

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 3 2020 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 20 No. 3 2020 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2020. Том 20, № 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, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; 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, ИНГиг 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. Демезко, 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; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, 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; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, 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: 620016, 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), 2020. Volume 20, 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 Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Gunar A. Mizens

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); 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. Martyshko (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); 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. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobayev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, 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 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, 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 20, № 3, 2020

Граница нижнего и среднего карбона в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала: изотопный состав углерода и кислорода в известняках <i>С. А. Дуб, Г. А. Мизенс, В. Н. Кулешов, Т. И. Степанова, Н. А. Кучева, С. В. Николаева, О. Ю. Мельничук, Е. И. Кулагина, О. Л. Петров</i>	305
Маркерные таксоны фораминифер для определения нижней границы серпуховского яруса на Урале и их корреляционный потенциал <i>Е. И. Кулагина, Е. Ю. Башлыкова</i>	328
Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Илыч, Северный Урал) <i>Е. С. Пономаренко, Р. М. Иванова</i>	341
Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов) <i>Л. В. Бадида, А. В. Маслов, Г. А. Мизенс</i>	363
Изотопный состав свинца даек и руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) <i>В. В. Мурзин, И. В. Викентьев, О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, М. В. Стрелецкая, В. И. Блоков, О. В. Викентьева</i>	386
Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового место- рождения Большой Каран (Южный Урал) <i>С. Е. Знаменский, Н. Н. Анкушева, Д. А. Артемьев</i>	397
U-Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона “ <i>in situ</i> ”: возможности и ограничения <i>Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов, С. Синдерн</i>	411
Геофизические исследования в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения (05.09.2018, М5.8) <i>А. В. Овчаренко, В. А. Давыдов, В. А. Щапов, А. К. Юрков</i>	432

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России
(подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 20, No. 3, 2020

The Mid-Carboniferous boundary in the eastern slope of the Southern and Middle Urals: carbon and oxygen isotopic composition in limestones <i>S. A. Dub, G. A. Mizens, V. N. Kuleshov, T. I. Stepanova, N. A. Kucheva, S. V. Nikolaeva, O. Yu. Melnichuk, E. I. Kulagina, O. L. Petrov</i>	305
Foraminiferal marker taxa and their correlation potential for definition of the lower Serpukhovian boundary in the Urals <i>E. I. Kulagina, E. Yu. Bashlykova</i>	328
Kasimovian stage in the Moleben-Iz section (Ilych River, Northern Urals) <i>E. S. Ponomarenko, R. M. Ivanova</i>	341
Provenance reconstructions. Article 4. Modern methods for investigating detrital minerals (zircon, apatite) <i>L. V. Badida, A. V. Maslov, G. A. Mizens</i>	363
Isotopic composition of lead from dikes and ores of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals) <i>V. V. Murzin, I. V. Vikentyev, O. B. Azovskova, M. Yu. Rovnushkin, M. V. Streletskaya, V. I. Blokov, O. V. Vikent'eva</i>	386
Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals) <i>S. E. Znamensky, N. N. Ankusheva, D. A. Artemyev</i>	397
U-Pb (ID-TIMS) geochronological method and “ <i>in-situ</i> ” SIMS zircon dating: possibilities and constraints <i>Yu. L. Ronkin, A. V. Maslov, S. Sindern</i>	411
Geophysical study of the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (05.09.2018, M5.8) <i>A. V. Ovcharenko, V. A. Davydov, V. A. Shchapov, A. K. Yurkov</i>	432

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016 Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Граница нижнего и среднего карбона в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала: изотопный состав углерода и кислорода в известняках

С. А. Дуб¹, Г. А. Мизенс¹, В. Н. Кулешов², Т. И. Степанова¹, Н. А. Кучева¹, С. В. Николаева³⁻⁵,
О. Ю. Мельничук¹, Е. И. Кулагина⁶, О. Л. Петров²

¹Институт геологии и геохимии им. УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: sapurin@igg.uran.ru

²Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

³Natural History Museum, London, UK

⁴Палеонтологический институт РАН, 117647, Москва, Профсоюзная ул., 123

⁵Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, Казань, Кремлевская ул., 18

⁶Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 22.07.2019 г., принята к печати 14.08.2019 г.

Объектами исследования являлись известняки пограничного ниже-среднекаменноугольного интервала на восточном склоне Урала (разрезы “Худолаз”, “Худолаз-лог” и “Большой Кизил” на Южном Урале, “Исетский карьер” и “Луговая” – на Среднем). Методика. Проанализирован изотопный состав углерода и кислорода валовых проб известняков. Результаты. Получены первые результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода карбонатных отложений серпуховско-башкирского интервала в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала. Показано, что величина $\delta^{13}\text{C}$ в наиболее полных разрезах колеблется в пределах от 1.5 до 3.8‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – от 23.1 до 30.7‰. Выводы. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в целом обусловлены как глобальными, так и местными событиями. В Восточно-Уральских бассейнах (северная периферия Палеотетиса) тренд к утяжелению изотопного состава углерода в карбонатных осадках проявился уже в позднесерпуховское время. В ряде случаев с этим трендом ассоциирует и положительный экскурс величины $\delta^{18}\text{O}$, который, вероятнее всего, связан с глобальным кратковременным похолоданием (оледенением).

Ключевые слова: восточный склон Урала, нижний и средний карбон, граница $\text{C}_1\text{-C}_2$, биостратиграфия, изотопы углерода и кислорода, перерыв в осадконакоплении

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 госзадания ИГГ УрО РАН, при поддержке программы УрО РАН № АААА-А18-118052590031-9 (18-5-5-11), госзадания № 0135-2016-0017 и частично при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01958), а также в соответствии с планом НИР Геологического института РАН. Исследования С.В. Николаевой выполнены в рамках государственной программы повышения конкурентоспособности Казанского (Приволжского) федерального университета среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

The Mid-Carboniferous boundary in the eastern slope of the Southern and Middle Urals: carbon and oxygen isotopic composition in limestones

Semen A. Dub¹, Gunar A. Mizens¹, Vladimir N. Kuleshov², Tatiana I. Stepanova¹, Nadezhda A. Kucheva¹,
Svetlana V. Nikolaeva³⁻⁵, Oleg Yu. Melnichuk¹, Elena I. Kulagina⁶, Oleg L. Petrov²

Для цитирования: 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. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-305-327

For citation: 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. *Litosfera*, 20(3), 305–327. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-305-327

© С.А. Дуб, Г.А. Мизенс, В.Н. Кулешов, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева, С.В. Николаева, О.Ю. Мельничук, Е.И. Кулагина, О.Л. Петров, 2020

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: sapurin@igg.uran.ru

²Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevskii lane, Moscow 119017, Russia

³Natural History Museum, London, UK

⁴Borissiak Paleontological Institute RAS, 123 Profsoyuznaya st., Moscow 117647, Russia

⁵Kazan Federal University, 19 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia

⁶Institute of Geology UFGC RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia

Received 22.07.2019, accepted 14.08.2019

Research subject. Limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval of the Urals eastern slope (“Khudo-laz”, “Khudolaz-gully” and “Bolshoy Kizil” sections at the Southern Urals, as well as “Iset quarry” and “Lugovaya” sections in the Middle Urals) are considered. **Methods.** Carbon and oxygen isotopic composition in bulk samples was analyzed. **Results.** The carbon and oxygen isotopic composition in carbonate deposits of the Serpukhovian-Bashkirian boundary interval in the sections of the Southern and Middle Urals eastern slope was studied. It is shown that the value of $\delta^{13}\text{C}$ in the most complete sections varies from 1.5 to 3.8‰, while $\delta^{18}\text{O}$ – from 23.1 to 30.7‰. **Conclusions.** Variations in the carbon and oxygen isotopic composition are associated with both global and local events. In the East Uralian basins (northern periphery of Paleotethys), the shift in carbon isotopic composition of carbonate sediments appeared in the Late Serpukhovian. In some cases, this trend correlates with the positive excursion of $\delta^{18}\text{O}$, which is most likely associated with the global short-term cooling (glaciation).

Keywords: eastern slope of the Urals, the Lower and Middle Carboniferous sub-systems, the Mid-Carboniferous boundary, biostratigraphy, carbon and oxygen isotopes, unconformity (hiatus)

Funding information

The studies were carried out in accordance with the State Contract No. AAAA A18-118053090044-1 and the program of UB RAS No. AAAA A18-118052590031-9 (18-5-5-11), the state assignment No. 0135-2016-0017, partially with the financial support of RFBR (grant No. 15-05-01958), and in accordance with the research plan of the Geological Institute of RAS. S.V. Nikolaeva's research was carried out within the framework of the state program for improving the competitiveness of Kazan (Volga) Federal University among the world's leading research and educational centers.

Acknowledgements

The authors express their deep gratitude to M.T. Krupenin and D.V. Grazhdankin for productive discussion of the stable isotope geochemistry, as well as to V.V. Chernykh for consultations on stratigraphy general issues and geological correlation problems.

ВВЕДЕНИЕ

В известняках пограничного нижне-средне-каменноугольного интервала в разрезах удаленных друг от друга районов мира наблюдаются существенные различия в изотопном составе углерода. Так, по данным М. Зальцмана (Saltzman, 2003), вблизи границы миссисипия и пенсильвания (320 млн лет) разница между величинами $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях на восточном побережье Панталассы (разрез Arrow Canyon Range, Северная Америка) и в карбонатах, сформировавшихся на западной окраине Палеотетиса (Донбасс, разрезы Восточной Европы и Южного Урала), составляет порядка 2‰ (значения 4 и 6‰ соответственно). Такую ситуацию указанный автор связывает с закрытием пролива между Евразией (Лавруссией) и Гондваной, вызвавшим изменение направле-

ний морских течений в обрамлении Палеотетиса, что повлекло за собой уменьшение поступающего в его западные бассейны растворенного органического вещества. В связи с этим снизилось и количество изотопно-легкой углекислоты, образующейся при окислении органических соединений и участвующей в образовании карбоната.

Сравнение комплексов фораминифер бассейнов Мидконтинента–Аппалачей и западного Палеотетиса в диапазоне от визейского до московского ярусов, выполненное В.И. Давыдовым и П. Козаром (Davydov, Cózar, 2019), показало, что на видовом уровне сходство между этими комплексами утрачивается в башкирском веке (хотя на уровне родов в целом оно сохраняется). Этот факт свидетельствует о потере прямой связи между эпиконтинентальным бассейном на территории современной Северной Америки и бассейнами Палеотетиса,

т. е. о закрытии пролива (моря) Реик. Первые признаки проявления “провинциализма” на этом рубеже отмечаются также для брахиопод, мшанок и кораллов (Rodríguez, 1984; Ross, Ross, 1985; Raymond et al., 1989). Перестройка конфигурации материков спровоцировала рост ледяного покрова в Южном полушарии, падение уровня моря и, как следствие, массовое вымирание организмов, известное как серпуховско-башкирское (среднекаменноугольное, или срединнокаменноугольное) малое массовое вымирание (Алексеев, 2000, 2006).

После столкновения Лавруссии и Гондваны наиболее коротким путем для миграции биоты между бассейнами служил Франклинианский морской пролив (Davydov, Cózar, 2019). Он сообщался с реликтовыми морями Палеоуральского океана. Известно, что начиная с поздневизейского времени на территории этих морей доминировал карбонатный тип осадконакопления. К концу раннего карбона здесь сформировались мощные протянувшиеся с юга на север (в современных координатах) карбонатные платформы (Чувазов, 2000; Горожанина и др., 2009; Мизенс и др., 2012).

Целью настоящей работы являлась оценка степени влияния глобальных гидрохимических и климатических событий на характер осадконакопления в восточных зонах Урала на рубеже миссисипия и пенсильвания в условиях постепенного закрытия океанического бассейна.

Нами изучены пограничные ниже-среднекаменноугольные известняки восточных зон Южного (разрезы “Худолаз”, “Худолаз-лог” и “Большой Кизил”) и Среднего (“Исетский карьер” и “Луговая”) Урала (рис. 1). Полученные результаты сопоставлены с данными В.Н. Кулешова с соавторами (2018) по разрезу “Аскын” на западном склоне Южного Урала. Корреляция разрезов выполнена на основании биостратиграфических и изотопных данных.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Разложение изученных проб известняков, как и стандартов КН-2, С-О-1 и NBS-19, проводилось в ортофосфорной кислоте (H_3PO_4) при 50°C . Определения изотопного состава углерода и кислорода выполнялись в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего в себя масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\text{‰}$ соответственно. Измерения содержаний порообразующих и малых элементов проводились в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Н.В. Чередниченко, Л.К. Де-

рюгина и Д.В. Киселёва) по стандартным аттестованным методикам (Вотьяков и др., 2006; Горбунова, Татарина, 2015).

В данной работе анализировался изотопный состав углерода и кислорода валовых проб известняков. Таким образом, полученные нами показатели $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ представляют собой усредненные значения этих величин во всех составляющих породы: седиментогенных (форменных элементов, матрикса и морского цемента) и вторичных карбонатных фазах (различных прожилков, поздних цементов, метасоматических кристаллов доломита). Очевидно, что в таком случае при хемотратиграфических построениях каждый отдельный образец (как и разрез) требует индивидуального подхода. По этой причине для сопоставления удаленных друг от друга разрезов на основании изотопных данных была проведена работа по выявлению зависимости изотопных характеристик от литотипов (микрофаций) известняков и от степени их вторичных преобразований.

При интерпретации значений $\delta^{13}\text{C}$ принимались в расчет формальные геохимические критерии сохранности первичных изотопных характеристик: $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 4$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 10$, $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) $> -10\text{‰}$ (Семихатов и др., 2004). Последний критерий соответствует $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) $> 20.55\text{‰}$. Рядом исследователей применяются и другие величины указанных индикаторов. Так, по мнению Л. Дерри с соавторами (Derry et al., 1992), только отношение $\text{Mn}/\text{Sr} < 1.0$ может свидетельствовать о сохранности первичного изотопного состава известняков (в отношении как углерода и кислорода, так и стронция). А. Кауфман с соавторами среди прочих критериев использовали значения $\text{Mn}/\text{Sr} < 1.5$ (Kaufman et al., 1993) (также для обеих С- и Sr-изотопных систем), а Э. Нолл с коллегами для оценки сохранности первичного изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах Оленёкского поднятия Сибири ориентировались на значения $\text{Mn}/\text{Sr} < 8$, $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) $> -8\text{‰}$ (Knoll et al., 1995). Так или иначе, считается (Kaufman et al., 1993), что образцы с неизменным изотопным составом должны удовлетворять одновременно всем выбранным критериям.

Использование отмеченных индикаторов основано на общем принципе обогащения марганцем и железом вторичных карбонатных фаз и выносе стронция при постседиментационных преобразованиях пород (Brand, Veizer, 1980; Banner, Hanson, 1990; Кузнецов, 2013). Тем не менее, поскольку содержания стронция в породах в значительной степени определяются первичным минеральным составом осадков и изменением его содержания в морской воде при чередовании “кальцитовых” и “арагонитовых” морей (Steuber, Veizer, 2002), а не

¹ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) = $1.03086 \delta^{18}\text{O}$ (PDB) + 30.86 (Friedman, O’Neil, 1977).

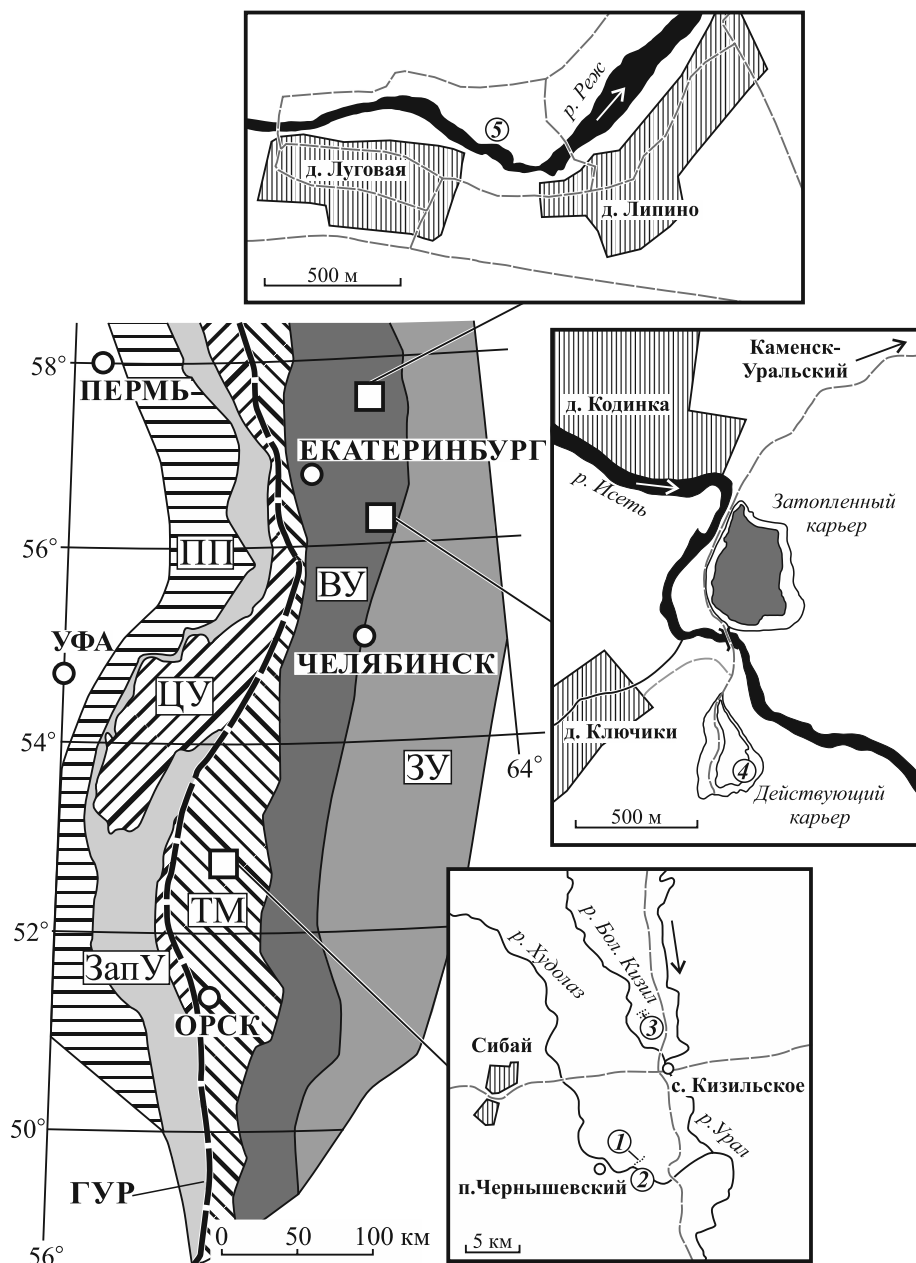


Рис. 1. Разрезы пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала и их положение в современной структуре Урала.

Восточный склон Южного Урала: 1 – “Худолаз” (3160), 2 – “Худолаз-лог” (3159), 3 – “Большой Кизил” (3157 и 3158); восточный склон Среднего Урала: 4 – карьер на правом берегу р. Исеть (3162 и 3185), 5 – “Луговая” (3176). 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: 1 – “Khudolaz” (3160), 2 – “Khudolaz-gully” (3159), 3 – “Bolshoy Kizil” (3157 and 3158); eastern slope of the Middle Urals: 4 – quarry on the right bank of the Iset river (3162 and 3185), 5 – “Lugovaya” (3176). Section numbers, used for samples marking, are indicated in parentheses.

Megazones by (Puchkov, 2010): ЗУ – Transuralian, ВУ – East Uralian, ЦУ – Central Uralian, ЗапУ – West Uralian, ТМ – Tagil-Magnitogorskian, ПП – Cisuralian foredeep, ГУР – Main Uralian fault.

только интенсивностью гипергенных процессов, указанные параметры применялись с осторожностью. В частности, образцы, не соответствующие геохимическим критериям, в некоторых случаях тоже учитывались при обработке данных – если величина $\delta^{13}\text{C}$ в них идентична таковой у валидных смежных образцов и их исключение не меняет общей картины. И наоборот, заведомо предполагалось, что образцы, подходящие под формальные геохимические критерии, но с отчетливыми признаками вторичных преобразований (например, выветрелые), скорее всего, не могут быть использованы при оценке влияния глобальных геологических событий на изотопный состав углерода в отложениях.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ИЗВЕСТНЯКАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В общей стратиграфической шкале (ОСШ) России нижняя граница среднего карбона соответствует границе фораминиферовых зон *Monotaxinoides transitorius* и *Plectostaffella bogdanovkensis*, по конodontам – границе зон *Gnathodus bilineatus bollandensis* и *Declinognathodus noduliferus* (Алексеев, 2008). Однако в наиболее полных и непрерывных разрезах пограничного интервала на Южном Урале основание зоны *D. noduliferus* приблизительно отвечает подошве фораминиферовой зоны *Plectostaffella varvariensis* (Пазухин и др., 2012). На восточном склоне Южного Урала, в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена, эта граница проводится в литологически относительно однородных известняках кизильской свиты, для которой в серпуховско-башкирском интервале не характерны отчетливо выраженные размывы и перемены в осадконакоплении.

Разрезы “Худолаз” и “Худолаз-лог”

В долине р. Худолаз вскрываются карбонатные образования верхнего визе, серпуховского и низов башкирского яруса. Наиболее полный разрез верхов серпухова – низов башкира: “Худолаз-лог” (обнажение 3159) расположен в правом борту левого притока (лога) р. Худолаз, ниже пос. Чернышевский. Соответствующий стратиграфический интервал обнажается также на левом берегу реки (3160), в 300 м ниже по течению от обнажения 3159 (см. рис. 1). Он является фрагментом разреза “Худолаз”, описанного в работах Т.И. Степановой и Н.А. Кучевой (2006, 2009б). В указанном интервале этого разреза (слои 56–58) обособляется пачка известняков, сложенных преимущественно проблематичными водорослями рода *Fasciella*, содержащая два прослоя строматолитов. В фораминиферовом комплексе преобладают переходные

серпуховско-башкирские виды архедисцид и эостафеллид, в единичных пробах определены конodontы зоны *Gnathodus bollandensis* в ассоциации с *Declinognathodus* (?) sp. Такие же “фасциелловые” известняки, чередующиеся со строматолитами, прослежены и в разрезе “Худолаз-лог”.

В породах этих двух разрезов в верхней части серпуховского яруса значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют 2 (в измененных – 1.5)–3.4‰, а в нижней части башкирского – от 3.4 до 3.8‰. Вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ в пограничном интервале наблюдаются в широком диапазоне и составляют от 23.1 до 30.5‰ (табл. 1, рис. 2).

Оценка сохранности первичных изотопных соотношений показала, что во многих пробах известняков изотопный состав углерода может быть преобразован: отношение Fe/Sr в них составляет 12.36–15.84, Mn/Sr – 0.18–0.63. Относительно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (23.1–23.4‰) в некоторых образцах (3159-2-2, 3159-2-6 и 3159-4-2), скорее всего, тоже указывают на искажение первичных изотопных параметров. Тем не менее изотопный состав углерода в условно неизмененных породах, формально подходящих для исследований, нередко сопоставим с таковым у предположительно преобразованных разностей. Таким образом, есть основания полагать, что величина $\delta^{13}\text{C}$ в этих известняках в целом определялась первичными факторами среды осадконакопления.

В разрезе “Худолаз-лог” граница нижнего и среднего карбона по фораминиферам и брахиоподам в настоящее время не определена однозначно. Первоначально она проводилась в кровле нижнего строматолитового пласта (Иванова и др., 1972), который в нашей работе представлен образцами 3159-3-2 и 3159-3-3. Непосредственно выше него в известняках определены *Asteroarchaediscus ovoides* (Rauscher-Chernousova), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitlinger), *Eolasiiodiscus donbassicus* Reitlinger, *Endothyranopsis sphaerica* (Rauscher-Chernousova et Reitlinger), *Janischewskina* sp., *Bradyina* sp., *Ikensieformis mirifica* (Brazhnikova), *Plectostaffella varvariensis* (Brazhnikova et Potievskaya). Здесь же встречаются раковины гигантоидных продуктид в прижизненном положении (обр. 84/1 и 84/2, сборы 1990 г.). Позднее рассматривался вариант проведения границы в кровле верхнего пласта строматолитов (ему соответствуют обр. 3159-5-1 и 3159-5-2), что и принято в данной работе. В фасциелловых пакстоунах, залегающих стратиграфически выше микробалитов, встречены редкие *Asteroarchaediscus ovoides*, *Neoarchaediscus regularis* (Suleimanov), *Eolasiiodiscus donbassicus*, *Ikensieformis ex gr. mirifica*, *Eostaffella ex gr. postmosquensis* Kireeva. Здесь также отмечаются разрозненные раковины гигантоидных продуктид. Таким образом, для точного определения положения среднекаменноугольной границы в этом разрезе требуются дополнительные исследования (прежде всего опреде-

Табл. 1. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в изученных известнякахTable 1. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in studied limestones

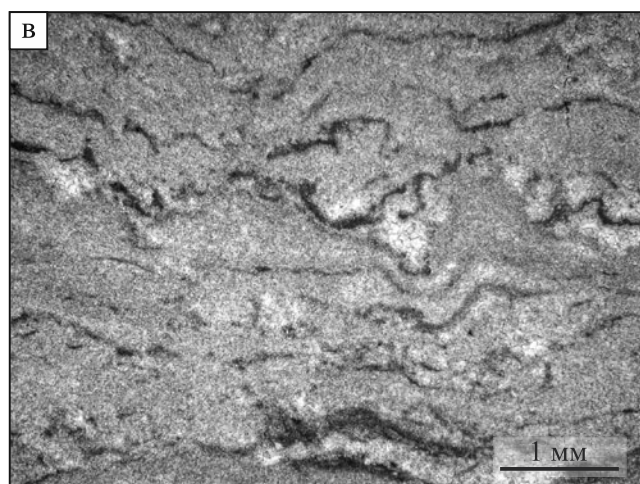
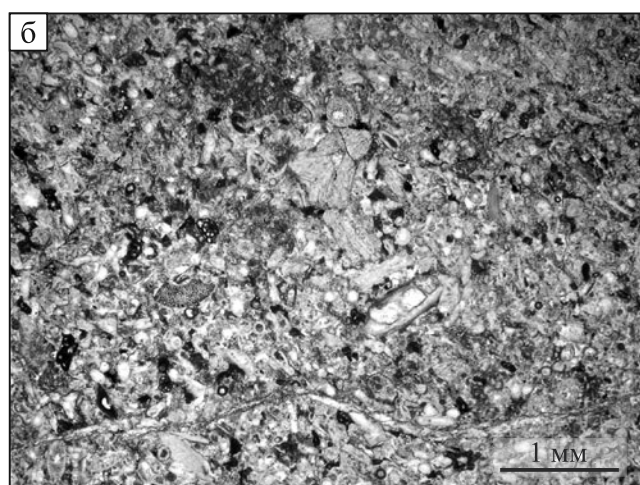
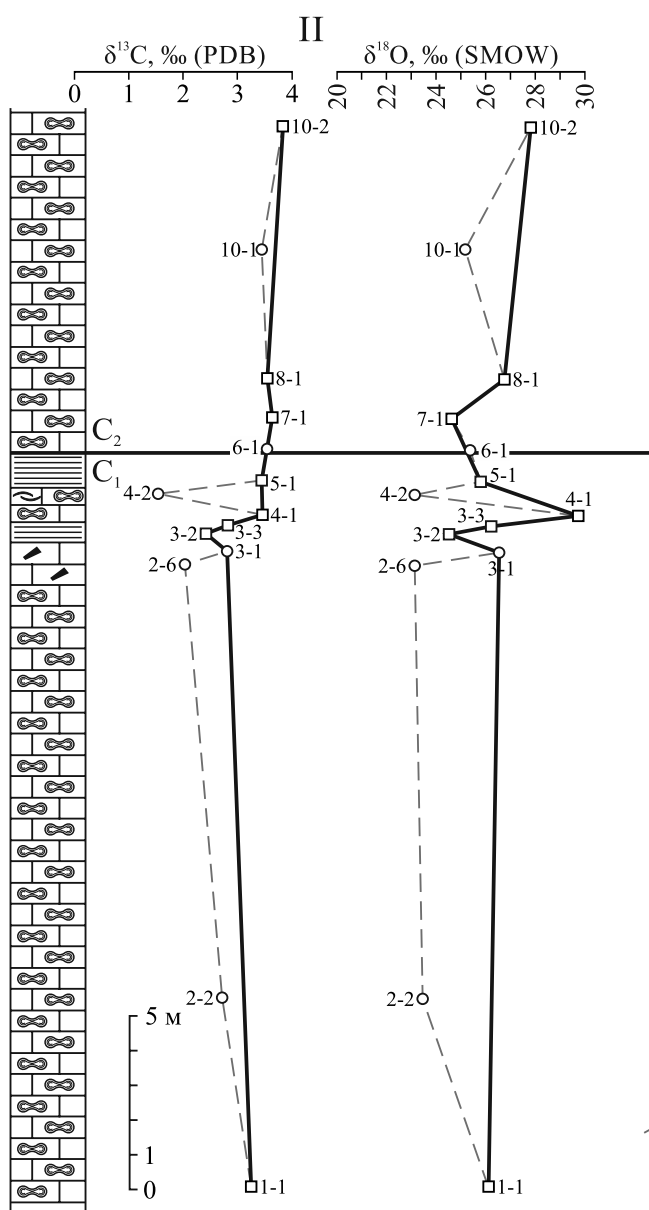
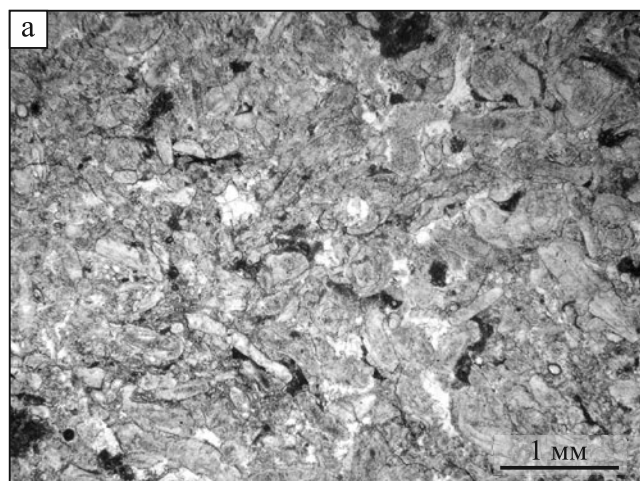
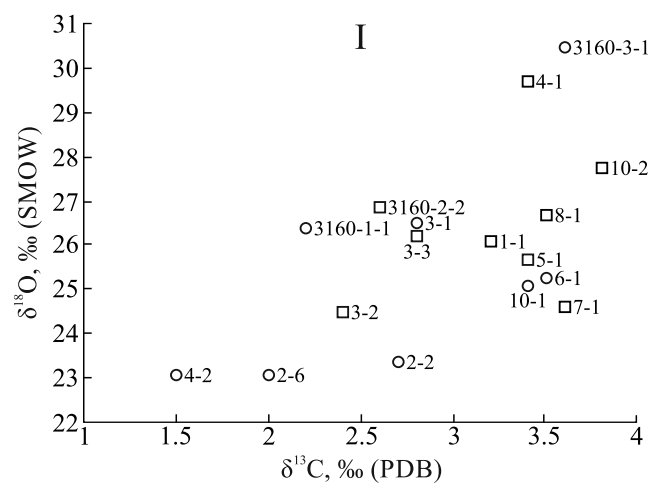
Разрез	№ обр.	Известняки	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (V-SMOW)
Восточный склон Южного Урала				
р. Худолаз	“Худолаз-лог”, 3159	1-1	3.2	26.1
		2-2	2.7	23.4
		2-6	2.0	23.1
		3-1	2.8	26.5
		3-2	2.4	24.5
		3-3	2.8	26.2
		4-1	3.4	29.7
		4-2	1.5	23.1
		5-1	3.4	25.7
		6-1	3.5	25.3
		7-1	3.6	24.6
		8-1	3.5	26.7
		10-1	3.4	25.1
		10-2	3.8	27.8
	“Худолаз”, 3160	1-1	2.2	26.4
		2-2	2.6	26.9
		3-1	3.6	30.5
р. Большой Кизил	Юж. лог, 3157	1-1а	2.4	26.4
		2-2	1.9	25.0
		2-3	2.4	25.4
		2-4	2	25.3
		2-5	2.2	25.2
		2-6	1.9	25.0
		2-7	2.6	26.2
	Сев. лог, 3158	1-1	1.8	25.7
		1-4	0.5	25.8
		1-5	-0.5	24.7

Разрез	№ обр.	Известняки	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (V-SMOW)	
Восточный склон Среднего Урала					
Исетский карьер	3162	2	Доломитсодержащие	3.3	30.4
		3	Биокластовые	2.9	27.2
		4	Доломитсодержащие	3.2	28.2
		5	Биокластовые	3.2	28.4
		6	Перекристаллизованные микробиа-литы	2.9	24.3
		8		3.0	27.7
	3185	1	Доломитсодержащие	2.8	29.7
		2		3.3	30.5
		3		3.4	30.7
р. Реж	“Луговая”, 3176	1-2	Биоморфные и с обломками различного генезиса	2.3	25.1
		1-3		2.3	24.8
		1-4		1.5	26.6
		1-5		2.2	24.0
		1-6		2.1	25.6
		1-7	Перекристаллизованные микробиа-литы	2.0	26.0
		1-8	Биоморфные и с обломками различного генезиса	1.7	25.0
		1-9		1.6	24.9
		2-1		1.7	25.0
		2-2		Полибиокластовые	1.7

ление фораминифер и конодонтов из прослоя между строматолитами).

