saf'yanovskii mining quarry scheme (б).

1 – andesites, rhyodacites, rhyolites, tuffs, carbonaceous-siliceous rocks; 2 – volcanic-sedimentary rock: tuffs, sandstones with layers of limestones; 3 – sandstones, siltstones; 4 – limestones, bituminous organic detrital limestones; 5 – limestones; 6 – serpentinites 7 – the main faults; 8 – geological borders; 9 – quarry contour.

цевой ассоциации (Масленников, 2006). Вопрос о геологическом возрасте месторождения в настоящее время остается дискуссионным. Так, вулканогенные породы рудовмещающего комплекса определены как базальт-риолитовая формация среднего девона (Коровко и др., 1999) или базальт-андезит-дацит-риолитовой формация нижнего-среднего девона (Смирнов, 2012). По последним данным U-Pb датировок цирконов (422.8 ± 3.7 и 422.8 ± 2.0 млн лет) из рудовмещающих вулканогенных пород, в их составе имеются вулканыты пржидольского яруса верхнего силура (Притчин и др, 2021). Возраст вулканогенно-осадочных пород и известняков по фаунистическим находкам определен как ранне-среднедевонский (Пучков и др., 1990; Амон, Коровко, 1992; Коровко и др., 1999; Чувашов и др., 2011; Анфимов и др., 2015).

В соответствии с реконструкцией геодинамической обстановки (Koroteev et al., 1997), формирование месторождения происходило в задуговом палеобассейне либо в пределах фрагментов островодужных образований силурийской Зауральской палеодуги (Притчин и др, 2021).

На месторождении выделены сплошные (медные и медно-цинковые), прожилково-штокверковые рудные столбы, а также вкрапленные медные и медно-цинковые руды. Кроме того, в состав рудовмещающей толщи входят углеродисто-кремнистые образования (Ярославцева и др., 2012), изучение которых остается актуальным, поскольку они содержат микрофоссилии фораминифер (Анфимов и др., 2015) с фрамбоидальными пиритами, менее изменены гидротермальными процессами, по сравнению с колчеданными породами, и явля-

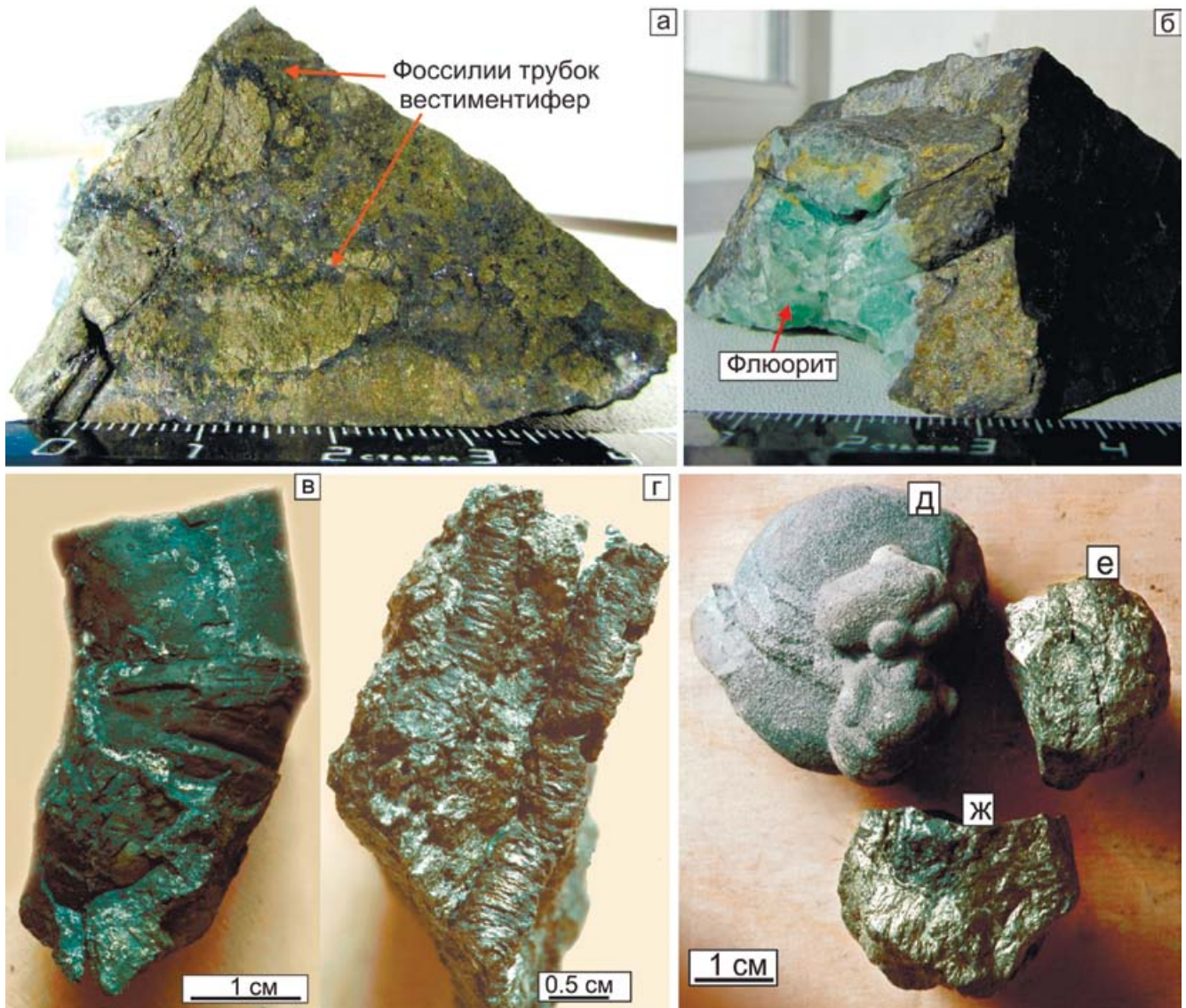


Рис. 2. Фото образцов фоссилий бентосной макрофауны, характерной для ископаемых аналогов “черных курильщиков”.

а – образец пирита из шахты Сафьяновского месторождения (Саф 7/18), в котором были обнаружены сульфидизированные трубчатые образования, интерпретируемые как трубки вестиментифер; б – кристаллический флюорит зеленого цвета; в – сульфидизированная трубка вестиментиферы с сохранившейся складкой (месторождение Яман-Касы); г – сульфидизированные трубки червей полихет (месторождение Яман-Касы); д – пиритовая конкреция из пород, вскрытых на верхних уступах Сафьяновского месторождения; е, ж – конкреции из пород месторождения Яман-Касы.

Fig. 2. Photos of fossils of benthic macrofauna which is characterized to fossil analogues of “black smokers”.

а – pyrite sample from the Saf'yanovskoe deposit (Saf 7/18) in which sulfidized tubular forms interpreted as vestimentifer tubes have been found; б – crystalline green fluorite; в – sulfidized vestimentifer tube with preserved fold (Yaman-Kasy deposit); г – sulfidized tubes of polychaete worms (Yaman-Kasy deposit); д – pyrite nodule of the rocks exposed on the Saf'yanovskoe quarry upper ledges; е, ж – nodules from the rocks of Yaman-Kasy deposit.

ются перспективными для микропалеонтологического изучения.

Сафьяновское месторождение отрабатывалось карьером, а в настоящее время добыча ведется шахтным способом. На скеле одного из рудных

образцов (Саф 7/18), отобранных в шахте с глубины 270 м от поверхности (горизонт –60 м, счет от забоя карьера), обнаружены трубчатые образования, интерпретируемые как фоссилии вестиментифер (рис. 2а). В этом же образце присутствуют

кристаллы зеленого флюорита (рис. 2б), что свидетельствует о наложенных гидротермальных процессах. Ранее было установлено, что в колломорфных пиритовых рудах месторождения флюорит ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и блеклыми рудами, которые, как и барит, заполняют межзерновое пространство между кристаллами (Сафина и др., 2021).

Для вестиментифер – группы морских беспозвоночных аннелид (класс погонофоры) – характерны мягкие хитиновые трубки, способные минерализоваться и сохраняться в пригидротермально-осадочных отложениях. Обнаруженные нами фрагменты фоссилий имеют диаметр 1–2 см и отчетливо видимую стенку. На одном из участков (см. рис. 2а) трубка смята складкой, что указывает на первоначально мягкий субстрат стенок трубок и их минерализацию уже после захоронения. Подобную складку смятия демонстрирует один из образцов коллекции (см. рис. 2в), собранной Л.В. Леоновой на месторождении Яман-Касы (Южный Урал) по совету В.В. Масленникова в качестве эталонной фауны ископаемых оазисов черных курильщиков.

В комплексе оруденелых остатков бентосной макрофауны месторождения Яман-Касы, сопутствующих вестиментиферам, также были найдены фоссилии полихет (см. рис. 2г), двустворчатых моллюсков, колпачковых гастропод и беззамковых брахиопод.

На одном из верхних уступов Сафьяновского карьера в глыбе колчеданной руды нами была найдена конкреция пирита (см. рис. 2д). Аналогичные колчеданные конкреции встречаются и на месторождении Яман-Касы (см. рис. 2е, ж).

Яман-Касинские фаунистические остатки, благодаря многочисленности и прекрасной сохранности, ранее были хорошо изучены (Кузнецов и др., 1993; Зайков и др., 1995; Шпанская и др., 1999; Масленников и др., 2016). Учитывая морфологическое сходство (размеры около 2 см, стенки не скульптурированные, мягкие, способные сминаться) и уверенную диагностику яман-касинских вестиментифер, нашу находку мы также относим к этой группе животных.

На Сафьяновском месторождении информации о находках фоссилий вестиментифер пока нет, однако в карьере среди пород сульфидного состава В.В. Масленниковым были установлены и изучены сульфидизированные остатки трубчатых червей-полихет, которые, как и вестиментиферы, встречаются в экосистемах типа черных курильщиков и маркируют гидротермально-биогенную фацию (Масленников, 2006; Сафина и др., 2009; Масленников и др., 2016). Находки минерализованных трубок червей-полихет также обнаружены нами в обр. Саф 7/18 колчеданной породы из шахты. Они отличаются от вестиментифер значительно меньшим диаметром трубок и многослойным строением стенок на поперечном и продольном срезе

(рис. 3а–д). Других представителей макрофауны пока не обнаружено.

Методы и результаты исследований микрофоссилий Сафьяновского месторождения

Полированные шлифы, сделанные из штуфа Саф 7/18 с сульфидизированными остатками макрофоссилий, и шашка с образцом углеродистокремнистой породы, предоставленная нам Н.П. Сафиной, изучались методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) (JSM-6390LV JEOL) с ЭДС-спектрометром INCA Energy 450 X-max 80, напыление углеродом).

Макрофоссилии – трубки полихет

По результатам исследования полированных шлифов из образца Саф 7/18 Сафьяновского месторождения можно отметить, что стенки трубок червей-полихет (см. рис. 3а, б), несмотря на замещение сульфидными минералами, сохранили первоначальную многослойную структуру стенок (см. рис. 3в). В качестве примера на рис. 3г приводится СЭМ фото трубок полихет из верхнемиоценового биогермного комплекса карбонатных отложений со следами метанового сипа (мыс Казантип, Керченский п-ов, Крым) (Antoshkina et al., 2020). На врезке (см. рис. 3г) видно многослойное строение стенок, характерное для этих морских трубок.

Среди полихет – обитателей черных курильщиков известны экстремальные “помпейские черви”, формировавшие из внеклеточного белка коллагена многослойные трубки, на которых селились бактериальные эпibiонты-обрастатели (Демина, Галкин, 2010), элементоотлагающие прокариоты, способствующие минерализации коллагена трубок. У менее термофильных, но широко распространенных серпулид трубки карбонатные (кальцитовые). А полихеты-сабеллиды строили трубки из материала, в состав которого включены частицы грунта, скрепленные выделениями кожных желез.

Первичный состав и таксономическую принадлежность (до рода) изучаемых трубок полихет установить проблематично, так как сейчас это биоморфозы замещения, однако, на СЭМ фото (см. рис. 3в, д) видно, что состав стенки многослойный и неоднородный. ЭДС-спектры подтверждают сложный элементный состав (см. рис. 3е), где, кроме сульфида железа, можно отметить диоксид кремния, а также присутствие кальция и незначительное количество магния, калия и алюминия. С внутренней стороны трубки наблюдается обрастание фрамбоидальными пиритами (см. рис. 3д). Аналогичное многослойное строение стенок и ассоциация с фрамбоидальными пиритами отмечены В.В. Масленниковым при изучении трубок полихет (Масленников и др., 2016).

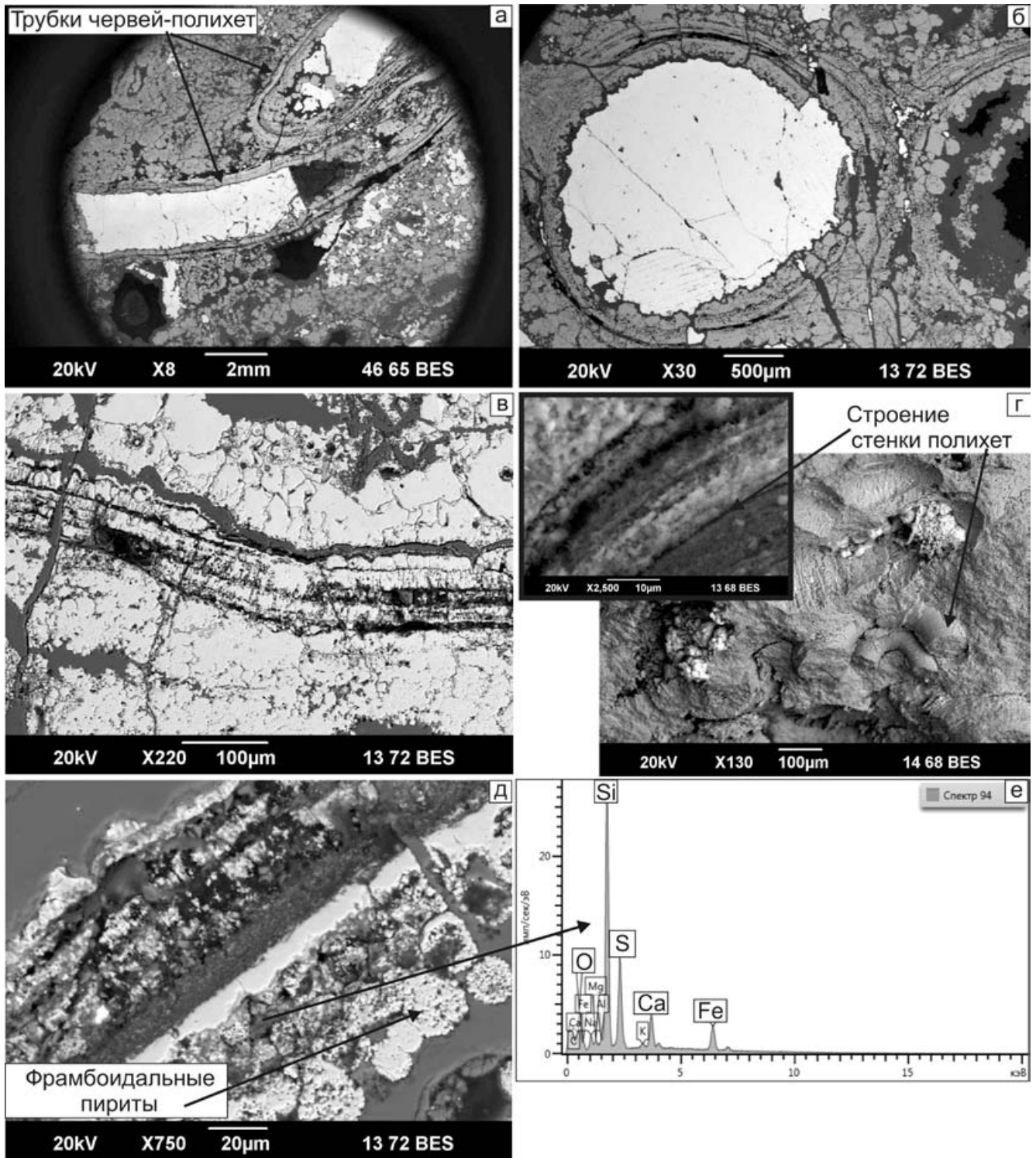


Рис. 3. СЭМ-фото трубок червей-полихет из сульфидной породы Сафьяновского месторождения.