Большая часть зернистых известняков в разрезе “Худолаз-лог” сложена остатками *Fasciella*, в меньшем количестве биокластами кальцимикробов, комками цианобактериальной слизи и прочими элементами (“фасциелловые” известняки). Они являются преимущественно пакстоунами с несколько меняющимся соотношением цемента и матрикса. На некоторых уровнях встречаются полибиокластовые разности (обр. 3159-2-6 и 3159-3-1). Форменные элементы в последних представлены фораминиферами, фрагментами известковых зеленых и красных водорослей, обломками мша-

нок, раковин брахиопод, реже кальцимикробами и члениками криноидей. Переходы между литотипами “фасциелловых” и полибиокластовых известняков часто постепенные. Микробиа-литы в основном микрослоистые (строматолиты) микро- и криптозернистые, иногда неоднородные пятнистые с неравномерно распределенными газовыми пузырями, выполненными яснокристаллическим кальцитом. В целом в изученных известняках практически отсутствует терригенная примесь, содержание доломита незначительно (до 3.7%). В микробиа-литах $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = 2.4–3.4‰, $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) = 24.5–26.2‰; в “фасциелловых” известняках $\delta^{13}\text{C}$ = 2.7–3.8‰, $\delta^{18}\text{O}$ = 23.4–29.7‰;



—○— Образцы, в которых первичный изотопный состав углерода и кислорода предположительно изменен
—□— Наименее преобразованные образцы (на основе соответствия формальным геохимическим критериям)

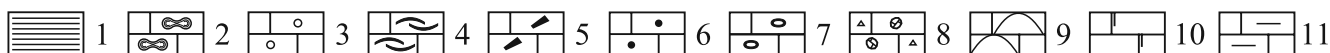


Рис. 2. Изотопный состав углерода и кислорода в известняках пограничного серпуховско-башкирского интервала в разрезах “Худолаз” и “Худолаз-лог”.

Образцы без номера обнажения принадлежат разрезу 3159. I – распределение точек в координатах $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)– $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) и литотипы, II – вариации изотопного состава углерода и кислорода в разрезе “Худолаз-лог” и литологическая колонка. Известняки на микрофото (все микрофото (рис. 2–5) сделаны без анализатора): а – “фасциелловые” (обр. 3159-6-1), б – полибиокластовые (обр. 3159-3-1), в – микробилиты (обр. 3159-3-3). Здесь и далее на литологических колонках: 1–11 – известняки: 1 – микробилиты (строматолиты и онколиты), 2 – “фасциелловые”, 3 – с кальцитархами, 4 – с брахиоподами, 5 – полибиокластовые, 6 – пеллоидные, 7 – с литокластами, 8 – брекчиевидные, 9 – биоморфные (органогенные постройки), 10 – доломитизированные; 11 – с глинистыми прослоями.

Fig. 2. Carbon and oxygen isotopic composition in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in “Khudolaz” and “Khudolaz-gully” sections.

Samples with short number belong to section 3159. I – distribution of points in $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)– $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) coordinates and limestone lithotypes, II – variations in carbon and oxygen isotopic composition in “Khudolaz-gully” section and lithological column. Photo captions: limestones: a – *Fasciella*-bearing (sample 3159-6-1), б – bioclastic (sample 3159-3-1), в – microbialites (sample 3159-3-3). Legend to lithological columns: 1–11 – limestones: 1 – microbial (stromatolites and oncolites), 2 – *Fasciella*-bearing, 3 – with *Calcitarcha*, 4 – with brachiopods, 5 – bioclastic, 6 – peloidal, 7 – with lithoclasts, 8 – breccias-like, 9 – boundstones (organic buildups), 10 – dolomitized; 11 – with clay interbeds.

в полибиокластовых разностях $\delta^{13}\text{C} = 2.0\text{--}2.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 23.1\text{--}26.5\text{‰}$ (см. табл. 1, рис. 2).

Отложения нижней части башкирского яруса в разрезе “Худолаз” (слой 58) охарактеризованы фораминиферами: *Asteroarchaediscus rugosus* (Rauser-Chernousova), *A. baschkiricus* (Krestovnikov et Theodorovich), *Neoarchaediscus regularis* (Suleimanov), *N. postrugosus*, *Eosigmoilina* sp., *Eolasiodiscus donbassicus*, *Biseriella* ex gr. *parva* (N. Tchernysheva), *Globivalvulina eogranulosa* Reitlinger, *Eostaffella parastruvei* Rauser-Chernousova, *E. pseudostruvei angusta* Kireeva, *E. postmosquensis acutiformis* Kireeva, *E. acuta* Grozdilova et Lebedeva, *Eostaffellina* cf. *vischerensis* (Grozdilova et Lebedeva), *Plectostaffella* cf. *varvariensisformis tenuissima* Brazhnikova et Vdovenko, *Pl. reitlingerae* Groves, *Pl. ex gr. varvariensis*, *Pl. cf. asymmetrica* Brazhnikova et Vdovenko, *Plectomillerella* aff. *extensa* Brazhnikova et Vdovenko; а также конодонтами (проба 80/5): *Gnathodus bilineatus bollandensis* Higgins et Bouckaert, *Declinognathodus noduliferus inaequalis* Higgins (Степанова, Кучева, 2009б). В этом разрезе (3160) для изотопных исследований и корреляции с охарактеризованным ранее обнажением было отобрано три образца только из серпуховской части (основание башкирского яруса в настоящее время обнажено плохо). Стратиграфически наиболее низкий из них (3160-1-1 – на уровне т. 80 Б маркировки 2009 г.) характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C} = 2.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 26.4\text{‰}$. Он представлен полибиокластовым известняком, аналогичным 3159-2-6 и 3159-3-1 в разрезе “Худолаз-лог”, со значениями $\delta^{13}\text{C} = 2.0\text{--}2.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 23.1\text{--}26.5\text{‰}$. Образец разделяющего зернистые известняки пласта строматолита (3160-2-2, вблизи т. 80 В) имеет изотопные параметры $\delta^{13}\text{C} = 2.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 26.9\text{‰}$, сопоставимые с таковыми из интервала 3159-3-2–3159-3-3 (нижний строматолитовый пласт: $\delta^{13}\text{C} = 2.4\text{--}2.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 24.5\text{--}26.2\text{‰}$). В перекрывающем строматолиты “фасциелловом” известняке (3160-3-1, т. 80 Г)

$\delta^{13}\text{C} = 3.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 30.5\text{‰}$, что примерно соответствует изотопному составу пробы 3159-4-1, где $\delta^{13}\text{C} = 3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 29.7\text{‰}$ (см. табл. 1, рис. 2).

Таким образом, в обоих разрезах изменения в изотопном составе углерода и кислорода согласуются со сменой литотипов известняков, что с высокой степенью вероятности свидетельствует о сохранности первичных изотопных параметров отложений. В то же время на графике в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 2) в сочетании с данными из таблицы, можно видеть, что изотопный состав известняков слабо зависит от микрофаций, поскольку точки, характеризующие разные литотипы, не образуют обособленных полей. Однако “фасциелловые” известняки в целом отличаются более тяжелым изотопным составом углерода, что может объясняться фракционированием изотопов при биоминерализации (более легкие изотопы при фотосинтезе связываются в органическом веществе, а оставшийся углерод в составе карбоната идет на формирование таллитов). Однако, вероятнее всего, такое распределение связано не с микрофациями, а с гидрохимическими изменениями среды осадконакопления, поскольку для “фасциелловых” разностей (которые в пограничном интервале в принципе преобладают) характерны широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ и закономерное увеличение последних снизу вверх по разрезу.

Действительно, в известняках непосредственно выше границы C_1 – C_2 изотопный состав углерода наиболее тяжелый: $\delta^{13}\text{C}$ составляет 3.4–3.8‰. Таким образом, тенденция к постепенному возрастанию этой величины на рубеже веков хорошо проявлена, причем этот рост начался уже в позднесерпуховское время.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах нижнебашкирского интервала разреза меняются в более широких пределах – 24.6–27.8‰, что может быть связано как с колебаниями температуры бассейна, так и с периодическим поступлением метеорных вод. Тренд к

утяжелению изотопного состава кислорода в верхах серпуховского яруса в обоих разрезах хорошо выражен, здесь фиксируются отчетливые экскурсы кривых $\delta^{18}\text{O}$ до значений 29.7 и 30.5‰. Такие вариации могут объясняться похолоданием и соответствующим падением температуры вод (в случае если параметр $\delta^{18}\text{O}$ воды оставался неизменным) или увеличением $\delta^{18}\text{O}$ воды в связи с процессами образования ледников, либо возрастания солености бассейна при потере им связи с океаном (вследствие уменьшения притока метеорных вод или усиления процессов испарения). Нельзя исключать, что отмеченные факторы действовали совместно.

Разрез “Большой Кизил”

Пограничный серпуховско-башкирский интервал обнажается в бортах двух небольших логов, впадающих в долину р. Бол. Кизил с востока (левые притоки) в 4.5 км выше с. Кизильское (см. рис. 1): южного (3157) и северного (3158). По мнению В.Н. Пазухина с соавторами (2012), этот разрез является одним из наиболее полных и непрерывных на Южном Урале. Здесь в составе карбонатной толщи отмечаются биогермы преимущественно водорослевой природы.

В северном логу Е.И. Кулагина с соавторами (Kulagina et al., 2009) проводят границу в основании слоя 3, что соответствует точке 3158-1-5 в настоящей работе. Этот слой сложен пелоидным вакстоуном с редкими обломками брахиопод и иглокожих, с фораминиферами *Rectoendothyra donbassica* (Brazhnikova), *Plectostaffella varvariensis*, *Plecto-mediocris* sp. и конодонтами *Declinognathodus noduliferus inaequalis* (Kulagina et al., 2009).

В южном логу серпуховские неотчетливо-слоистые биокластовые и цельнораковинные брахиоподовые известняки (3157-1-1 и 3157-1-1a), представляющие собой фрагмент банки, состоящей из особей родов *Gigantoproductus*, *Striatifera*, *Actinoconchus*, *Martinia*, постепенно сменяются слоистыми нерасчлененными серпуховско-башкирскими отложениями (Kulagina et al., 2009), ранее относимыми к серпуховскому ярусу (Кулагина и др., 2001). Последние представлены серыми тонко- и микрозернистыми известняками, в которых практически отсутствуют крупные органические остатки, за исключением единичных обломков рогов в самой нижней части интервала и редких рассеянных створок раковин брахиопод *Striatifera*. Породы характеризуются обилием однокамерных субсферических и пузыревидных форм с микритовой стенкой, большинство из которых относятся к роду фораминифер *Archaeosphaera* и к проблематичным *Pachysphaerina*. Здесь же встречаются и многокамерные фораминиферы *Howchinia gibba* (Moeller), *Eolasiiodiscus donbassicus*, *Planoendothyra* cf. *alju-*

toptica Reitlinger, *Biseriella minima* (Reitlinger), *Eostaffellina paraprotvae* (Rausser-Chernousova) (Кулагина и др., 2001). В известняках, иногда в больших количествах, распространены мелкие пузыри, заполненные светлым кальцитом (узорчатая текстура). Вверх по разрезу эти литотипы постепенно сменяются брахиоподовыми разностями (выше точки 3157-2-7), а затем – биокластовыми брахиоподово-водорослевыми (в том числе с обломками *Fasciella* и *Ungdarella*) породами. В целом комплекс отмеченных признаков свидетельствует о лагунных обстановках осадконакопления. В частности, обилие пахисферин и им подобных форм (*Calcitarcha*) указывает на условия ограниченной циркуляции вод и, вероятно, аномальную соленость бассейна. Такие фации сверху и снизу граничат с известняками, отвечающими открытой, близкой к нормально-морской среде, благоприятной для развития брахиопод, известковых водорослей и фораминифер.

В брахиоподовых разностях (обр. 3157-1-1a) $\delta^{13}\text{C} = 2.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 26.4\text{‰}$; в “сферово-узурчатых” (3157-2-2–3157-2-7) известняках $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от 1.9 до 2.6‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – в пределах 25.0–26.2‰ (см. табл. 1, рис. 3). При этом критериям пригодности соответствуют только брахиоподовые известняки ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.05$, $\text{Fe}/\text{Sr} = 5.69$), а в остальных породах исходные изотопные характеристики, возможно, изменены ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.08\text{--}0.16$, $\text{Fe}/\text{Sr} = 10.84\text{--}14.79$). На графике, отражающем вариации изотопного состава С и О в известняках, видно, что формы кривых по углероду и кислороду сходны, что, в случае сохранности первичных отношений, может указывать на периодическое опреснение бассейна.

Залегающие в северном логу (обр. 3158) известняки в значительной степени выветрелые, содержат скопления брахиопод (полибиокластово-брахиоподовые), а также редкие пятна окремнения, характеризуются относительно низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (снизу вверх 1.8, 0.5 и -0.5‰). Такие значения могут быть связаны с влиянием гипергенных процессов (как современных, так и древних). В то же время нельзя исключать и возможность сохранения первичного изотопного сигнала, так как образцы 3158-1-1, 3158-1-4 и 3158-1-5 (в отличие от большинства образцов известняков соседнего лога) отвечают геохимическим критериям сохранности изотопных параметров: $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.05\text{--}0.08$, $\text{Fe}/\text{Sr} = 3.97\text{--}8.73$, но такая вероятность низка, поскольку породы выветрелые.

Так или иначе, отложения соседних логов плохо коррелируют друг с другом, что подтверждается и результатами геохимических исследований (Мизенс, Дуб, 2018). Разрез в северном логу, скорее всего, соответствует более высокому стратиграфическому уровню по сравнению с южным.

На данном этапе окончательно ответить на вопрос, являются ли полученные изотопные данные по разрезу “Большой Кизил” близкими к первич-

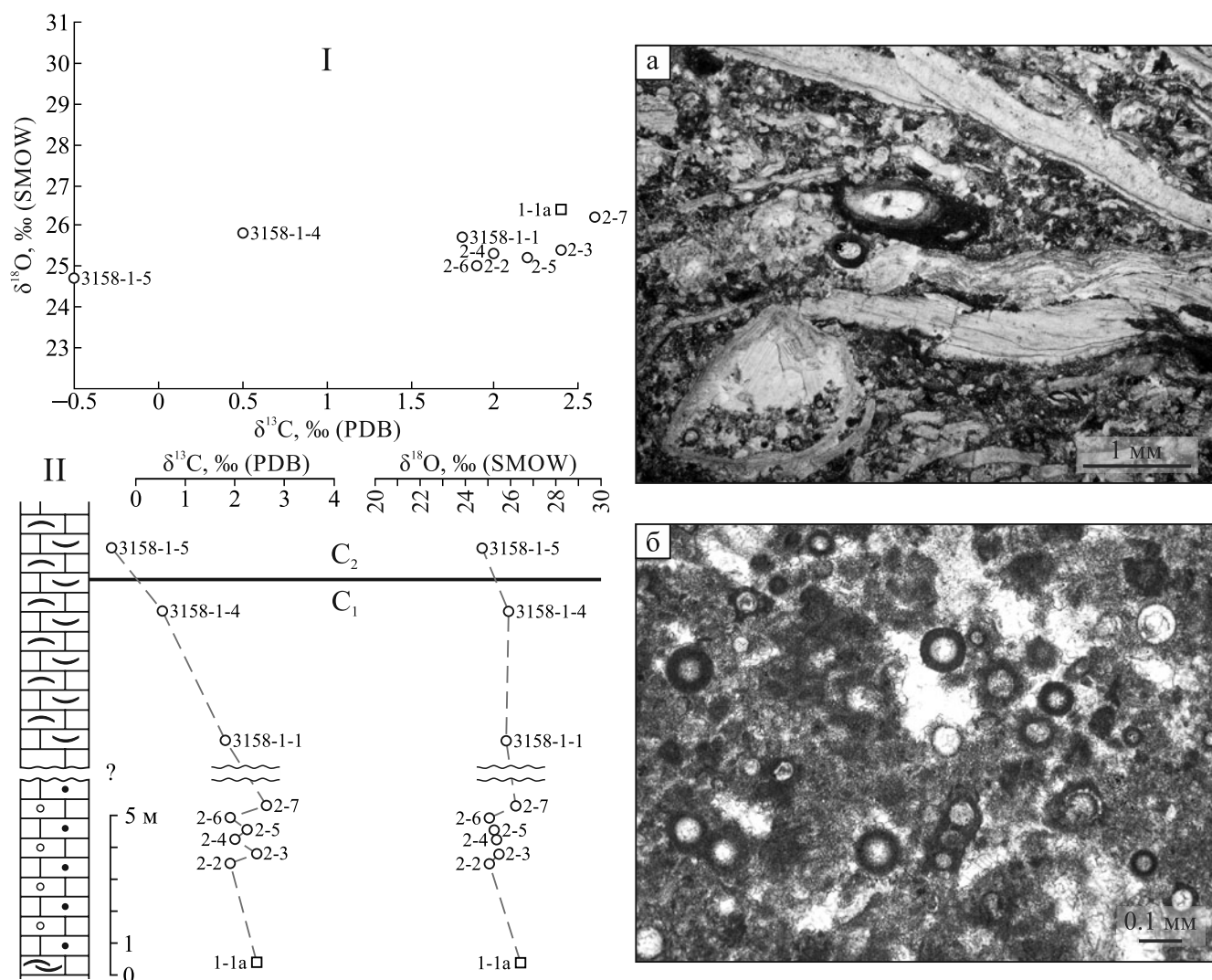


Рис. 3. Изотопный состав углерода и кислорода в известняках пограничного серпуховско-башкирского интервала в разрезе “Большой Кизил”.

Образцы без номера обнажения принадлежат разрезу 3157. Известняки на микрофото: а – брахиоподовые (обр. 3157-1-1а), б – калцитархо-пеллоидные (обр. 3157-2-2). Условные обозначения к колонке – см. рис. 2.

Fig. 3. Carbon and oxygen isotopic composition in limestones of Mid-Carboniferous boundary interval in “Bolshoy Kizil” section.

Samples with short number belong to section 3157. Limestones: а – brachiopods-bearing (sample 3157-1-1а), б – Calcitarcha-peloidal (sample 3157-2-2). Legend – see Fig. 2.

ным, не представляется возможным, необходимы более детальные исследования. В целом относительно легкий состав углерода и кислорода может быть связан: 1) с современными процессами выветривания, 2) с влиянием метеорных вод с изотопно-легкой углекислотой во время перерыва в осадконакоплении в начале башкирского века или 3) с низкой соленостью бассейна осадконакопления (из-за поступления пресных вод), вероятно, по причине ослабления его связи с Мировым океаном. Последнему варианту противоречат находки многочисленных брахиопод.

Предполагается, что карбонатные отложения разрезов на реках Бол. Кизил и Худолаз приурочены к единой карбонатной платформе, однако во время осадконакопления они, вероятно, были удалены друг от друга и, скорее всего, оказались сближены позднее, вследствие тектонических процессов (Горожанина и др., 2009). Как показано ранее, изотопный состав С и О известняков в том и другом разрезах несколько различается, что, по-видимому, обусловлено их различной фациальной приуроченностью. В частности, Е.Н. Горожанина с соавторами пришли к выводу, что известня-

ки, обнажающиеся на р. Бол. Кизил, сформировались в обстановке бортового уступа Магнитогорско-Богдановского грабена, перекрытого к концу раннего карбона вулканогенно-осадочными толщами, а карбонаты, вскрытые в разрезе “Худолазлог” (слоистые мелководные и умеренно мелководные), накапливались ближе к осевой части отмеченной структуры.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ИЗВЕСТНЯКАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

На востоке Среднего Урала, в отличие от Южного, на границе серпуховского и башкирского ярусов в большинстве разрезов наблюдается отчетливая смена литологического состава пород, обусловленная изменением обстановок осадконакопления. В частности, предполагается (Мизенс и др., 2012, 2016), что на рубеже раннего и среднего карбона на Среднем Урале имели место активные сдвиговые процессы, ведущие к образованию небольших относительно глубоководных бассейнов типа pull apart. Такие бассейны частично заполнялись грубообломочными отложениями, которые сейчас можно наблюдать в береговых обнажениях рек Исеть, Нейва, Реж, Кунара.

Разрез “Исетский карьер”

На Среднем Урале наиболее представительные разрезы с литологически выраженной границей нижнего и среднего карбона наблюдаются в карьерах стройматериалов “Уралнеруд” на правом (3162, 3185, пробы разных лет) и левом берегах р. Исеть вблизи д. Ключики Каменского района (см. рис. 1). Здесь массивные карбонатные брекчии ключевской свиты башкирского яруса залегают на слоистых известняках серпуховского яруса. В старом затопленном карьере, на левом берегу реки, в цементе брекчий ранее были обнаружены фораминиферы *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *Eostaffella* sp., *E. cf. pseudostruvei angusta*, *E. postmosquensis* низов башкирского яруса, а также перетолженные верхневизейско-серпуховские формы (Степанова и др., 2001). Позднесерпуховский возраст подстилающей брекчии толщи был обоснован находками конодонтов *Gnathodus bilineatus bollandensis* в 23 м ниже литологической границы, а также наличием амmonoидей *Fayettevillea friscoensis* (Miller et Owen), *Stenoglyphyrites beshevensis* (Librovitch), *Stenopronorites uralensis* (Karpinsky), *Glyphyrites embolicus* Ruzhentsev et Bogoslovskaya, *Epicanites aktubensis* (Ruzhentsev), *Platygoniatites* sp. и *Proshumardites* sp. (определения А.А. Школина) на пластовых поверхностях. При исследованиях в действующем карьере на правом берегу реки с отметки 28.5 м ниже подошвы брекчий была собрана

на представительная коллекция амmonoидей: *Dombarocanites* sp., *Stenopronorites uralensis*, *Delepinoceras* cf. *bressoni* Ruzhentsev, *Platygoniatites* cf. *superior* Ruzhentsev et Bogoslovskaya, *Proshumardites principalis* Ruzhentsev et Bogoslovskaya, *Stenoglyphyrites* sp., *Fayettevillea* sp., *Syngastrioceras* sp., обоснована корреляция указанной фауны с амmonoидными зонами Западной Европы E2c и E2d (Nikolaeva et al., 2018). Однако интервал между гониатитовыми скоплениями и брекчиями ключевской свиты не имеет удовлетворительной палеонтологической характеристики. Здесь отсутствуют руководящие таксоны фораминифер и брахиопод, а конодонты и амmonoидеи пока не изучены в полной мере.

В слоистых известняках правобережного разреза, относимых в настоящее время к верхней части серпуховского яруса, было обнаружено несколько прослоев вулканических туфов. Возраст одного из них (в 14 м ниже подошвы брекчий), определенный по цирконам уран-свинцовым методом (SHRIMP), составил 320 ± 3 млн лет (Мизенс и др., 2017), что с высокой вероятностью предполагает принадлежность отложений к нижней части башкирского яруса².

Изучение стабильных изотопов углерода и кислорода нами производилось только в верхнесерпуховской части разреза в действующем, правобережном, карьере. Большая часть изученных образцов в ее составе представлена известняками, в разной степени доломитизированными (доля доломита до 46%) и окремненными. В брекчиях ключевской свиты, состоящих из разнородных обломков, изотопный состав не измерялся. Среди неподверженных доломитизации верхнесерпуховских пород встречаются несколько разновидностей: микро-тонкодетритовые вакстоуны с криптозернистым матриксом и рассеянными кальцитархами, редкими члениками криноидей и неопределимым детритом, в том числе раковинным (обр. 3162-5); мелко-тонкобиокластовые пакстоуны с преобладающими пелоидами и фрагментами известковых зеленых водорослей, с редкими кальцитархами и фораминиферами (3162-3); перекристаллизованные строматолиты с пленками органического вещества и стилолитами (3162-6, 3162-8). Все остальные пробы (3162-2, 3162-4, 3185-1, 3185-2, 3185-3) представлены доломитизированными известняками (см. табл. 1).

Известно, что изотопный состав кислорода в седиментационном кальците и сингенетичном с ним раннедиагенетическом доломите различается: в последнем, как правило, тяжелых изотопов больше (Friedman, O'Neil, 1977; Фор, 1989; Hoefs, 2009; Сунгатуллин и др., 2014). Однако в случае наложенной (метасоматической) доломитизации изотопный состав кислорода в доломите может быть

² В настоящее время граница между серпуховским и башкирским ярусами устанавливается на уровне 323.2 ± 0.4 млн лет (Davydov et al., 2012; Ogg et al., 2016).

различен (зависит от изотопных параметров минералообразующих флюидов). В отношении изученного разреза однозначно ответить на вопрос о природе доломита достаточно сложно. В шлифах встречаются признаки как ранней доломитизации (*in situ*, когда микро- или тонкокристаллический ромбоэдрический доломит равномерно распределен в основной кальцитовый массе без нарушения седиментационных признаков породы), так и поздней (доломит приурочен к парастилолитовым швам или последние выглядят как своеобразные барьеры, разграничивающие богатые доломитом и свободные от него участки).

Обращает на себя внимание широкий диапазон вариаций изотопного состава кислорода в рассматриваемых породах: $\delta^{18}\text{O} = 24.3\text{--}30.7\text{‰}$. Вероятно, наиболее высокие значения связаны с общей доломитизацией толщи. В то же время прямой зависимости между содержанием доломита и величиной $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах не выявлено³. Кроме того, значения $\delta^{18}\text{O}$ сходны с таковыми в разрезах на р. Худолаз ($\delta^{18}\text{O} = 23.1\text{--}30.5\text{‰}$), где не обнаружены известняки, содержащие значительные количества доломита. Таким образом, нельзя исключать, что утяжеление изотопного состава кислорода в этом разрезе ассоциирует с глобальными процессами похолодания и/или с образованием полярных ледников.

Изотопный состав углерода в границах изученного интервала достаточно стабильный, несмотря на различия в отдельных структурных и минеральных особенностях пород. $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в незначительных пределах – от 2.8 до 3.4‰ (см. табл. 1, рис. 4). Скорее всего, эти значения близки к первичным.

Среди всех отобранных проб только два образца – микро-тонкобиокластовые вакстоуны (3162-5) и мелко-тонкобиокластовые пакстоуны (3162-3) – могут быть пригодны для выявления первичных изотопных отношений, поскольку не содержат признаков перекристаллизации, доломитизации и окремнения. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в указанных образцах составляют соответственно 2.9 и 3.2‰, а $\delta^{18}\text{O} = 27.2$ и 28.4‰. Тем не менее изотопный состав С и О большинства остальных образцов отличается от указанного несущественно ($\delta^{13}\text{C} = 2.8\text{--}3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 27.7$ и 30.7‰). Только на изотопный состав кислорода в образце 3162-6 ($\delta^{18}\text{O} = 24.3\text{‰}$), по всей видимости, повлияло окремнение.

В целом изотопный состав углерода и кислорода пород рассматриваемого разреза свидетельствует о том, что в среде седиментации отсутствовали (или имели резко подчиненное значение) пресные воды, верхнесерпуховские известняки не подвер-

гались субаэральному (метеорному) воздействию на границе раннего и среднего карбона. Вероятнее всего, бассейн осадконакопления на рубеже $\text{C}_1\text{--C}_2$ здесь был достаточно глубоким. Присутствие в составе башкирских брекчий большого количества обломков из подстилающих отложений (в том числе верхнесерпуховских) может служить аргументом в пользу предположения о возникновении локальных поднятий на некотором удалении от рассматриваемой площади в это время.

Разрез “Луговая”

Разрез (3176) расположен на левом берегу р. Реж, напротив с. Липино и д. Луговая. Серпуховская часть разреза (за исключением обр. 3176-1-7) представлена известняками массивными светло-серыми микрозернистыми, с рассеянными раковинами брахиопод, члениками криноидей, фораминиферами, биокластами мшанок, известковых водорослей (в том числе остатков *Fasciella*) и кальцимикробов, а также разнообразными литокластами (интракластами). На отдельных участках обнаруживаются остатки красных водорослей, находящиеся предположительно в прижизненном положении в окружении инкрустационного цемента, что может указывать на биогермную природу известняков. Слой с обр. 3176-1-7 сложен перекристаллизованными микробиалитами: в шлифах встречаются хорошо выраженные онколиты, а также угадываются пузыревидные спаритовые структуры и брекчированные слои криптозернистого известняка. В фораминиферовом сообществе преобладают *Eolasiodiscus donbassicus*, *Monotaxinoides transitorius* и другие представители лазиодисцид, встречаются архедисциды, *Eostaffella ovoidea*, *E. postmosquensis*, *Eostaffellina subsphaeroidea* Melnikova, здесь же определены конодонты *Gnathodus bilineatus bollandensis* и *Lochriea mononodosa* (Rhodes, Austin et Druce). К некоторым уровням худозавского горизонта приурочены банковые скопления брахиопод *Latiproductus* sp., *Striatifera striata* (Fischer), *Productus productus* Martin, в пределах чернышевского горизонта встречаются редкие *Avonia* sp., *Echinoconchus* sp. В подошве башкирского яруса (обр. 3176-2-2 и выше) литология пород меняется. Известняки становятся более темными, отчетливо слоистыми и зернистыми – от мелко- до грубозернистых, иногда с зернами гравийной размерности. Несколько возрастает роль члеников криноидей, биокластов мшанок (вероятно, переотложенных) и интракластов, повышается степень микритизации зерен, в то время как сам набор форменных элементов в целом остается прежним. Комплекс фораминифер в отложениях выше границы смешанный, содержит как башкирские виды, так и серпуховские (Мизенс и др., 2007). Среднекаменноугольный возраст опре-

³ Однако полностью отрицать наличие такой связи в данном случае нельзя, поскольку известняки доломитизированы неравномерно, а материалом для минералого-геохимических и изотопных исследований служили разные навески.

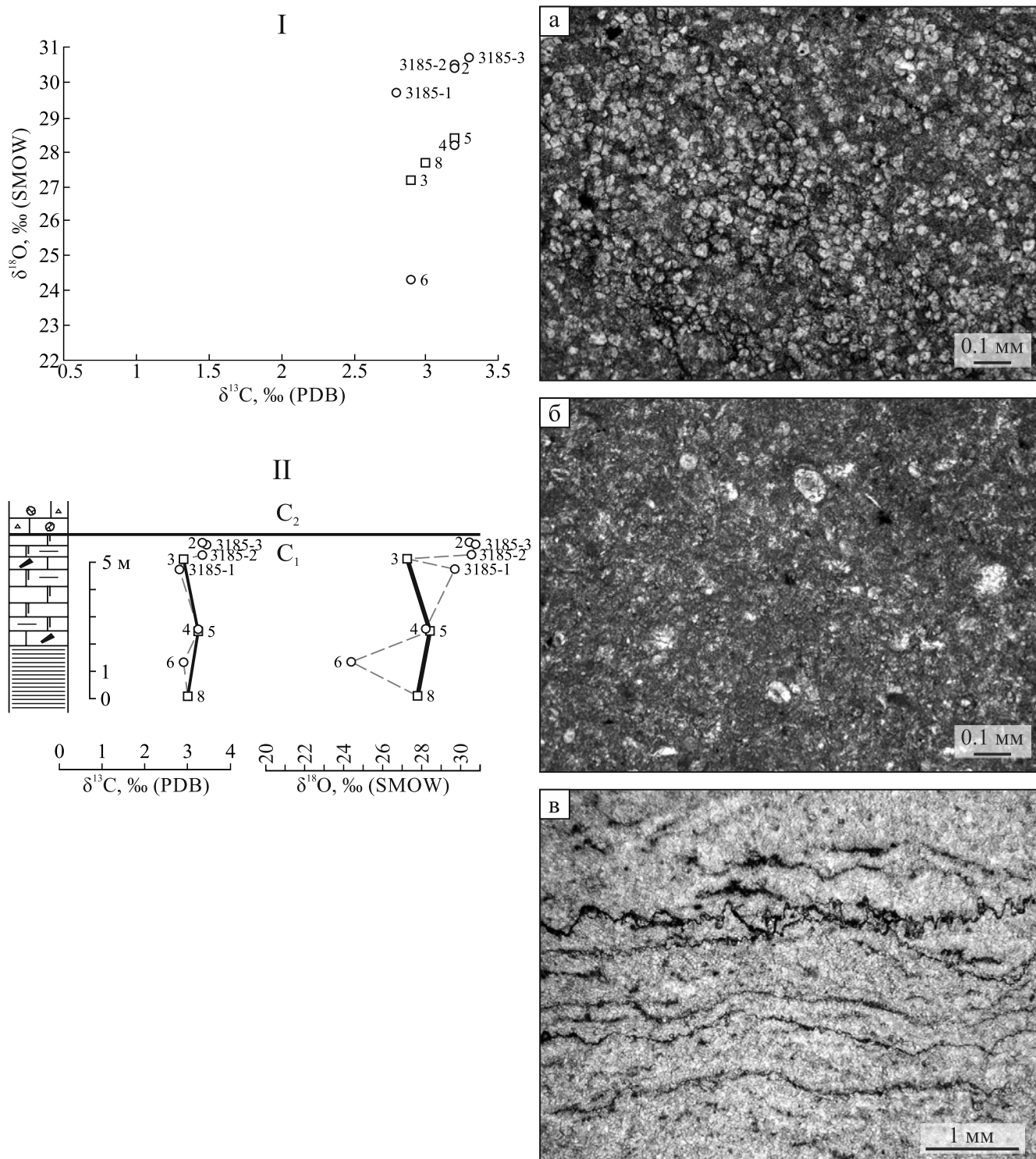


Рис. 4. Изотопный состав углерода и кислорода в известняках пограничного серпуховско-башкирского интервала разреза в карьере на правом берегу р. Исеть.

Образцы без номера обозначения принадлежат разрезу 3162. Известняки: а – доломит-содержащие (обр. 3162-2), б – биокластовые микро- и тонкозернистые (обр. 3162-5), в – перекристаллизованные микробиалиты (обр. 3162-8). Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Carbon and oxygen isotopic composition in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in section at the quarry on the right bank of the Iset river.

Samples with short number belong to section 3162. Limestones: а – *Fasciella*-bearing (sample 3162-2), б – fine-grained bioclastic (sample 3162-5), в – recrystallized microbialites (sample 3162-8). Legend – see Fig. 2.

деляется присутствием конодонтов *Declinognathodus noduliferus*, *D. lateralis*, также встречающихся в ассоциации с серпуховскими формами. В основании среднего карбона обнаруживаются немногочисленные брахиоподы *Neochonetes* sp., *Linoproductus postovatus* Semichatova, *Alphachoristites* cf. *bisulcatiformis* (Semichatova).

Детальные (в том числе микроскопические) исследования верхнесерпуховских известняков показали, что пространство между первичными компонентами породы нередко заполнено инкрустационным кристаллическим кальцитом (цементом), местами встречаются видимые невооруженным глазом светлые перекристаллизованные участки. Отмеченная неоднородность придает известнякам псевдобрекчиевидный облик и свидетельствует о наличии пустот в породах на определенном этапе седименто- и литогенеза. Так, полости могли быть характерны для известняков изначально (если последние слагали биогермы) или образовались в результате воздействия гипергенных процессов. В случае если субазальной экспозиции подвергались проницаемые породы, метеорные воды могли проникать на достаточно большую глубину, даже если осушение было непродолжительным.

Геохимические критерии сохранности первичных признаков, однако, не подтверждают предположение о значительной преобразованности известняков ($Mn/Sr = 0.55-1.32$, $Fe/Sr = 4.78-7.1$, лишь для обр. 3176-1-2 это отношение составляет 12.87). В то же время некоторыми аргументами в пользу наличия перерыва являются содержания малых элементов. В частности, при равной средней концентрации марганца в серпуховской и башкирской частях разреза (131 и 128 г/т соответственно) среднее содержание стронция в них различается (151 и 236 г/т), что, вероятно, свидетельствует о его потере нижнекаменноугольными карбонатами при “пресноводном диагенезе” (в соответствии с Юдович, Кетрис, 2011).

В верхнесерпуховских известняках рассматриваемого разреза флуктуации величины $\delta^{13}C$ в целом не очень выражены, ее значения находятся в пределах от 1.5 до 2.3‰ (см. табл. 1, рис. 5). Кривая $\delta^{18}O$ имеет более сложный вид (параметр колеблется от 24 до 26.6‰), что может быть связано с вариациями температур седиментации и солености бассейна. Между тем такое распределение и невысокие значения $\delta^{18}O$ в целом, скорее всего, обусловлены постседиментационными преобразованиями. Действительно, в микробиалитах (обр. 3176-1-7) $\delta^{13}C$ составляет 2‰, а $\delta^{18}O = 26‰$ (т. е. по изотопным параметрам они несущественно отличаются от смежных отложений), хотя, весьма вероятно, их возникновение являлось отражением изменения глубины бассейна, температуры и солености вод. И наоборот, образцы 3176-1-4 и 3176-1-5 по литологии сходны друг с другом, но имеют различные изотопные характеристики.

На предполагаемой границе серпуховского и башкирского ярусов (между точками 3176-2-1 и 3176-2-2) значение $\delta^{13}C$ сохраняется на уровне 1.7‰, но $\delta^{18}O$ возрастает от 25 до 26.6‰. К сожалению, одной пробы недостаточно для корректной интерпретации, необходимы дополнительные исследования башкирской части разреза. Согласно отмеченным признакам, для среднекаменноугольной границы в этом разрезе характерен непродолжительный перерыв. Нельзя исключать и того, что вблизи поверхности несогласия могла возникнуть зона повышенной проницаемости пород, благодаря чему (при воздействии проходящих флюидов) первичные $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ были изменены как в серпуховских, так и в башкирских отложениях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При проведении исследований изотопного состава углерода и кислорода в известняках пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала были учтены последние биостратиграфические данные по разным группам органических остатков (фораминиферы, брахиоподы, аммоноидеи, конодонты), которые встречаются в разрезах различной фациальной принадлежности.

К сожалению, опробованные нами интервалы оказались недостаточно протяженными для проведения комплексных межрегиональных корреляций на основе изотопных данных (рис. 6). Тем не менее полученные результаты позволяют выявить некоторые закономерности. Так, для разреза “Луговая” характерен относительно легкий и достаточно стабильный изотопный состав углерода – 1.0–2.3‰, а значения $\delta^{18}O$ составляют 24.0–26.6‰; наличие непродолжительного перерыва на границе серпуховского и башкирского ярусов предполагается по косвенным признакам. Относительно постоянным, но более тяжелым является также изотопный состав углерода в серпуховских известняках в карьере “Уралнеруд” на правом берегу р. Исеть. Здесь $\delta^{13}C = 2.8-3.4‰$, а величина $\delta^{18}O$ превышает 27‰ (27.2–30.7‰, за исключением одного образца). Разрезы на востоке Южного Урала по р. Худолаз отличаются более тяжелым изотопным составом углерода на уровне башкирского яруса (3.4–3.8‰) по сравнению с серпуховским (1.5–3.4‰), но изотопный состав кислорода варьирует в широких пределах 23.1–30.5‰, причем наибольшие значения характерны для верхов серпуховского яруса. Не до конца понятно, с чем связан тренд уменьшения значений $\delta^{13}C$ (от 2.6 до –0.5‰) и $\delta^{18}O$ (от 26.4 до 24.7‰) в известняках вблизи границы отделов в разрезе на р. Бол. Кизил. Возможно, имело место опреснение бассейна в связи с его изоляцией от Мирового океана, но более вероятно влияние гипергенных процессов.

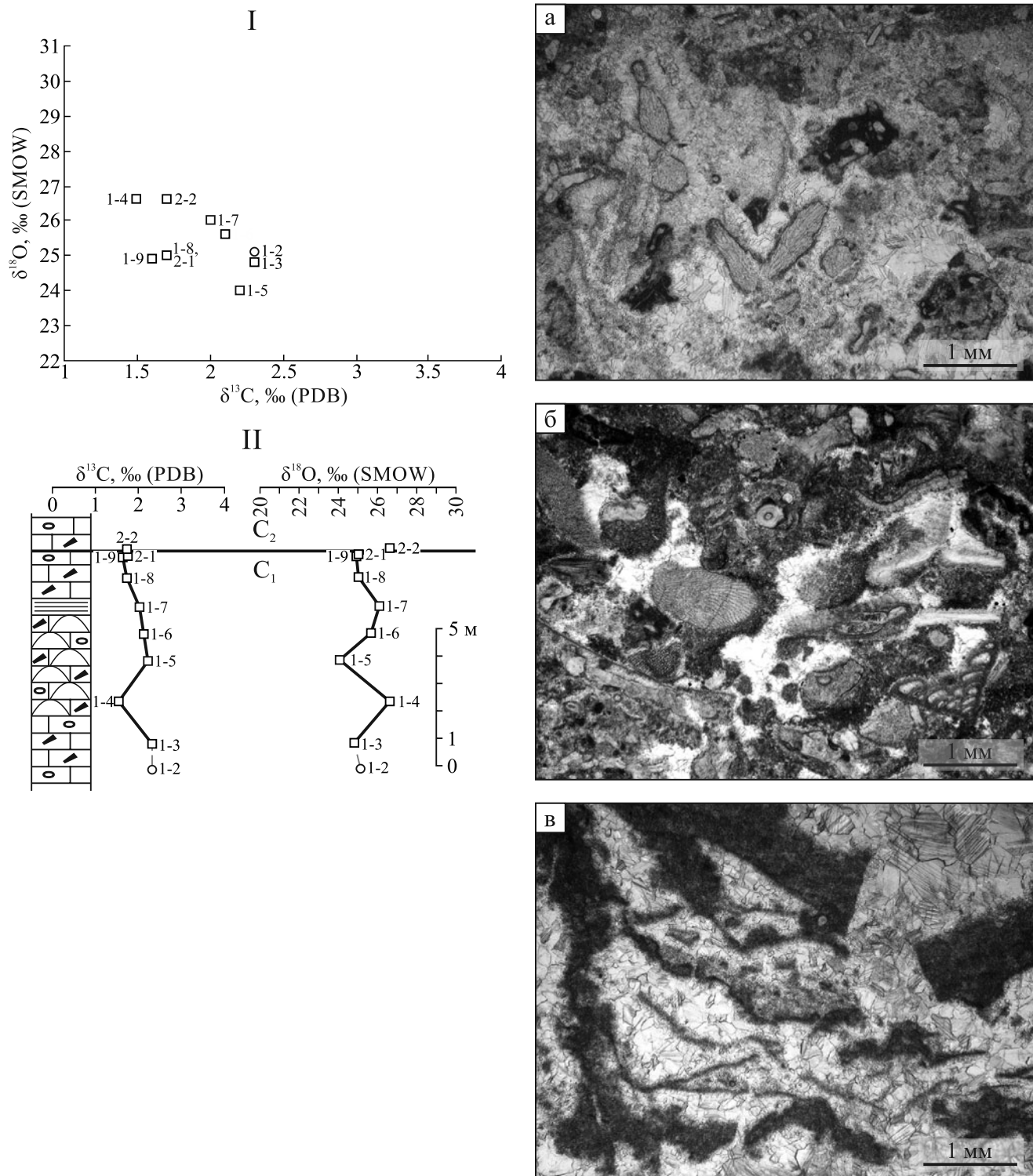


Рис. 5. Изотопный состав углерода и кислорода в известняках пограничного серпуховско-башкирского интервала разреза “Луговая”.

Известняки: а – биоморфные и с обломками различного генезиса, C_1 (обр. 3176-1-6); б – полибиокластовые C_2 (обр. 3176-2-2); в – перекристаллизованные микробалиты (обр. 3176-1-7). Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 5. Carbon and oxygen isotopic composition in limestones of the Mid-Carboniferous boundary interval in “Lugovaya” section.

Limestones: а – boundstones and with different allochemes, C_1 (sample 3176-1-6); б – bioclastic (sample 3176-2-2); в – recrystallized microbialites (sample 3176-1-7). Legend – see Fig. 2.

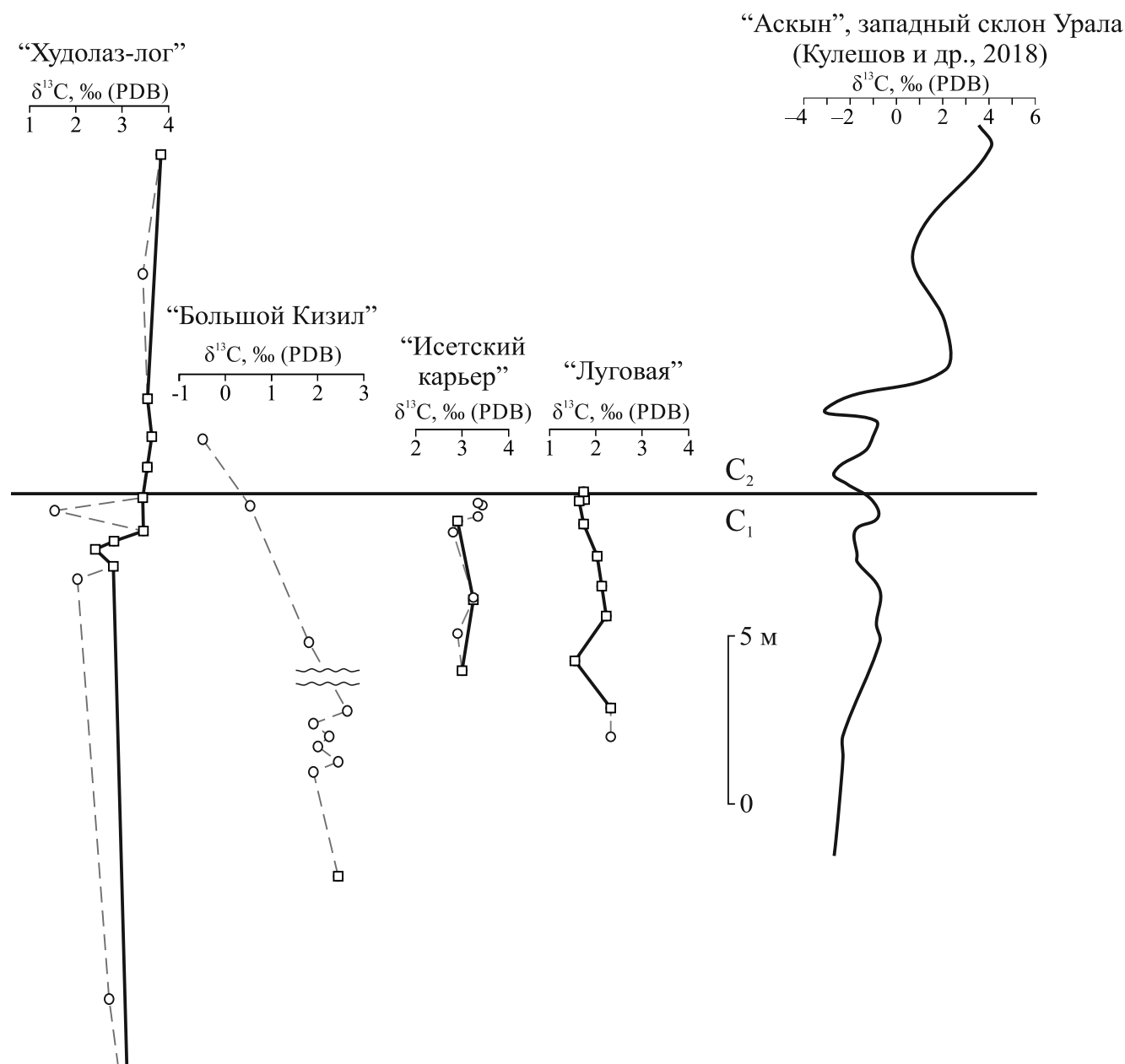


Рис. 6. Вариации изотопного состава углерода в разрезах пограничного нижне-среднекаменноугольного интервала на восточном склоне Урала (по результатам изотопного анализа валовых проб).

Отложения одинаковой мощности в разных разрезах могли сформироваться в течение различных временных отрезков.

Fig. 6. Variations in carbon and oxygen isotopic composition in the Mid-Carboniferous boundary interval sections on the eastern slope of the Urals (isotopic analysis of bulk samples).

Deposits of the same thickness in different sections could have been formed during the different time periods.

Таким образом, в предположительно наиболее полных разрезах пограничного C₁-C₂ интервала (на р. Худолаз Южного Урала и на р. Исеть Среднего Урала) фиксируется увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ начиная с позднесерпуховского времени. Постепенное утяжеление изотопного состава углерода в верхах нижнего карбона отмеча-

лось также в разрезах Донбасса (Bruckschen et al., 1999; Saltzman, 2003). Для разрезов со стратиграфическим несогласием как на западном, так и на восточном склонах Урала в целом характерен более легкий изотопный состав углерода и кислорода. В частности, в разрезе "Аскын" на западе Южного Урала (по данным В.Н. Кулешова с соавтора-

ми (2018)) изотопный состав углерода в известняках верхов серпуховского яруса достаточно легкий: $\delta^{13}\text{C} = -2.8 \dots -0.7\text{‰}$, а величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет 25.5–26.6‰. В основании среднего карбона сохраняются почти такие же значения, но выше по разрезу они возрастают до 4.1 и 30.0‰ соответственно. В лимитотипическом (GSSP) разрезе Arroyo Canyon в Северной Америке вблизи границы миссисипия и пенсильвания обнаружена отчетливая отрицательная аномалия по углероду и кислороду (Saltzman, 2003). При этом в нем также установлено наличие перерывов в осадконакоплении и горизонтов палеопочв (Richards et al., 2002).

С рубежом раннего и среднего карбона связывается катастрофическое понижение уровня Мирового океана, объясняющее стратиграфические перерывы на значительной территории земного шара и приуроченный к ним биотический кризис (Grossman et al., 2002; Алексеев, Реймерс, 2010; Кучева, 2015). По оценкам Ч. Росса и Ю. Росс (Ross, Ross, 1987), амплитуда эвстатических колебаний в позднем палеозое, в том числе на рубеже миссисипия и пенсильвания (серпуховского и башкирского веков), могла составлять 100–200 м. По более скромным представлениям (Naq, Schutter, 2008), максимальная амплитуда таких флуктуаций в начале башкирского века достигала 80 м. С подобными оценками не согласны Е.В. Артюшков и П.А. Чехович (2011), полагающие, что важнейшую роль в образовании стратиграфических перерывов в это время играли поднятия земной коры континентов, а не падения уровня моря. Так или иначе, в условиях регрессий морские фации в пределах шельфов могли сохраняться лишь на ограниченных территориях. По всей видимости, на карбонатонакопление в бассейнах современного западного склона Урала, находящихся в карбоне на восточной окраине Восточно-Европейской платформы, оказывали влияние как падения уровня моря, так и восходящие тектонические движения (благодаря чему на границе нижнего и среднего карбона фиксируются перерывы в осадконакоплении), тогда как в бассейнах восточного склона, представляющего собой палеоокеанический сектор Урала (Пучков, 2010), осадконакопление не прерывалось или прерывалось на очень короткое время (перерыв характерен для разрезов, содержащих органические постройки). Таким образом, гляцио-эвстатические колебания уровня моря характеризовались относительно небольшой продолжительностью. На полноту разрезов восточного склона по сравнению с западным обращали внимание и предыдущие исследователи (Чувазов и др., 1984; Кулагина и др., 2013). При этом признаки ритмичного колебания уровня моря на востоке проявляются в наличии в пограничном $\text{C}_1\text{--C}_2$ интервале фациальнонеоднородных отложений, в частности прослоев строматолитов, характерных как для Южно-

го, так и для Среднего Урала. Так, предполагается (Сапурин, Степанова, 2016), что мелководные последовательности с пластами микробиалитов, обнажающиеся на р. Худолаз, формировались в полуизолированном бассейне, при регрессиях превращающемся в лагуну. Сходным образом в карьере “Уралнеруд” на правом берегу р. Исеть преимущественно тонко- и микрозернистые известняки чередуются с пачками строматолитоподобных разностей и с брекчиями. Вероятно, осадконакопление здесь происходило в пределах достаточно глубокой шельфовой впадины (Степанова, Кучева, 2009а) или на внешней части карбонатного склона.

Несмотря на то что величина $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатах часто зависит от локальных факторов (таких как биологическая продуктивность бассейна, количество поступающей в придонные воды изотопно-легкой углекислоты), результаты наших исследований свидетельствуют о том, что утяжеление изотопного состава углерода в пограничных ниже-среднекаменноугольных отложениях, формировавшихся на восточном склоне Урала, происходило на фоне начавшихся оледенений и вызванных ими колебаний уровня моря. Такой тренд, как правило, объясняется увеличением темпов захоронения изотопно-легкого углерода в составе органического вещества осадочных бассейнов и соответствующим возрастанием количества тяжелых изотопов этого элемента в углекислом газе атмосферы (Bruckschen et al., 1999; Grossman et al., 2002; Кулешов и др., 2018). В частности, в известняках разреза “Худолаз-лог” фиксируются отчетливые синхронные положительные вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Подобное явление в пограничном интервале в разрезах различных регионов мира описано предыдущими исследователями и свидетельствует о непосредственной взаимосвязи глобальных оледенений и процессов интенсивного захоронения углерода в осадках (Mii et al., 1999, 2001; Brand, Bruckschen, 2002).

Однако вопрос о зависимости положительно-го экскурса величины $\delta^{13}\text{C}$ от накопления органического вещества в континентальных бассейнах на рубеже раннего и среднего карбона до сих пор является дискуссионным, поскольку время интенсивного углеобразования не совсем совпадает с отмеченной изотопной вариацией. В частности, промышленные запасы углей Донбасса и Кузбасса в среднем карбоне сосредоточены значительно выше подошвы башкирского яруса (Егоров, 1960, 1985). В бассейнах Северной Америки угленосные интервалы тоже “отстают” от нее на несколько конодонтовых зон (Peppers, 1996; Saltzman, 2003)⁴. В.И. Давыдов с соавторами (Davydov et al., 2012) отмечают, что поло-

⁴ Нельзя полностью исключать и то, что часть континентальных угленосных отложений могла не сохраниться.

жительные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в карбоне странным образом предшествуют эпохам масштабного углекислого газа, опережая последние на 5–6 млн лет. При этом повсеместно фиксирующийся экскурс на кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ не проявляет какой-либо корреляции с поведением величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, которая на границе миссисипия и пенсильвания, по данным Е. Гроссмана с соавторами ([Grossman et al., 2008]), остается практически неизменной (несколько выше -24%). Общеизвестно, что именно синхронное возрастание этих величин свидетельствует об уменьшении содержания углекислого газа в атмосфере и наступлении оледенений, а имеющийся сценарий, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2011), может свидетельствовать об обстановках “черносланцевой седиментации”. По этой причине признаки существования аноксидных обстановок, благоприятствующих захоронению большого количества органического вещества, возможно, следует искать в глубоководных разрезах. Такое предположение не противоречит мнению А.И. Конюхова (2015), считающего, что осадки с высоким содержанием сапропелевой органики в периоды резких похолоданий (при снижении уровня моря) могли накапливаться в рифтовых зонах, передовых прогибах, на внешнем шельфе и прилегающих к нему участках континентального склона. Напротив, китайские исследователи недавно пришли к заключению, что раннебашкирское оледенение связано с усилением континентального выветривания, а не с интенсификацией захоронения органического углерода в осадочных бассейнах (Tian et al., 2020). Для выявления взаимосвязей и реконструкции точной хронологии событий, происходивших на рубеже раннего и среднего карбона, требуются дальнейшие детальные исследования.

В восточноуральских разрезах утяжеление изотопного состава углерода носит относительно плавный характер (а не скачкообразный, как в разрезах со стратиграфическим перерывом). Здесь нельзя не отметить, что некоторые из изученных нами верхнесерпуховских стратиграфических уровней на самом деле могут соответствовать нижнебашкирскому подъярсу. Последнее предположение имеет право на существование по следующим причинам: 1) перерывы во многих разрезах по всему миру достаточно значительные, а наибольшие по амплитуде гляцио-эвстатические колебания исследователи коррелируют с подошвой башкирского яруса (Buggisch et al., 2011; Ross, Ross, 1987); 2) в разрезе “Худолаз-лог” граница $\text{C}_1\text{-C}_2$ проводится в кровле верхнего строматолитового пласта, поскольку зональный вид фораминифер в микробиалитах не встречается, что объясняется фаціальным фактором, но с высокой степенью вероятности он может быть обнаружен в прошлое между строматолитами⁵;

3) в разрезах на р. Исеть, несмотря на достаточно полную характеристику верхнесерпуховского уровня по аммоноидеям (Степанова и др., 2001; Nikolaeva et al., 2018), значительный (более 25 м) интервал разреза непосредственно ниже подошвы башкирских брекчий до сих пор остается биостратиграфически слабо охарактеризованным, по одному из прослоев вулканических туфов в его пределах получен U-Pb-изотопный возраст 320 ± 3 млн лет (Мизенс и др., 2017).

Для решения обозначенных проблем необходимо дальнейшее расширенное изучение пограничного ниже-среднекаменноугольного интервала в разрезах на реках Исеть и Худолаз, в том числе комплексные биостратиграфические и хемотратиграфические (C, O, Sr-изотопные) исследования.

ВЫВОДЫ

1. В разрезах пограничного ниже-среднекаменноугольного интервала на восточном склоне Южного и Среднего Урала, которые предположительно являются наиболее полными (“Худолаз-лог” и “Исеть”), известняки серпуховского яруса характеризуются более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (1.5–3.8‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (23.1–30.7‰), нежели таковые в разрезах со стратиграфическим перерывом ($\delta^{13}\text{C} = -0.5 \dots 2.6\%$, $\delta^{18}\text{O} = 24.0\text{--}26.6\%$). Отмеченное явление может объясняться как выпадением из геологической летописи определенной последовательности отложений, так и влиянием локальных геологических факторов или вторичными (постседиментационными) преобразованиями.