а – две трубки полихет в продольном срезе; б – трубка полихеты в поперечном срезе; в – поперечный срез трубки с сохранившимся многослойным строением, несмотря на псевдоморфное замещение пиритом; г – для сравнения приводится микроструктура полихет из палеоген-неогеновых карбонатных отложений со следами сипов (Крым, мыс Казантип); д – СЭМ-фото детального строения стенки изучаемой полихеты с фрамбоидальными пиритами; е – ЭДС-спектр элементного состава стенки полихеты.

Fig. 3. BSE photos of tube worms-polychaete of the rocks of the Saf'yanovskoe deposit.

а – two polychaete tubes in the longitudinal section; б – polychaete tube in the cross section; в – tube's cross section with a pre-

served multi-layered structure despite the pseudomorphic substitution with pyrite; г – in comparison the microstructure of polychaetes from Paleogene-Neogene carbonate deposits with traces of sips (Crimea, Cape Kazantip) is given; д – BSE photo of a detailed structure of the wall of the studied polychaete with framboidal pyrites; e – EMF spectra of the chemical composition of a polychaete wall.

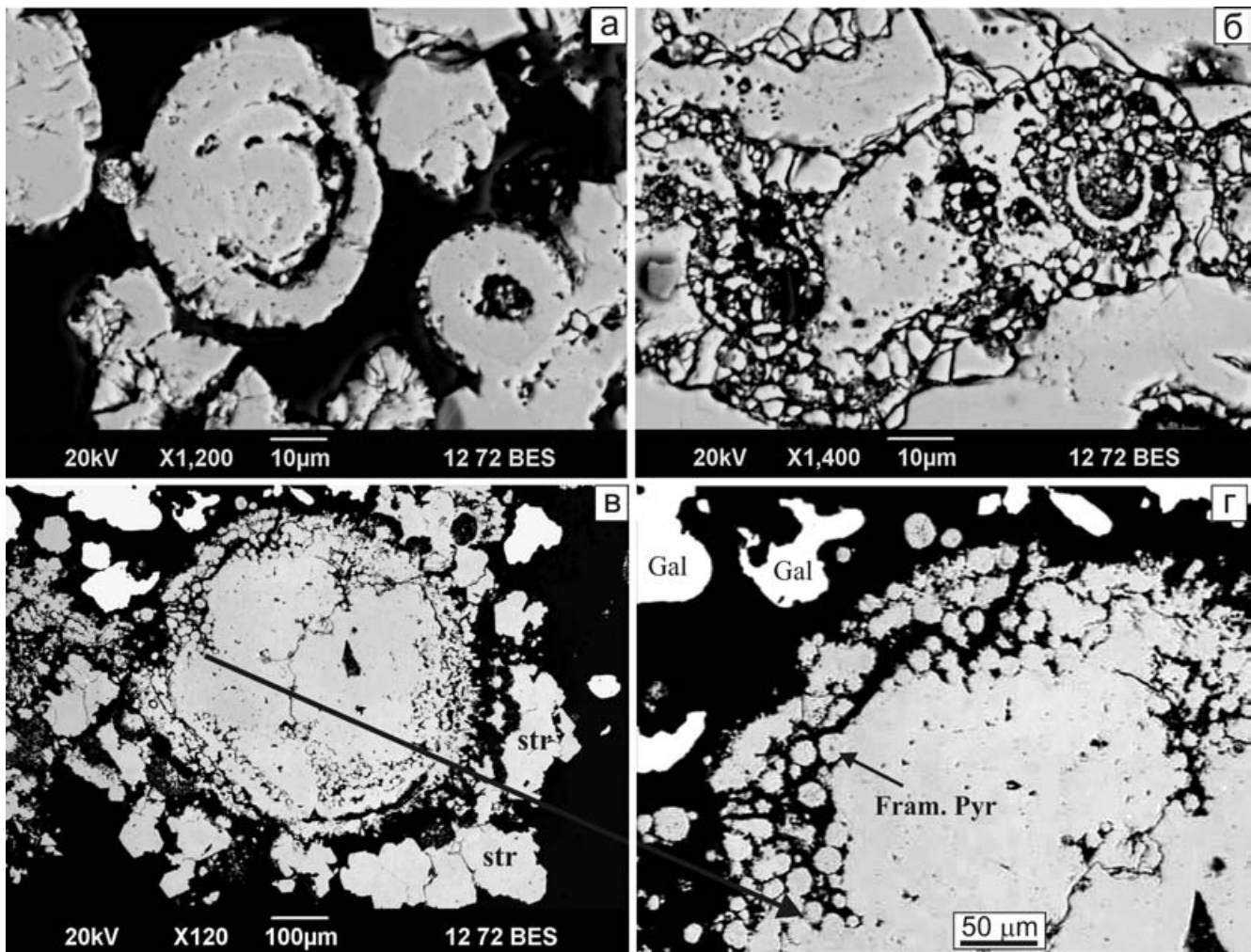


Рис. 4-1. СЭМ-фото пиритовых микроконкреций.

а – типичная конкреционная концентрическая зональность; б – концентричность сохраняется даже при метаморфизме; в – микроконкреция с фрамбоидальными пиритами в центральной части, str – строматолитоподобные структуры в краевой части; г – увеличенный фрагмент этой микроконкреции, Gal – галенит, Fram. Pyr – фрамбоидальные пириты.

Fig. 4-1. BSE photos of the pyrite micronodules.

а – typical concretion concentric zonation; б – concentric zonation is saved during metamorphism; в – micronodule a central part of which is consisted by framboidal pyrites, str – stromatolite-like structures in the marginal part; г – enlarged fragment of the micronodule, Gal – galenite; Fram. Pyr – framboidal pyrites.

Микроконкреции

В шлифе из обр. Саф 7/18 также отмечается присутствие микроконкреций (рис. 4а) с типичной концентрической зональностью, сохраняющейся даже при метаморфизме (рис. 4б). Центральная часть некоторых микроконкреций сложена фрамбоидальными пиритами (рис. 4в), на увеличенной врезке

(рис. 4г) видно их характерное строение. На поверхности конкреции (см. рис. 4в) наблюдаются отдельные строматолитоподобные обрастания. В работе (Масленников и др., 2016, с. 67, рис. 1.3.3 а) отмечаются подобные образования как “донные гидротермальные корки колломорфного пирита”.

Для других колчеданных микроконкреций характерна повторяемость строения (рис. 4д): центральные

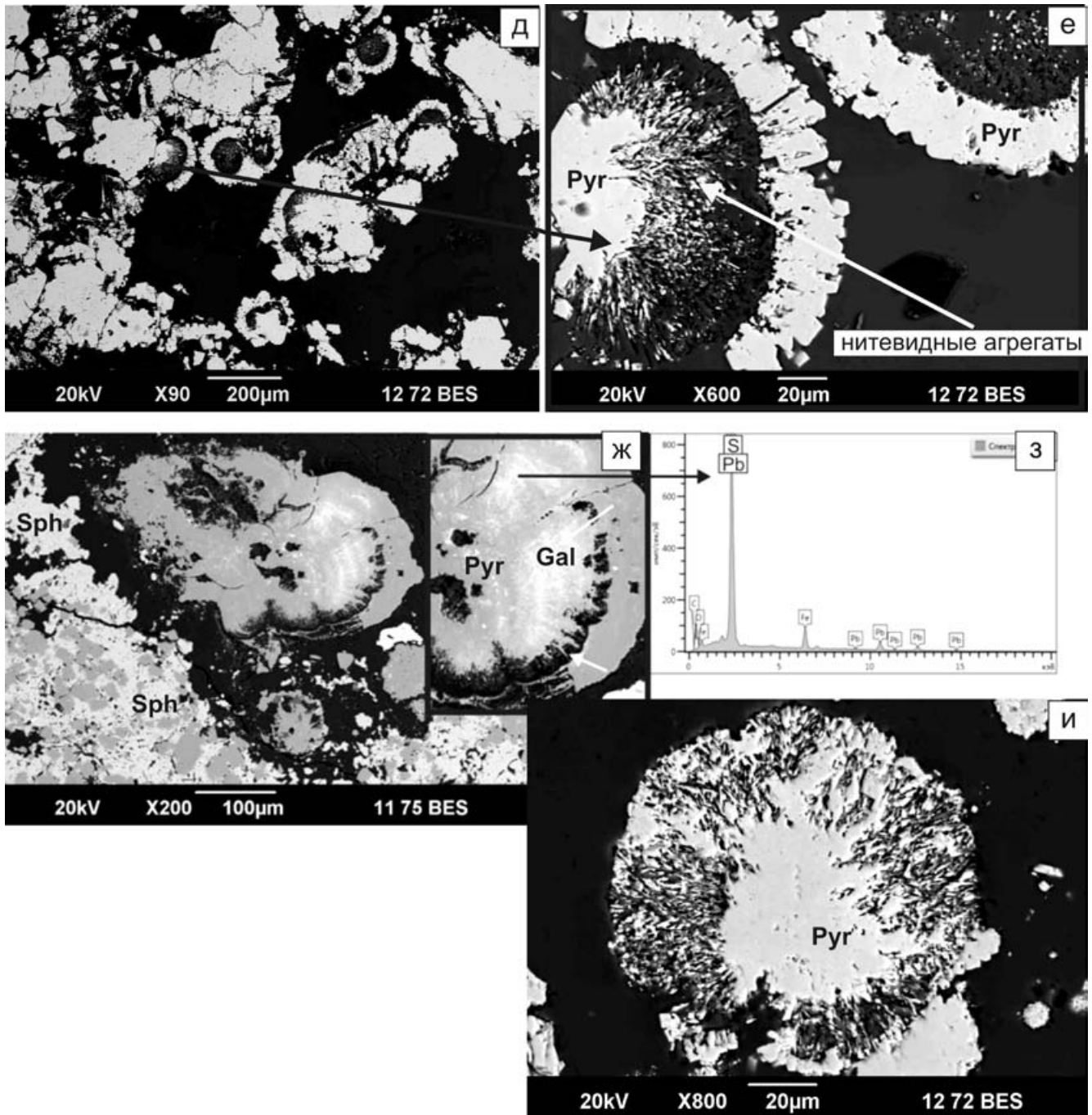


Рис. 4-2. (продолжение рис. 4-1). Микроконкреции с нитевидными структурами из колчеданной породы.

д – микроконкреции пирита с повторяющимся строением; е – увеличенный фрагмент микроконкреции с отчетливо видимыми нитевидными структурами в центральной части; ж – микроконкреция, нитчатые структуры которой подчеркиваются галенитом (*Gal* – галенит, *Sph* – сфалерит, *Pyr* – пирит); з – ЭДС спектр галенита; и – шаровидный агрегат, полностью сложенный пиритом с нитевидными структурами.

Fig. 4-2. (continuation of Fig. 4-1). Microconcretions with filamentous structures from the pyrite ores.

д – pyrite microconcretions with repeated structures; е – enlarged fragment of microconcretion with clearly visible filamentous aggregates in the central part; ж – microconcretion with galenite filamentous structures (*Gal* – galenite, *Sph* – sphalerite, *Pyr* – pyrite); з – EMF spectra of galenite; и – spherical aggregate, completely folded pyrite with filamentous structures.

части сложены нитевидными структурами, нити отчетливо видны при увеличении $\times 600$ и выше (рис. 4е), а для краевой части характерны массивные микрокристаллы пирита. Встречаются микроконкреции (рис. 4ж), нитевидная структура которых подчеркивается включениями галенита (рис. 4з), или шаровидные обособления, полностью сложенные нитевидными структурами (рис. 4и).

Фрамбоидальные пириты из углеродисто-кремнистой породы

Фрамбоидальные пириты весьма широко распространены в исследуемых образцах колчеданных пород, а также в углеродисто-кремнистых отложениях, входящих в состав рудовмещающей толщи. Так, в изучаемом образце углеродисто-кремнистые породы согласно с микроскопически встречаются фоссилии фораминифер хорошей сохранности, к которым приурочены фрамбоидальные пириты, часто заполняя внутреннюю полость раковин (рис. 5а, б). Это свидетельствует о том, что полости еще не были заполнены осадком, но условия благоприятствовали формированию фрамбоидов. Наблюдаемые фрамбоиды различаются по размеру микрокристаллов (рис. 5в, г), по плотности их расположения (см. рис. 5в), по специфичному, сливному, облику (рис. 5д).

Фрамбоидальные пириты с минерализованными SiO_2 чехлами

На некоторых фрамбоидальных пиритах наблюдаются сохранившиеся минерализованные чехлы (рис. 6а–в) бактериальных колоний. На СЭМ фото они выглядят как полупрозрачная пленка (см. рис. 6б). Примечательно, что чехлы на фрамбоидах как из углеродисто-кремнистой породы, так и из колчеданной породы (см. рис. 6а, в), по ЭДС-спектрам имеют одинаковый состав, соответствующий диоксиду кремния.

ОБСУЖДЕНИЕ

При изучении отложений, которые предположительно относятся к придонно-гидротермальной фации, необходимо найти достоверные признаки биогенной активности (включая микробиальную), для чего требуются не только петрографические, но и литологические и палеонтологические методы изучения, в том числе, большое количество изготавливаемых шлифов.