2. Относительно полные фаціальне-неоднородные разрезы восточного склона, несущие признаки гляцио-эвстатических колебаний уровня моря, свидетельствуют о кратковременном, но постепенном процессе утяжеления изотопного состава углерода атмосферного CO_2 . По имеющимся к настоящему моменту биостратиграфическим данным предполагается, что этот процесс начался еще в позднесерпуховское время.

3. Полученные нами результаты подтверждают идею о тесной взаимосвязи между среднекаменноугольным оледенением и нарушением глобального углеродного цикла, вероятно сопровождавшимся смещением баланса углерода между его основными резервуарами в сторону увеличения объемов захороненного органического вещества в осадочных формациях.

4. В ряде случаев на формирование изотопного состава углерода и кислорода изученных карбонатов могли оказывать влияние локальные факторы, связанные с периодами обмеления и изоляции бассейна (бассейнов?) осадконакопления от Мирового океана, изменением солёности, температур седиментации, характера циркуляции вод.

⁵ Тем не менее для этого прослоя характерны стратиформовые ракушки.

Благодарности

Авторы выражают глубокую признательность М.Т. Крупенину и Д.В. Гражданкину за продуктивное обсуждение тонкостей геохимии стабильных изотопов, а также В.В. Черных – за консультации по общим вопросам стратиграфии и проблемам корреляции разрезов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2000) Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (5), 6-14.
- Алексеев А.С. (2006) Двучленное деление каменноугольной системы. *Эволюция биосферы и биоразнообразия (к 70-летию А.Ю. Розанова)*. М.: Тов-во науч. изд. КМК, 527-539.
- Алексеев А.С. (2008) Каменноугольная система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. *Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 38*. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 61-68.
- 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. Матер. Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого*. Пермь: ПГУ, 16-18.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А. (2011) Изменения уровня моря и быстрые движения земной коры в платформенных областях в позднем палеозое. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1567-1592.
- Вотьяков С.Л., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К., Денисов С.А., Чемпапов А.П., Узких С.Э., Орехов А.А. (2006) Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ELAN 9000. *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 425-430.
- Горбунова Н.П., Татарина Л.А. (2015) Многоканальный спектрометр СРМ-35 – новые возможности силикатного рентгенофлуоресцентного анализа. *Ежегодник-2014*. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 235-237.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. (2009) Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Матер. Междунар. полевого совещ.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 12-21.
- Егоров А.И. (1960) Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовского ун-та, 184 с.
- Егоров А.И. (1985) Угленосные и горючесланцевые формации Европейской части СССР. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовского ун-та, 192 с.
- Иванова Р.М., Яркова А.В., Симонова З.Г., Плюснина А.А. (1972) Разрез по р. Худолаз. *Путеводитель экскурсий по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклиниорий*. Свердловск: Изд. УФ АН СССР, 77-109.
- Конюхов А.И. (2015) Черные глины и другие отложения, обогащенные органическим веществом, на окраинах материков в раннем и позднем палеозое. *Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология*, (4), 22-33.
- Кузнецов А.Б. (2013) Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ИГД РАН, 43 с.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н. (2001) Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем, 139 с.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. (2013) Предложения по обновлению стратиграфической схемы нижнего карбона Урала. *Геологический сборник № 10 ИГ УНЦ РАН*. Уфа: ДизайнПресс, 88-98.
- Кулешов В.Н., Седаева К.М., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018) Гипостратотип башкирского яруса каменноугольной системы (р. Аскын, Башкортостан): литология, изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования карбонатных пород. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, (6), 41-64.
- Кучева Н.А. (2015) Распространение брахиопод в пограничных отложениях нижнего и среднего карбона разреза Бражка (западный склон Среднего Урала). *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **90**(2), 35-50.
- Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2016) Палеокарст на восточном склоне Среднего Урала и граница нижнего/среднего карбона. *Литосфера*, (6), 56-69.
- Мизенс Г.А., Дуб С.А. (2018) Редкоземельные элементы в отложениях карбонатных платформ на рубеже раннего и среднего карбона (Южный и Средний Урал). *Ежегодник-2017*. Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 165. Екатеринбург, 136-143.
- 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.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Коровко А.В. (2007) Фациальные особенности обломочных пород башкирского яруса на восточном склоне Среднего Урала. *Ежегодник-2006*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 94-100.
- Пазухин В.Н., Николаева С.В., Кулагина Е.И. (2012) Срединная граница карбона на Южном Урале и в Приуралье. *Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Матер. III Всерос. совещ.* СПб.: ВСЕГЕИ, 169-172.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Сапулин С.А., Степанова Т.И. (2016) Микробийальные образования в пограничных серпучовско-башкирских отложениях на восточном склоне Южного Урала (р. Худолаз). *Ежегодник-2015*. Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 163. Екатеринбург, 31-36.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. (2004) Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **12**(5), 3-29.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2006) Разрез "Худолаз" – стратотип горизонтов субрегиональной схемы ниж-

- некаменноугольных отложений восточного склона Урала. *Литосфера*, (1), 45-75.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2009а) Анализ распространения фораминифер и брахиопод в визейско-серпуховских карбонатных отложениях восточного склона Урала. *Верхний палеозой России. Стратиграфия и фациальный анализ. Матер. II Всерос. науч. конф.* Казань: КГУ, 155-157.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2009б) Палеонтологическое обоснование горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона в стратотипе по реке Худолаз. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Матер. Междунар. полевого совещ.* Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 97-128.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А., Школин А.А. (2001) Новые материалы по стратиграфии и аммоноидеям верхнесерпуховских отложений на р. Исеть. *Эволюция жизни на Земле. Матер. II Междунар. симпоз.* Томск: ТГУ, 233-236.
- Сунгатуллин Р.Х., Кулешов В.Н., Кадыров Р.И. (2014) Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) доломитов из пермских эвапоритовых толщ востока Русской плиты (на примере Сюлеевского месторождения гипса). *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 432-442.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Чувазов Б.И. (2000) Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы). *Осадочные бассейны Урала и прилегающих районов: закономерности строения и минерализации.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 68-87.
- Чувазов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. (1984) Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 230 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Banner J.L., Hanson G.N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3123-3137.
- Brand U., Bruckschen P. (2002) Correlation of the Askyn River section, Southern Urals, Russia, with the Mid-Carboniferous Boundary GSSP, Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA: implications for global paleoceanography. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **184**, 177-193.
- Brand U., Veizer J. (1980) Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system-1. Trace elements. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(4), 1219-1236.
- Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. (1999) Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonic. *Chem. Geol.*, **161**, 127-164.
- Buggisch W., Wang X., Alekseev A.S., Joachimski M.M. (2011) Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **301**(1-4), 18-38.
- Davydov V.I., Cózar P. (2019) The formation of the Alleghenian Isthmus triggered the Bashkirian glaciation: Constraints from warm-water benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **531**(B), 108403.
- Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Carboniferous Period. *The Geologic Time Scale 2012*. (Coord. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg). N.Y., Elsevier, 603-651.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. (1992) Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1317-1329.
- Friedman J., O'Neil Y.R. (1977) Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. *US Geol. Surv. Prof. Pap. N 440-KK*. Wash. D.C., Gov. Print. Off., 110 p.
- Interest. *US Geol. Surv. Prof. Pap. N 440-KK*. Wash. D.C., Gov. Print. Off., 110 p.
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.-S., 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., Yancey T.E., Jones T.E., Bruckschen P., Chuvashov B.I., Mazzullo S.J., Mii H.-S. (2008) Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**(3-4), 222-233.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **322**(5898), 64-68.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. 6th ed. Berlin, Springer, 293 p.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. (1993) The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 409-430.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. (1995) Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, north-eastern Siberia. *Prec. Res.*, **73**, 251-270.
- 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.
- Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **111**, 960-973.
- Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform-evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**, 133-147.
- 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). *Cephelopods – present and past. Abstracts.* Morocco, 86-87.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. (2016) Carboniferous. *A Concise Geologic Time Scale* (Ed. by J.G. Ogg, G.M. Ogg, F.M. Gradstein). Amsterdam, Elsevier, 29-39.
- Peppers R.A. (1996) Palynological correlation of major Pennsylvanian (Middle and Upper Carboniferous)

- chronostratigraphic boundaries in the Illinois and other coal basins. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **188**, 111 p.
- Raymond A., Kelley P.H., Lutken C.B. (1989) Polar glaciers and life at the equator: The history of Dinantian and Namurian (Carboniferous) climate. *Geology*, **17**, 408-411.
- Richards B.C., Lane H.R., Brenckle P.L. (2002) The IUGS Mid-Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) Global Boundary Stratotype Section and Point at Arrow Canyon, Nevada, USA. *Carboniferous and Permian of the World* (Ed. by L.V. Hills, C.M. Henderson, E.W. Bamber). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, **19**, 802-831.
- Rodriguez S. (1984) Carboniferous corals from eastern Cantabrian Mountains: Paleogeographic implications. *Palaeontographica Amer.*, **54**, 433-436.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1985) Carboniferous and Early Permian biogeography. *Geology*, **13**, 27-30.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1987) Late Paleozoic sea level and depositional sequences. *Geology*, **61**, 137-149.
- Saltzman M.R. (2003) The Late Paleozoic ice Age: Oceanic gateway or pCO₂? *Geology*, **31**, 151-154.
- Steuber T., Veizer J. (2002) Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. *Geology*, **30**, 1123-1126.
- 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.
- Banner J.L., Hanson G.N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3123-3137.
- Brand U., Bruckschen P. (2002) Correlation of the Askyn River section, Southern Urals, Russia, with the Mid-Carboniferous Boundary GSSP, Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA: implications for global paleoceanography. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **184**, 177-193.
- Brand U., Veizer J. (1980) Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system-I. Trace elements. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(4), 1219-1236.
- Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. (1999) Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonic. *Chem. Geol.*, **161**, 127-164.
- Buggisch W., Wang X., Alekseev A.S., Joachimski M.M. (2011) Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **301**(1-4), 18-38.
- Chuvashov B.I. (2000) Paleozoic carbonate platforms of the Urals and adjacent regions (the late Devonian and early Carboniferous carbonate platforms). *Osadochnye bassейny Urala i prilegayushchikh regionov: zakonomernosti stroeniya i minerageniya* [Sedimentary basins of the Urals and adjacent regions: patterns of structure and minerageny]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 68-87. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Ivanova R.M., Kolchina A.N. (1984) *Verkh-nii paleozoi Vostochnogo sklona Urala. Stratigrafiya i geologicheskaya istoriya* [Upper Paleozoic of the eastern slope of the Urals. Stratigraphy and geological history]. Sverdlovsk, UScTs Akad. Nauk SSSR, 230 p. (In Russian)
- Davydov V.I., Cózar P. (2019) The formation of the Alleghenian Isthmus triggered the Bashkirian glaciation: Constraints from warm-water benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **531**(B), 108403.
- Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Carboniferous Period. *The Geologic Time Scale 2012* (Coord. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg). N.Y., Elsevier, 603-651.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. (1992) Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1317-1329.
- Egorov A.I. (1960) *Poyasa ugleobrazovaniya i neftegazonosnye zony zemnogo shara* [Coal belt and oil and gas zones of the Earth]. Rostov-on-Don, Rostov Univ. Publ., 184 p. (In Russian)
- Egorov A.I. (1985) *Uglenosnye i goryucheshlantsevye formatsii Evropeiskoi chasti SSSR* [Coal-bearing and oil shale formations of the European part of the USSR]. Rostov-on-Don, Rostov Univ. Publ., 192 p. (In Russian)
- Faure G. (1989) Principles of isotope geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russian)
- Friedman J., O'Neil Y.R. (1977) Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. *US Geol. Surv. Prof. Pap. N 440-KK*. Wash. D.C., Gov. Print. Off., 110 p.
- Gorbunova N.P., Tatarinova L.A. (2015) SRM-35 multi-channel spectrometer – new features of silicate X-ray

REFERENCES

- fluorescence analysis. *Ezhegodnik-2014*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 235-237. (In Russian)
- Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M. (2009) Paleofacial sedimentary model of the Lower Carboniferous deposits in the Southern Urals. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy* [Typical sections of the Russian Carboniferous and potential global stratotypes]. Materials of International field meeting. Ufa, DesainPoligrafServis Publ., 12-21. (In Russian)
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.-S., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform. *Stratigrafiya i paleogeografiya karbona Evrazii* [Strigraphy and Paleogeography of Eurasian Carboniferous]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 61-71.
- Grossman E.L., Yancey T.E., Jones T.E., Bruckschen P., Chuvashov B.I., Mazzullo S.J., Mii H.-S. (2008) Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**(3-4), 222-233.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **322**(5898), 64-68.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. 6th ed. Berlin, Springer, 293 p.
- Ivanova R.M., Yarkova A.V., Simonova Z.G., Plyusnina A.A. (1972) Section of the Khudolaz river. *Putevoditel' ekskursii po razrezam karbona vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii sinklinorii* [Guidebook for tours on the Carboniferous sections of the eastern slope of the Southern Urals. Magnitogorsk synclinorium]. Sverdlovsk, UF Akad. Nauk SSSR, 77-109. (In Russian)
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. (1993) The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 409-430.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. (1995) Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, north-eastern Siberia. *Prec. Res.*, **73**, 251-270.
- Konyukhov A.I. (2015) Black shales and other deposits that were enriched in organic matter on the continental margins in the early to late Paleozoic. *Vestn. Moscow Univ. Ser. 4. Geol.*, **70** (4), 286-298. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2015) Brachiopod distribution in Lower and Middle Carboniferous boundary interval of section Brazhka (western slope of Middle Urals). *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **90**(2), 35-50. (In Russian)
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Kochetkova N.M., Sinitsyna Z.A., Kochetova N.N. (2001) *Stratotipicheskie i opornye razrezy bashkirskogo yarusa karbona Yuzhnogo Urala* [Stratotype and key sections of the Bashkirian Stage on the Southern Urals]. Ufa, Gilem Publ., 139 p. (In Russian)
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Kochetova N.N. (2013) Suggestions for updating the Lower Carboniferous Ural stratigraphic scheme. *Geologicheskii sbornik № 10 IG UNTs RAN* [Geological collection number 10 of IG USC RAS]. Ufa, DesignPress Publ., 88-98. (In Russian)
- 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. (In Russian)
- Kuleshov V.N., Sedaeva K.M., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018) Hypostratotype of the Bashkirian Stage of the Carboniferous System (Askyn River, Bashkortostan): lithology, isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and carbonate depositional settings. *Stratigr. Geol. Correl.*, **26**(6), 686-707.
- Kuznetsov A.B. (2013) Evolution of the isotopic composition of strontium in the Proterozoic ocean. Abstract of DSc. thesis (Geology, mineralogy). St.Petersburg, IGGP of RAS, 43. (In Russian)
- Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **111**, 960-973.
- Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform-evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**, 133-147.
- Mizens G.A., Badida L.V., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2016) Ancient karst at the eastern slope of the Middle Urals and the Early-Middle Carboniferous boundary. *Lithosfera*, (6), 56-69. (In Russian)
- Mizens G.A., Dub S.A. (2018) Rare-earth elements in carbonate platforms deposits on the Mid-Carboniferous boundary interval (the Southern and Middle Urals). *Ezhegodnik-2017*. Tr. IGG UrO RAN. 165. 136-143. (In Russian)
- 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.
- 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). *Lithosfera*, (4), 107-126. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Korovko A.V. (2007) Depositional features of clastic rocks of the Bashkirian Stage on the eastern slope of the Middle Urals. *Ezhegodnik-2006*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 94-100. (In Russian)
- 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). *Cephalopods – present and past. Abstracts*. Morocco, 86-87.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. (2016) Carboniferous. *A Concise Geologic Time Scale*. Ed. by J.G. Ogg, G.M. Ogg, F.M. Gradstein. Amsterdam, Elsevier, 29-39.
- Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kulagina E.I. (2012) The Mid-Carboniferous boundary at the Southern Urals and Pre-Urals. *Paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya* [Paleozoic of Russia: Regional stratigraphy, paleontology, geo- and bioevents]. Proc. 3rd All-Russian Conf. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 169-172. (In Russian)
- Peppers R.A. (1996) Palynological correlation of major Pennsylvanian (Middle and Upper Carboniferous) chronostratigraphic boundaries in the Illinois and other coal basins. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **188**, 111 p.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of

- stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Raymond A., Kelley P.H., Lutken C.B. (1989) Polar glaciers and life at the equator: The history of Dinantian and Namurian (Carboniferous) climate. *Geology*, **17**, 408-411.
- Richards B.C., Lane H.R., Brenckle P.L. (2002) The IUGS Mid-Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) Global Boundary Stratotype Section and Point at Arrow Canyon, Nevada, USA. *Carboniferous and Permian of the World*. Ed. by L.V. Hills, C.M. Henderson, E.W. Bamber. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, **19**, 802-831.
- Rodriguez S. (1984) Carboniferous corals from eastern Cambrian Mountains: Paleogeographic implications. *Palaeontograph. Amer.*, **54**, 433-436.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1985) Carboniferous and Early Permian biogeography. *Geology*, **13**, 27-30.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1987) Late Paleozoic sea level and depositional sequences. *Geology*, **61**, 137-149.
- Saltzman M.R. (2003) The Late Paleozoic ice Age: Oceanic gateway or pCO₂? *Geol.*, **31**, 151-154.
- Sapurin S.A., Stepanova T.I. (2016) Microbial structures in the Mid-Carboniferous boundary interval deposits on the eastern slope of the Southern Urals. *Ezhegodnik-2015*. Tr. IGG UrO RAN V. 163, 31-36. (In Russian)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N., Bartli J., Davydov Yu.V. (2004) The Yudoma complex of the stratotype area: C-isotope chemo-stratigraphic correlations and a respect to the Vendian. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **12**(5), 3-29. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006) Section "Khudolaz" – the Regional Substages stratotype of the Lower Carboniferous subregional scheme for the eastern slope of the Urals. *Lithosfera*, (1), 45-75. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2009a) Analysis of foraminifers and brachiopods distribution in Visean-Serpukhovian carbonate deposits on the eastern slope of the Urals. *Verkhniy paleozoi Rossii. Stratigrafiya i fatsial'nyi analiz* [Upper Paleozoic of Russia. Stratigraphy and facies analysis]. Proc. 2nd All-Russian Conf. Kazan', Kazan' State Univ. Publ., 155-157. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2009b) Palaeontological substantiation of the Serpukhovian stage Regional Substages of the East-Uralian Subregion in the Stratotype section on the Khudolaz river. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy* [Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes]. Proc. Int. Field Meeting. Ufa, DesainPoligrafServis Publ., 97-128. (In Russian)
- 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. *Evolutsiya zhizni na Zemle* [The evolution of life on the Earth]. Proc. 2nd Int. Symp. Tomsk, Tomsk State Univ. Publ., 233-236. (In Russian)
- Steuber T., Veizer J. (2002) Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. *Geology*, **30**, 1123-1126.
- Sungatullin R.H., Kuleshov V.N., Kadyrov R.I. (2014) Isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of dolomites from the Permian evaporite strata of the east part of the Russian Platform (on example of the Syukeevskoe gypsum deposit). *Lithol. Polezn. Iskop.*, (5), 432-442. (In Russian)
- 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.
- Votyakov S.L., Kiseleva D.V., Shagalov E.S., Cherednichenko N.V., Deryugina L.K., Denisov S.A., Chempalov A.P., Uzkikh S.E., Orekhov A.A. (2006) Multi-element analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry using an ELAN 9000. *Ezhegodnik-2005*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 425-430. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatorы litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical indicators of lithogenesis (lithologic geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian)

УДК 551.735.1

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-328-340

Маркерные таксоны фораминифер для определения нижней границы серпуховского яруса на Урале и их корреляционный потенциал

Е. И. Кулагина^{1,2}, Е. Ю. Башлыкова¹

¹Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: kulagina@ufaras.ru

²Казанский федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

Поступила в редакцию 28.06.2019 г., принята к печати 14.10.2019 г.

Предмет исследований. Выбор маркера и глобального стратотипа нижней границы серпуховского яруса в настоящее время является одной из наиболее актуальных задач международной стратиграфии. В качестве маркера уже давно предложен вид конодонта *Lochriea ziegleri* в эволюционной линии *Lochriea nodosa* – *Lochriea ziegleri*. Однако этот маркер еще официально не принят. Фораминиферы широко используются для расчленения каменноугольных отложений и могут служить дополнительными вспомогательными маркерами. **Материалы и методы.** В статье рассматривается стратиграфическое распространение маркерных видов фораминифер *Janischewskina delicata*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *Eolasiodiscus donbassicus*, *Monotaxinoides gracilis*, *Monotaxinoides subplanus*. Эти виды применяются для определения нижней границы серпуховского яруса в разрезах Урала и Восточно-Европейской платформы. **Результаты исследования.** Приведены данные о первоописании их голотипов. Сравнивается распространение фораминифер в разрезах верхнего визе и нижнего серпухова западного склона Урала (Кугарчи, Мурадымово, Ладейная), восточного склона Южного Урала (Верхняя Кардаилловка, Большой Кизил, Худолаз), типовых разрезах серпуховского яруса Московской синеклизы и скважин юго-востока Восточно-Европейской платформы. Сделан обзор опубликованной литературы по распространению маркерных видов в разрезах Западной Европы (Испания, Франция, северная Англия), Марокко, Казахстана, Китая, в том числе в разрезе Начин (Naqing). **Выводы.** В мелководных кораллово-брахиоподовых и биогермных фациях разрезов Урала могут встречаться одновременно два-три маркера, которые позволяют однозначно определить нижнюю границу серпуховского яруса. Однако в этих разрезах не встречены конодонты и аммоноидеи. Глубоководные цефалоподовые фации, содержащие конодонты, не благоприятны для фораминифер. В разрезах, в которых одновременно встречены и конодонты, и фораминиферы, появление маркерных таксонов фораминифер и конодонтов обычно не совпадает, однако расхождение небольшое. Относительно перечисленных маркерных таксонов можно сказать, что появление этих видов не установлено в отложениях древнее серпуховского возраста.

Ключевые слова: визейский ярус, серпуховский ярус, фораминиферы, маркеры, Урал, Восточно-Европейская платформа, глобальная корреляция

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках научно-исследовательских работ государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0118) и частично за счет субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Foraminiferal marker taxa and their correlation potential for definition of the lower Serpukhovian boundary in the Urals

Elena I. Kulagina^{1,2}, Elena Yu. Bashlykova¹

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 16/2 Karla Marksa st., Ufa 450077 Russia

²Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya st., Kazan 420008, Russia

Received 28.06.2019, accepted 14.10.2019

Research subject. The choice of the marker and the GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) of the base of the Serpukhovian is currently one of the most urgent tasks of international stratigraphy. The first appearance datum (FAD)

Для цитирования: Кулагина Е.И., Башлыкова Е.Ю. (2020) Маркерные таксоны фораминифер для определения нижней границы серпуховского яруса на Урале и их корреляционный потенциал. *Литосфера*, 20(3), 328–340. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-328-340

For citation: Kulagina E.I., Bashlykova E.Yu. (2020) Foraminiferal marker taxa and their correlation potential for definition of the lower Serpukhovian boundary in the Urals. *Litosfera*, 20(3), 328–340. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-328-340

of the conodont *Lochriea zieglerei* in the lineage *Lochriea nodosa* – *Lochriea zieglerei* is proposed as a global marker for the lower boundary of the Serpukhovian Stage of the International Stratigraphic Scale. Foraminifers are widely used for the subdivision of the Carboniferous deposits and can serve as auxiliary markers. *Materials and methods.* In this paper, the stratigraphic distribution of the foraminiferal marker species *Janischewskina delicata*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *Eolassiodiscus donbassicus*, *Monotaxinoides gracilis*, *Monotaxinoides subplanus* is discussed. These species are used to define the lower boundary of the Serpukhovian in the Urals and in the East European Platform. *Results.* Data on the first descriptions of their holotypes are summarized. The distributions of these species in the sections of the western slope of the Urals (Kugarchi, Muradymovo, Ladeinaya), the eastern slope of the South Urals (“Verkhnyaya” Kardailovka, Bolshoi Kizil, Khudolaz), the Serpukhovian type sections of the Moscow Syncline and the boreholes of the southeast of the East European Platform are compared. The published ranges of the marker species in the sections of Western Europe (Spain, France, and northern England), Morocco, Kazakhstan, and China, including the Naqing section are reviewed. *Conclusion.* In the shallow-water coral-brachiopod and bioherm facies of the Ural sections, two or three markers can be found simultaneously. In these sections, it is possible to unambiguously determine the lower boundary of the Serpukhovian. However, here, conodonts and ammonoids were not found. Deep-water cephalopod facies containing conodonts are not favorable for foraminifers. In sections where both conodonts and foraminifera are simultaneously encountered, the appearance of foraminiferal marker taxa and conodonts rarely coincide; however, the divergence is small. Regarding the marker taxa under study, their appearance has not been established in sediments older than those dated as the Serpukhovian.

Keywords: Visean, Serpukhovian, foraminifers, marker species, Urals, East European Platform, Global correlation

Funding information

This work was conducted within the framework of the state assignment of the State Program No. 0246-2019-0118 (IG UFRC RAS) and partly supported by the Russian Government Program of Competitive Growth of Kazan Federal University.

Acknowledgements

The authors are grateful to S.V. Nikolaeva for valuable advice in the process of writing this article.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о выборе глобального маркера и типового разреза для нижней границы серпуховского яруса является одним из актуальных вопросов стратиграфии каменноугольной системы. В настоящее время в качестве глобального маркера этой границы рассматривается вид конодонтов *Lochriea zieglerei* Nemirovskaya, Perret et Meischner в эволюционной линии *Lochriea nodosa* – *Lochriea zieglerei* (Wang, 2017). На статус глобального стратотипа нижней границы серпуховского яруса (лимитотипа) или GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point – Глобальный стратотип границы и точка) претендуют два основных разреза: Верхняя Кардаилловка на восточном склоне Южного Урала (Баймакский район Республики Башкортостан) (Richards et al., 2017) и разрез Начин (Naqing) в провинции Гуйчжоу, Южный Китай (Wang et al., 2017). Оба разреза представлены в относительно глубоководных склоновых фациях, содержащих конодонты. В качестве дополнительных опорных разрезов рассматриваются разрезы Милларо (Millaró) и Вегас де Сотрес (Vegas de Sotres) в Испании (Wang, 2017). Несмотря на то что предпочтение для глобальных маркеров отдается конодонтам как nektonным организмам, незначительно зависимым от фаций, фораминиферы являются важной группой для расчленения и корреляции разрезов и могут использоваться в качестве вспомогательных маркеров.

По результатам изучения стратотипа серпуховского яруса – карьера Заборье и разрезов Южного Урала в качестве видов-индексов нижней зоны серпуховского яруса для Общей стратиграфической

шкалы России (ОСШР) были предложены три вида фораминифер – *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitlinger), *Janischewskina delicata* (Malakhova) и *Eolassiodiscus donbassicus* Reitlinger (Кулагина, Гибшман, 2002). Вид *Neoarchaediscus postrugosus* был принят в качестве зонального вида-индекса основания серпуховского яруса ОСШР (Постановление..., 2003). Предложенные маркеры стали использоваться и в других регионах мира (Cózar et al., 2010; Groves et al., 2012). Кроме перечисленных видов для определения нижней границы серпуховского яруса применяются *Endothyranopsis plana* Brazhnikova, *Planoendothyra aljutovica* (Reitlinger), *Plectomillerella tortula* (Zeller), *Eostaffellina decurta* (Rauser-Chernousova), *Monotaxinoides gracilis* (Dain), *M. subplanus* (Brazhnikova et Jartzeva). Первое нахождение в разрезе FOD (first occurrence datum) видов *Janischewskina delicata*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *Eolassiodiscus donbassicus*, *Monotaxinoides gracilis* и других относительно первого появления маркерных таксонов конодонтов и аммоноидей (FAD, first appearance datum) рассмотрено С.В. Николаевой с соавторами (Nikolaeva et al., 2019) по типовым и опорным разрезам России: Новогуровский карьер Московской синеклизы (Gibshman et al., 2009; Kabanov et al., 2016), Ладейная Гора, Мариинский лог, Средний Урал (Пономарева, 2010; Ponomareva et al., 2015), Кугарчи, Южный Урал (Nikolaeva et al., 2017), Верхняя Кардаилловка, Южный Урал (Пазухин и др., 2010; Richards et al., 2017); Западной Европы (Cózar et al., 2010; Cózar et al., 2016); Китая (Groves et al., 2012). Однако разрезы, содержащие конодонты и аммоноидеи, как правило, представлены в фациях, неблагоприятных для фораминифер. Поэтому в настоя-

щей статье приведены данные о распространении фораминифер не только в относительно глубоко-водных, но и мелководных разрезах с богатыми комплексами фораминифер. Это разрезы восточного склона Южного Урала (Большой Кизил, Худолаз) (Кулагина, Гибшман, 2005; Степанова, Кучева, 2009), скважины юго-востока Восточно-Европейской платформы (Горожанина и др., 2007), разрез Актобе Казахстана (Жаймина и др., 2017), разрезы Монтань-Нуар Франции (Montagne Noire) (Vachard et al., 2016), Южного Китая (Groves et al., 2012; Sheng et al., 2018), Марокко (Cózar et al., 2011; 2014) (рис. 1).

ГРАНИЦА ВИЗЕЙСКОГО И СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСОВ НА УРАЛЕ

В стратиграфических схемах Урала (Стратиграфические схемы..., 1993) для **Западно-Уральского субрегиона** в визейском ярусе используются горизонты схемы Восточно-Европейской платформы (ВЕР), граница визейского и серпуховского ярусов соответствует границе между веневским и косогорским горизонтами и границе фораминиферных зон *Endothyranopsis sphaerica* – *Ikensieformis tenebrosa* (верхнее визе) и *Ikensieformis postproikensis* – *Asteroarchaediscus parvus* (серпуховский ярус). Нижняя граница серпуховского яруса на Урале проведена в соответствии с корреляцией этой границы с типовыми разрезами Московской синеклизы.

Косогорский горизонт – нижний горизонт серпуховского яруса Западно-Уральского субрегиона – имеет стратотип на Среднем Урале в разрезе Нижняя Губаха по р. Косью в восточном крыле Косогорской антиклинали, по которой он получил название (Щербаков, Девингаль, 1980). Однако в бассейне р. Косья наиболее полную палеонтологическую характеристику получил хорошо доступный для изучения разрез Ладейный лог (часть разреза горы Ладейной), который предложен в качестве гипостратотипа косогорского горизонта (Пономарева, 2010; Nikolaeva et al., 2019). Граница визе и серпухова в нем соответствует границе зон *Ikensieformis tenebrosa* – *Endothyranopsis sphaerica* и *Neoarchaediscus postrugosus* (или *Neoarchaediscus postrugosus* – *Janischewskina delicata* в более поздней публикации) и подтверждена конодонтами. В бассейне р. Косья также детально изучен разрез серпуховского яруса Мариинский лог (Ponomareva et al., 2015), однако в этом разрезе не вскрыт контакт визейского и серпуховского ярусов. На Южном Урале в Зилаирском синклинии в разрезе Кугарчи эта граница соответствует границе зон *Neoarchaediscus regularis* и *N. postrugosus* (Nikolaeva et al., 2017), первая зона, локальная, соответствует верхней части зоны *Eostaffella tenebrosa*. В этом разрезе также изучены конодонты, однако первое появление *Lochriea ziegleri* зафиксировано выше появления маркерных видов фораминифер.

В **Восточно-Уральском субрегионе** пограничные отложения визейского и серпуховского ярусов представлены в разрезах Янгелька (лог Таштуй), Худолаз, Большой Кизил, Агаповка, Шартым, Исеть, Реж (Плюснина и др., 1979; Плюснина, Иванова, 1983). Однако детальное распространение фауны по образцам опубликовано не по всем разрезам. Нижняя граница серпуховского яруса в Восточно-Уральском субрегионе отвечает границе между богдановичским и сунтурским горизонтами и совпадает с границей фораминиферных зон *Endothyranopsis sphaerica* – *Ikensieformis tenebrosa* – *Pseudoendothyra averinensis* (визейский ярус) и *Neoarchaediscus parvus* – *Eolasioiscus donbassicus* (серпуховский ярус) (Стратиграфические схемы..., 1993; Степанова, Кучева, 2009). Стратотип богдановичского горизонта – разрез бывшего Аверинского карьера (в настоящее время засыпан) – расположен на правом берегу р. Кунары у г. Богданович; парастратотип – разрез по р. Худолаз (Щербаков и др., 1990; 1994; Степанова, Кучева, 2006). Описание разреза верхневизейских-серпуховских отложений Аверинского карьера было сделано в 70-х гг. прошлого века (Гарань, Постоялко, 1975), когда для всего Урала применялась единая стратиграфическая схема (Унифицированные..., 1980). Разрез был послойно описан с выделением горизонтов схемы 1980 г., а именно губашкинского, ладейнинского с двумя подгоризонтами (нижнеладейнинского и верхнеладейнинского), нижнегубашкинского в визейском ярусе и намюрского яруса.

При разработке стратиграфической схемы Урала нового поколения разрез Аверинского известнякового карьера был принят в качестве стратотипов аверинского и богдановичского горизонтов для Восточно-Уральского субрегиона. Однако описание данного разреза с современной стратиграфической схемой не было опубликовано. Можно полагать, что аверинскому горизонту соответствуют отложения, первоначально описанные в составе нижнеладейнинского подгоризонта обнажений 561 (слой 1) и 562, вскрытых в восточной части карьера (Гарань, Постоялко, 1975). В настоящее время они соответствуют зоне *Bradyina rotula* – *Ikensieformis ikensis* (Мизенс и др., 2012, с. 110). Богдановичскому горизонту, по всей видимости, соответствуют слои 2–5 обн. 561 в южной стенке и обн. 566 (слои 1–11) в северной стенке бывшего карьера общей мощностью 114.5 м, описанные ранее в составе верхнеладейнинского горизонта (Гарань, Постоялко, 1975). Эти слои перекрываются пачкой известняков сунтурского (первоначально нижнегубашкинского) горизонта (Гарань, Постоялко, 1975). Богдановичский горизонт в стратотипе охарактеризован фораминиферами зоны *Ikensieformis tenebrosa* – *Endothyranopsis sphaerica* (Мизенс и др., 2012, с. 110).

Граница визейского и серпуховского ярусов в этом разрезе по фораминиферам соответствует силь-

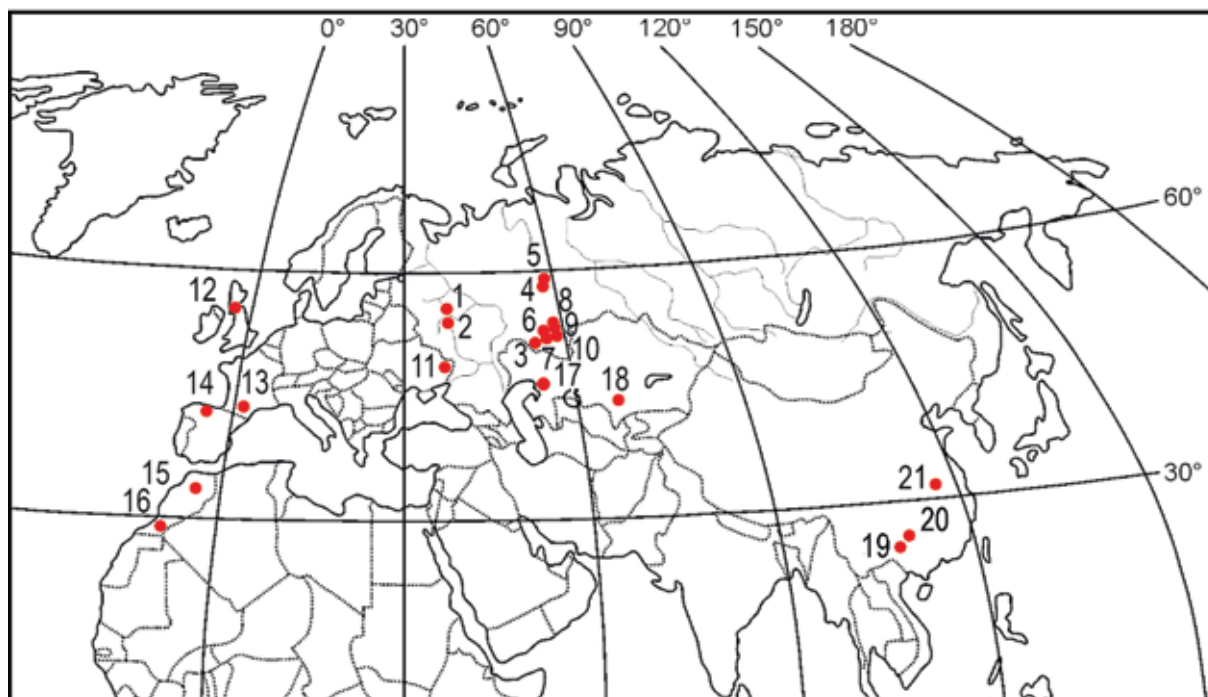


Рис. 1. Типовые и опорные разрезы пограничного визе-серпуховского интервала Евразии и Северной Африки.

1 – карьер Заборье, стратотип серпуховского яруса, Московский бассейн; 2 – карьер Новогуровский, опорный разрез серпуховского яруса; 3 – скважины крайнего юго-востока Восточно-Европейской платформы; 4 – Ладейная гора; 5 – Мариинский лог; 6 – Кугарчи; 7 – Мурадымово; 8 – Большой Кизил; 9 – Худолаз; 10 – Верхняя Кардаилловка; 11 – Донбасс; 12 – разрезы Великобритании; 13 – Монтань-Нуар; 14 – Вегас де Сотрес; 15 – Центральный Марокко (Адаруш, Акерчи); 16 – Южный Марокко, Тиндиф; 17 – Западный Казахстан, Тенгиз; 18 – Каратау, Актобе; 19 – Начин; 20 – Яшуй; 21 – Фэнхуаншань.

Fig. 1. Type and key sections of the Visean-Serpukhovian boundary deposits of the Eurasia and North Africa.

1 – Zabor'e Quarry, stratotype of the Serpukhovian, Moscow Basin; 2 – Novogurovsky Quarry, Serpukhovian key section; 3 – boreholes of the South-East margin of Earst European Platform; 4 – Ladeinaya Gora; 5 – Mariinsky Log; 6 – Kugarchi; 7 – Muradymovo; 8 – Bolshoi Kizil; 9 – Khudolaz; 10 – Verkhnyaya Kardailovka; 11 – Donbass; 12 – sections in Great Britain; 13 – Montagne Noire; 14 – Vegas de Sotres; 15 – central Morocco (Adarouch, Akerchi); 16 –southern, Tindouf; 17 – West Kazakhstan, Tengiz; 18 – Aktobe. Karatau; 19 – Naqing; 20 – Yashui; 21 – Fenghuangshan.

ному обеднению богатого верхневизейского сообщества и появлению *Biseriella parva* (N. Tchernysheva) при отсутствии зональных видов. Стратотип сунтурского горизонта расположен по левому берегу р. Худолаз напротив оврага Сунтур (Кизильский район Челябинской области) (Щербаков и др., 1990, 1994; Степанова, Кучева, 2006), где граница между визейским и серпуховским ярусами отвечает границе между зонами *Endothyranopsis sphaerica* – *Iken-sieformis tenebrosa* и *Janischewskina delicata* – *Eolasiodiscus donbassicus* (Степанова, Кучева, 2009).

В Восточно-Уральском субрегионе пограничный интервал визейского и серпуховского ярусов представлен преимущественно в карбонатном шельфовом типе разреза. Это разрезы кизильской свиты на Южном Урале (Кулагина, Гибшман, 2002; Степанова, Кучева, 2006), исетской свиты на Среднем Урале (Мизенс и др., 2012). На Южном Урале более глубоководная цефалоподовая фация представлена в раз-

резе Верхняя Кардаилловка, кандидате в GSSP серпуховского яруса. Нижняя граница, определенная в этом разрезе по конодонтам, близка к границе между зонами локальной *Endostaffella asymmetrica* и субрегиональной *Eolasiodiscus donbassicus* (Пазухин и др., 2010; Richards et al., 2017). Зональный вид *E. donbassicus Reitlinger* здесь не встречен, но найден вид *Hemidiscopsis muradymica* (Kulagina) (= *Eolasiodiscus muradymicus*). В разрезе Большой Кизил нижняя граница серпуховского яруса соответствует границе фораминиферовых зон *Iken-sieformis tenebrosa* и *Neoarchaediscus postrugosus* – *Janischewskina delicata* (Кулагина, Гибшман, 2002, 2005). Таксоны, наиболее часто применяемые для определения этой границы в разрезах Урала и Восточно-Европейской платформы: *Janischewskina delicata* из отряда *Endothyrida*, представители отряда *Archaeodiscida* – *Neoarchaediscus postrugosus*, *Eolasiodiscus donbassicus*. *Monotaxinoides gracilis* и *M. subplanus*.

формы, БКИЗ – Большой Кизил, ХД – Худолаз, ЛАД – Ладейная, КУГ – Кугарчи, МУР – Мурадымово, ВК – Верхняя Кардаилловка, ТИН – Тиндуф, GB – Северная Англия и Шотландия, DB – Донбасс, MN – Монтань-Нуар, VES – Вегас де Сотрес, АК – Акерчи. KZ –Актобе, Каратау, NAC – Начин, F – Фэнхуаншань.

Fig. 2. The stratigraphic range of the marker taxa in some key sections of the Eurasia and North Africa.

The photographs make pictures of Serpukhovian marker taxa: *Janischewskina delicata* – from borehole 20, South-East margin of VEP; other species – from Bolshoi Kizil Section, collection No 121 IG UFRC RAS. Abbreviations: ЗБ – Zabor'e Quarry, НОВ – Novogurovsky Quarry, ЮВБЕП – boreholes of the South-East margin of VEP, БКИЗ – Bolshoi Kizil, ХД – Khudolaz, ЛАД – Ladeinaya, КУГ – Kugarchi, МУР – Muradymovo, ВК – Verkhnyaya Kardailovka, ТИН – Tindouf, GB – Northern Great Britain and southern Scotland (UK), DB – Donbass, MN – Montagne Noire, VES – Vegas de Sotres, АК – Akerchi, KZ – Akto-be, Karatau, NAC – Naqing, F – Fenghuangshan.

МАРКЕРНЫЕ ВИДЫ ФОРАМИНИФЕР В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ

Janischewskina delicata (Malakhova, 1956)

Вид описан из разреза Шартым восточного склона Южного Урала (Малахова, 1956). Возраст был указан Н.П. Малаховой как второй горизонт со *Striatifera*. Позже этот стратон был отнесен к нижнегубахинскому (нижнему) горизонту серпуховского яруса (Эйно́р, 1973), а в серпуховских отложений разреза Шартым найдено еще 10 экземпляров *Janischewskina delicata* (Попова, Рейтлингер, 1973, с. 54). По современной стратиграфической схеме нижнегубахинский интервал соответствует сунтурскому горизонту.

Первое появление *Janischewskina delicata* в стратотипе серпуховского яруса карьере Заборье зафиксировано в нижней части стешевского горизонта, с основания зоны *Eostaffellina decurta* (Gibshman, 2001; Гибшман, 2003). В опорном разрезе Новогуровского карьера первые находки *Janischewskina* cf. *delicata* сделаны немного ниже первого появления маркерного вида конодонтов *L. ziegleri*, тогда как типичные *J. delicata* встречены в основании тарусского горизонта (Gibshman et al., 2009; Kabanov et al., 2016) (рис. 2).

В разрезах скважин юго-востока ВЕП (Соль-Илецкий свод) по появлению этого вида фиксируется нижняя граница серпуховского яруса (Горожанина и др., 2007), так же как в соседнем регионе северного Прикаспия (Gibshman, Baranova, 2007). Однако, поскольку мы имеем дело со скважинным материалом и большими пропусками в отборе керна, мы не можем судить о первом появлении данного таксона относительно находок других маркеров. В разрезах Большой Кизил и Худолаз Восточно-Уральского субрегиона вид использован для определения нижней границы серпуховского яруса (Кулагина, Гибшман, 2005; Степанова, Кучева, 2009).

В разрезах Западной Европы находки этого вида известны во многих разрезах (Гибшман и др., 2018). В Северной Англии *Janischewskina delicata* встречена в верхнем бриганттии, который сопоставлен с низами серпуховского яруса по появлению маркерных таксонов конодонтов и фораминифер, в

том числе *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitlinger), *Eostaffella pseudostruvei* (Rauscher-Chernousova and Beljaev), *Plectomillerella tortula* (Zeller), *Hemidiscopsis muradymica* (Kulagina), *Eolasiodiscus donbassicus* Reitlinger (Cózar, Somerville, 2014).

Во Франции, в Монтань-Нуар, находки *J. delicata* отмечаются в биоzone F, коррелируемой с тарусским горизонтом (Vachard et al., 2016). Д. Вачард с соавторами (Vachard et al., 2016) используют для расчленения разрезов стратиграфическую шкалу типовой местности Англии и приводят распространение фораминифер по более чем 10 разрезам в стратиграфическом диапазоне от нижнего асбия (коррелируется с алексинским горизонтом верхневизейского подъяруса) до верхнего бриганттия, верхняя граница которого сопоставлена с пограничным интервалом тарусского и стешевского горизонтов. В этом интервале выделено восемь фораминиферовых биозон – А–Н.

В Кантабрийских горах Испании в разрезе Вегас де Сотрес вид *J. delicata* пока обнаружен только в самой верхней части пачки 2 формации Алба (Alba), сопоставляемой с верхней частью стешевского горизонта (Cózar et al., 2016).

В Южном Марокко в бассейне Сахарский Тиндуф разрезе Тингуис Ремз (Tinguiz–Remz) фораминиферы встречены в прослоях известняков среди песчаных сланцев формации Джебель Уаркзиз (Djebel Ouarkiz), коррелируемой с верхним бригантием; первая находка *Janischewskina delicata* приурочена к известняку К, самому верхнему прослою нижней пачки формации (Cózar et al., 2014). На этом уровне также указаны виды *Pseudocornuspira* spp., *Ikensieformis tenebrosa*, *Euxinita pendleiensis*, *Plectomillerella tortula*. Вид *J. delicata* распространен далее по всему серпуховскому ярусу, заходя в низы башкира.

В разрезе Актобе в горах Каратау (Казахстан) серпуховский ярус представлен в большей частью в рифовой фации. Нижняя граница фиксируется в основании зоны *Janischewskina delicata* – *Neoarchaediscus*, немного ниже литологической границы Акуюкского рифового комплекса – в подстилающих шельфовых отложениях бактысайской свиты (Жаймина и др., 2017).

В разрезе Начин (Китай) *J. delicata* встречена примерно в 2.1 м выше уровня первого появления

Lochriea ziegleri, где фораминиферы представлены обедненным комплексом, поскольку отложения формировались в глубоководной обстановке с привнесением биокластов с мелководья (Wang et al., 2017). В той же провинции изучен мелководный разрез Яшуй (Yashui) с более представительными фораминиферами. В нем встречаются несколько экземпляров тонкостенных янишевских *Janischewskina* aff. *isotovae* Lebedeva вблизи предполагаемой границы визейского и серпуховского ярусов (Groves et al., 2012, Fig. 9 – 11-14). Однако отсутствие других маркерных таксонов фораминифер, а также конодонтов не позволяет точно зафиксировать границу в разрезе Яшуй. Богатые комплексы фораминифер содержатся в мелководном разрезе Фэнхуаншань (Fenghuangshan) платформы Янцзы в формации Хечхоу (Hezhou) серпуховского возраста, сложенной мелководно-сублитторальными до литоральных карбонатами с частым циклическим переслаиванием глинистых пород и аргиллитов (Sheng et al., 2018). *Janischewskina delicata* появляется здесь в 3.05 м от основания зоны *Plectomillerella tortula* (Sheng et al., 2018).

***Neoarchaediscus postrugosus* (Reitlinger, 1949)**

Вид происходит из башкирского яруса западного склона Южного Урала разреза Лаклы (Рейтлингер, 1949), впоследствии найден в серпуховских отложениях ВЕП, Урала и других регионах (Гибшман, 2003; Kulagina, 2017). Впервые применен в качестве индекса нижней зоны серпуховского яруса в стратотипе – карьере Заборье (Gibshman, 2001; Гибшман, 2003). В Новогуровском карьере вид появляется в тарусском горизонте (Gibshman et al., 2009).

На Среднем Урале в разрезах Мариинский лог и Ладейная *N. postrugosus* отмечен несколько выше нижней границы серпуховского яруса, которая проведена по находкам конодонтов *L. ziegleri* (Ponomareva et al., 2015; Nikolaeva et al., 2019).

На Южном Урале в разрезе Кугарчи *N. postrugosus* использован для фиксации нижней границы серпуховского яруса (Nikolaeva et al., 2017), хотя находки *L. ziegleri* были сделаны выше по разрезу. В разрезе Верхняя Кардаилловка фораминиферы крайне редки из-за неблагоприятной фации, и первая находка *N. postrugosus* фиксируется в 14–15 м выше появления конодонтов *L. ziegleri* и выше единичной находки *Hemidiscopsis muradymica* (Kulagina) (= *Eolasiodiscus muradymicus*), которая находится в 1.9 м выше FAD *L. ziegleri* и выше комплекса аммоноидей, типичных для генозоны *Hypergoniatites–Ferganoceras* (Richards et al., 2017; Nikolaeva et al., 2019).

В Западной Европе появление *N. postrugosus* отмечено в верхнем бригантии и его аналогах в бассейне Солвей (Solway Basin) Южной Шотландии

в известняках “X” и “Buccleuch” скважины Арчибек (Cózar, Somerville, 2014). Этот уровень коррелируется авторами с нижней частью тарусского горизонта ВЕП, т.е. с нижней частью серпуховского яруса. Немного более раннее появление этого вида отмечено в Англии в блоке Алстон (Alston), где он встречается в известняке Ска (Scar Limestone), который коррелируется примерно с основанием тарусского горизонта (Cózar, Somerville, 2016).

N. postrugosus иллюстрирован из разреза Акерчи 1 (Akerchi 1) (Центральный Марокко) из формации Акерчи (Cozar et al., 2011), которую авторы коррелируют с верхним бригантием. В разрезе Вегас де Сотрес Кантабрийских гор Испании *N. cf. postrugosus* определен из нижней части пачки 2 формации Алба, которая коррелируется со средней частью тарусского горизонта (Cózar et al., 2016).

В Южном Марокко, в разрезе Тингуис Ремз (Tinguiz Remz), первые находки *N. postrugosus* отмечены только в верхней части нижнесерпуховского подъяруса, тогда как *Neoarchaediscus* aff. *postrugosus* иллюстрирован из слоя J, сопоставляемого с верхним бригантием Англии (Cózar et al., 2014).

В горах Монтань-Нуар появление *N. postrugosus* отмечено в свите Рок Редонде (Roque Redonde Fm), в биоzone Н которая относится к верхней части позднего бригантия и условно коррелируется с пограничным интервалом тарусского и стешевского горизонтов (Vachard et al., 2016, Fig. 16).

Этот вид найден и Северной Америке в типовом районе миссисипсия в Иллинойсе, в отложениях формации Бич Крик (Beach Creek) (Kulagina, et al., 2008).

***Eolasiodiscus donbassicus* (Reitlinger, 1956)**

Вид впервые описан Е.А. Рейтлингер (1956) по материалам Даин из верейского горизонта московского яруса среднего карбона Донецкого бассейна (Бело-Калитвенский район) из известняка К⁸. Позже вид был встречен в верхнесерпуховском подъярусе Донецкого бассейна, откуда приведены изображения нескольких экземпляров *Eolasiodiscus* ex gr. *donbassicus* (Айзенберг и др., 1983, табл. 12, фиг. 30–39) и в юлдыбаевском горизонте верхнесерпуховского подъяруса разреза Мурадымово (Kulagina et al., 2014). Вид распространен на восточном склоне Южного Урала и принят в качестве зонального вида-индекса нижней зоны серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона (Стратиграфические схемы..., 1993). В разрезе Худолаз, в стратотипе сунтурского горизонта, встречен вместе с *Janischewskina delicata* (Степанова, Кучева, 2009), в разрезе Большой Кизил – совместно с *Janischewskina delicata* и *Neoarchaediscus postrugosus* (Кулагина, Гибшман, 2005). По названным видам была проведена нижняя граница серпуховского яруса в перечисленных разрезах. Вид используется для опре-

деления серпуховского яруса в Прикаспии (Ахметшина и др., 2007; Brenckle, Collins, 2017).

В разрезе Вегас де Сотрес Кантабрийских гор Испании *E. donbassicus* появляется в верхней части слоев, коррелируемых со стешевским горизонтом (Cózar et al., 2015). Это пачка 2 формации Алба сложена биокластовыми грейнстоунами открытого шельфа (Cózar et al., 2015).

***Monotaxinoides subplanus* (Brazhnikova et Jartzeva, 1956)**

Вид описан из серпуховского яруса западного продолжения Донбасса (старобешевский осадочный комплекс, предполагаемые аналоги известняка С5 и нижней части свиты С₁⁴ Донбасса) (Бразжникова, Ярцева, 1956). В большинстве разрезов его появление приурочено к нижней границе протвинского горизонта и его аналогов, что зафиксировано, например, в разрезе Мурадымово (Кулагина et al., 2014), Большой Кизил (Кулагина, Гибшман, 2005). В разрезах Донецкого бассейна этот вид отмечен в верхней части протвинского и в запалтубинском горизонтах (известняк D₁^в) (Айзенберг и др., 1983). В Западном Казахстане, в Прикаспии (Тенгиз), для определения нижней границы серпуховского яруса используется появление рода *Monotaxinoides* (Brenckle, Milkina, 2003).

Monotaxinoides cf. *subplana* иллюстрирован из известняка свиты Фор Фазем (Four Fathom) скважины Вудленд (Woodland) Северной Англии, который сопоставлен с нижней частью тарусского горизонта ВЕП и *Monotaxinoides* aff. *subplanus* из известняка Грейт (Great Limestone Member) карьера Фусет (Forsett), сопоставляемого со средней частью стешевского горизонта (Cózar, Somerville, 2014). В горах Монтань-Нуар (Vachard et al., 2016) появление вида *Monotaxinoides subplanus* (*Howchinia subplana*) фиксируется в основании биозоны F, и коррелируется с основанием серпуховского яруса. Эта зона характеризуется также первыми находками фораминифер *Monotaxinoides subconicus* (Brazhnikova et Jartzeva) (= *Howchinia acutiformis* Cózar), *Monotaxinoides gracilis* (Dain), *Janischewskina gibshmanae* Cózar, *J. delicata* и *Biseriella parva* (N. Tchernysheva).

***Monotaxinoides gracilis* (Dain in Reitlinger, 1956)**

Вид впервые описан из отложений серпуховского яруса (бешевской свиты) Донецкого бассейна (Рейтлингер, 1956).

В разрезах Зилаирского синклинория Кугарчи и Сулейманово по появлению этого вида проведена нижняя граница серпуховского яруса (Nikolaeva et al., 2017). В разрезе Кугарчи этот вид встречен на одном уровне с *Neoarchaediscus postrugosus*. В разрезе Большой Кизил вид появляется в нижней ча-

сти серпуховского яруса немного выше его основания (Кулагина, Гибшман, 2005). В разрезах Донецкого бассейна, откуда происходит голотип, первое появление отмечено в верхней части протвинского горизонта (Айзенберг и др., 1983).

В разрезе Вегас де Сотрес изучено распространение видов фораминифер семейства Lasiodiscidae относительно первого появления маркерного вида конодонтов *Lochriea zieglerei* (Cózar et al., 2015). Первая находка *M. gracilis* отмечена в этом разрезе в формации Алба в основании серпуховского яруса, которое авторы (Cózar et al., 2016) сопоставляют с уровнем первого появления *Lochriea zieglerei*. Вид распространен в зоне F Монтань-Нуар Франции (Vachard et al., 2016).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ МАРКЕРОВ

Анализ распространения маркерных видов фораминифер в разрезах Урала и типовых разрезах мира показывает, что наиболее распространенными маркерными таксонами являются *Janischewskina delicata* и *Neoarchaediscus postrugosus*. Вид *J. delicata* отмечен в разрезах Московской синеклизы – в стратотипе серпуховского яруса – карьере Заборье и типовом разрезе Новогуровского карьера, в скважинах Прикаспия и крайнего юго-востока ВЕП, в Кантабрийских горах Испании, в горах Каратау в Казахстане, на платформе Янцзы в Китае. Рассматриваемый вид распространен в мелководных фациях, поэтому находки его в разрезах, содержащих конодонты, единичны. Помимо разрезов Московской синеклизы совместно с конодонтами он встречен еще в разрезе Начин.

N. postrugosus является космополитным и имеет широкий ареал распространения, он известен из нижнесерпуховских отложений тарусского горизонта ВЕП, ксогогорского и сунтурского горизонтов Урала, в Европе, Северной Африке, Северной Америке. Однако появление *N. postrugosus* не является изохронным, так как зависит от фаций. О других рассматриваемых маркерах из семейства Lasiodiscidae можно сказать, что они появляются не ниже серпуховского яруса и служат надежным инструментом для его определения. В тех разрезах, где представители родов *Eolasiodiscus* и *Monotaxinoides* встречены совместно с конодонтами (Верхняя Кардаилловка, Вегас де Сотрес), их появление близко к первому нахождению *L. zieglerei*. Для разрезов Урала эти виды служат хорошими маркерами.

Существует проблема корреляции верхневизейских отложений разрезов России с разрезами Западной Европы. В ряде последних публикаций нижняя часть серпуховского яруса коррелируется с верхним бригантием (Cózar, Somerville, 2014, 2016; Cózar et al., 2016; Vachard et al., 2016; Sheng et al., 2018). Однако предложенная корреляция отли-

чается от традиционной, принятой в стратиграфических схемах России (Пазухин и др., 2010; Алексеев, 2013; Nikolaeva, Kullmann, 2003; Nikolaeva et al., 2019). В ОСШР граница между визейским и серпуховским ярусами соответствует границе аммоноидных зон *Hypergoniatites* – *Ferganoceras* и *Uralopronotites* – *Cravenoceras*, что отвечает границе бригантского и пендлейского ярусов Англии (Nikolaeva, Kullmann, 2003). Находки маркерного вида конодонтов *L. ziegleri* ниже традиционной границы тарусского горизонта в Московской синеклизе (Kabanov et al., 2016) не дают основания опустить нижнюю границу серпуховского яруса, пока глобальная граница серпуховского яруса не будет ратифицирована по появлению этого вида.

ВЫВОДЫ

В мелководных кораллово-брахиоподовых и биогермных фациях разрезов Урала могут встречаться одновременно два-три маркерных вида фораминифер, которые часто появляются приблизительно на одном уровне, что дает возможность уверенно определять рассматриваемую границу при отсутствии конодонтовой фауны. В разрезах Урала, в отличие от разрезов Подмосковского бассейна, типовой местности серпуховского яруса, широко распространены представители семейства *Lasiodiscidae*, которые также многочисленны в Кантабрийских горах Испании. Глубоководные склоновые фации, содержащие конодонты и аммоноидеи неблагоприятны для фораминифер, поэтому мы не можем опираться на эту группу фауны для определения нижней границы серпуховского яруса. В разрезах, в которых одновременно встречены и конодонты, и фораминиферы, появление маркерных таксонов фораминифер и конодонтов обычно не совпадает, однако расхождение небольшое. Относительно перечисленных маркерных таксонов можно сказать, что появление этих видов не установлено в отложениях древнее серпуховского возраста. В разрезах Урала для определения нижней границы серпуховского яруса маркерными видами служат *Janischewskina delicata*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *Monotaxinoides gracilis*, *Eolasiodiscus donbassicus*. Широкое географическое распределение перечисленных маркеров в разрезах Восточно-Европейской платформы (Подмосковский бассейн, Прикаспийская впадина, Соль-Илецкий свод), Донецкого бассейна, Великобритании, Франции и Испании, Марокко и Китая позволяет применять эти таксоны для корреляции с близкими и удаленными регионами.