Среди явных признаков пригидротермально-осадочной фации, кроме находок фоссилий бентосной макрофауны *in situ*, могут быть конкреционные и строматолитоподобные образования, сформированные в результате жизнедеятельности микробиальных сообществ, в состав которых входят

ли элементотлагающие прокариоты. Так, в местах их обитания в результате микробиальной катализа (в частности, изменение pH среды) выпадают минералообразующие соединения, которые цементируют осадок и формируют морфологически обособленные образования (Заварзин, 1993), способные сохраняться в породе. Для формирования сульфидных обособлений необходима активность сообществ прокариотных организмов, извлекающих энергию при окислении серы из сероводорода, тиосульфата, самородной серы и других неорганических соединений (Ленгелер и др., 2005; Соколова, Каравайко, 1964). Находки локальных скоплений сульфидных конкреций в осадочных отложениях могут также служить своеобразным маркером зон разгрузки флюидов, содержащих соединения серы (Николаева, Королев, 2010).

В изучаемых пригидротермально-осадочных колчеданных и углеродисто-кремнистых отложениях мы рассматриваем микроконкреции и строматолитоподобные образования (корки коллоидного пирита) как результат жизнедеятельности ископаемых микробиальных сообществ. Так, для некоторых микроконкреций характерна повторяемость строения и размеров обособлений (см. рис. 4д). Присутствие нитчатых агрегатов, как в центре конкреций (см. рис. 4д–ж), так и в самостоятельных образованиях (см. рис. 4и) может свидетельствовать о наличии в ископаемом микробиальном сообществе образующих нити организмов: нитчатых бактерий (железобактерий? актиномицет?). Также конкреции могут слагаться фрамбоидальными пиритами (см. рис. 4в). В некоторых скоплениях фрамбоидальных пиритов наблюдается цепочечное расположение микрокристаллов, что также указывает на цепочечные или нитчатые формы ископаемой пиритотлагающей микробиоты. Разные размеры и плотность расположения микрокристаллов, а также их специфичный сливной облик (см. рис. 5а–д) можно объяснить количеством выделяемых колонией метаболитов и плотностью населения в микробиальных колониях.

Хотя о происхождении фрамбоидальных пиритов ведутся дискуссии, ряд авторов является сторонниками их микробиально-биохемогенного происхождения (Антошкина и др., 2017; Астафьева и др., 2005; Масленников и др., 2016; Butler et al., 2000). О микробиальной активности в гидротермально-биогенных отложениях Сафьяновского месторождения свидетельствует ассоциация фрамбоидального пирита с фаунистическими остатками: трубками червей-полихет (см. рис. 3е) из колчеданной породы и раковинами фораминифер (см. рис. 6а, б) из углеродисто-кремнистой породы (Сорока и др., 2017). Аналогичные находки известны, например, в фоссилиях радиолярий Камчатки (Савельева и др., 2013).

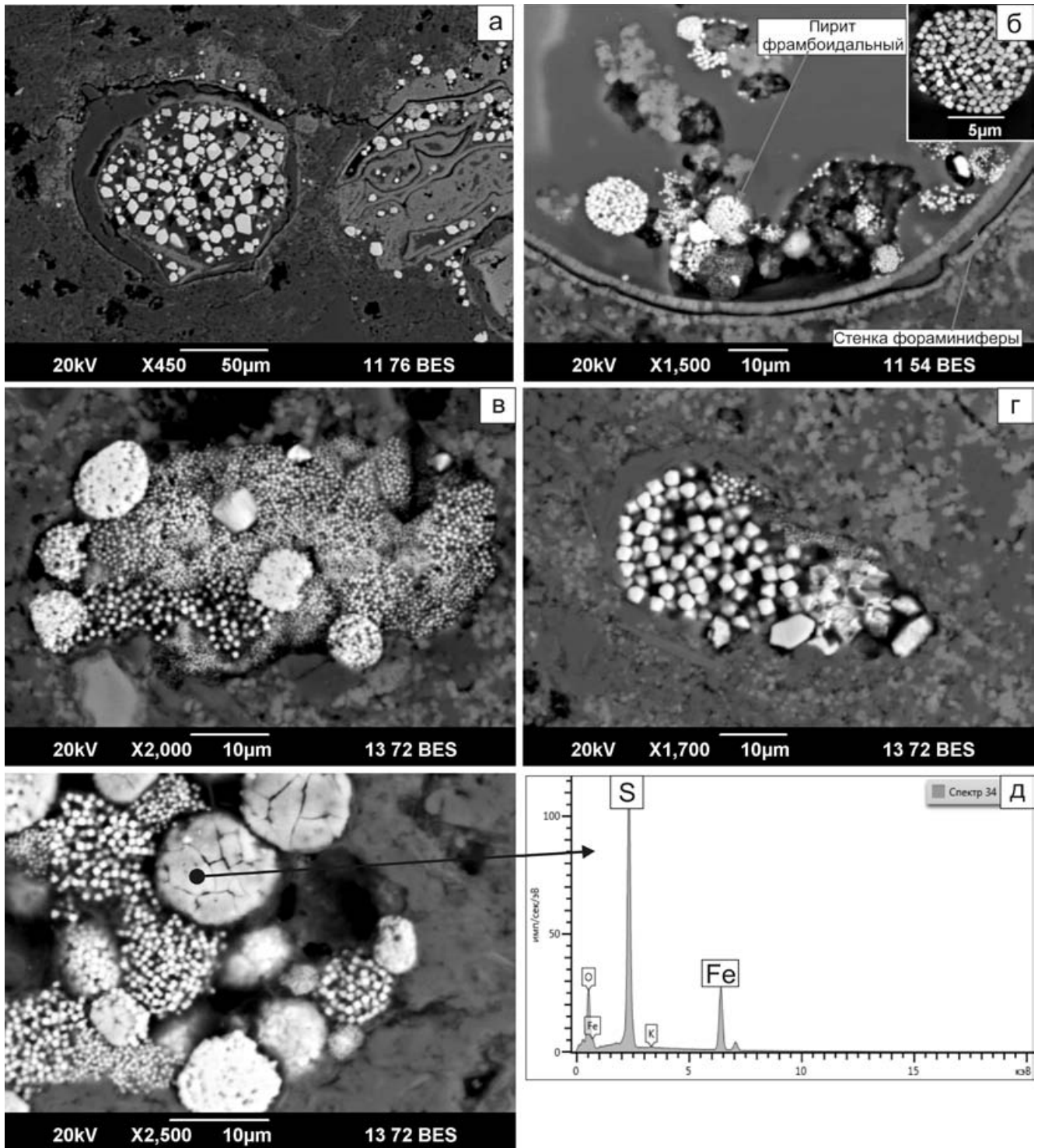


Рис. 5. Фрамбоидальные пириты из углеродисто-кремнистой породы.

а, б – различные по размерам фрамбоидальные пириты в фоссилиях фораминифер; в – различные по размерам и плотности расположения микрокристаллов фрамбоды; г – микрокристаллы фрамбоидального пирита одинаковой размерности в полости микрофоссилии (?); д – СЭМ-фото и ЭДС-спектр шарообразных агрегатов пирита специфического облика среди фрамбоидальных пиритов.

Fig. 5. Framboidal pyrites from carbonaceous-siliceous rock.

а, б – framboidal pyrites of various sizes in fossils of foraminifera; в – framboids of various sizes and densities of microcrystals arrangement; г – microcrystals of framboidal pyrite of the same dimension in the cavity of microfossils (?); д – BSE photo and EMF spectra of spherical aggregates of pyrite of a specific appearance among framboidal pyrites.

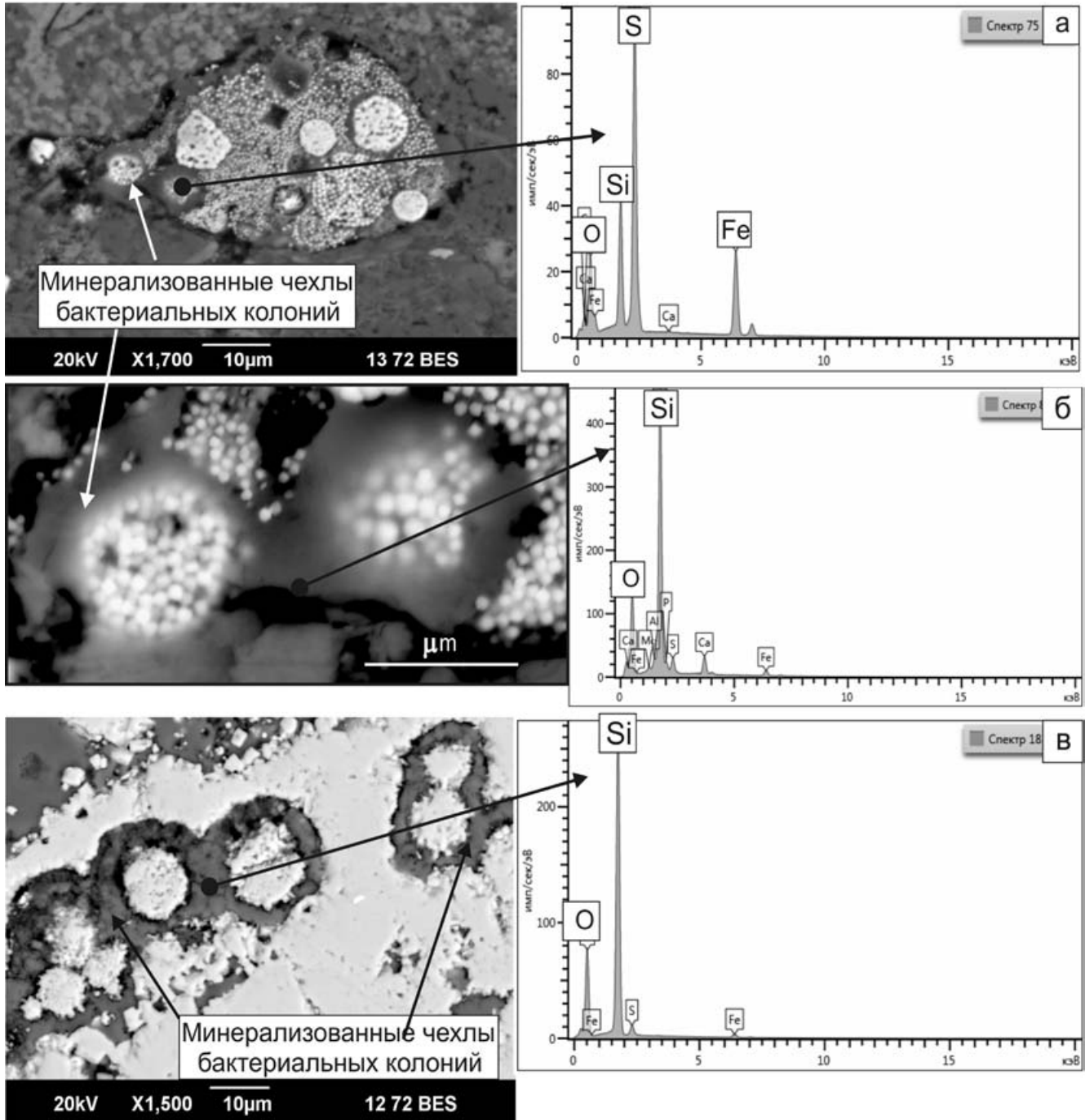


Рис. 6. СЭМ-фото и ЭДС-спектры фрамбоидальных пиритов с чехлами, сохранившимися благодаря минерализации SiO_2 .

а, б – из углеродисто-кремнистой породы, б – увеличенный фрагмент, в – из колчеданной породы.

Fig. 6. BSE photo and EMF spectra of framboidal pyrites with covers preserved due to mineralization by SiO_2 .

а, б – in carbon-siliceous rocks, б – enlarged fragment; в – in pyrite rock.

Кроме того, на некоторых фрамбоидах сохранились минерализованные SiO_2 чехлы (см. рис. 5а–в), интерпретируемые как первоначально слизистые пленки внеклеточных биополимеров, покрывав-

шие ископаемые бактериальные колонии. Так, при наступлении неблагоприятных внешних условий многие микробиальные организмы (бактерии, цианобактерии, актиномицеты и др.) выделяют защит-

ную слизь – внеклеточные вещества (Мудрецова-Висс и др., 2014), способные к минерализации в том числе диоксидом кремния (Torporski et al., 2002; Орлеанский 2007).

Еще одним признаком активности микробиоты во время формирования пригидротермально-осадочных отложений может служить наличие остатков неизмененного или слабометаморфизованного ископаемого органического вещества (ИОВ), захороненного в исследуемых породах. Для этого анализа используется метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (Муравьев, 2007). Учитывая, что сера, содержащаяся в придонном слое осадка около черных курильщиков, является мощнейшим окислителем органических веществ, для сульфидных и сульфатных пород метод непригоден. Однако анализу ЭПР с положительным результатом подлежат такие породы, как кремнистые, кремнисто-карбонатные, карбонатные, фосфатные или включающие первичноглинистую компоненту.

При наличии в минеральных матрицах остатков ИОВ на спектрах ЭПР в области радикалов будут наблюдаться сигналы углеродных радикалов Rс-org. Типичные для белков животного происхождения (включая бактерии), они имеют следующие характеристики: ширина линий $\Delta H \approx 0.5 - 4$ Гс и g-фактор $\approx 2.0026 - 2.0028$. Если ИОВ метаморфизованы относительно слабо, эта линия наблюдается только после предварительного нагрева образцов до 600°C в лабораторных условиях. Сигналы ЭПР углеродных радикалов Rс-org, характерные для ископаемых растительных остатков (лигнин, целлюлоза), характеризуется следующими величинами: $g \approx 2.0030 - 2.0038$ и $\Delta H \approx 4 - 7$ Гс. Причем, в зависимости от степени углефикации, эта линия обнаруживается либо в исходных (углефицированных в природе), либо в предварительно нагретых при 350°C образцах (Муравьев, 2007).

Анализ спектров ЭПР углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского месторождения показал наличие двух типов сигнала углерода Rс-org, характерных для растительных белков (включая водорослевые) и типичных для белков животного ряда (включая бактерии). Также установлено, что ИОВ изменено в условиях нагревания не выше 300°C (Сорока и др., 2019). ИОВ углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского месторождения генетически однотипное, преимущественно сапропелевое, и его накопление связано с морскими условиями (Ярославцева и др., 2012, Сорока др., 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее важные признаки микробиальных образований в придонно-гидротермальных отложениях Сафьяновского колчеданного месторождения:

- наличие минерализованных чехлов или биопленок, приуроченных к фрамбоидам;
- приуроченность фрамбоидальных пиритов к остаткам микробиоты;
- повторяемость специфического строения и размеров микроконкреций, не свойственная хемогенным образованиям;
- участие фрамбоидальных и нитчатых пиритов в формировании микроконкреций и в виде самостоятельных агрегатов, указывающее на присутствие различных прокариот в ископаемом сообществе;
- наличие цепочечного или слоистого расположения микрокристаллов, свидетельствующего о первичном структурировании микробиоты;
- присутствие слабоизмененных остатков ископаемых органических веществ в углеродисто-кремнистой породе, установленных методом ЭПР.

В перспективе следует обратить внимание на другие месторождения Урала в целях изучения и выявления признаков первичных осадочно-гидротермальных образований. В целом, следует отметить, что в настоящее время становится актуальным “флюидное” направление исследований в литологии (Беленицкая, 2011).