Благодарности

Авторы благодарны С.В. Николаевой за ценные консультации в процессе написания статьи, а также рецензенту за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзенберг Д.Е., Астахова Т.В., Берченко О.И., Бражникова Н.Е., Вдовенко М.В., Дунаева Н.Н., Зернецкая Н.В., Полетаев В.И., Сергеева М.Т. (1983) Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна. Киев: Наукова Думка, 273 с.
- Алексеев А.С., Коссовая О.Л., Горева Н.В. (2013) Состояние и перспективы совершенствования общей шкалы каменноугольной системы России. М.А. Федонкин (ред.) Общая Стратиграфическая Шкала России: Состояние и перспективы обустройства. Всероссийская Конференция. М., 165-177.
- Ахметшина Л.З., Гибшман Н.Б., Куандыков Б.М., Ускова Н.А., Кононец В.И., Баймагамбетов Б.К., Кухтинов Д.А., Дегтярева Л.В. (2007) Атлас палеонтологических остатков, микрофаций и обстановок осадконакопления фаменско-каменноугольных отложений Прикаспийской впадины (Казахстанская часть). Алматы: СМУС-OFFSET, 476 с.
- Бражникова Н.Е., Ярцева М.В. (1956) К вопросу об эволюции рода *Monotaxis*. Вопросы микропалеонтологии, (1), 63-68.
- Гарань И.М., Постоялко М.В. (1975) К стратиграфии нижнего карбона Среднего Урала. Г.А. Смирнов, Г.Н. Папулов (ред.) Каменноугольные отложения на Урале. Сборник по вопросам стратиграфии, 25. Свердловск: УНЦ АН СССР, 47-67.
- Гибшман Н.Б. (2003) Характеристика фораминифер стратотипа серпуховского яруса в Карьере Заборье (Подмосковье). Стратиг. Геол. коррел., 11(1), 39-63.
- Гибшман Н.Б., Вевель Я.А., Зайцева Е.Л., Степанова Т.И. (2018) Фораминиферы рода *Janischewskina* Mikhailov, 1935 emend. Mikhailov, 1939: морфология, биостратиграфия визейского и серпуховского ярусов, ареал. Труды XVII Всерос. микропал. сов. «Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы», Москва: ПИН РАН, 28-33. www.ginras.ru/materials/files/kazan2018_trudy.pdf
- Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М., Горожанин В.М., Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Кочетова Н.Н., Ремизова С.Т., Чибрикова Е.В. (2007) Эталонный разрез палеозойских отложений Северного Прикаспия по данным бурения скважины 20 Песчаной площади. М.Н. Персиянцева, Н.Ф. Козлова (ред.) Геология, разработка и обустройство нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбург: «ИПК Южный Урал», 73-86.
- Жаймина В.Я., Бивтюшкин В.М., Фазылов Е.М., Мусина Е.С., Шабалина Л.В., Приходько Д.В. (2017) Верхнедевонско-каменноугольные рифогенные постройки в горах Большой Каратау (Южный Казахстан). Путеводитель Международной полевой экскурсии Алматы-Туркестан, ТОО «378», 188 с.
- Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б. (2002) Зональное расчленение серпуховского яруса по фораминиферам. Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 183-192.
- Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б. (2005) Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам. Бюл. МОИП. Отд. геол., 80(2), 33-59.
- Малахова Н.П. (1956) Фораминиферы известняков р. Шартымки на Южном Урале. Сборник по вопросам стратиграфии, 3. Свердловск: (Труды Горно-гео-

- логического института. УФ АН СССР. Вып. 24). 26-71.
- 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.
- Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Коновалова В.А. (2010) Серпуховский ярус в разрезе Верхняя Кардаилловка, Южный Урал. Стратигр. Геол. коррел., **18**(3), 45-65.
- Плюснина А.А., Иванова Р.М. (1983) Серпуховский ярус восточного склона среднего и Южного Урала. Бюл. МОИП. Отд. геол. **58**(4), 72-80.
- Плюснина А.А., Иванова Р.М., Девингталь В.В. (1979) Опорные разрезы серпуховского яруса на восточном склоне Среднего Урала. Опорные разрезы карбона Урала. Сборник по вопросам стратиграфии (26). Свердловск: УНЦ АН СССР, 85-94.
- Пономарева Г.Ю. (2010) Палеонтологическое обоснование границ горизонтов визейского и серпуховского ярусов в типовом разрезе "Ладейный Лог". Геология и нефтегазосность северных районов Урало-Поволжья: Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого. Пермь: Пермский гос. ун-т, 74-93.
- Попова З.Г., Рейтлингер Е.А. (1973) Foraminifera. Стратиграфия и фауна каменноугольных отложений реки Шартым (Южный Урал) Львов: Вища школа, 48-75.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий (2003). А.И. Жамойда (ред.) СПб.: ВСЕГЕИ, (34), 48.
- Рейтлингер Е.А. (1949) Мелкие фораминиферы нижней части среднего карбона Среднего Урала и Прикамья. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., (6), 149-164.
- Рейтлингер Е.А. (1956) Новое семейство Lasiodiscidae. Вopr. микропалеонтол., (1), 69-78.
- 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. (2009) Палеонтологическое обоснование горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона в стратотипе по реке Худолаз. Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Материалы Международного полевого совещания "Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России". Южноуральская сессия. Уфа – Сибай, 13–18 августа 2009 г. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 97-128.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 151 с.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. (1980) Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР. 123 л. схем.
- Щербаков О.А., Девингталь В.В. (1980) Схема стратиграфии каменноугольных отложений Урала. Ч. I. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 116-152.
- Щербаков О.А., Постоялко М.В., Щербакова М.В., Чувашов Б.И., Кучева Н.А., Степанова Т.И. (1994) Схема стратиграфии каменноугольных отложений Урала. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Материалы и решения Четвертого Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск, 1990). Екатеринбург: "Уральская геологосъемочная экспедиция", 97-127.
- Щербаков О.А., Постоялко М.В., Щербакова М.В., Чувашов Б.И., Черепанова Н.А., Лядова Р.А., Пазухин В.Н., Грабежева Т.Г., Степанова Т.И. (1990) Проблемные вопросы стратиграфии карбона Урала. Проблемы стратиграфии Урала. Каменноугольная и пермская системы. Свердловск: УрО АН СССР, 1-29.
- Эйноор О.Л. (1973) Стратиграфия. Стратиграфия и фауна каменноугольных отложений реки Шартым (Южный Урал). Львов: Вища школа.
- Brenckle P.L., Collins J.F. (2017) A chronostratigraphic framework for the Carboniferous Kashagan buildup, Pre-Caspian Basin, Kazakhstan. *Stratigraphy*, **14**(1-4), 15-34.
- Brenckle P.L., Milkina N.V. (2003) Foraminiferal timing of carbonate deposition on the late Devonian (Famennian)-Middle Pennsylvanian (Bashkirian) Tengiz Platform, Kazakhstan. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **109**(2), 131-158.
- Cózar P., Medina-Varea P. Somerville I.D., Vachard D., Rodríguez, S., Said, I. (2014) Foraminifers and conodonts from the late Viséan to early Bashkirian succession in the Saharan Tindouf Basin (southern Morocco): biostratigraphic refinements and implications for correlations in the western Palaeotethys. *Geol. J.*, **49**, 271-302. DOI: 10.1002/gj.2519
- Cozar P., Said, I., Somerville I.D., Vachard D., Medina-Varea P., Rodríguez S., Berkhlí M. (2011) Potential foraminiferal markers for the Viséan–Serpukhovian and Serpukhovian–Bashkirian boundaries – a case-study from Central Morocco. *J. of Paleontol.*, **85**(6), 1105-1127.
- Cózar P., Sanz-López, J., Blanco-Ferrera S. (2015) Late Viséan-Serpukhovian lasiodiscid foraminifers in Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, NW Spain): Potential biostratigraphic markers for the Viséan-Serpukhovian boundary. *Geobios*, (48), 213-238. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2015.02.006>
- Cozar P., Somerville I.D. (2014) Latest Viséan–Early Namurian (Carboniferous) foraminifers from Britain: implications for biostratigraphic and glacioeustatic correlations. *Newslett. Stratigr.*, **47**, 355-367. DOI: 10.1127/nos/2014/0052
- Cózar P., Somerville I.D. (2016) Problems correlating the late Brigantian–Arnsbergian Western European sub-stages within northern England. *Geol. J.*, **51**, 817-840. DOI: 10.1002/gj.2700
- Cozar P., Somerville I.D., Burgess I. (2010) Foraminiferal, calcareous algal and problematica assemblages from the Mississippian Lower Limestone Formation in the Midland Valley, Scotland. *Earth Environment. Sci. Transact. Royal Soc. Edinburgh*, **100**, 297-309.
- Cozar P., Somerville, I.D., Sanz-López J., Blanco-Ferrera S. (2016) Foraminiferal biostratigraphy across the Viséan/Serpukhovian boundary in the Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, Spain). *J. Foraminifera Res.*, **46**(2), 171-192.
- Gibshman N.B. (2001) Foraminiferal biostratigraphy of the Serpukhovian Stage Stratotype (Zaborie quarry, Moscow Basin). *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **19**, 31-34.
- Gibshman N.B., Baranova D.V. (2007) The foraminifers

- Janischewskina* and “*Millerella*,” and their evolutionary patterns and biostratigraphic potential for the Viséan–Serpukhovian boundary. Proceedings of 15th International Congress on Carboniferous and Permian. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Amsterdam, 269–281.
- Gibshman N.B., Kabanov P.B., Alekseev A.S., Goreva N.V., Moshkina M.A. (2009) Novogurovsky Quarry – Upper Viséan and Serpukhovian. *Type and reference Carboniferous sections in the south part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of International Field Meeting of the I. U. G. S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy*. Moscow: PIN RAN, 13–44.
- Groves J.R., Wang Y., Qi Y.P., Richards B.C., Ueno K., Wang X.D. (2012) Foraminiferal biostratigraphy of the Viséan–Serpukhovian (Mississippian) boundary interval at slope and platform sections in southern Guizhou (South China). *J. Paleontol.*, (86), 753–774.
- Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B., Gabdullin R.R., Bershov A.V. (2016) The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia). Pt. 1. Sequences, disconformities, and biostratigraphic summary. *Geol. J.*, (51), 163–194. DOI: 10.1002/gj.2612
- Kulagina E.I. (2017) Evolution of Asteroarchaediscidae A. Miklukho-Maclay, 1957 in the Carboniferous. *Paleontol. J.*, **51**(7), 18–28. DOI: 10.1134/S0031030117070061
- Kulagina E.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V. (2008). Foraminifer-based correlation of the Chesterian Stage in the Mississippian type region, Illinois, USA, to the Serpukhovian of Russia. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **26**, 14–18.
- Kulagina E., Nikolaeva S., Pazukhin V. and Kochetova N. (2014) Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Mid-Carboniferous boundary beds in the Muradymovo section (South Urals, Russia). *Geol. Magaz.*, **151**(2), 269–298. DOI: 10.1017/S0016756813000599.
- Kullmann J., Nikolaeva S.V. (2003) A global review of the Serpukhovian biostratigraphy. *Newslett. Stratigr.*, **39**(2/3), 101–132.
- Nikolaeva S.V., Alekseev A.S., Kulagina E.I., Gatovsky Yu.A., Ponomareva G.Yu., Gibshman N.B. (2019) An evaluation of biostratigraphic markers across multiple geological sections in the search for the GSSP of the base of the Serpukhovian Stage (Mississippian). *Palaeoworld*, <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2019.01.006>
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Gorozhanina E.N., Alekseev A.S., Konovalova V.A. (2017) Conodonts, ammonoids, foraminifers, and depositional settings of the Serpukhovian and Bashkirian in the Kugarchi section in the South Urals. *Stratigraphy*, **14**(1–4), 319–347. DOI:10.29041/strat.14(1–4), 319–347
- Ponomareva G.Yu., Alekseev A.S., Kossovaya O.L., Isakova T.N. (2015) Mariinsky Log Section. Serpukhovian, Bashkirian, Lower Moscovian. Middle Urals, Carboniferous and Permian Marine and Continental Successions. Field Trip Guidebook of XVIII International Congress of the Carboniferous and Permian. Perm, Printing House Aster, 66–91.
- Richards B.C., Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Alekseev A.S., Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Konovalova V.A., Goreva N.V., Joachimski M.M., Gatovsky Y.A. (2017) A candidate for the Global Stratotype Section and Point at the base of the Serpukhovian in the South Urals, Russia. *Stratigr. Geol. Correl.*, **25**(7), 697–758. DOI: 10.1134/S0869593817070036
- Sheng Q., Wang X., Brenckle P., Huber B.T. (2018) Serpukhovian (Mississippian) foraminiferal zones from the Fenghuangshan section, Anhui Province, South China: implications for biostratigraphic correlations. *Geol. J.*, **53**(1), 45–57. DOI: 10.1002/gj.2877
- Vachard D., Cózar P., Aretz M., Izart A. (2016) Late Viséan–Serpukhovian foraminifers in the Montagne Noire (France): biostratigraphic revision and correlation with the Russian substages. *Geobios*, **49**(6), 469–498. DOI:10.1016/j.geobios.2016.09.002
- Wang X. (2017) Annual report to ICS for 2016–2017. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 7–9. <http://carboniferous.stratigraphy.org/>
- Wang Q.L., Qi Y.P., Korn D., Chen J.T., Sheng Q.Y., Nemyrovska T.I. (2017) Progress on the Viséan–Serpukhovian boundary in South China and Germany. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 35–42. <http://carboniferous.stratigraphy.org/>

REFERENCES

- Aizenverg D.E., Astakhova T.V., Berchenko O.I., Brazhnikova N.Ye., Vdovenko M.V., Dunaeva N.N., Zernetskaya N.V., Poletayev V.I., Sergeeva M.T. (1983) *Verkhneserpukhovskii pod'yarus Donetskogo basseina: Paleontologicheskaya kharakteristika* [Upper Serpukhovian Substage in the Donets Basin: Paleontological Characteristics]. Naukova Dumka Publ. Kiev, 273 p. (In Russian)
- Akhmetshina L.Z., Gibshman N.B., Kuandykov B.M., Uskova N.A., Kononets V.I., Baimagambetov B.K., Kukhtinov D.A., Degtyareva L.V. (2007). *Atlas paleontologicheskikh ostatkov, mikrofatsii i obstanovok osadkonakopleniya famensko-kamennougol'nykh otlozhenii Prikaspiiskoi vpadiny (Kazakhstanskaya chast')* [Atlas of Fossil Remains, Microfacies, and Depositional Environments of the Famennian–Carboniferous Sediments of the Caspian Depression, Kazakhstan Segment]. Almaty, CMYC-OFFSET Publ., 476 p. (In Russian)
- Alekseev A.S., Kossovaya O.L., Goreva N.V. (2013) State and prospects for improving the General scale of the Russian Carboniferous system. *Obshchaya stratigraficheskaya shkala Rossii: Sostoyaniye i perspektivy obustroystva*. [General Stratigraphic Scale of Russia: State and prospects of development] All-Russian conference, Moscow, GIN RAS, 165–177.
- Brazhnikova N.E., Jartzeva M.V. (1956) On the question about the evolution of the genus *Monotaxis* *Voprosy Mikropaleontologii*, (1), 62–68. (In Russian)
- Brenckle, P.L., Collins, J.F., 2017, A chronostratigraphic framework for the Carboniferous Kashagan buildup, Pre-Caspian Basin, Kazakhstan. *Stratigraphy*, **14**(1–4), 15–34.
- Brenckle P.L., Milkina N.V. (2003) Foraminiferal timing of carbonate deposition on the late Devonian (Famennian)–Middle Pennsylvanian (Bashkirian) Tengiz Platform, Kazakhstan. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **109**(2), 131–158.
- Cózar P., Medina-Varea P., Somerville I.D., Vachard D., Rodríguez S., Said I. (2014) Foraminifers and conodonts from the late Viséan to early Bashkirian succession in the Saharan Tindouf Basin (southern Morocco): biostratigraphic refinements and implications for correlations in the western Palaeotethys. *Geol. J.*, **49**, 271–302. DOI: 10.1002/gj.2519
- Cozar P., Said I., Somerville I.D., Vachard D., Medina-Varea P.,

- Rodríguez S., Berkhli M. (2011) Potential foraminiferal markers for the Viséan-Serpukhovian and Serpukhovian-Bashkirian boundaries – a case-study from Central Morocco. *J. Paleontol.*, **85**(6), 1105-1127.
- Cózar P., Sanz-López J., Blanco-Ferrera S. (2015) Late Viséan-Serpukhovian lasiodiscid foraminifers in Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, NW Spain): Potential biostratigraphic markers for the Viséan-Serpukhovian boundary. *Geobios*, **48**, 213-238. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2015.02.006>
- Cozar P., Somerville I.D. (2014) Latest Viséan-Early Namurian (Carboniferous) foraminifers from Britain: implications for biostratigraphic and glacioeustatic correlations // *Newslett. Stratigr.*, **47**, 355-367. DOI: 10.1127/nos/2014/0052
- Cózar P., Somerville I.D. (2016) Problems correlating the late Brigantian-Arnsbergian Western European substages within northern England. *Geol. J.*, **51**, 817-840. DOI: 10.1002/gj.2700
- Cozar P., Somerville I.D., Burgess I. (2010) Foraminiferal, calcareous algal and problematica assemblages from the Mississippian Lower Limestone Formation in the Midland Valley, Scotland. *Earth. Environment. Sci. Transact. Royal Soc. Edinburgh*, **100**, 297-309.
- Cozar P., Somerville I.D., Sanz-Lopé, J., Blanco-Ferrera S. (2016) Foraminiferal biostratigraphy across the Viséan/Serpukhovian boundary in the Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, Spain). *J. Foraminiferal Res.*, **46**(2), 171-192.
- Garan' I.M., Postoyalko M.V. (1975) On Low Carboniferous stratigraphy of the Middle Urals. *Kamennougol'nyye otlozheniya na Urale. Sbornik po voprosam stratigrafii*. [Carboniferous deposits on the Urals. Collection on stratigraphy problems] V. **25**. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR. 47-67. (In Russian)
- Gibshman N.B. (2001) Foraminiferal biostratigraphy of the Serpukhovian Stage Stratotype (Zabor'e Quarry, Moscow Basin). *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **19**, 31-34.
- Gibshman, N.B. (2003) Foraminifers from the Serpukhovian Stage Stratotype, the Zabor'e Quarry (Moscow Region). *Stratig. Geol. Correl.*, **11**(1), 36-60.
- Gibshman N.B., Baranova D.V. (2007) The foraminifers *Janischewskina* and "*Millerella*," and their evolutionary patterns and biostratigraphic potential for the Viséan-Serpukhovian boundary. Proceedings of 15th International Congress on Carboniferous and Permian, Royal Netherlands Academy Arts and Sciences: Amsterdam, 269-281.
- Gibshman N.B., Kabanov P.B., Alekseev A.S., Goreva N.V., Moshkina M.A. (2009) Novogurovsky Quarry – Upper Viséan and Serpukhovian. Type and reference Carboniferous sections in the south part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of International Field Meeting of the I. U. G. S. Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy. Moscow, PIN RAN, 13-44.
- Gibshman N.B., Vevel Ya.A., Zaytseva E.L., Stepanova T.I. (2018) Foraminifera of the genus *Janischewskina* Mikhailov, 1935 emend. Mikhailov, 1939: morphology, areal and biostratigraphy of Viséan and Serpukhovian stages. *Trudy XVII Vseros. Mikropaleontol. Konf. "Sovremennaya mikropaleontologiya – problem i perspektivy"* [Proc. of XVII All-Russian Micropaleontological Meeting "Modern Micropaleontology – Problems and Prospects"]. Moscow, PIN RAN, 28-33. (In Russian) www.ginras.ru/materials/files/kazan2018_trudy.pdf
- Gorozhanina E.N., Dnistrianskii V.I., Poberezhskii S.M., Gorozhanin V.M., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Kochetova N.N., Remizova S.T., Chibrikova E.V. (2007) The reference section of the Paleozoic deposits of the northern Cis-Caspian based on the drilling log of Borehole 20 of the Peschanaya Field. *Geologiya, razrabotka i obustroistvo neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy Orenburgskoi oblasti. Nauchnye Trudy OAO IPK "Yuzhnyi Ural"* [Geology, exploration and arrange of Orenburg area petrole deposits. Proc. IPK "The, Southern Urals", (4), 73-86. (In Russian)]
- Groves J.R., Wang Y., Qi Y.P., Richards B.C., Ueno K., Wang X.D. (2012) Foraminiferal biostratigraphy of the Viséan-Serpukhovian (Mississippian) boundary interval at slope and platform sections in southern Guizhou (South China). *J. Paleontol.*, **86**, 753-774.
- Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B., Gabdullin R.R., Bershov A.V. (2016) The upper Viséan-Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia): Pt 1. Sequences, disconformities, and biostratigraphic summary. *Geol. J.*, **51**, 163-194. DOI: 10.1002/gj.2612
- Kulagina E.I. (2017) Evolution of Asteroarchaediscidae A. Miklukho-Maclay, 1957 in the Carboniferous. *Paleontol. J.* **51**(7), 18-28. DOI: 10.1134/S0031030117070061
- Kulagina E.I., Gibshman N.B. (2002) Zonal subdivision of the Serpukhovian Stage based on foraminifers. *Stratigrafiya i paleogeografiya karbona Evrazii* [Carboniferous Stratigraphy and Paleogeography of Eurasia]. IGG UrO RAN, Yekaterinburg, 183-192. (In Russian)
- Kulagina E.I., Gibshman N.B. (2005) General foraminiferal zonation of the Lower Carboniferous in Russia. *Bull. MOIP, Otd. geol.* **80**(2), 35-59. (In Russian)
- Kulagina E.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V. (2008) Foraminifer-based correlation of the Chesterian Stage in the Mississippian type region, Illinois, USA, to the Serpukhovian of Russia. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **26**, 14-18.
- Kulagina E., Nikolaeva S., Pazukhin V., Kochetova N. (2014) Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Mid-Carboniferous boundary beds in the Muradymovo section (South Urals, Russia). *Geol. Magaz.*, **151**(2), 269-298. DOI: 10.1017/S0016756813000599
- Kullmann J., Nikolaeva S.V. (2003) ФА global review of the Serpukhovian biostratigraphy. *Newslett. Stratigr.* **39**(2/3), 101-132.
- Malakhova N.P. (1956) Foraminifers of the Shartymka River limestones in the Southern Urals *Sbornik po voprosam stratigrafii* **3**. [Collection on Stratigraphy No 3]. Sverdlovsk: Trudy GGI UF AN SSSR V. 24, 26-71. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) Eastern zones of Middle Urals in Carboniferous (evolution of depositional basins and paleotectonic features). *Litosfera*. (4), 107-126. (In Russian)
- Nikolaeva S.V., Alekseev A.S., Kulagina E.I., Gatovsky Yu.A., Ponomareva G.Yu., Gibshman N.B. (2019) An evaluation of biostratigraphic markers across multiple geological sections in the search for the GSSP of the base of the Serpukhovian Stage (Mississippian). *Palaeoworld*, <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2019.01.006>
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Gorozhanina E.N., Alekseev A.S., Konovalova V.A. (2017) Conodonts, ammonoids, foraminifers, and depositional settings of the Serpukhovian and Bashkirian in the Kugarchi Section in the South Urals. *Stratigraphy*, **14**(1-4), 319-347. DOI:10.29041/strat.14.1-4.319-347

- Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Kochetova N.N., Nikolaeva S.V., Konovalova V.A. (2010) The Serpukhovian Stage in the Verkhnyaya Kardailovka Section, South Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **18**(3), 269-289.
- Plyusnina A.A., Ivanova R.M. (1983) Serpukhovian Stage of the eastern slope of the Middle and Southern Urals. *Bull. MOIP, Otd. geol.*, **58**(4), 72-80. (In Russian)
- Plyusnina A.A., Ivanova R.M., Devingtal' V.V. (1979) Serpukhovian Key Sections on the eastern slope of the Middle Urals. *Opornyye razrezy karbona Urala. Sbornik po voprosam stratigrafii № 26*. [Key Sections of Urals Carboniferous. Collection on Stratigraphy No 26.] Sverdlovsk: UNTS AN SSSR, 85-94. (In Russian)
- Ponomareva G.Yu. (2010). Paleontological substantiation of the boundaries of the Viséan and Serpukhovian horizons in a typical section "Ladeynyi Log". *Geologiya i neftegazonosnost' severnykh rayonov Uralo-Povolzh'ya: Materialy Vseros. nauch.-prakt. Konf., posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya prof. P.A. Sofronitskogo*. [Geology and petroleum potential of the Ural-Volga region northern area. Proc. All-Russian sci.-pract. Conf. to 100-th anniversary of prof P.A. Sofronitsky birth]. Perm: Perm State University, 74-93. (In Russian)
- Ponomareva G.Yu., Alekseev A.S., Kossovaya O.L., Isakova T.N. (2015) Mariinsky Log Section. Serpukhovian, Bashkirian, Lower Moscovian. G.Yu. Ponomareva, O.L. Kossovaya, I.S. Khopta (Eds.), Middle Urals, Carboniferous and Permian Marine and Continental Successions. Field Trip Guidebook of XVIII International Congress of the Carboniferous and Permian, Kazan 2015. Perm: Printing House Aster, 66-91.
- Postanovleniya Mezhdunarodnogo stratigraficheskogo komiteta i yego postoyannykh komissiy (2003) A.I. Zhamoyda (red.) [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees] SPb.: VSEGEI, (34), 48p. (In Russian)
- Reitlinger E.A. (1949) Melkie foraminifery nizhnego chasti srednego karbona Srednego Urala i Prikamya [Smaller foraminifers in the lower part of the Middle Carboniferous in the Central Urals and Prikamye] *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Ser. geol.*, (6), 149-164. (In Russian)
- Reitlinger E.A. (1956) Novoe semeystvo Lasiodiscidae [Lasiodiscidae, a new family]. *Voprosy mikropaleontologii*, (1), 69-78. (In Russian)
- Richards B.C., Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Alekseev A.S., Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Konovalova V.A., Goreva N.V., Joachimski M.M., Gatovsky Y.A. (2017) A candidate for the Global Stratotype Section and Point at the base of the Serpukhovian in the South Urals, Russia. *Stratigr. Geol. Correl.*, **25**(7), 697-758. DOI: 10.1134/S0869593817070036
- Shcherbakov O.A., Devingtal' V.V. (1980) Scheme of the Carboniferous stratigraphy of the Urals. Part I. Ob'yasnitel'naya zapiska k unifitsirovannym i korrelyatsionnym stratigraficheskim skhemam Urala [Explanatory note to the unified and correlation stratigraphic schemes of the Urals], Sverdlovsk, UNTS AN SSSR, 116-152. (In Russian)
- Shcherbakov O.A., Postoyalko M.V., Shcherbakova M.V., Chuvashov B.I., Kucheva N.A., Stepanova T.I. (1994) Stratigraphic Scheme of the Carboniferous of the Urals. Explanatory Note to Ural Stratigraphic Schemes (Precambrian, Paleozoic) Skhema stratigrafii kamennougol'nykh otlozheniy Urala. *Materialy i resheniya Chetvertogo Ural'skogo mezhdunarodnogo stratigraficheskogo soveshchaniya* [Materials and Solutions of the Fourth Ural Interdepartmental Stratigraphic Meeting] (Sverdlovsk, 1990). Ekaterinburg, Ural'skaya geologos'yemochnaya ekspeditsiya, 97-127. (In Russian)
- Shcherbakov O.A., Postoyalko M.V., Shcherbakova M.V., Chuvashov B.I., Cherepanova N.A., Lyadova R.A., Pazukhin V.N., Grabezheva T.G., Stepanova T.I. (1990) Problematic issues of Ural Carboniferous stratigraphy. *Problemy voprosy stratigrafii karbona Urala. Kamennougol'naya i perm'skaya sistemy*. [Problems of the Ural stratigraphy. Carboniferous and Permian systems], Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 1-29. (In Russian)
- Sheng Q., Wang X., Brenckle P., Huber B.T. (2018) Serpukhovian (Mississippian) foraminiferal zones from the Fenghuangshan section, Anhui Province, South China: implications for biostratigraphic correlations. *Geol. J.*, **53**(1), 45-57. DOI: 10.1002/gj.2877
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006) The "Khudolaz" Section as a stratotype of horizons of a Subregion Scheme of the Lower Carboniferous deposits of the Urals Eastern Slope. *Litosfera*, (1), 45-75.
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2009) Paleontological substantiation of the Serpukhovian horizons of the Eastern Uralian subregion in the stratotype section on the Khudolaz River. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy. Yuzhnoural'skaya sessiya: Materialy Mezhdunarodnogo polevogo soveshchaniya* "The Historical Type Sections, Proposed and Potential GSSPs of the Carboniferous in Russia" Ufa DesignPolygraphService Publ. 97-128.
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) [Stratigraphic Schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Ekaterinburg. IGG UrO RAN, 151 p. (In Russian)
- Stratigrafiya i fauna kamennougol'nykh otlozheniy reki Shartym (Yuzhnyy Ural)* [Stratigraphy and fauna of the Carboniferous deposits of the Shartym River (South Ural)] (Ed.) E.L. Eynor. (1973) L'vov, Vishcha shkola, 184 p. (In Russian)
- Unifitsirovannyye i korrelyatsionnyye stratigraficheskiye skhemy Urala* [Unified and correlation stratigraphic schemes of the Urals]. (1980) Sverdlovsk, UNTS AN SSSR. (In Russian)
- Vachard D., Cózar P., Aretz M., Izart A. (2016) Late Viséan-Serpukhovian foraminifers in the Montagne Noire (France): biostratigraphic revision and correlation with the Russian substages. *Geobios*, **49**(6), 469-498. DOI:10.1016/j.geobios.2016.09.002
- Wang X. (2017) Annual report to ICS for 2016-2017. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 7-9. <http://carboniferous.stratigraphy.org/>
- Wang Q.L., Qi Y.P., Korn D., Chen J.T., Sheng Q.Y., Nemyrovska T.I. (2017) Progress on the Viséan-Serpukhovian boundary in South China and Germany. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 35-42. <http://carboniferous.stratigraphy.org/>
- Zhaimina V.Ya., Bivtyshkin V.M., Fazylov E.M., Musina E.S., Shabalina L.V., Prihod'ko D.V. (2017) Upper Devonian-Carboniferous Reef Buildups of the Bolshoi Karatau Mountains (South Kazakhstan). *Field Trip Guidebook for the International Field Meeting of the I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy*. Almaty-Turkestan. August 15-22, 2017. Almaty, 378. 188 p. (In Russian and English)

Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Илыч, Северный Урал)

Е. С. Пономаренко¹, Р. М. Иванова²

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

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 04.10.2019 г., принята к печати 05.11.2019 г.