Благодарности

Авторы благодарны главному геологу ОАО “Сафьяновская медь” Н.В. Лещеву за помощь в организации полевых исследований, а также Н.П. Сафиной за предоставленные образцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амон Э.О., Коровко А.В. (1992) Новые данные по стратиграфии и литологии палеозон Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 69-77.
- Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н., Валяева О.В. (2017) Генезис сидеритовых конкреций из терригенной толщи нижнего карбона на Приполярном Урале. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 130-144
- Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Лещев Н.В. (2015) Новые данные о фораминиферах в рудовмещающей толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **90**(3), 23-26.
- Астафьева М. М., Розанов А. Ю., Хувер Р. (2005) Фрамбоиды: их структура и происхождение. *Палеонтол. журн.*, (5), 1-7.
- Беленицкая Г.А. (2011) “Флюидное” направление литологии: состояние, объекты, задачи. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **153**(4), 98-113.
- Демина Л.Л., Галкин С.В. (2010) *Alvinella pompejana* – супертермофил и чемпион по металлам. *Природа*, (8), 14-21
- Заварзин Г. А. (1993) Развитие микробных сообществ в истории земли. *Проблемы доантропогенной эволюции биосферы*. М.: Наука, 212-222.
- Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. (1995) Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) – руины древнего “черного курильщика”

- на дне Уральского палеоокеана. *Геология рудн. месторождений*, **37**(6), 511-529.
- Коровко А.В., Двоглазов Д.А. (1991) О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал). *Геодинамика и металлогения Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 151-152.
- Коровко А.В., Постоялко М.В., Степанова Т.И., Петрова Л.Г., Шурыгин М.В., Иванов К.С., Амон Э.О. (1999) Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Комитет природы по Свердловской обл., 141-144.
- Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В. (1993) Пригидротермальная фауна силурийского палеоокеана южного Урала. *Изв. РАН. Сер. биол.* (4), 525-534.
- Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. (2000) Гидротермальные системы океана и жизнь. *Природа*, (5), 47-55.
- Ленгелер Й., Древис Г., Шлегель Г. (2005) Современная микробиология. Прокариоты: в 2-х т. М.: Мир, 49 с.
- Масленников В.В. Литогеоз и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. (2016) Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 387 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В. (2006) Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Учеб. пособие. Челябинск: ЮУрГУ, 223 с.
- Мудрецова-Висс К.А., Дедюхина В.П., Масленникова Е.В. (2014) Основы микробиологии: учебник. Владивостокский университет экономики и сервиса. М.: ИНФРА-М, 354 с.
- Муравьев Ф.А. (2007) Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов Республики Татарстан. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань. 24 с.
- Николаева В.М., Королев Э.А. (2010) Аутигенная пиритовая минерализация в юрских отложениях Среднерусского моря как признак придонных просачиваний глубинных флюидов. *Металлогения древних и современных океанов – 2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур*. Миасс: ИМин УрО РАН, 279-282.
- Орлеанский В.К., Карпов Г.А., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М. (2007) Биогенно-кремнистые постройки термальных полей и их лабораторное моделирование. *Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 127-128
- Притчин М.Е., Сорока Е.И., Пучков В.Н. (2021) Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, **21**(6), 884-893
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. (1990) О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала. *Докл. АН СССР*, **315**(5), 1203-1205.
- Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М. (2013) Фрамбониды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, **22**(2), 144-151.
- Сафина Н.П., Масленников В.В. (2009) Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 260 с.
- Сафина Н.П., Сорока Е.И., Анкушева Н.Н., Киселева Д.В., Блинова И.А., Садыков С.А. (2021) Флюорит в рудах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал: ассоциации, состав, генезис. *Геология рудн. месторождений*, **63**(2), 132-153.
- Смирнов В.Н. (2012) Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (5), 4-15.
- Соколова Г.А., Каравайко Г.И. (1964) Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. Институт микробиологии АН СССР. М.: Наука, 336 с.
- Сорока Е.И., Галеев А.А., Петрова В.И., Носова Ф.Ф., Лютоев В.П., Леонова Л.В., Закиров Т.Р. (2019) Органическое вещество в породах Сафьяновского медно-колчеданного месторождения (Средний Урал). *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **161**(2), 307-324.
- Сорока Е.И., Леонова Л.В., Анфимов А.Л. (2017) Апатит в стенках раковин девонских фораминифер в породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Вестн. Уральского отделения Российской минералогического общества*, (14), 131-138.
- Чувашов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. (2011) Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер. *Докл. АН*, **439** (5), 648-650.
- Шереметьев Ю.С. (1990) Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале. Отчет Артемовской партии по детальной разведке северной части Сафьяновского месторождения за 1985–1990 гг. Геол. фонды, пос. Артемовский.
- Шпанская А.Ю., Масленников В.В., Литтл К. (1999) Трубки вестиментифер из раннесилурийских и среднедевонских палеогидротермальных биот Уральского палеоокеана. *Палеонтол. журн.*, (3), 21-30.
- Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П., Лещев Н.В., Сорока Е.И. (2012) Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинкового месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, (2), 106-124.
- Antoshkina A.I., Leonova L.V., Simakova Yu.S. (2020) The Development of Miocene Biohermal Bryozoan Limestones of Kazantip Cape (Crimea). ISSN 1028-334X, *Dokl. Earth Sci.*, **491**(2), 195-198.
- Butler I. B., Rickard D. (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**(15), 2665-2672.
- Koroteev V.A., Yaseva R.G., Bochkarev V.V., Moloshag V.P., Korovko A.V., Sheremet'ev Yu.S. (1997) Geological setting and composition of the sulfide-ore Saf'yanovka deposit in the Middle Urals. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 49 p.
- Toporski J.K.W., Steele A., Westall F., Kathie L., Thomas-Keptra, McKay D.S. (2002) The Simulated Silicification of Bacteria – New Clues to the Modes and Timing of Bacterial. *Preservation and Implications for the Search for Extraterrestrial Microfossils. Astrobiology*, **2**(1), 1-26.

REFERENCES

- Amon E.O., Korovko A.V. (1992) The stratigraphy and lithology new data of the Urals and Middle Asia paleozones. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 69-77. (In Russ.)
- Anfimov A.L., Soroka E.I., Leshchev N.V. (2015) New data on foraminifera of Saf'yanovka copper pyrite deposit ore-bearing strata. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **90**(3), 23-26. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Ryabinkina N.N., Valyaeva O.V. (2017) Genesis of siderite nodules from the lower carboniferous terrigenous sequence in the Subpolar Urals. *Lithol. Polezn. Iskop.*, **52**(2), 111-124. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Leonova L.V., Simakova Yu.S. (2020) The Development of Miocene Biothermal Bryozoan Limestones of Kazantip Cape (Crimea). ISSN 1028-334X, *Dokl. Earth Sci.*, **491**(2), 195-198.
- Astaf'eva M.M., Rosanov A.Yu. (2005) Framboids: structure and origin. *Paleontol. Zh.* (5), 1-7. (In Russ.)
- Belenitskaya G.A. (2011) "Fluid" trend in lithology: condition, objects, problems. *Uchenye Zapiski Kazan. Univ. Ser. Estestvennye Nauki*, **153**(4), 98-113. (In Russ.)
- Butler I. B., Rickard D. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(15), 2665-2672.
- Chuvashov B.I., Anfimov A.L., Soroka E.I., Yaroslavtseva N.S. (2011) New data about age of Saf'yanovka deposit strata on the base of foraminifera. *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(5), 648-650. (In Russ.)
- Demina L.L., Galkin S.V. (2010) Alvinella pompejana – superthermophile and champion of metals. *Priroda*, (8), 14-21 (In Russ.)
- Koroteev V.A., Yaseva R.G., Bochkarev V.V., Moloshag V.P., Korovko A.V., Sheremet'ev Yu.S. (1997) Geological setting and composition of the sulfide-ore Saf'yanovka deposit in the Middle Urals. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 49 p. (In Russ.)
- Korovko A.V., Dvoeglazov D.A. (1991) About Saf'yanovka ore field in the Rezh struktural-formation zone (Middle Urals). *Geodynamics and Metallogeny of the Urals*. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 151-152. (In Russ.)
- Korovko A.V., Postoyalko M.V., Stepanova T.I., Petrova L.G., Shurygin M.V., Ivanov K.S., Amon E.O. (1999) The problems of stratigraphy and paleontology of the Urals. Ekaterinburg, Komprirody po Sverdlovskoi oblasti Publ., 141-144. (In Russ.)
- Kusnetsov A.P., Maslennikov V.V., Zaikov V.V. (1993) Prehydrothermal fauna of the Silurian paleocean of the Southern Ural. *Izv. RAN. Ser. Biol.*, (4), 525-534. (In Russ.)
- Lein A.Yu., Moskalev L.I., Bogdanov Yu.A., Sagalovich A.M. (2000) Hydrothermal systems of ocean and life. *Priroda*, (5), 47-55. (In Russ.)
- Lengeler I., Dreves G., Shlegele G. (2005) Modern microbiology. Prociots: in 2 v. M.: Mir Publ., 49 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (2006) Lithogenesis and massive sulfide deposits forming processes. Miass, IMin UB RAS, 384 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tseluiko A.S. (2016) Hydrothermal biomorphoses of sulphide copper deposits: microtextures, trace elements and detection criteria. Ekaterinburg: RIO UB RAS, 387 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Zaikov V.V. (2006) Method of ore facies analysis in geology of copper sulfide deposits Text book. Chelyabinsk, YuUrGU Publ., 223 p. (In Russ.)
- Mudretsova-Viss K.A., Dedyukhina V.P., Maslennikova E.V. (2014) Fundamentals of microbiology: textbook. Moscow, INFRA-M Publ., 354 p. (In Russ.)
- Murav'ev F.A. (2007) Lithological and mineralogical characteristics of the Permian marking carbonate horizons of the Tatarstan Republic. Dr. geol. and min. sci. diss. Kazan, 24 p. (In Russ.)
- Nikolaeva V.M., Korolev E.A. (2010) Autogenic pyrite mineralization of the Jurassic series of the Srednerusskoe Sea as a sign of near bottom seeps of abyssal fluid. *Metallurgy of the ancient and modern oceans – 2010. Ores of rifting and island arc structures*. Miass, IMin UB RAS, 279-282. (In Russ.)
- Orleanskii V.K., Karpov G.A., Zhegallo E.A., Gerasimenko L.M. (2007) Biogenic-siliceous structures of thermal fields and their laboratory modeling. *Mineralogy and life: the origin of the biosphere and coevolution of the mineral and biological worlds, biomineralogy*. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 127-128. (In Russ.)
- Pritchkin M.E., Soroka E.I., Puchkov V.N. (2021) News U-Pb isotopic zircon data on the rhyolite of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **21**(6), 884-893 (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S., Korovko A.V. (1990) About age of volcanogenic formations and time of location of island arc on the east of Middle Urals. *Dokl. AN SSSR*, **315**(5), 1203-1205. (In Russ.)
- Safina N.P., Maslennikov V.V. (2009) Rudoclasts of the copper sulfide deposits of Yaman-Kasy and Saf'yanovskoe (Urals). Miass, UB RAS, 260 p. (In Russ.)
- Safina N.P., Soroka E.I., Ankusheva N.N., Kiseleva D.V., Blinova I.A., Sadykov S.A. (2021) Fluorite in the ores of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit, Middle Ural: associations, composition, genesis. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **63**(2), 132-153. (In Russ.)
- Savel'eva O.L., Savel'ev D.P., Chubarov V.M. (2013) Framboids of pyrite of the carbonbearing rocks of the Smaginskaya association of the Kamchatskii Mys. *Vestn. KRAUNT. Nauki o Zemle*, **22**(2), 144-151. (In Russ.)
- Sheremet'ev Yu.S. (1990). Saf'yanovskoe copper sulfide deposit at the Middle Urals. Report of the Artemovskaya geological party of a detail research of the Northern part of the Safyanovskoe deposit with reserves estimation on 01.07.1990 years and 1985–1990 years. Artemovskii. (In Russ., unpublished)
- Shpanskaya A.Yu., Maslennikov V.V., Littl K. (1999) Tubes of Vestimentifera of the Earlier Silurian and Middle Devonian ages of the paleohydrothermal biots of the Ural paleocean. *Paleontol. Zhurn.*, (3), 21-30.
- Smirnov V.N. (2012) Base stages of magmatism of eastern slope of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (5), 4-15. (In Russ.)
- Sokolova G.A., Karavaiiko G.I. (1964) Physiology and geochemical activity of thion bacteria. Institut of Microbiology AN SSSR. Moscow, Nauka Publ, 336 p. (In Russ.)
- Soroka E.I., Galeev A.A., Petrova V.I., Nosova F.F., Lyutov V.P., Leonova L.V., Sakirov T.R. (2019) Organic matter in the Saf'yanovka copper massive sulfide deposit (Middle Urals). *Uchenye Zapiski Kazan. Univ. Ser. Estestvennye Nauki*, **161**(2), 307-324. (In Russ.)
- Soroka E.I., Leonova L.V., Anfimov A.L. (2017) Apatite in a sink wall of the Devonian foraminifera of the rocks

- of the Saf'yanovskoe copper sulphide ore deposit (Middle Ural). *Vestn. Ural'skogo otd. Ross. mineralog. obshchestva*, (14), 131-138. (In Russ.)
- Toporski J.K.W., Steele A., Westall F., Kathie L., Thomas-Keptra, McKay D.S. (2002) The Simulated Silicification of Bacteria – New Clues to the Modes and Timing of Bacterial Preservation and Implications for the Search for Extraterrestrial Microfossils. *Astrobiology*, 2(1), 1-26.
- Yaroslavtseva N.S., Maslennikov V.V., Safina N.P., Leshchev N.V., Soroka E.I. (2012) Carbonbearing alevropelites of the Saf'yanovskoe Cu-Zn ore deposit (Middle Ural). *Lithosphere (Russia)*, (2), 106-124. (In Russ.)
- Zaikov V.V., Shadlun T.N., Maslennikov V.V., Bortnikov N.S. (1995) Sulphide deposit of the Yaman-Kasy (Southern Ural) – ruins of an ancient black smoker at the bottom of the Ural paleocean. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 37(6), 511-529. (In Russ.)
- Zavarzin G.A. (1993) Evolution of microbial communities in the Earth history. *The problems of preanthropogenic evolution of the biosphere*. Moscow, Nauka Publ., 212-222. (In Russ.)

УДК 553.411

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403

Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования

С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Поступила в редакцию 17.12.2021 г., принята к печати 14.02.2022 г.

Объект исследований. Геологическое строение, петро- и геохимические особенности рудовмещающих пород Вознесенского золоторудного месторождения (Южный Урал) и геодинамические условия его формирования. **Методы.** Содержание петрогенных окислов определялось с помощью силикатного анализа, редких элементов – методами ICP-MS на масс-спектрометре ELAN 9000 и ICP-AES на масс-спектрометре ICPE-9000. **Результаты.** Показано, что Вознесенское месторождение приурочено к фрагменту коровой части разреза островодужных офиолитов гарцбургитового типа. Разрез офиолитов слагают такситовые габброиды, толща долеритов, базальтов, андезибазальтов и их туфов, местами отделенных от габброидов линзами серпентинитов, и пакет субпараллельных даек порфириновых габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов. Вулканисты и породы даек, имеющие нормальную щелочность и толеитовый состав, обладают геохимическими характеристиками надсубдукционных образований. По химическому составу они сопоставимы с вулканитами колчеданосных комплексов баймак-бурибаевской свиты (D_2). Вместе с тем вознесенские породы обладают и рядом отличительных особенностей. В частности, рудовмещающие эффузивы и дайки отличаются от вулканитов колчеданосных комплексов повышенной титанистостью, отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, а также преобладанием порфириновых типов пород. **Заключение.** Анализ геохимических данных с использованием диаграмм V–Ti/1000 и La_N/Sr_N-TiO_2 дает основание предполагать, что ассоциация основных вулканитов и рудоносных даек габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов Вознесенского месторождения образовалась в задуговом бассейне позднеэльской фронтальной островной дуги.

Ключевые слова: Южный Урал, золоторудное месторождение, толеитовые базальты, дайки, геодинамическая позиция

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011. Использовались оборудование ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение № 075-15-2021-680)

Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions

Sergey E. Znamensky, Nina M. Znamenskaya

Institute of Geology UFGS RAS, 16/2 K. Marx St., Ufa 450077, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 17.12.2021, accepted 14.02.2022

Research subject. The geological structure, petro-geochemical features of the ore-bearing rocks of the Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals) and the geodynamic conditions of its formation. **Methods.** The content of petrogenic oxides was determined using silicate analysis; rare elements were determined using ICP-MS methods by an ELAN 9000 mass spectrometer and ICP-AES by an ICPE-9000 mass spectrometer. **Results.** The Voznesenskoe deposit is confined to a fragment of the crustal part of the section of harzburgite-type island-arc ophiolites. The ophiolite section is composed of taxite gabbroids, a sequence of dolerites, basalts, basaltic andesites and their tuffs, in places separated from gabbroids by lenses of serpentinites, and a package of subparallel dikes of porphyry gabbro-dolerites, gabbro-diorites, and diorites.

Для цитирования: Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2022) Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования. *Литосфера*, 22(3), 391-403. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>

For citation: Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. (2022) Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, 22(3), 391-403. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>

© С.Е. Знаменский, Н.М. Знаменская, 2022

Volcanics and dyke rocks with normal alkalinity and tholeiitic composition exhibit the geochemical characteristics of suprasubduction formations. In terms of chemical composition, they are comparable to the volcanic rocks of the pyrite-bearing complexes of the Baimak-Buribaevskaya Formation (D_{1e_2}). At the same time, the Voznesensky rocks have a number of distinct features, which are likely to be related to the geodynamic setting of their formation. In particular, ore-bearing effusive rocks and dykes differ from volcanic rocks of pyrite-bearing complexes in terms of a higher titanium content, the absence of boninite and silicic volcanic rocks, as well as the predominance of porphyry rock types. *Conclusion.* The conducted analysis of geochemical data using the V-Ti/1000 and La_N/Sm_N-TiO_2 diagrams suggests that the association of mafic volcanic rocks and ore-bearing dykes of gabbro-dolerites, gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky deposit was formed in the back-arc basin of the Late Ems frontal island arc.

Keywords: Southern Urals, gold ore deposit, tholeiitic basalts, dykes, geodynamic position

Funding information

The work was carried out within the framework of the state order program IG UFITS RAS No. FMRS-2022-0011. The equipment of the «Geoanalitik» shared research facilities of the IGG UB RAS was used, the re-equipment and comprehensive development of which 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

Вознесенское золоторудное месторождение расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала (рис. 1). В архивных материалах оно упоминается также как Калканское месторождение (Бородаевский, 1933). Месторождение залегает среди меланжированных серпентинитов, слагающих восточную часть Калканского гарцбургитового массива (Чаплыгина и др., 2002). По данным геологов ОАО «Башкиргеология», проводивших в 1989–1997 и 2010–2014 гг. в окрестностях месторождения поисковые работы на золото, серпентиниты содержат блоки базальтов поляковской свиты (O_2) и мелкие тела габбро, габбро-диоритов и диоритов, к которым тяготеет золоторудная минерализация. Интрузивные породы не имеют изотопных датировок. Предположительно геологами-съемщиками они относятся к салаватскому комплексу (D_2) (Жданов и др., 2018). Химический состав эффузивных и интрузивных пород месторождения охарактеризован единичными силикатными анализами (Сурин, 1997ф). В серпентинитах восточной части Калканского массива известно еще несколько слабоизученных мелких месторождений и рудопроявлений золота (Гановское, Белая жила и др.), на которых оруденение также ассоциирует с интрузиями основного и среднего состава.

Вознесенское месторождение обладает небольшими запасами золота. В последнее время мелкие месторождения золота Учалинского района стали обрабатываться малыми предприятиями с использованием метода кучного выщелачивания. В этой связи изучение условий их образования представляется актуальной задачей.

Цель настоящей статьи – рассмотреть геологическое строение Вознесенского золоторудного месторождения, петро- и геохимические особенности рудомещающих эффузивных и интрузивных пород и геодинамические условия их формирования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований были отобраны из керна поисковых скважин. Содержание петрогенных компонентов в породах определялось в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина) стандартным методом силикатного химического анализа. Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследований ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева), а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICP-AES-9000 в ЦКД КМТНХ АО ИНХП (г. Уфа, аналитик С.В. Мичурин). Результаты анализов приведены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическое строение месторождения

Поверхность месторождения почти полностью перекрыта рыхлыми отложениями. Сведения о его геологическом строении базируются главным образом на материалах документации керна скважин и редких поисковых канав.

По нашим данным, золоторудная минерализация развита в пределах блока вулканогенных и интрузивных пород, слагающих фрагмент коровой части офиолитового разреза гарцбургитового типа (рис. 2). Блок, залегающий среди серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, состоит из нескольких тектонических пластин, которые ограничены «сухими» разломами с глиной трения, крутопадающими на юго-восток. Разломы, по-видимому, образовались на коллизионной стадии развития сутурной зоны. Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы преимущественно основного

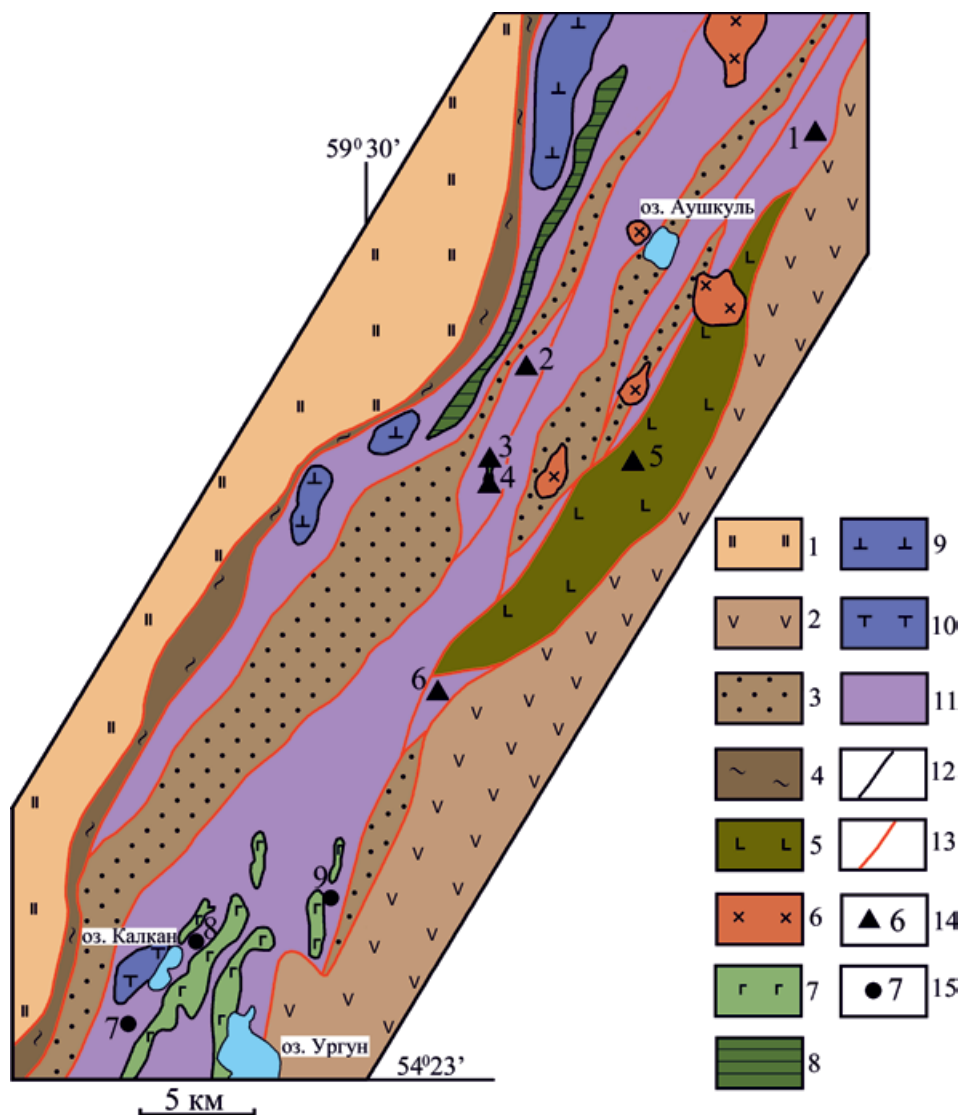


Рис. 1. Схема строения зоны Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны (по данным И.С. Анисимова, 1983, с изменениями).

1 – докембрийские метаморфические комплексы зоны Уралтау и Башкирского мегантиклинория; 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения ($D_{2,3}$) Западно-Магнитогорской зоны; зона Главного Уральского разлома; 3 – вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы (D_1-C_1); 4 – метаморфические сланцы ($S-D_1?$); 5 – базальты (O_2); 6 – Балбукский сиенит-гранит-порфировый комплекс (Pz_3); 7 – габбро, габбро-диориты и диориты ($D_2?$); 8 – габброиды (D_1); 9 – лерцолиты; 10 – гарцбургиты Калканского массива; 11 – серпентинитовый меланж с блоками пород различного состава и возраста; 12 – геологические границы; 13 – разломы; 14 – месторождения и рудопроявления порфирово-эпитермального семейства (1 – Николаевское субэпитермальное золотое, 2 – золото-порфировое Карагайкульское, 3 – медно-порфировое Вознесенское, 4 – золото-порфировое Большой Каран, 5 – медно-порфировое Поляковское, 6 – медно-порфировое Дунграй); 15 – золоторудные месторождения (7 – Вознесенское, 8 – Гановское, 9 – Белая жила).

Fig. 1. Scheme of the structure of the Main Ural Fault zone at the northern end of the Magnitogorsk megazone (according to the data of I.S. Anisimov, 1983, with changes).

1 – Precambrian metamorphic complexes of the Uraltau zone and the Bashkirian meganticlinorium; 2 – volcanogenic and volcanogenic-sedimentary deposits ($D_{2,3}$) of the West Magnitogorsk zone; the Main Ural Fault zone; 3 – volcanogenic, volcanogenic-sedimentary and sedimentary rocks (D_1-C_1); 4 – metamorphic schists ($S-D_1?$); 5 – basalts (O_2); 6 – Balbuk syenite-granite-porphyr complex (Pz_3); 7 – gabbro, gabbro-diorite and diorite ($D_2?$); 8 – gabbroids (D_1); 9 – lherzolites; 10 – harzburgites of the Kalkan massif; 11 – serpentinite melange with rock blocks of different composition and age; 12 – geological boundaries; 13 – faults; 14 – deposits and ore occurrences of porphyry-epithermal family (1 – Nikolaevsky subepithermal gold, 2 – gold-porphyry Karagaikulsky, 3 – porphyry copper Voznesensky, 4 – gold-porphyry Bolshoy Karan, 5 – Polyakovsky, 6 – porphyry copper Dunggray); 15 – gold deposits (7 – Voznesensky, 8 – Ganovsky, 9 – Belaya zhila).

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в эффузивных и интрузивных породах Вознесенского золоторудного месторождения**Table 1.** Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in effusive and intrusive rocks of the Voznesensky gold ore deposit