Объект исследования. Разрез Молебен-Из на р. Илыч (Северный Урал), сложенный породами верхней части московского (мячковский горизонт) и касимовским ярусами каменноугольной системы. **Материал и методы.** Работа основывается на изучении состава и строения пород и заключенных в них органических остатков в 49 образцах. **Результаты.** Верхняя часть московского яруса представлена чередующимися органогенными песчаниками и биокластовыми известняками с редкими прослоями вторичных доломитов и кремней. В трех слоях встречены образования *Microcodium*, свидетельствующие о трех эпизодах субаэриальной экспозиции. Нижняя граница касимовского яруса, совпадающая с нижней границей верхнего отдела каменноугольной системы, проводится по появлению разнообразных фузулинид рода *Usvaella* и первого появления фузулинид родов *Eowariengella*, *Dagmarella* и *Kanmeraia*, поскольку представители *Pulchrellinae* являются доминантными видами в разрезах северо-востока Европейской части России, а также в Канаде и США на этом стратиграфическом интервале. Авторы в основании касимовского яруса выделяют биозону *Kanmeraia ozawai* – *Usvaella usvae*, как наиболее отвечающую составу фауны. Касимовский ярус представлен отложениями орловского и кержакковского горизонтов. Отложения орловского горизонта яруса сложены в нижней части чередующимися органогенными песчаниками и биокластовыми известняками, а в верхней – биогермными и пелитоморфными известняками. Установлено два уровня развития биогермных пород, что свидетельствует о двух фазах образования органогенных построек. Средняя часть касимовского яруса (отложения зоны *Montiparus montiparus*) в изученном разрезе не установлена, что, вероятно, связано с перерывом в осадконакоплении. Верхнекасимовские отложения (кержакковский горизонт) представлены сильно окремненными мшанковыми известняками. Эти породы представляют собой хороший маркирующий горизонт, распространенный на Северном Урале и, отчасти, на гряде Чернышева. **Вывод.** Разрез Молебен-Из отражает ряд биологических и геологических событий, среди которых особенно выделяются появление новых родов *Pulchrellinae* и маркирующий горизонт в основании кержакковского горизонта.

Ключевые слова: Северный Урал, московский ярус, касимовский ярус, стратиграфия, карбонатные породы, корреляция

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках проектов Государственной программы № АААА-А17-117121270034-3 и темы № АААА-А18-118052590025-8 (Государственного задания ИГТ УрО РАН), а также при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 18-5-5-31 и № АААА-А18-118052590031-9.

Kasimovian stage in the Moleben-Iz section (Ilych River, Northern Urals)

Evgeny S. Ponomarenko¹, Rimma M. Ivanova²

¹N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 04.10.2019, accepted 05.11.2019

Research subject. This study is devoted to the Moleben-Iz section on the Ilych River (Northern Urals) composed of Upper Moscovian (Myachkovian horizon) and Kasimovian rocks. **Material and methods.** The composition of rock and fossil inclusions in 49 samples was investigated. **Results.** The upper part of the Moscovian is represented by an alternation of bioclastic grainstones and packstones with rare interlayers of dolostones and cherts. *Microcodium* structures were found in three layers, which is indicative of three episodes of sub-aerial exposure. The Kasimovian lower boundary, which coincides with that of the Upper Carboniferous, is outlined by the appearance of diverse fusulinids of the *Usvaella* genus, as well as by the first

Для цитирования: Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. (2020) Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, 20(3), 341–362. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-341-362

For citation: Ponomarenko E.S., Ivanova R.M. (2020) Kasimovian stage in the Moleben-Iz section (Ilych River, Northern Urals). *Lithosphere*, 20(3), 341–362. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-341-362

appearance of *Eowariengella*, *Dagmarella*, and *Kanmeria* genera, since *Pulchrellinae* representatives dominate across this stratigraphic interval in northern-eastern sections of the European part of Russia, as well as in Canada and USA. At the base of the Kasimovian stage, the authors distinguished the *Kanmeria ozawai* – *Usvaella usvae* biozone as being most consistent with the fauna composition. The Kasimovian is represented by the deposits of the Orlovskian and Kerzhakovian horizons. The deposits of the Orlovskian horizon are composed, in its lower part, by alternating grainstones and packstones, and, in its upper part, by boundstones and lime mudstones. Two levels of the development of biohermal rocks were established, representing two phases of organic buildup formation. The middle part of the Kasimovian (*Montiparus montiparus* zone) in the studied section was not established, which is likely to have resulted from a break in sedimentation. Upper Kasimovian deposits (Kerzhakovian horizon) are represented by highly silicified bryozoans packstones. These rocks serve as an excellent marking horizon, which is typical of the Northern Urals and partly of the Chernyshev Ridge. **Conclusion.** The Moleben-Iz section represents a range of biologic and geologic events, out of which the appearance of new *Pulchrellinae* genera and a marking horizon at the base of Kerzhakovian horizon are the most notable events.

Keywords: Northern Urals, Moscovian, Kasimovian, Stratigraphy, carbonate rocks, correlation

Funding information

This work was carried out as part of the State program projects No. AAAA-A17-117121270034-3 and themes No. AAAA-A18-118052590025-8 (State assignment of the IGG UB RAS), as well as with partial financial support from the Basic Research Programm of the Ural Branch of RAS, projects No. 18-5-5-31 and No. AAAA-A18-118052590031-9.

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to Dr. A.I. Antoshkina, Dr. G.A. Mizens, and Ph.D. T.N. Isakova for advice and recommendations when writing this paper. Oriented thin-sections were made by P.E. Shmyrov (grinding workshop of the N.P. Yushkin Institute of Geology), for which we express our gratitude to him.

ВВЕДЕНИЕ

Отложения касимовского яруса широко распространены на севере Урала и сопредельных территориях, причем имеют неоднородное строение. В основном они представлены открыто-морскими биокластовыми и биоморфными известняками с кремнями, но встречаются также рифогенные образования (разрезы Верхние Ворота на р. Щугор, Ош-Ёль на р. Косью, Молебен-Из на р. Илыч) и темно-серые известняки с черными аргиллитами и кремнями (разрез Нижние Ворота на р. Щугор). При этом имеется много нерешенных вопросов, касающихся стратиграфии касимовского яруса на Урале. Так, проведение нижней границы яруса, совпадающее с границей среднего и верхнего отделов каменноугольной системы, по первому появлению *Obsoletes* и массовому появлению *Protriticites* во многих случаях не выдерживается (Иванова, 2008).

Как известно, мощный толчок в познании стратиграфии каменноугольной системы был получен при изучении фауны фораминифер. Вероятно, первым разрезом в Печорской части Северного Урала, где с использованием фораминифер был выделен касимовский ярус и указана нижняя его граница, был разрез Молебен-Из на р. Илыч (Варсановьева, Раузер-Черноусова, 1960, с. 118). За последующие почти 60 лет указывались лишь находки *Obsoletes*

obsoletus в этом разрезе (Михайлова, 1974), но состав, строение и характерные органические остатки не описывались. Таким образом, целью настоящей работы являлось получение новых данных по стратиграфии и литологии пород касимовского яруса в разрезе Молебен-Из.

МАТЕРИАЛ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрез Молебен-Из (обн. 65; нумерация по (Варсановьева, 1940)) расположен на правом берегу р. Илыч примерно в 133 км от устья в нижней части правой протоки о-ва Молебен-Ди. В тектоническом отношении разрез приурочен к центральной части Анью-Шайтановской синклинали Верхнепечорского поперечного опускания (Юдин, 1994) (рис. 1). Он состоит из выходов на бечевнике и скал, как обрывающихся в воду, так и обнажающихся в лесу. В нижней части прибрежной скалы вскрыты плитчатые известняки, падающие на север 360° под углом около 30°. В средней и верхней частях обнажаются массивные рифогенные известняки, перекрывающиеся мощным слоем кремня (уступ в верхней части профиля II; см. рис. 1). По смене плитчатых известняков массивными ранее проводилась граница московского и касимовского ярусов (Варсановьева, Раузер-Черноусова,

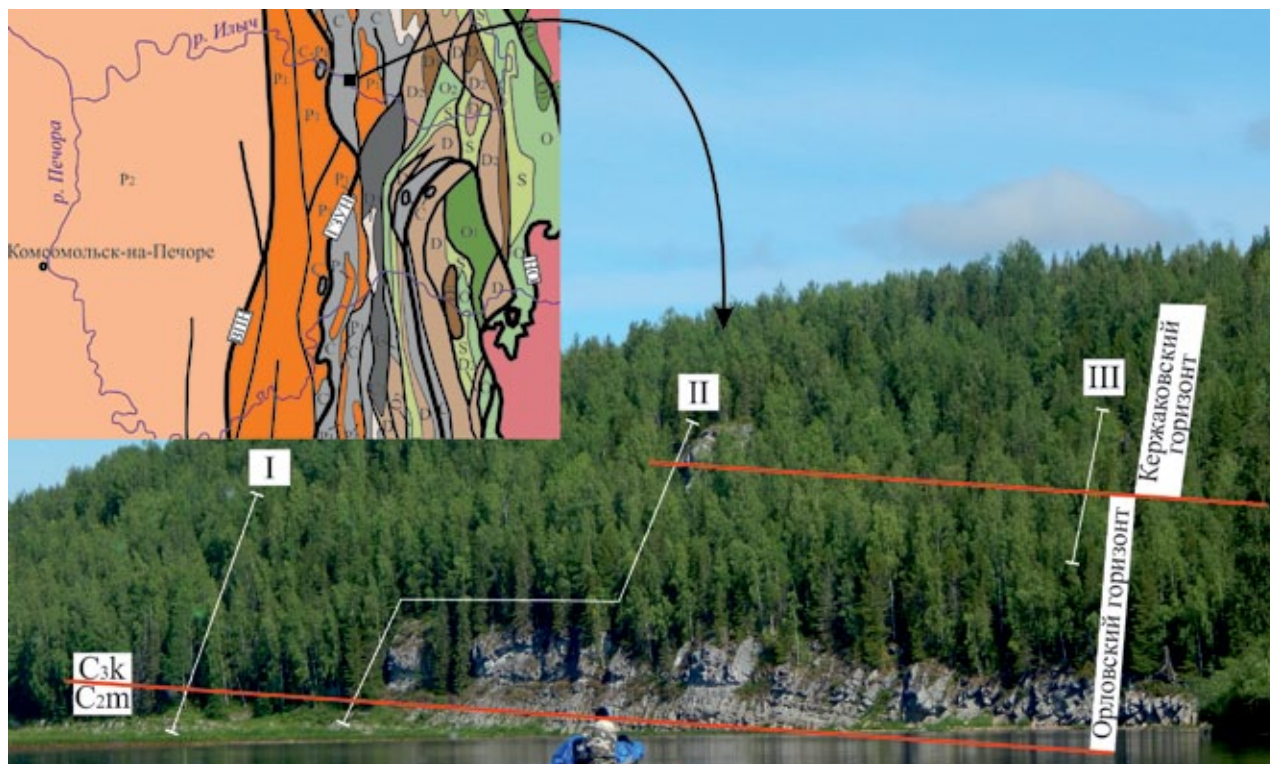


Рис. 1. Общий вид разреза Молебн-Из и расположение изученных профилей (I, II, III).
На врезке – геологическая карта (по: (Юдин, 1994)) с указанием расположения разреза.

Fig. 1. General view of the Moleben-Iz section and the location of the studied profiles (I, II, III).
On the insert there is a geological map (according to: (Yudin, 1994)) with indication of the section location.

ва, 1960). Нами изучение разреза осуществлялось по трем профилям, расположенным в разных частях обнажения (см. рис. 1). Корреляция профилей проводилась на основании следующих литологических маркеров: вторичные доломиты в слое 5, кремни в слое 6, появление массивных известняков в слое 8, окременная толща узловатых известняков в слое 19 (рис. 2).

Снизу вверх по разрезу Молебн-Из выделяются следующие слои.

1. Органогенные песчаники¹ плитчатого сложения, иногда косослоистые (падение слоистости на юг 180° под углом 30°). Характерны участки с многочисленными *Microcodium* (рис. 3а, б). Редко встречаются куполовидные колонии синрингопорид.

¹ Термином *органогенный песчаник* авторы обозначают механогенные известняки, более чем на 50% сложенные окатанными фрагментами органических остатков песчаной размерности (в отличие от *известняковых песчаников*, которые состоят из окатанных обломков известняков). В классификации Дж. Данэма (Dunham, 1962) частично соответствует термину *грейнстоун*. Органогенные песчаники представляют собой литифицированные аналоги современных мелководных “органогенных песков” (organic sands).

Верхняя поверхность эрозионная. Мощность 2.0 м.

2. Известняки биокластовые с пелитоморфным цементом. Среди органических остатков отмечены раковины фораминифер *Tolypammina* sp., *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, фрагменты водорослей *Claracrusta cotenoides* (Homann), *Pseudostacheoides loomisi* Petryk et Mamet, членики криноидей, раковины остракод и обломки *Tubiphytes*. Мощность 1.0 м.

3. Органогенный гравелито-песчаник. Отдельными прослоями встречаются многочисленные окатанные фрагменты пластин *Palaeoaplysina moscovica* Vachard et Kabanov (см. рис. 3б, табл. 1 – фиг. 10). Кроме того, встречаются раковины фузулинид *Eos. obscura* (Lee et Chen), *Parastaffella preobrajenskyi* (Dutk.), *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. praebocki* Raus. (см. табл. 1 – фиг. 3, 4), фрагменты талломов водорослей *Claracrusta catenoides* (Homann), членики криноидей, раковины остракод и брахиопод, редкие пятна *Microcodium*. Верхняя граница слоя эрозионная. Мощность 1.0 м.

4. Известняки биокластовые с пелитоморфным цементом плитчатые (плитки по 15–30 см). Среди органогенного материала отмечаются фрагменты талломов водорослей *Claracrusra* sp., раковины

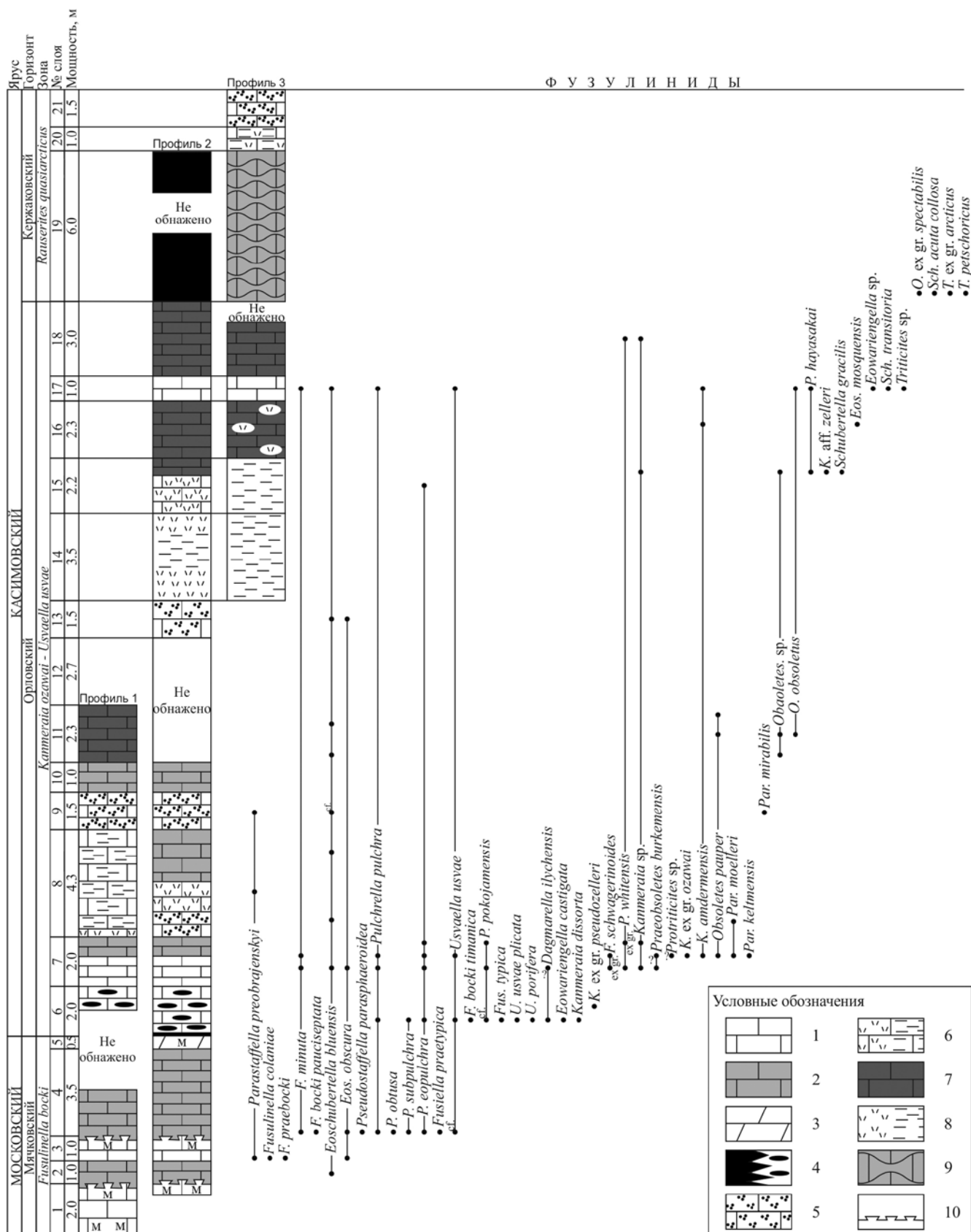


Рис. 2. Обобщенная литологическая колонка разреза Молебн-Из и стратиграфическое распространение фузулинад.

1 – органогенные песчаники и гравелито-песчаники, 2 – известняки биокластовые с пелитоморфным цементом, 3 – доломиты вторичные, 4 – пласти (слева) и желваки и линзы (справа) кремней, 5 – известняки сгустковые, 6 – известняки

биоморфные водорослевые (слева) и палеоаплизиновые (справа), 7 – известняки пелитоморфные, 8 – биоцементолиты водорослевые (слева) и палеоаплизиновые (справа), 9 – известняки глинистые узловые, 10 – эрозионные поверхности.

Fig. 2. The generalized lithological column of the Moleben-Iz section and the stratigraphic distribution of fusulinids.

1 – bioclastic granstones and rudstones, 2 – bioclastic packstones, 3 – dolostones, 4 – cherts beds (left) and nodules and lenses (right), 5 – clotted limestones, 6 – limestones algal (left) and palaeoaplysiniid (right) limestones, 7 – lime mudstones, 8 – algal (left) and palaeo-aplysiniid (right) biocementstones, 9 – clayey nodular limestones, 10 – erosional surfaces.

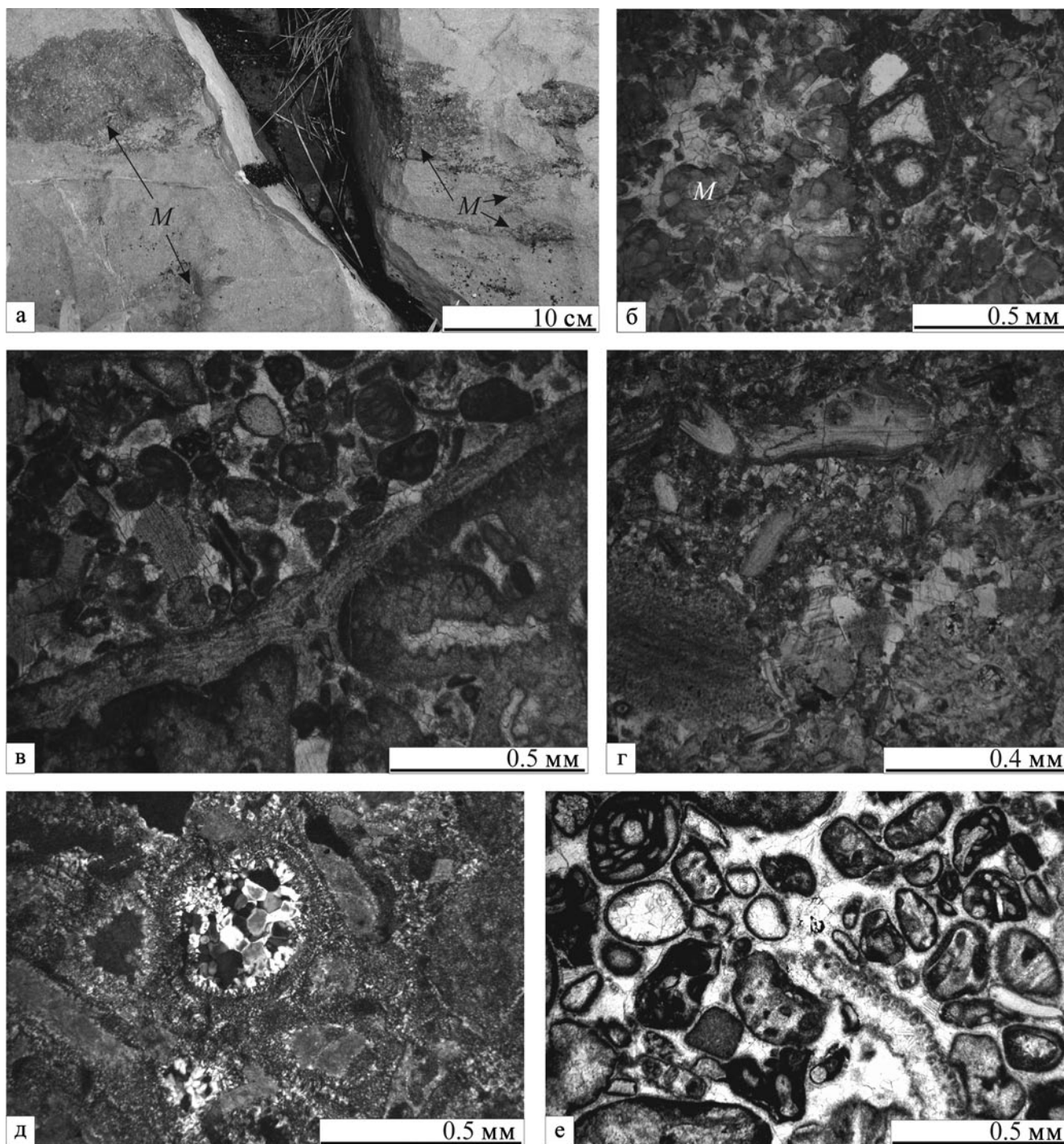


Рис. 3. Основные типы верхнемосковско-нижнекасимовских известняков.

а. Скопления *Microcodium* (M) в плитчатых органогенных песчаниках. Слой 1, С₂м. Полевое фото.

б. Микрофотография структур *Microcodium* (M). Слой 1, С₂м. Шлиф П-Ил65/1-2015. Большинство микрофото сделаны без анализатора, в поляризованном свете отмечены особо.

- в. Органогенный гравелито-песчаник. В нижней части – фрагмент пластины проблематичного гидроида *Palaeoaplysina* с обрастанием водорослей *Claracrusta catenoides* (Homann). Слой 3, C₂m. Шлиф П-Ил65/16-2015.
- г. Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом. Слой 7, C₃k. Шлиф П-Ил65/8-2015.
- д. Окремненный органогенный песчаник. Отмечаются не полностью окремненные членики криноидей. Николи скрещены. Слой 6, основание C₃k. Шлиф П-Ил65/5-2015.
- е. Органогенный песчаник с фрагментами зеленых дазикладовых водорослей *Epimastopora*. Слой 7, C₃k. Шлиф П-Ил65/7-2015.

Fig. 3. The main types of Upper Moscovian–Lower Kasimovian limestones.

- a. *Microcodium* (*M*) clusters in bedded grainstones. Layer 1, C₂m. The field photo.
- б. The photomicrograph of *Microcodium* (*M*) structures. Layer 1, C₂m. Thin-section П-Ил65/1-2015.
- в. Bioclastic rudstone/grainstone. In the lower part of a picture is problematic hydroid *Palaeoaplysina* incrusted with algae *Claracrusta catenoides* (Homann). Layer 3, C₂m. Thin-section П-Ил65/16-2015.
- г. Bioclastic packstone. Layer 7, C₃k. Thin-section П-Ил65/8-2015.
- д. Silicified bioclastic grainstone. Not fully silicified ossicle of crinoids are noted. Polarized light. Layer 6, At the base C₃k. Thin-section П-Ил65/5-2015.
- е. Bioclastic grainstones with fragments of green gasycladae algae *Epimastopora*. Layer 7, C₃k. Thin-section П-Ил65/7-2015.

фораминифер *Archasphaera* sp., *Eos. obscura* (Lee et Chen), *Pseudostaffella* sp., *Ps. parasphaeroidea* (Lee et Chen), *F. minuta* Grozd., *Fusiella pratyptica* (Raus.), *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), *P. ex gr. pulchra* (Raus. et Bel.), *P. obtusa* (Grozd.), *P. subpulchra* (Putrja), *P. eopulchra* (Raus.), *Usvaella* cf. *usvae* (Dutk.), *Globivalvulina* sp. (см. табл. 1 – фиг. 1, 2, 5–9), членики криноидей, створки брахиопод. Встречаются отдельные прослои с многочисленными *Palaeoaplysina moscovica* Vachard et Kabanov, единичные одиночные ругозы. Мощность 3.5 м.

5. Доломиты вторичные тонкозернистые светло-серые. Отмечаются теневые структуры фораминифер, гастропод, брахиопод. Характерны участки с *Microcodium*. Мощность 0.5 м.

6. Органогенные песчаники плитчатые (плитки по 0.4 м). В нижней части – прослой кремня (см. рис. 3д), простирающийся по всему обнажению. В верхней части слоя в профиле II встречены линзы светло-серого кремня. Органогенный материал представлен окатанными фрагментами раковин фораминифер *Kanameraia* ex gr. *pseudozelleri* Sol., *K. dissorta* Sol., *Usvaella* sp., *U. usvae* (Dutk.), *U. plicata* (Scham. et Scherb.), *U. porifera* (Rem.), *Dagmarella ilychensis* (Raus.), *Eowariengella* sp., *E. castigata* Sol., *Pulchrella* sp., *P. cf. pokojamensis* (Leb.), *P. pulchra* (Raus. et Bel.), *P. subpulchra* (Putrja), *P. eopulchra* (Raus.), *Schubertella* sp., *Fus. typica* Lee et Chen, *F. bocki timanica* Raus. (табл. 2 – фиг. 5, 6, 11–18), члеников криноидей, колоний мшанок, единичными обломками створок брахиопод. Мощность 2.0 м.

7. Известняки биокластовые с пелитоморфным цементом (см. рис. 3г) и органогенные песчаники (см. рис. 3е) плитчатые и линзовидно-плитчатые. Образуют выемку в скале. В основании этого слоя В.А. Варсановьева и Д.М. Раузер-Черноусова (1960) проводили границу московского и касимовского ярусов. В нижней части слоя (и в профиле I, и в профиле II) известняки при ударе молотком издают резкий запах H₂S. Органогенный материал часто ориентирован по слоистости, иногда по пологонаклонной косой слоистости. Он представлен окатанными фрагментами члеников криноидей,

колоний мшанок, талломов водорослей, раковин фузулинид, остракод, пластин палеоаплизинид. Встречаются единичные фрагменты колоний кораллов. Комплекс фораминифер разнообразный и включает *Pulchrella* sp., *P. eopulchra* (Raus.), *P. pulchra* (Raus. et Bel.), *P. cf. pulchra* (Raus. et Bel.), *P. pokojamensis* (Leb.), *P. whitensis* (Ross et Sabins), *P. ex gr. whitensis* (Ross et Sabins), *U. usvae* (Dutk.), *Kanameraia* sp., *K. ex gr. ozawai* Sol., *K. amdermensis* Sol., *Eoschubertella* sp., *Eos. bluensis* Ross et Sabins, *Eos. obscura* (Lee et Chen), *Fusulinella. minuta* Grozd., *F. schwagerinoides* Deprat, *F. ex gr. schwagerinoides* Deprat, *Praeobsoletes burkemensis* (Vol.), *Pr. (?) burkemensis* (Vol.), *Protriticites (?)* sp., *Obsoletes pauper* Volozh., *Dagmarella (?) ilychensis* (Raus.), *Parastaffella moelleri* (Ozawa), *P. keltmensis* Raus., *Pseudendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Tolypammina* sp., *Globivalvulina* sp. *Bradyina* cf. *grandiosa* Конов (см. табл. 2 – фиг. 3, 4, 7–10; табл. 3 – фиг. 1–13). Среди водорослей отмечены *Eogonophyllum johnsoni* Kon. et Wray, *Epimastopora* sp., *Pseudoepimastopora* sp., *Stacheoides meandriformis* Mamet et Rudl (см. табл. 3 – фиг. 14, 15). Мощность 2.0 м.