Компонент	Пробы											
	К1*	ГН1*	ГН3**	Г1*	ВЭ1**	ВЭ2*	ВЭ3*	ВЭ4*	ВЭ5*	ВЭ6**	ВЭ7*	ВЭ8*
SiO ₂	46.00	47.00	48.30	47.00	48.00	51.00	51.00	52.00	52.00	54.00	54.00	55.00
TiO ₂	0.28	0.29	0.35	0.80	1.00	0.87	0.90	0.90	0.86	0.53	0.65	0.86
Al ₂ O ₃	9.60	14.70	16.10	16.80	16.00	16.00	15.90	15.00	16.70	15.00	15.80	15.70
Fe ₂ O ₃	1.40	3.00	6.20	2.20	4.60	5.00	2.30	7.40	2.88	4.50	5.00	2.40
FeO	5.00	6.46	4.53	6.10	6.50	5.40	6.10	4.16	5.40	7.20	3.87	7.10
MnO	0.10	0.16	–	0.13	0.17	0.16	0.09	0.15	0.10	0.14	–	0.13
CaO	12.50	8,52	6.70	7.60	10.64	4.56	6.40	5.80	5.70	3.70	6.00	4.90
MgO	17.20	10.60	8.00	9.60	7.00	8.80	6.00	4.60	6.80	6.40	5.20	5.60
Na ₂ O	1.20	4.00	4.40	4.00	2.70	3.00	5.70	3.80	4.00	4.00	5.00	5.20
K ₂ O	0.50	0.50	0.20	0.50	0.60	0.80	0.50	0.75	0.20	0.37	0.55	0.20
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.02	0.08	0.14	0.06	0.13	0.08	0.14	0.08	0.01	0.09
П.п.п.	6.75	5.26	5.12	5.64	3.17	4.24	4.48	5.20	5.20	4.71	3.82	3.35
Сумма	100.59	100.55	99.92	100.45	100.52	99.89	99.50	99.84	99.98	100.63	99.9	100.53
Li	29	22	19	26	19	17	15	9	14	16	10	9
Be	0.03	0.12	–	0.14	–	0.22	0.15	0.13	0.24	–	0.13	0.16
Sc	36	37	35	40	36	30	33	31	31	38	30	28
V	80	140	147	120	390	180	200	170	170	233	230	160
Cr	450	110	130	150	52	40	80	16	19	45	22	25
Co	57	32	33	32	27	27	24	24	28	29	33	26
Ni	210	40	42	50	29	27	22	12	17	48	16	16
Cu	5	80	76	13	–	170	17	12	29	16	18	24
Zn	17	30	31	21	56	40	40	30	40	29	60	30
Ga	5	11	–	9	–	15	13	11	13	–	10	11
Rb	3	4	–	11	–	0.6	2.2	1	2.5	–	24	1.3
Sr	14	33	43	60	35	40	100	50	50	116	60	70
Y	1.9	7	7.2	6	22	15	22	11	17	11	11	12
Zr	1.1	9	10	5	49	24.7	46	25	29.2	21	27.1	25.6
Nb	0.13	0.36	–	0.6	–	0.8	1.9	0.37	0.7	–	0.8	0.5
Sn	0.22	0.23	–	0.18	–	0.26	0.32	0.36	0.31	–	0.27	0.28
Sb	2.1	0.4	–	0.4	–	0.64	2.1	0.4	0.69	–	1.0	0.51
Cs	0.1	0.19	–	0.43	–	0.24	0.24	0.13	0.18	–	0.15	0.16
Ba	40	100	90	340	59	19	40	31	80	99	80	50
La	0.09	0.6	0.7	0.28	1.85	1.7	2.3	0.9	1.7	1.34	1.3	1.1
Ce	0.22	1.4	–	0.7	–	4.5	6	2.3	4.4	–	3.7	3
Pr	0.04	0.23	–	0.11	–	0.7	1	0.38	0.7	–	0.6	0.48
Nd	0.23	1.2	–	0.64	–	3.8	5	2.2	3.8	–	3.3	2.7
Sm	0.11	0.49	–	0.27	–	1.4	1.8	0.9	1.4	–	1.2	1.1
Eu	0.09	0.25	–	0.22	–	0.5	0.5	0.46	0.5	–	0.41	0.5
Gd	0.18	0.74	–	0.54	–	1.9	2.4	1.4	2.1	–	1.7	1.6
Tb	0.04	0.15	–	0.11	–	0.4	0.5	0.26	0.4	–	0.3	0.3
Dy	0.27	1.1	–	0.8	–	2.6	3.2	1.9	2.8	–	2.1	2.1
Ho	0.26	0.25	–	0.2	–	0.6	0.7	0.4	0.6	–	0.5	0.5
Er	0.19	0.7	–	0.6	–	1.8	2.2	1.3	1.9	–	1.4	1.5
Tm	0,03	0.11	–	0.09	–	0.26	0.32	0.2	0.29	–	0.21	0.22
Yb	0,17	0.8	0.8	0.6	2.2	1.8	2.2	1.4	2.0	1.0	1.4	1.5
Lu	0,03	0.13	–	0.09	–	0.27	0.3	0.23	0.3	–	0.21	0.25
Hf	0.04	0.29	–	0.16	–	0.9	1.3	0.57	1.1	–	1	0.7
Ta	0.04	0.04	–	0.4	–	0.04	0.17	0.027	0.04	–	0.06	0.03
W	0.26	0.4	–	0.28	–	0.6	2.3	0.4	0.7	–	0.9	0.4
Pb	0.11	1.5	–	0.08	–	0.26	0.26	0.5	0.36	–	0.4	0.23
Th	0.015	0.13	–	0.05	–	0.4	0.5	0.2	0.4	–	0.3	0.25
U	0.018	0.09	–	0.05	–	0.31	0.28	0.17	0.3	–	0.27	0.21

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	Пробы								
	ВД1**	ВД2*	ВД3*	ВД4**	ВД**5	ВД6*	ВД7**	ВД8*	ВД9*
SiO ₂	49.60	50.00	52.00	52.00	52.00	53.00	54.00	54.00	58.00
TiO ₂	0.90	0.86	0.83	0.86	0.90	1.00	0.66	0.46	0.72
Al ₂ O ₃	15.80	16.80	16.40	16.70	16.80	15.00	15.00	16.80	13.20
Fe ₂ O ₃	6.50	3.00	4.67	7.10	3.00	5.62	3.20	4.50	5.23
FeO	4.60	6.46	4.45	5.03	6.82	5.75	5.46	5.75	4.30
MnO	–	0.11	0.13	–	0.12	0.14	0.14	–	–
CaO	6.40	6.34	6.10	3.78	1.90	4.90	3.80	3.80	3.84
MgO	7.60	5.60	6.00	4.20	7.00	5.00	7.70	8.00	6.00
Na ₂ O	4.00	5.70	4.05	4.00	5.40	3.80	3.80	4.00	4.00
K ₂ O	0.10	0.5	1.00	0.50	0.30	0.75	0.70	1.20	0.50
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.08	0.10	0.11	0.08	0.08	0.01	0.05
П.п.п.	4.43	4.12	4.20	5.50	5.28	4.68	5.30	2.04	3.46
Сумма	99.95	99.59	99.91	99.77	99.63	99.72	99.84	100.56	99.3
Li	28	17	17	22	22	24	18	4.6	7
Be	–	0.13	0.12	–	–	0.22	–	0.11	0.2
Sc	41	31	30	36	30	39	36	41	40
V	293	140	150	234	234	200	218	230	231
Cr	101	60	60	354	91	70	234	31	15
Co	27	27	23	24	23	30	22	30	36
Ni	37	33	27	85	44	25	45	17	24.0
Cu	10	80	26	20	45	11.6	60	65	42
Zn	10	30	30	46	30	30	37	73	118
Ga	–	11	13	–	–	11	–	10	10
Rb	–	2.4	1	–	–	5	–	5	7
Sr	135	90	50	74	67	110	80	108	127
Y	14	14	16	10	16	16	10	20	18
Zr	28	28.1	37.4	23	43	33.5	25	42	65
Nb	–	1	1.3	–	–	0.8	–	1.4	2.73
Sn	–	0.33	0.32	–	–	0.22	–	0.43	0.76
Sb	–	0.5	1.1	–	–	6	–	1.1	0.08
Cs	–	0.13	0.13	–	–	0.5	–	0.17	0.29
Ba	168	60	25	39	29	140	22	24	20
La	1.44	1.90	1.40	1.32	1.47	1.5	1.51	2.63	4.07
Ce	–	4.7	3.8	–	–	3.6	–	6.65	8.86
Pr	–	0.7	0.6	–	–	0.6	–	1.07	1.5
Nd	–	3.7	3.4	–	–	3.1	–	5.49	7.18
Sm	–	1.3	1.2	–	–	1.2	–	1.79	1.91
Eu	–	0.4	0.34	–	–	0.48	–	0.65	0.62
Gd	–	1.7	1.8	–	–	1.7	–	2.38	2.54
Tb	–	0.3	0.3	–	–	0.3	–	0.4	0.41
Dy	–	2.3	2.5	–	–	2.4	–	2.85	2.81
Ho	–	0.5	0.5	–	–	0.5	–	0.63	0.61
Er	–	1.5	1.6	–	–	1.6	–	1.91	1.80
Tm	–	0.23	0.24	–	–	0.24	–	0.29	0.27
Yb	1.2	1.6	1.6	1.0	1.1	1.6	0.95	1.9	1.94
Lu	–	0.26	0.27	–	–	0.27	–	0.29	0.29
Hf	–	0.9	1.1	–	–	0.8	–	1.19	1.62
Ta	–	0.1	0.12	–	–	0.08	–	0.08	0.22
W	–	0.8	1.5	–	–	2.3	–	1.61	0.14
Pb	–	0.15	0.5	–	–	0.23	–	0.53	1.45
Th	–	0.4	0.3	–	–	0.3	–	0.57	0.76
U	–	0.21	0.23	–	–	0.21	–	0.31	0.28

Примечание. Редкие элементы определены методом: * – ICP-MS, ** – ICP-AES. К1 – клинопироксенит, ГН1, ГН3 – габбро-нориты, Г1 – габбро, ВЭ1–ВЭ5 – базальты и долериты, ВЭ6–ВЭ8 – андезибазальты, ВД1–ВД5 – габбро-долериты, ВД6–ВД8 – габбро-диориты, ВД9 – диорит.

Note. Rare elements are determined by the method: * – ICP-MS, ** – ICP-AES. K1 – clinopyroxenite, ГН1, ГН3 – gabbro-norites, Г1 – gabbro, ВЭ1–ВЭ5 – basalts and dolerites, ВЭ6–ВЭ8 – basaltic andesites, ВД1–ВД5 – gabbro-dolerites, ВД6–ВД8 – gabbro-diorites, ВД9 – diorite.

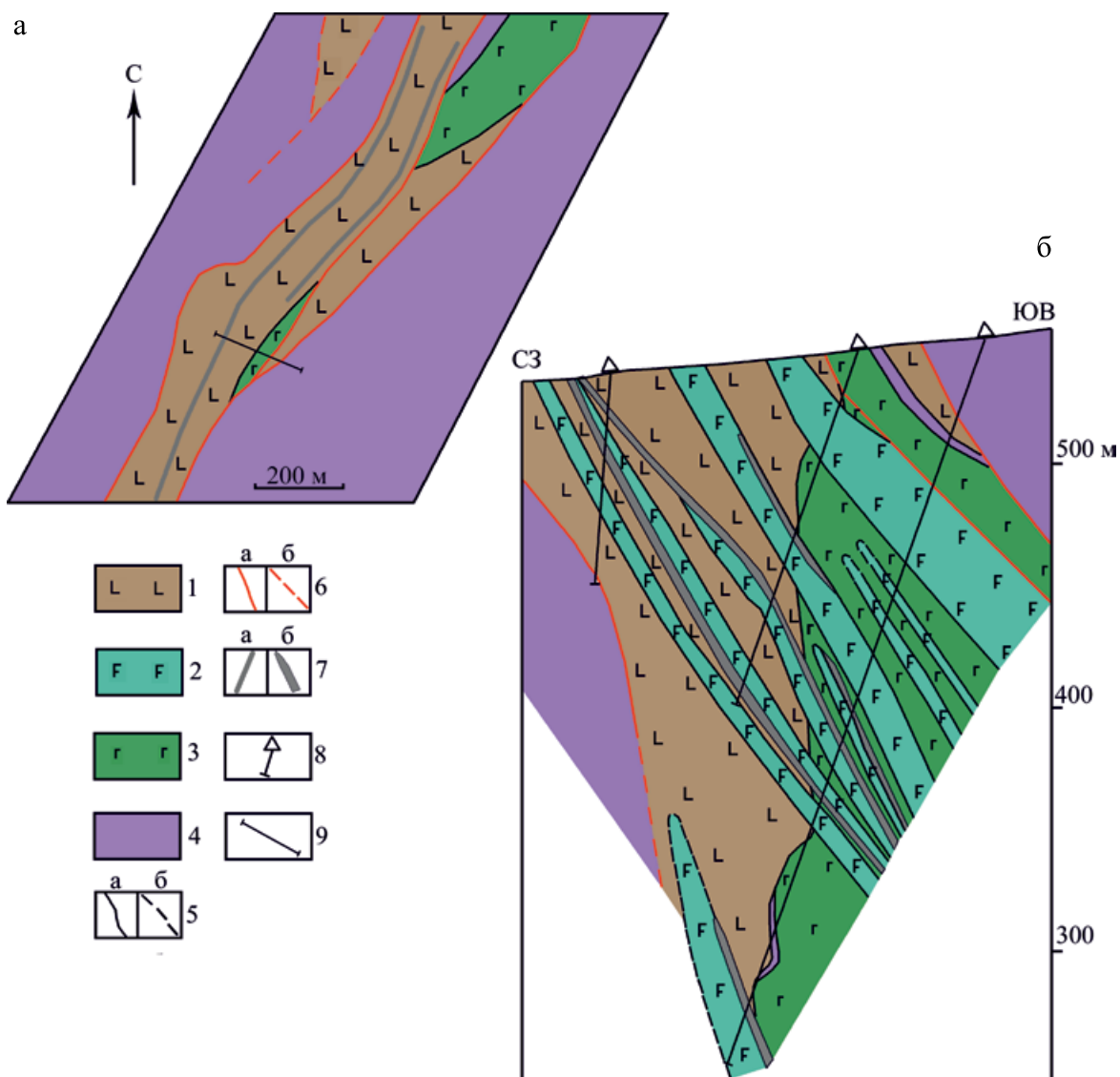


Рис. 2. Схема геологического строения (а) и разрез (б) Вознесенского месторождения (составлены с использованием данных ОАО “Башкиргеология”).

1 – долериты, базальты, андезитобазальты и их туфы; 2 – габбро-долериты, габбро-диориты и диориты; 3 – такситовые габброиды; 4 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 5 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 6 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – рудные тела на схеме (а) и на разрезах (б); 8 – скважины; 9 – линия геологического разреза.

Fig. 2. Scheme of the geological structure (a) and section (b) of the Voznesenskoye deposit (compiled using data from OJSC “Bashkirgeology”).

1 – dolerites, basalts, basaltic andesites and their tuffs; 2 – gabbro-dolerites, gabbro-diorites and diorites; 3 – taxite gabbroids; 4 – serpentized harzburgites and dunites; 5 – geological boundaries identified (a) and assumed (b); 6 – faults identified (a) and assumed (b); 7 – ore bodies on the scheme (a) and on sections (b); 8 – boreholes; 9 – line of the geological section.

состава, интродуцированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы и амфиболизованы. Амфибол крупночешуйчатый, в проходящем свете бесцветный, имеет угол пога-

зания 15–20° и, скорее всего, является тремолитом. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее. Амфиболизация, характерная для габброидов, в них не проявлена.

Габброиды имеют неоднородное шлирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием

полос и наличием включений, различающихся по содержанию плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена, а также роговой обманки. В составе полос и шпиров выделяются габбро-нориты, габбро и их роговообманковые разновидности. Преобладают крупнокристаллические типы пород. Установлены также полосы, сложенные плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза (Савельева, 1987).

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовыми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород достигает 150 м. По литолого-фациальным и петрографическим особенностям слагающих ее пород толща отличается от поляковской свиты (O_2), в составе которой преобладают афировые диабазы и спилиты (Фролова, Бурикова, 1978).

Комплекс субпараллельных даек представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми габбро-долеритами, мелкозернистыми роговообманковыми габбро-диоритами и крайне редко – диоритами. В диоритах в незначительных количествах присутствует кварц. Мощность отдельных даек достигает 30 м. Пакеты “дайка в дайке” в керне скважин нами достоверно не установлены.

Линейные тела золотоносной штокверковой кварц-сульфидной минерализации локализованы в основном в эндо- и экзоконтактных зонах даек. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и антимонитом. Детально состав рудной минерализации не изучен. Оруденение сопровождается метасоматитами пренит-карбонат-хлорит-альбит-кварцевого состава нередко с примесью актинолита и биотита. На удалении от рудных тел в околорудных метасоматитах появляется эпидот.

Петро- и геохимическая характеристика пород

Относительно слабоизмененные габбро-нориты ($SiO_2 = 47–48.3\%$) представляют собой низкотитанистые ($TiO_2 = 0.29–0.35\%$), низко- и умеренноглиноземистые ($al' = 0.73–0.86$) образования нормальной щелочности (рис. 3а). Они обладают невысокими концентрациями K_2O (0.2–0.5 мас. %). Содержание MgO составляет 8–10.6%. Габбро ($SiO_2 = 47\%$) по содержанию большинства петрогенных окислов сопоставимо с габбро-норитами (см. табл. 1) и отличается от них повышенными концентрациями TiO_2 (0.8%). Вариации химического состава

габбро-норитов и габбро соответствуют толеитовому тренду дифференциации, что хорошо видно на диаграммах $FeO^*/MgO-SiO_2$ и $Zr-Y$ (см. рис. 3в, г). Клинопироксенит имеет повышенные суммарные содержания CaO и MgO (29.7%), низкую титанистость ($TiO_2 = 0.28\%$) и глиноземистость ($Al_2O_3 = 9.66\%$), умеренные концентрации Na_2O (1.2%) и K_2O (0.5%).

Клинопироксениты, габбро-нориты и габбро обеднены высокозарядными и редкоземельными элементами относительно NMORB (см. табл. 1). Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в этих типах пород близки между собой (рис. 4а, г). Тренды редких элементов на спайдерграммах демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Nb, Zr и положительных аномалий Sr, что характерно для надсубдукционных магматитов. В то же время на них проявлены не свойственные для островодужных образований положительные аномалии Ti. Спектры распределения РЗЭ характеризуются накоплением тяжелых лантаноидов ($La_N/Yb_N = 0.33–0.54$) и положительными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 1.27–1.97$) (см. рис. 4г). Аномалии Eu рассчитывались по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$. Положительные аномалии Eu свидетельствуют в пользу кумулятивной природы такситовых габброидов (Richards et al., 2012).

Содержание SiO_2 в базальтах составляет 48–53%, в андезибазальтах – 54–55%. Концентрации SiO_2 в породах дайковой серии варьируют от 49.5 до 58%. Эффузивы и породы даек представляют собой низко- и умереннотитанистые образования ($TiO_2 = 0.46–1\%$). По соотношениям K_2O и SiO_2 они принадлежат к низко- и умереннокалиевым сериям. На диаграмме TAS большинство фигуративных точек составов эффузивных и интрузивных образований попадает в поле пород нормальной щелочности (см. рис. 3а). В трех пробах (№ ВЭЗ, ВД2 и ВД5) эффузивы и дайки имеют субщелочной состав главным образом из-за повышенных содержаний Na_2O , что, по всей вероятности, связано с альбитизацией пород в околорудном ореоле. На диаграмме отношений малоподвижных при вторичных изменениях элементов $Zr/Ti-Nb/Y$ фигуративные точки эффузивных и интрузивных пород ложатся в поле базальтов, андезибазальтов и андезитов нормальной щелочности (см. рис. 3б). Эти данные позволяют относить вулканы и породы дайковой серии к образованиям нормального ряда.

По соотношениям SiO_2 и FeO^*/MgO среди них выделяются разновидности как толеитового, так и известково-щелочного состава (см. рис. 3в). Однако на диаграмме $Zr-Y$ точки всех типов пород располагаются в поле толеитовой серии (см. рис. 3г).

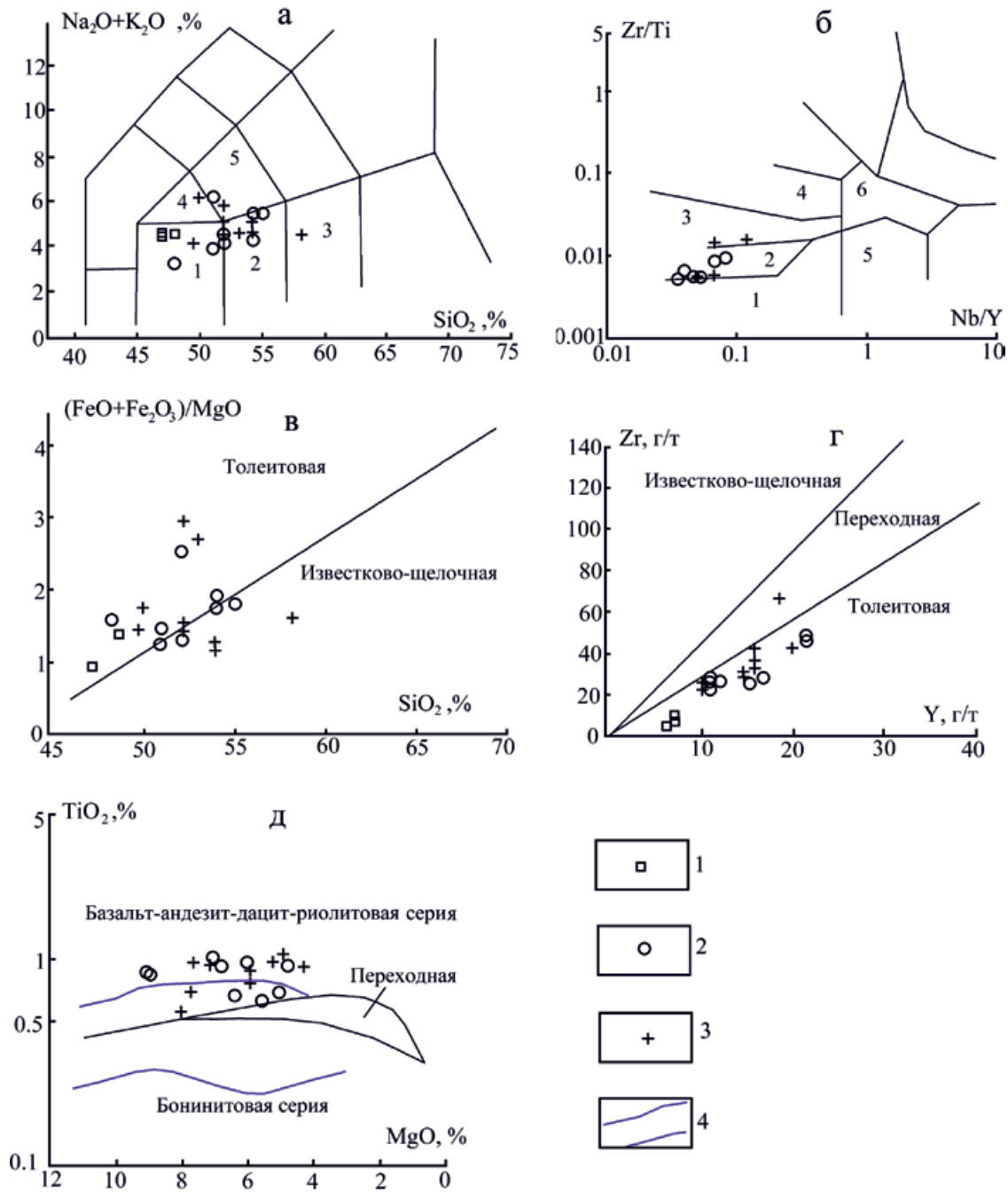


Рис. 3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (а) (Middlemost, 1994), $\text{Zr}/\text{Ti}\text{-Nb}/\text{Y}$ (б) (Winchester, Floyd, 1977), $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}\text{-SiO}_2$ (в) (Miashiro, 1973), $\text{Zr}\text{-Y}$ (г) (MacLean, Barrett, 1993) и $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ (д) (Reagan et al., 2015) для эффузивных и интрузивных пород.

1 – такситовые габброиды; 2 – долериты, базальты, андезитобазальты; 3 – габбро-долериты, габбро-диориты и диориты; 4 – поле вулканитов колчеданосных баймак-бурибаевских комплексов южных районов Магнитогорской мегазоны (Знаменский и др., 2019).

а: 1 – базальты, 2 – андезитобазальты, 3 – андезиты, 4 – трахибазальты, 5 – трахиандезитобазальты; б: 1 – субщелочные базальты, 2 – базальты и андезитобазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты и риодациты, 5 – щелочные базальты, 6 – трахиандезиты.

Fig. 3. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (a) (Middlemost, 1994), $\text{Zr}/\text{Ti}\text{-Nb}/\text{Y}$ (б) (Winchester, Floyd, 1977), $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}\text{-SiO}_2$ (в) (Miashiro, 1973), $\text{Zr}\text{-Y}$ (г) (MacLean, Barrett, 1993) and $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ (д) (Reagan et al., 2015) for effusive and intrusive rocks.

1 – taxite gabbroids; 2 – dolerites, basalts, basaltic andesites; 3 – gabbro-dolerites, gabbro-diorites and diorites; 4 – the field of volcanic rocks of pyrite-bearing Baymak-Buribay complexes of the southern regions of the Magnitogorsk megazone (Znamenskii et al., 2019).
a: 1 – basalts, 2 – basaltic andesites, 3 – andesites, 4 – trachybasalts, 5 – basaltic trachyandesites; б: 1 – subalkaline basalts, 2 – basalts and basaltic andesites, 3 – andesites, 4 – dacites and rhyodacites, 5 – alkaline basalts, 6 – trachyandesites.

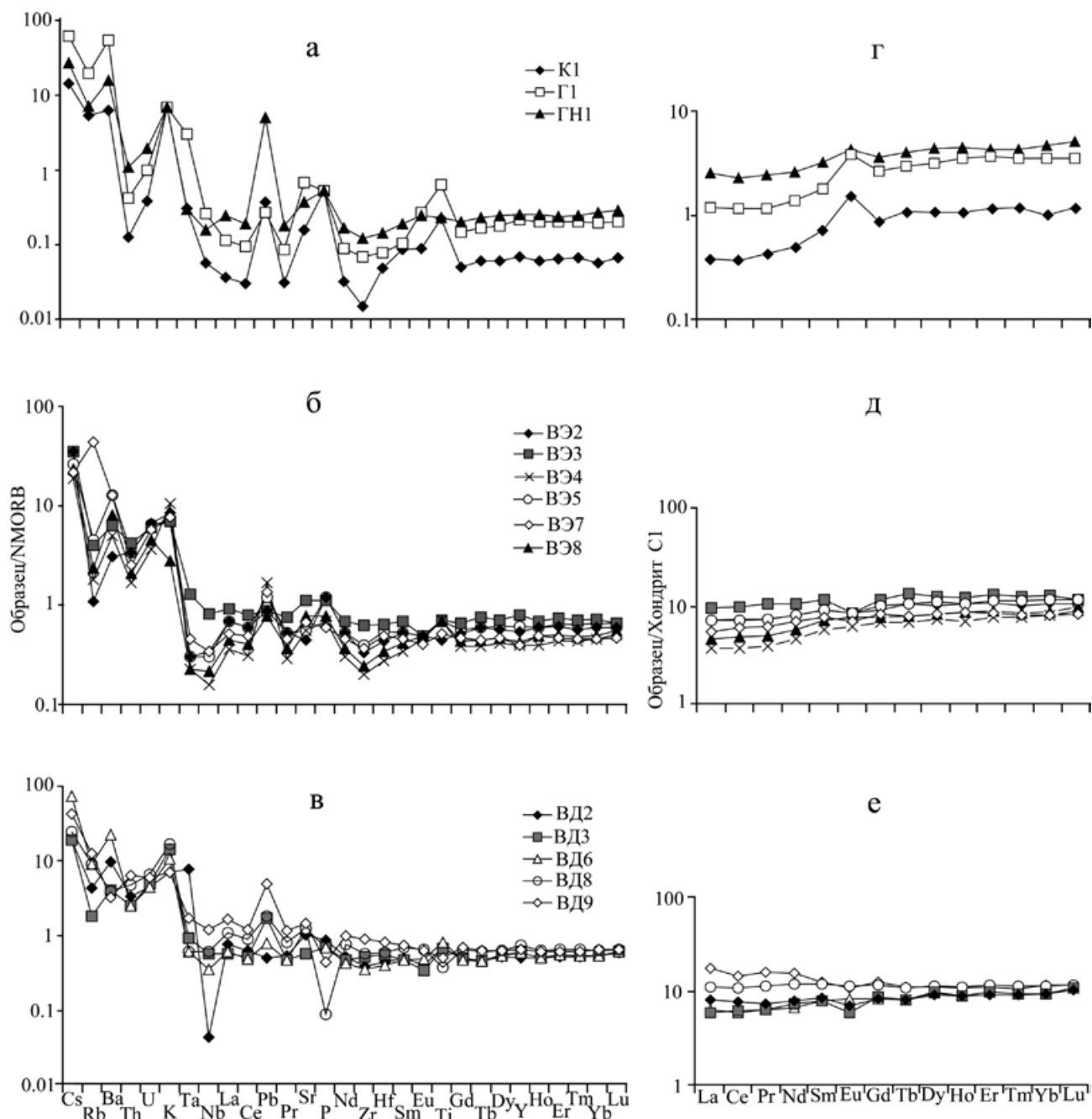


Рис. 4. Тренды распределения редких и редкоземельных элементов в клинопироксенитах и габброидах (а, г), в долеритах, базальтах и андезибазальтах (б, д), в габбро-долеритах, габбро-диоритах и диоритах (в, е).

Нормирование по NMOB и C1 согласно (McDonough, Sun, 1995)

Fig. 4. Trends in the distribution of rare and rare earth elements in clinopyroxenites and gabbroids (a, г), in dolerites, basalts and basaltic andesites (б, д), in gabbro-dolerites, gabbro-diorites, and diorites (в, е).

Standardization NMOB and C1 by (McDonough, Sun, 1995).

Исключение составляет одна проба диорита (№ ВД8), имеющего состав, переходный от толеитового к известково-щелочному. Породы в пределах месторождения подверглись околорудному метасоматозу, поэтому при оценке их серийной

принадлежности предпочтение нами отдается соотношениям высокочarged элементов. Они, по сравнению с петрогенными элементами, менее мобильны при вторичных изменениях (Pearce, 2014; Winchester, Floyd, 1986).

На диаграмме TiO_2 – MgO точки составов эффузивов и даек концентрируются в поле толеитовых и известково-щелочных серий островных дуг (см. рис. 3д).

Тренды распределения редких элементов в эффузивах и дайках характеризуются теми же особенностями, что и в габброидах: накоплением высокозарядных элементов, U, Th и Pb, отрицательными аномалиями Nb и Zr и положительными Sr (см. рис. 4б, в). Однако аномалии Ti имеют переменный знак. На диаграмме Zr/Nb – Nb/Th точки составов базальтов, долеритов и габбро-долеритов образуют единый ореол, располагающийся в поле островодужных базальтов (рис. 5б). Спектры распределения РЗЭ указывают на обогащение эффузивных пород тяжелыми лантаноидами ($La_N/Yb_N = 0.53–0.83$) (см. рис. 4д), что характерно для островодужных толеитов. Значения Eu/Eu^* составляют 0.74–1.15. В породах дайковой серии по мере роста кремнекислотности наблюдается увеличение значений La_N/Yb_N от 0.75 в габбро-долеритах до 1.5 в диоритах (см. рис. 4е). При этом все типы пород имеют отрицательные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0.7–0.95$), которые указывают на преобладание в расплаве Eu^{+2} и восстановительные условия генерации магм (Richards et al., 2012).

Как видно из приведенных данных, по индикаторным петро- и геохимическим параметрам эффузивные образования и породы дайковой серии сходны. Судя по соотношениям малоподвижных при вторичных изменениях редких элементов, они имеют нормальную щелочность, толеитовый и крайне редко переходный от толеитового к известково-щелочному состав. Среди фаунистически датированных вулканогенных комплексов, распространенных в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале (Маслов, Артюшкова, 2010), по химическому составу рудовмещающие породы Вознесенского месторождения наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_{1e2}). Это хорошо видно на диаграммах Al_2O_3 – TiO_2 и Zr/Nb – Nb/Th (см. рис. 5). Баймак-бурибаевские вулканогенные комплексы слагают в пределах Магнитогорской палеоостроводужной системы фронтальную дугу, в южных частях (в современных координатах) которой расположены многочисленные колчеданные месторождения (Сервакин и др., 1992).

Близость химических составов дает основание предполагать аналогичный позднемезозойский возраст эффузивов и даек Вознесенского месторождения. Вместе с тем породы месторождения обладают рядом отличительных особенностей, которые, по-видимому, в значительной мере обусловлены геодинамической обстановкой их формирования. В частности, они отличаются от вулканитов колчеданноносных комплексов повышенной титанистостью всех разновидностей пород (см. рис. 3д), отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов,

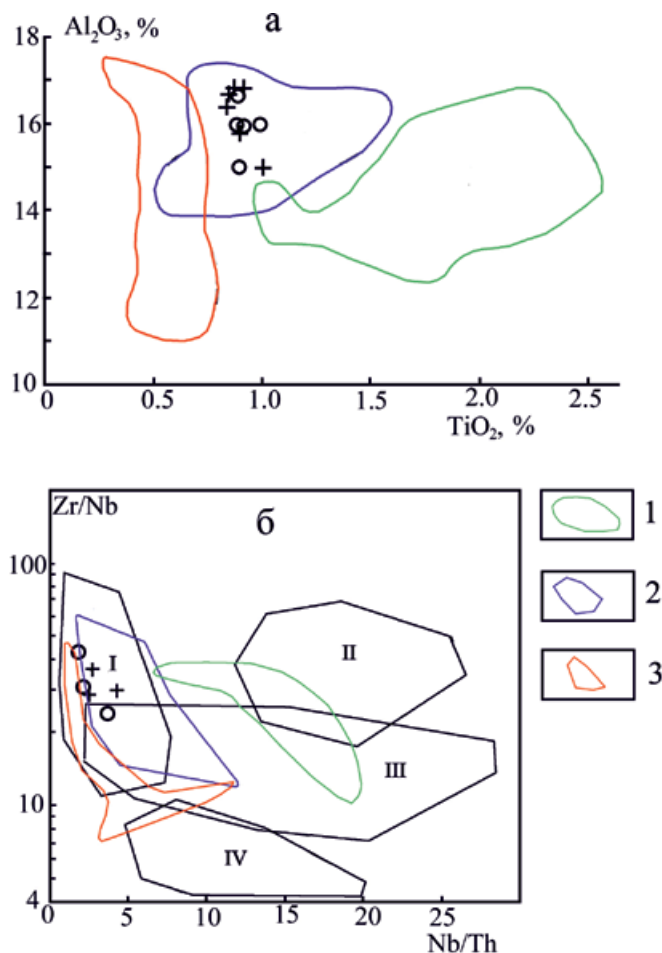


Рис. 5. Диаграммы Al_2O_3 – TiO_2 (а) и Zr/Nb – Nb/Th (б) (Condie, 2005) для основных пород.

1–3 – поля составов базальтов поляковской (O_2) (1), баймак-бурибаевской (D_{1e2}) (2) и ирендикской (D_{2ef}) (3) свиты зоны ГУР (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005; Nimis et al., 2010; Знаменский, Мичурин, 2013; Знаменский и др., 2019).

На диаграмме “б” поля составов базальтов: I – островных дуг, II – COX, III – океанических плато, IV – океанических островов. Остальные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 5. Diagrams Al_2O_3 – TiO_2 (a) and Zr/Nb – Nb/Th (б) (Condie, 2005) for basic rocks.

1–3 – compositional fields of basalts from the Polyakovka (O_2) (1), Vaimak-Buribay (D_{1e2}) (2) and Irendyk (D_{2ef}) (3) suites of the MUF zone (Spadea et al., 2002; Kosarev et al., 2005; Nimis et al., 2010; Znamenskii, Michurin, 2013; Znamenskii et al., 2019).

In diagram “б” the composition fields of basalts: I – island arcs, II – MOR, III – oceanic plateaus, IV – oceanic islands. For other designations see Fig. 3.

а также преобладанием порфировых разновидностей. Аналогичная по составу островодужная ассоциация слабодифференцированных толеитовых эффузивных и интрузивных пород нормальной щелочности ранее была изучена нами на Николаевском золоторудном месторождении (Знаменский,

Холоднов, 2018), расположенном в зоне Главного Уральского разлома в 50 км северо-восточнее Вознесенского месторождения (см. рис. 1). По физико-химическим условиям образования оно соответствует месторождениям золота субэпитермального типа (Znamensky et al., 2020).

Геодинамическая позиция

Реконструкции были выполнены с использованием диаграмм V–Ti/1000 и La_N/Sm_N –TiO₂ (рис. 6), которые позволяют оценить геодинамическую обстановку формирования магматических комплексов в пределах островодужной системы. На первой из них точки эффузивов и даек основного состава Вознесенского месторождения располагаются в поле базальтов дистальных (удаленных от зон субдукции) островных дуг и задуговых бассейнов и N-MORB. Баймак-бурибаевские вулканиты основного состава, распространенные в южных колчеданосных районах Магнитогорской палеоостровной дуги, концентрируются на этой диаграмме в поле бонинитов и базальтов проксимальных островных дуг. На диаграмме La_N/Sm_N –TiO₂ точки основных пород Вознесенского месторождения ложатся в поле базальтов задуговых бассейнов и N-MORB, а колчеданосных комплексов баймак-бурибаевской свиты – в поле фанерозойских бонинитов и базальтов островной дуги Тонго-Кермадек. Наиболее обоснованной геохимическими данными представляется геодинамическая позиция Вознесенского месторождения в зоне задугового бассейна позднеэмской фронтальной островной дуги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вознесенское месторождение приурочено к фрагменту коровой части островодужных офиолитов. Разрез офиолитов слагают такситовые габброиды, толща долеритов, базальтов, андезибазальтов и их туфов, местами отделенных от габброидов линзами серпентинитов, и пакет субпараллельных даек порфировых габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов. Вулканиты и породы даек, имеющие нормальную щелочность и в основном толеитовый состав, обладают геохимическими характеристиками надсубдукционных образований. По химическому составу они сопоставимы с вулканитами баймак-бурибаевской свиты (D_{1e2}). Геохимические данные дают основание полагать, что ассоциация основных вулканитов и рудоносных даек габбро-долеритов, габбро-диоритов и диоритов Вознесенского месторождения образовалась в задуговом бассейне позднеэмской фронтальной островной дуги. Судя по тесной пространственной ассоциации золотого оруденения с порфировыми дайками, Вознесенское месторождение,

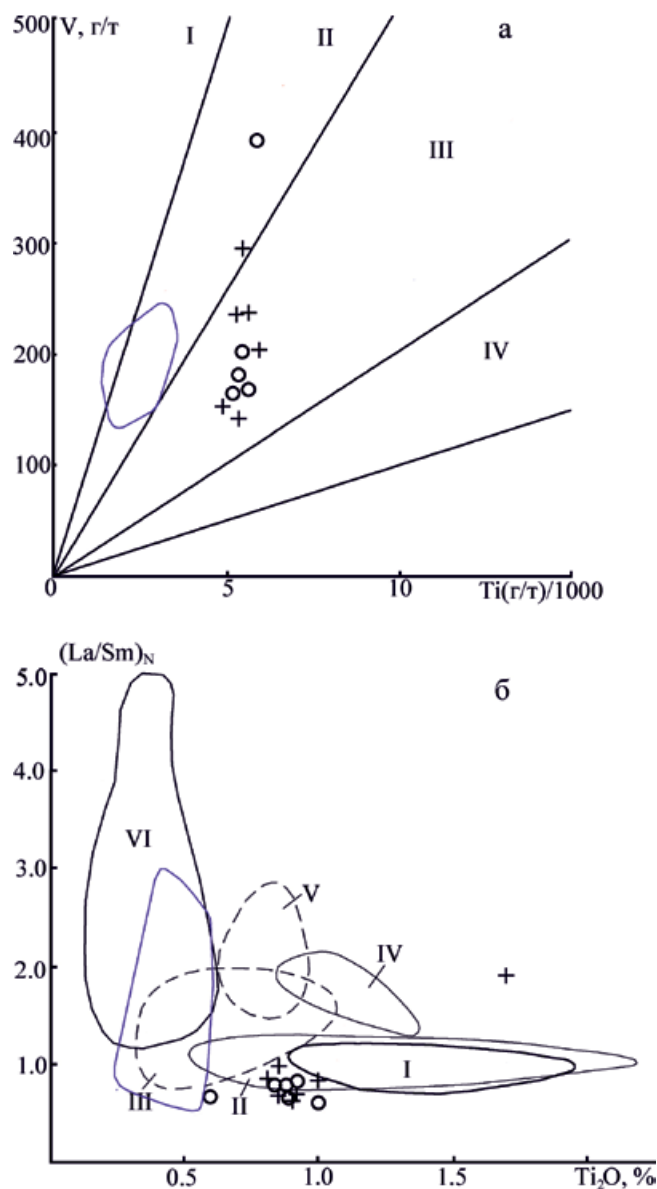


Рис. 6. Диаграммы V–Ti/1000 (а) (Pearce, 2014) и $(La/Sm)_N$ –TiO₂ (б) (Khanna, 2013) для основных пород.

а – поля составов: I – бонинитов; II – базальтов проксимальных островных дуг; III – базальтов дистальных островных дуг, задуговых бассейнов и COX, IV – океанических островов.
 б – поля составов базальтов: I – COX, II – моря Лау, III – Тонго-Кермадекской и IV – Марианской островной дуги, V – Марианского желоба и VI – фанерозойских бонинитов. Остальные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Diagrams V–Ti/1000 (a) (Pearce, 2014) and La_N/Sm_N –TiO₂ (b) (Khanna, 2013) for basic rocks.

а – fields of composition: I – boninites, II – basalts of proximal island arcs, III – basalts of distal island arcs, back arc basins and MORB, IV – ocean island.
 б – fields of basalt compositions: I – MORB, II – Lau basin, III – Tonga-Kermadec and IV – Mariana island arcs, V – Mariana Trough and VI – Phanerozoic boninites. For other designations see Fig. 3.

по-видимому, относится к порфирово-эпитеpmаль-ному семейству. Однако для окончательного вывода о его рудно-формационной принадлежности необходимо изучить физико-химические условия образования золоторудной минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А. и др. Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1 : 50 000 Северо-Учалинской площади (планшеты N-40-48-B (б, г); N-40-59-B (б, г); N-40-60-A; N-40-72-A) за 1978-83 гг. Т. 1-7. Башкирский РГФ, 1983.
- Бородаевский Н.И. (1933) Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миасского районов. Башкирский РГФ. 144 с.
- Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьева Л.Б. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист N-40-ХVIII (Учалы). Объяснительная записка. М.: Моск. фил. "ФГБУ ВСЕГЕИ", 386 с.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019) Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(1), 1-16.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В. (2013) Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты. *Литосфера*, (4), 121-135.
- Знаменский С.Е., Холоднов В.В. (2018) Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). *Литосфера*, **18**(4), 607-620.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте. *Литосфера*, (4), 22-41.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 246 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.
- Сурин С.В. Отчет о поисках золота на Южно-Калканском участке за 1989–1997 гг. Башкирский РГФ, 1997. 104 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1978) Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 266 с.
- Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. (2002) Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал). *Геотектоника*, (6), 25-37.
- Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **83**, 33-44.
- Khanna T.C. (2013) Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Curr. Sci.*, **104** (5), 632-640.
- MacLean W.H., Barrett T.J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.*, **48**, 109-133
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineral. Petrol.*, **100**, 201-214.
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R., Avery A.A., Carvallo C., Chapman T., Christeson G.L., Ferre E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H.Y., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Robertson A.H.F., Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A. (2015) Expedition 352 Scientists, Proceedings of the International Ocean Discovery Program. V. 352.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002) Arccontinent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**, 101-134.
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1986) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Snachev A.V. (2020) The Formation Conditions and Sources of Ore-Forming Fluids of the Nikolaevskoe Gold Deposit (South Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **61**(8), 828-837.

REFERENCES

- Ophiolites of harzburgite type in the structured melange of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals). *Geotektonika*, (6), 25-37. (In Russ.)
- Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **83**, 33-44.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1978) Geosynclinal volcanism (on the example of the eastern slope of the Southern Urals). Moscow, Moscow State Univ. Publ., 266 p. (In Russ.)
- Khanna T.C. (2013) Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Curr. Sci.*, **104**(5), 632-640.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological and geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanic rocks of the Magnitogorsk zone in the geodynamic aspect. *Lithosphere (Russia)*, (4), 22-41. (In Russ.)
- MacLean W.H., Barrett T.J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.*, **48**, 109-133.
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPolygraph-Service Publ., 288 p. (In Russ.)
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineral. Petrol.*, **100**, 201-214.
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R., Avery A.A., Carvallo C., Chapman T., Christeson G.L., Ferre E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H.Y., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Robertson A.H.F., Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A. (2015) Expedition 352 Scientists, Proceedings of the International Ocean Discovery Program. V. 352.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc magmatism, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.
- Savel'eva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of Ural ophiolites and their analogues in modern oceanic crust. Moscow, GIN AN SSSR, 246 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**, 101-134.
- Surin S.V. (1997) Report on Au search Southern-Kalkan district in 1989-1997. Bashkirian RGF. 104 p. (In Russ., unpublished)
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1986) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makar'eva L.B., Makar'eva L.B. et al. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Sheet N-40-XVIII (Uchaly). Explanatory note. Moscow, Moscow branch of the FGBU VSEGEI, 386 p. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Snachev A.V. (2020) The Formation Conditions and Sources of Ore-Forming Fluids of the Nikolaevskoe Gold Deposit (South Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **61**(8), 828-837.
- Znamenskii S.E., Kholodnov V.V. (2018) Petrological and geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevsky deposit of gold-porphyry type (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 607-620. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019) Facies composition, geochemical features and geodynamic settings for the formation of the Late Emsian island-arc complexes of the Main Ural Fault zone in the South Urals. *Vestn. Perm. Univer., Geol.*, **18**(1), 1-16. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Michurin S.V. (2013) Conditions for the formation of the Mindyak gold-sulfide deposit (Southern Urals): structural and isotope-geochemical aspects. *Lithosphere (Russia)*, (4), 121-135. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА Том 22 № 3

Май–Июнь 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 А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 114	Дата выхода в свет 30.06.2022	Формат 60 × 84½	Печать офсетная
Усл. печ. л. 16,75	Уч.-изд. л. 16,75	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) 330-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 3

May–June 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 A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 114 Signed in print 30.06.2022 Format 60 × 84¼ Offset print
Cond. print. sh. 16,75 Found.-publ. sh. 16,75 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