8. Массивные известняки, нависающие в виде козырька. Породы в I и II профилях значительно различаются. В профиле I вскрывается толща биоморфных известняков с *Palaeoaplysina laminaeformis* Krot., *Pal. ex gr. laminaeformis* Krotov, и лишь в нижних 0.3 м преобладают зеленые водоросли *Anchicodium* sp. Между талломами водорослей и пластин палеоаплизинид отмечается обычно сгустковый кальцит с мелкими раковинами фораминифер *Globivalvulina* sp., *Ps. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Eos. bluensis* Ross et Sabins и остракод. В профиле II вскрыта последовательность из известняков сгустковых (1.0 м), биоморфных водорослевых (1.5 м) и биокластовых с пелитоморфным цементом (1.8 м). В биоморфных разностях преобладают зеленые водоросли *Anchicodium* sp. и *Eugonophyllum* sp. В остальных типах известняков много мелких раковин фораминифер: туберитин, *Eolaisiodiscus* sp., крупных *Globivalvulina* ex gr. *granulosa* Reithl., *G. pulchra* Reithl., *Parastaffella* sp., *Par.*

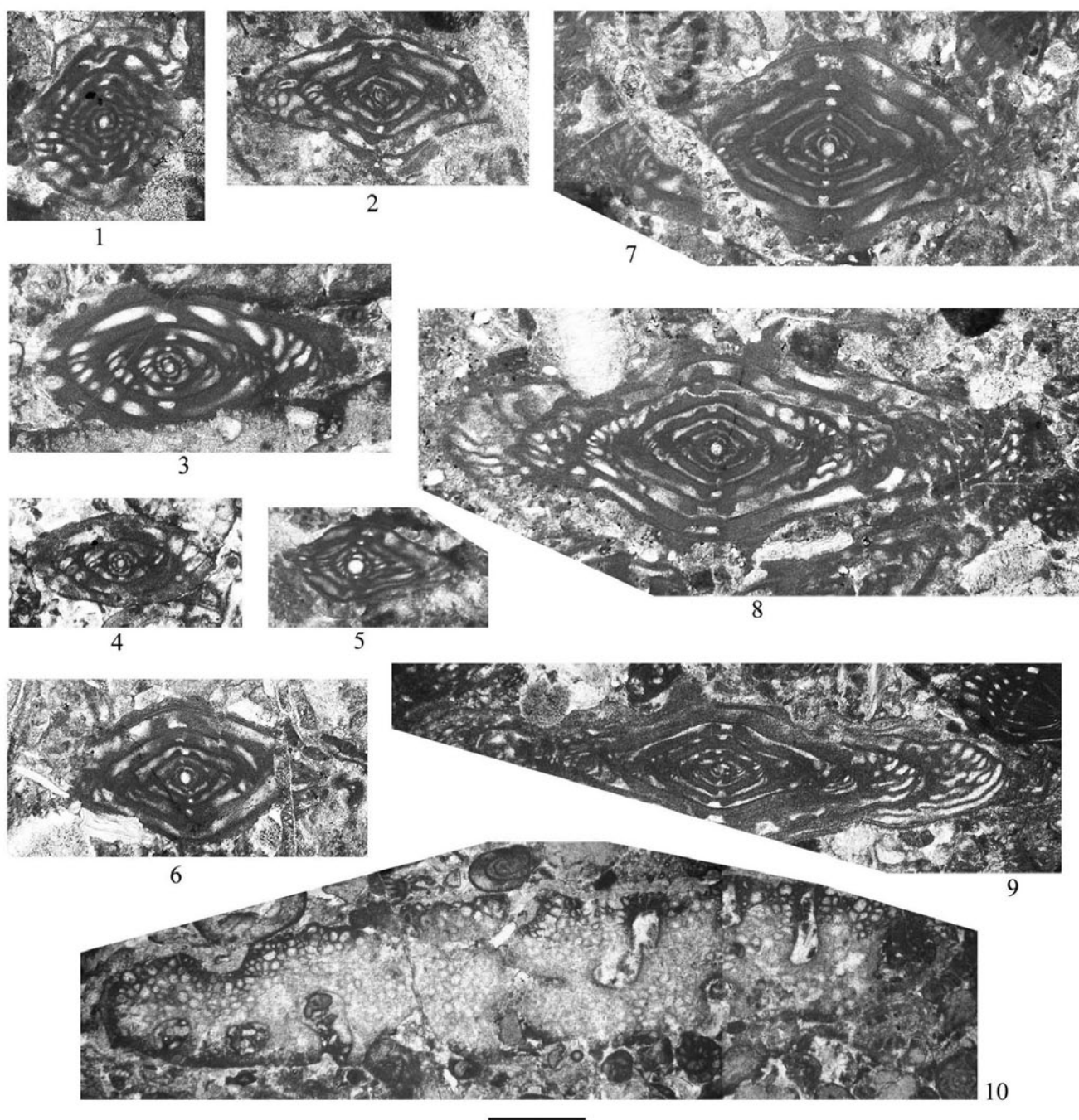


Таблица 1. Фузулиниды и палеоаплизиниды мячковского горизонта московского яруса среднего отдела каменноугольной системы (слои 3–4). Масштабный отрезок для фиг. 1–9 – 0.5 мм, для фиг. 10 – 1 мм

1. *Pseudostaffella parasphaeroidea* (Lee et Chen), 1930. Обр. 65/4, шл. 7. Сл. 4.
2. *Fusulinella bocki pauciseptata* Raus. et Bel., 1936. Обр. 65/4, шл. 8. Сл. 4.
3. *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, 1930. Обр. 65/16, шл. 4. Сл. 3.
4. *Fusulinella praebocki* Raus., 1951. Обр. 65/16, шл. 3. Сл. 3.
5. *Fusulinella minuta* Grozd., 1966. Обр. 65/4, шл. 1. Сл. 4.
6. *Pulchrella subpulchra* (Putrja), 1937. Обр. 65/4, шл. 3. Сл. 4.
7. *Pulchrella obtusa* (Grozd.), 1966. Обр. 65/4, шл. 6. Сл. 4.
8. *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), 1936. Обр. 65/4, шл. 5. Сл. 4.
9. *Usvaella usvae* (Dutk.), 1934. Обр. 65/4, шл. 11. Сл. 4.
10. Проблематичный гидроид *Palaeoaplysinnella moscovica* Vachard et Kabanov, 2007. Обр. 65/16, шл. 5. Сл. 3.

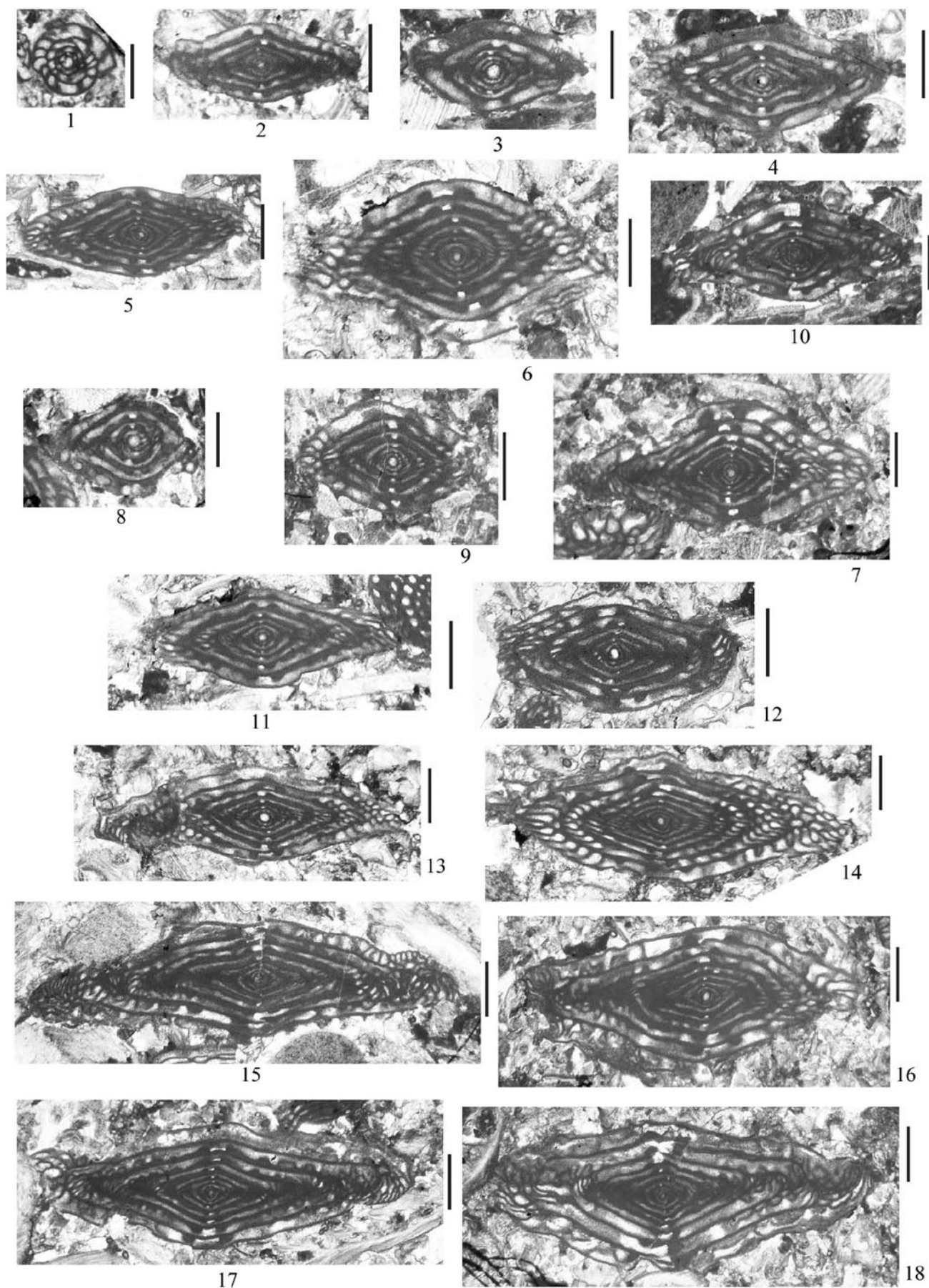


Таблица 2. Фузулиниды орловского горизонта (зона *Kanmeraia ozawai* – *Usvaella usvae*) касимовского яруса верхнего отдела карбона (слои 6–8). Масштабный отрезок 0.5 мм

1. *Eoschubertella mosquensis* (Raus.), 1951. Обр. 65/23, шл. 4. Сл. 8.
2. *Fusiella praetypica* Saf., 1951. Обр. 65/20, шл. 4. Сл. 8.
3. *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* Deprat. = *Praeobsoletes? burkemensis* (Volozh.), 1962. Обр. 65/21, шл. 8. Сл. 7.
4. *Dagmarella ylychensis* (Raus.), 1955. Обр. 65/21, шл. 5. Сл. 7.
5. *Eowariengella costigata* Sol., 1984. Обр. 65/20, шл. 20. Сл. 6.
6. *Pulchrella subpulchra* (Putrja), 1937. Обр. 65/20, шл. 4. Сл. 6.
7. *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), 1936. Обр. 65/21, шл. 2. Сл. 7.
8. *Fusulinella minuta* Grozd., 1966. Обр. 65/21, шл. 4. Сл. 7.
9. *Pulchrella pokojamensis* (Leb.), 1966. Обр. 65/21, шл. 6. Сл. 7.
10. *Pulchrella whitensis* (Ross et Sabins), 1965. Обр. 65/21, шл. 7. Сл. 7.
11. *Pulchrella eopulchra* (Raus.), 1951. Обр. 65/20, шл. 11. Сл. 6.
12. *Pulchrella?* Обр. 65/20, шл. 3. Сл. 6.
13. *Usvaella usvae* (Dutk.), 1934. Обр. 65/20, шл. 5. Сл. 6.
- 14, 16. *Kanmeraia* ex gr. *pseudozelleri* Sol., там же, шл. 8 и 15. Сл. 6.
15. *Usvaella usvae plicata* Scham. et Scherb., 1949. Обр. 65/20, шл. 14. Сл. 6.
17. *Usvaella porifera* (Remiz.), 1985. Обр. 65/20, шл. 16. Сл. 6.
18. *Kanmeraia distorta* Sol., 1984. Обр. 65/20, шл. 9. Сл. 6.

preobrajenskyi (Dutk.), *Par. moelleri* (Ozawa), *Pseudoendothyra* sp., *Eos. mosquensis* (Raus.), *Eos. bluensis* Ross et Sabins, члеников криноидей, фрагментов раковин остракод и брахиопод. Встречаются единичные обломки ругоз, палеоаплизинид и водорослей *Stacheoides meandriiformis* Mamet et Rudl. Мощность 4.3 м.

9. Известняки сгустковые светло-серые массивные. Органогенный материал (до 20%) представлен раковинами фораминифер *Par. preobrajenskyi* (Dutk.), *Par. mirabilis* Raus., *Eos. cf. bluensis* Ross et Sabins, *Globivalvulina* sp., остракод, члениками криноидей, фрагментами талломов *Anchicodium* sp. и пластин *Palaeoaplysinella* и *Palaeoaplysina*. Мощность 1.5 м.

10. Известняки биокластовые с пелитоморфным цементом массивные. Отмечается неявная слоистость, подчеркнутая различным содержанием органогенного материала. В нижней части со скоплениями водорослей *Anchicodium* sp., в верхней – пластин *Pal. laminaeformis* Krot. и *Pal. ex gr. laminaeformis* Krot. Кроме них отмечаются мелкие фораминиферы *Eotubertina* sp., *Globivalvulina* sp., гастроподы, зеленые дазикадовые водоросли *Pseudoepimastopora likana* Kochan. et Herak, *Globuliferoporella* sp. Мощность 1.0 м.

11. Известняки пелитоморфные плитчатые (рис. 4а). Вскрыты только в профиле I, которыми он и заканчивается. Среди основной (до 80%) пелитоморфной массы присутствуют неопределимые микробиокласты и спикулы губок с единичными раковинами фораминифер *Eos. bluensis* Ross et Sabins, *Obsoletes* sp., *O. obsoletus* (Schellw.) (табл. 4 – фиг. 10, 11). Встречаются силикатные обломочные минералы (до 1 %), представленные обломками кварца (до 0.04 мм), плагиоклаза (0.1 мм) и мусковита (?). Мощность 2.3 м.

12. Необнаженный интервал. Приходится на ступень между скалой, обрывающейся в воду, и скалой, находящейся в лесу. Мощность 2.7 м.

13. Известняки сгустковые (рис. 4б) светло-серые плитчатые (по 0.2 м). Вскрыты только в профи-

ле II. Кроме сгустков отмечаются единичные фрагменты водорослей *Anchicodium* sp., *Eflügelia* sp., палеоаплизинид, раковин фораминифер *Eos. bluensis* Ross et Sabins, *Eos. obscura* (Lee et Chen), *Globivalvulina* sp., остракод. Мощность 1.5 м.

14. Биоцементолиты водорослевые и палеоаплизининовые светло-серые массивные. В профилях II и III имеют одинаковое строение. В нижней части слоя преобладают зеленые водоросли *Anchicodium* sp., а в верхней – *Pal. laminaeformis* Krot. и *Pal. ex gr. laminaeformis* Krot. (рис. 4е). В межкаркасных полостях отмечается сгустковый кальцит, раковины фораминифер *Tolypammina* sp., *Pseudoammodiscus* cf. *semiconstrictus* (Wat.), *P. ex gr. tenuissima* Reitl., *Eotubertina* sp., *Globivalvulina* sp., *Biseriella* sp., *Parasaffella* sp., остракод. Мощность 3.5 м.

15. В профиле III палеоаплизининовые биоцементолиты массивные. Межкаркасные полости заполнены пелитоморфным известняком с обломками члеников криноидей, веточек мшанок, раковин фораминифер *Sch. gracilis* Raus., остракод и дазикадовых водорослей *Pseudoepimastopora likana* Kochan. et Herak (рис. 4д). В профиле II на этом уровне в нижней части слоя развиты массивные биоморфные водорослевые известняки, а в верхней – биокластовые известняки с пелитоморфным цементом. Органогенный материал, кроме водорослей, представлен фрагментами раковин фузулинид *P. eopulchra* (Raus.), *P. hayasakai* (Watanbe), *Kanmeraia* sp., *K. aff. zelleri* (Thompson), *Obsoletes* sp., *O. pauper* Volozh., крупных *Bradyina grandiosa* Konov., *Nodosaria* sp. (см. табл. 4 – фиг. 8, 9), члеников криноидей, колоний мшанок, раковин остракод, брахиопод, водорослей *Ivanovia* sp. Мощность 2.2 м.

16. Известняки пелитоморфные массивные. В профиле III в них отмечаются участки водорослевых биоцементолитов (см. рис. 4в, г). Органогенный материал редок, но относительно разнообразен. Отмечаются фрагменты веточек мшанок, членики криноидей, раковины брахиопод, остракод, щитки

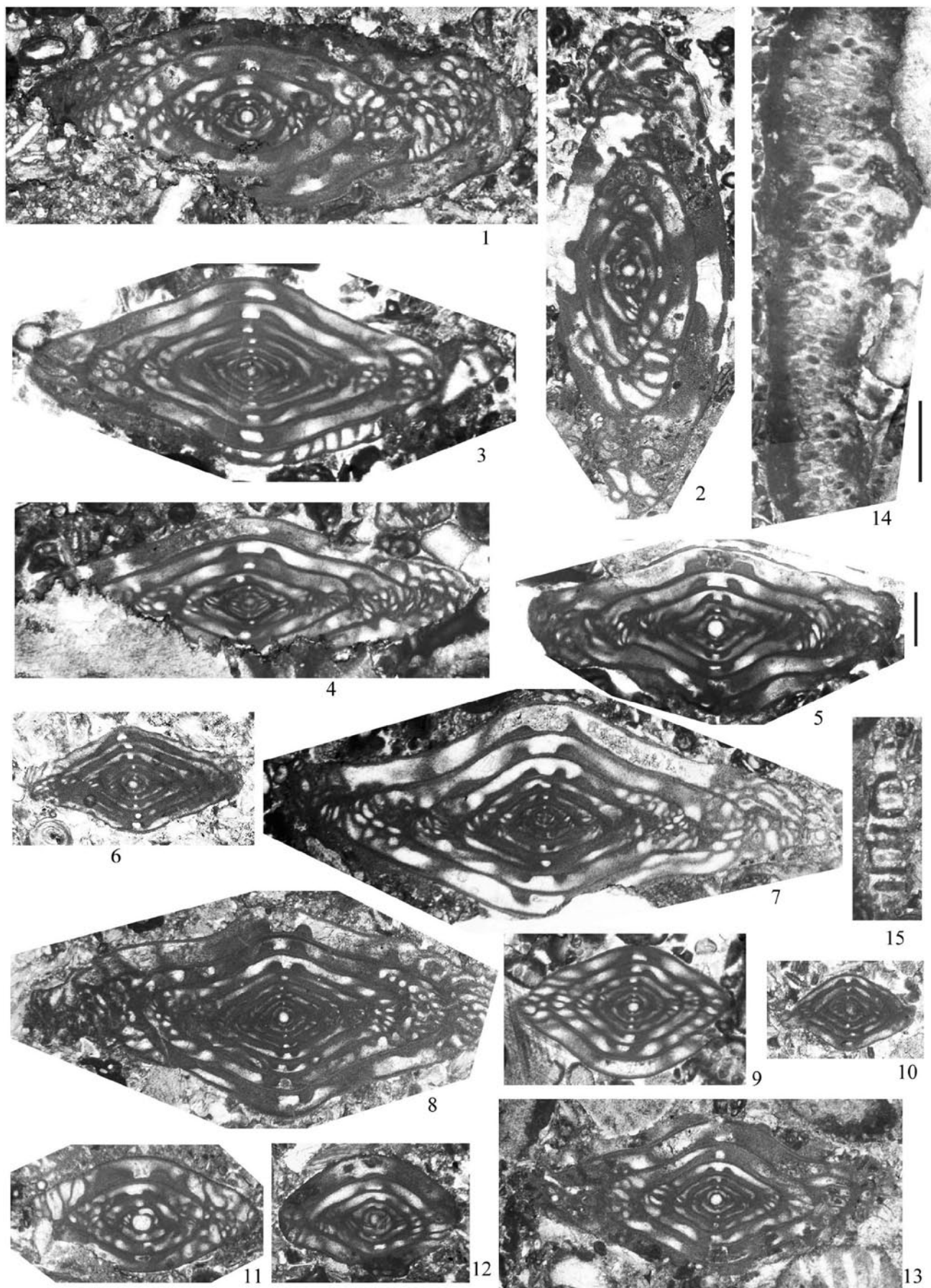


Таблица 3. Фузулиниды и водоросли орловского горизонта (зона *Kanmeraia ozawai* – *Usuaella usvae*) касимовского яруса верхнего отдела карбона (слой 7). Масштабный отрезок для фигур 1–13 и 15 – 0.5 мм, для фиг. 14 – 1.0 мм.

1. *Obsoletes spectabilis* Volozh., 1962. Обр. 65/7, шл. 4.
2. *Obsoletes pauper* Volozh., 1962. Обр. 65/7, шл. 8.
3. *Kanmeraia ozawai* Sol., 1984. Обр. 65/7, шл. 7.
4. *Kanmeraia amdermensis* Sol., 1984. Обр. 65/7, шл. 10.
5. *Protriticites*?. Обр. 65/7, шл. 1.
6. *Pulchrella eopulchra* (Raus.), 1951. Обр. 65/8, шл. 3.
7. *Kanmeraia* ex gr. *hatchetensis* (Stewart), 1968. Обр. 65/7, шл. 11.
8. *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), 1936. Обр. 65/8, шл. 4.
9. *Pulchrella subpulchra* (Putrja), 1937. Обр. 65/7, шл. 5.
10. *Pulchrella pokojamensis* (Leb.), 1966. Обр. 65/8, шл. 2.
11. *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* Deprat=*Praeobsoletes*? *burkemensis* (Volozh.), 1962. Обр. 65/7, шл. 11.
12. *Fusulinella minuta* Grozd., 1966. Обр. 65/7, шл. 9.
13. *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), 1936. Обр. 65/7, шл. 2.
- 14, 15. Зеленые водоросли: 14 – *Pseudoepimastopora* sp., обр. 65/7, шл. 5; 15 – *Epimastopora* sp., шл. 12.

трилобитов, пластин палеоаплизинид, раковин фораминифер *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Eos. mosquensis* (Raus.), *K. amdermensis* Sol (см. табл. 4, фиг. 5). В биоцементолитах преобладают зеленые водоросли *Gyroporella dissecta* Tchuv. *Eugonophyllum johnsoni* Kon. et Wray (см. табл. 4 – фиг. 13). Мощность 2.3 м.

17. Органогенные песчаники среднеплитчатые (плитки по 5–20 см). Отмечаются в профилях II и III. Органогенный материал представлен окатанными обломками члеников криноидей, раковин фузулинид, фрагментами мшанок, иголок ежей, раковин брахиопод, пластин палеоаплизинелл, талломов водорослей *Epimastopora piae* Bulg. Среди фораминифер определены *G. granulosa* Reitl., *Endothyra* sp., *Nodosaria* sp., *Schubertella transitoria* Staff et Wedek., *Eos. bluensis* Ross et Sabins, *U. usvae* (Dutk.), *Triticites* (?) sp., *Eowariengella* sp., *F. minuta* Grozd., *P. hayasakai* (Watanabe), *P. pulchra* (Raus. et Bel.), *K. amdermensis* Sol., *O. (?) obsoletus* (Schellw.) (см. табл. 4 – фиг. 3, 6, 7). Мощность 1.0 м.

18. Известняки биокластовые с пелитоморфным цементом. толстоплитчатые (по 35 см) Вскрыты в профилях II и III. Органогенный материал представлен фрагментами зеленых водорослей *Antracoporellopsis machaevi* Masl., раковин остракод, мелких фораминифер *Tolypammina* sp., *Globivalvulina* sp., *G. granulosa* Reitl., *B. ex gr. subsphaera* Moroz., *Tetrataxis* sp., *Eolasiodiscus* sp., фузулинид *Kanmeraia* sp., *P. ex gr. whitensis* Ross et Sabins (см. табл. 4 – фиг. 4), брахиопод, члеников криноидей, колоний мшанок и пластин палеоаплизинид (см. табл. 4, фиг. 18). Мощность 3.0 м.

19. Известняки глинистые мшанковые узловатого (нодулярного) сложения (рис. 5а, б). В профиле II они окремнены (рис. 5в) и слагают вершину скалы (см. рис. 1). В профиле III окремнение развито в верхней части слоя в виде прослоев и линз толщиной до 0.1 м. Среди органогенного материала резко преобладают фрагменты колоний мшанок, в основном веточки, диаметром 1.0–4.0 мм и видимой

длиной до первых сантиметров. В редких случаях отмечаются обломки члеников криноидей, раковин брахиопод, пластин палеоаплизинид, талломов дазикаловых водорослей *Antracoporellopsis* sp. (рис. 5г) и *Epimastopora piae* Bulg., раковин мелких фораминифер *Tolypammina* sp., *Endothyra* sp., *Sch. acuta collosa* Raus., фузулинид *Triticites* sp., *Tr. ex gr. arcticus* Schellw.) (см. табл. 4 – фиг. 1, 2, 12), тубифитесов, известковых губок, остракод. Мощность 6.0 м.

20. Известняки биоморфные водорослево-палеоаплизининовые светло-серые массивные. Среди палеоаплизинид отмечаются *Pal. ex gr. laminaeformis* Krot.; водоросли – *Epimastopora* sp. Кроме них в породе присутствуют мелкие раковины фораминифер *Globivalvulina* sp., членики криноидей, фрагменты мшанок, *Tubiphytes*. Мощность 1.0 м.

21. Известняки сгустковые светло-серые массивные. Кроме сгустков в незначительных количествах отмечаются обломки члеников криноидей, веточек мшанок, раковин мелких фораминифер *Tetrataxis* sp. *Tr. petchoricus* Raus. et Bel., *T. (=Rauserites) quasiaarcticus* Sol.), *O. obsoletus* (Schellw., *Globivalvulina* sp., остракод, талломов водорослей *Uraloporella* sp., *Cuneiphycus* cf. *johnsoni* Flügel. Мощность 1.5 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже было упомянуто, в разрезе Молебен-Из вскрываются отложения верхней части московского (мячковский горизонт) и касимовского ярусов (орловский и кержаковский горизонты) каменноугольной системы (Варсановьева, Раузер-Черноусова, 1960; Михайлова, 1974).

Московский ярус, мячковский горизонт. На р. Илыч В.А. Варсановьева и Д.М. Раузер-Черноусова (1960) разделяли мячковский горизонт на две части. Нижняя характеризуется частым присутствием фузулинид *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulinella* ex gr. *paraschubertellinoides* Putrja et Leont. и *Pulchrella* ex gr. *pulchra* (Raus. et Bel.) и

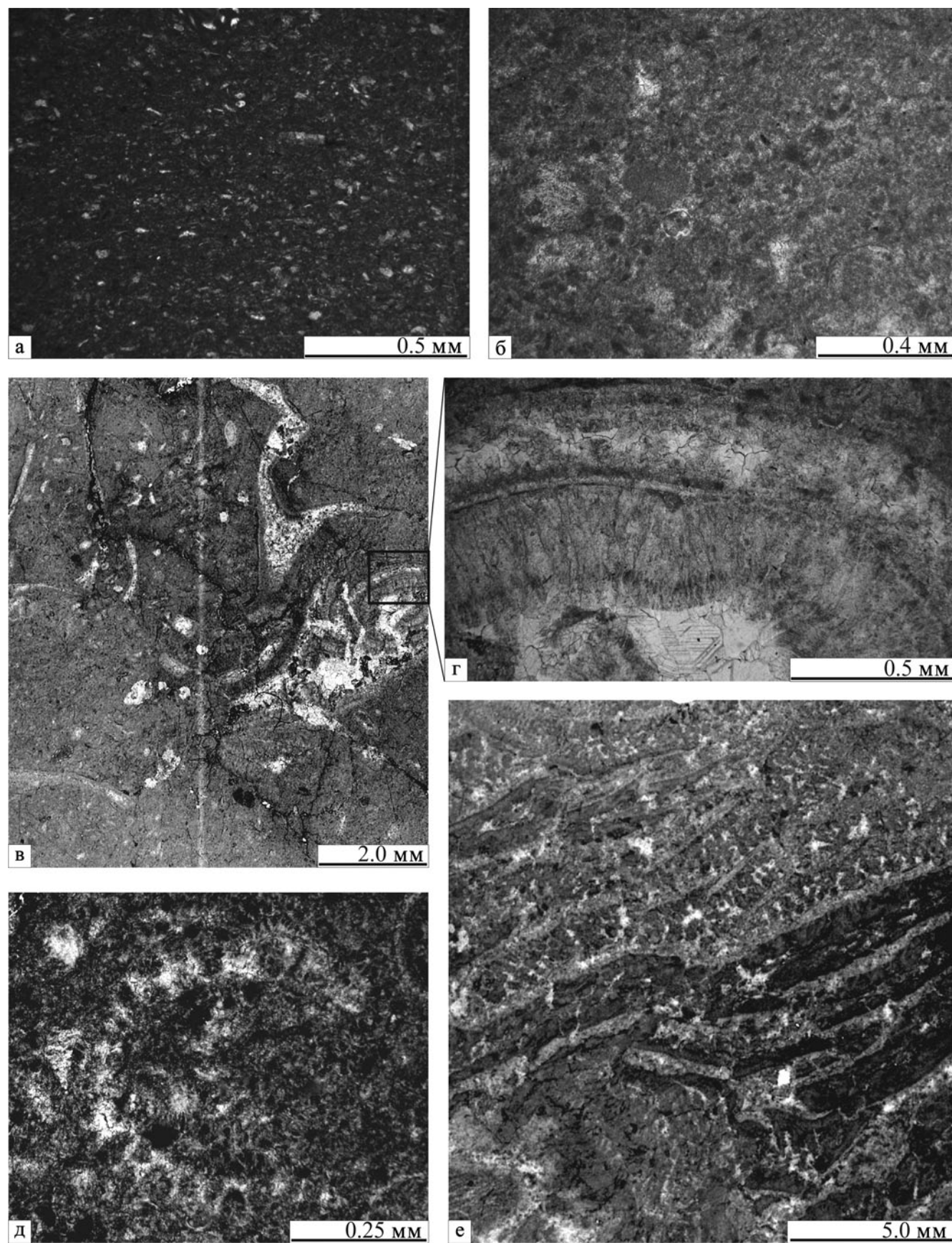


Рис. 4. Основные типы нижнекасимовских известняков.

- а. Известняк пелитоморфный. Слой 11. Шлиф П-Ил65/14-2015.
- б. Известняк сгустковый. Слой 13. Шлиф П-Ил65/29-2015.
- в. Биоцементолит водорослевый. Порода сложена талломами анхикодиевых и дазикладовых водорослей, связанных раннедиагенетическими крустификационными цементами. Слой 16. Шлиф П-Ил65/43-2015.
- г. Деталь в. Анхикодиевая водоросль *Eugonophyllum johnsoni* Kon. et Wray, крустифицированная фибровым зональным кальцитом. Слой 16. Шлиф П-Ил65/43-2015.
- д. Поперечный срез фрагмента таллома зеленой дазикладовой водоросли *Pseudoepimastopora likana* Kochan et Herak среди биокластово-сгусткового заполнения межкаркасных полостей в палеоаплизиновых биоцементолитах. Слой 15. Шлиф П-Ил65/42-2015.
- е. Биоцементолит палеоаплизиновый. Пластины проблематичных гидроидов *Palaeoaplysina* ex gr. *laminaeformis* Krot. участками раздроблены, но не были перенесены. Между ними развит крустификационный зональный фибровый кальцит. Слой 14. Шлиф П-Ил65/31-2015.

Fig. 4. The main types of Lower Kasimovian limestones.

- а. Lime mudstones. Layer 11. Thin-section П-Ил65/14-2015.
- б. Clotted limestone. Layer 13. Thin-section П-Ил65/29-2015.
- в. Algal biocementstone. The rock is composed of thallus of phylloid and dasycladae algae that cemented by early diagenetic crustification cements. Layer 16. Thin-section П-Ил65/43-2015.
- г. Detail of в. The phylloid algae *Eugonophyllum johnsoni* Kon. et Wray, which cemented by the crustifical zonal fibrous calcite. Layer 16. Thin-section П-Ил65/43-2015.
- д. Cross cut of the thallus fragment of the green dasycladae alga *Pseudoepimastopora likana* Kochan et Herak among the bioclastic-clotted fills in the inter-framework cavities in the palaeoaplysinid biocementstone. Layer 15. Thin-section П-Ил65/42-2015.
- е. Palaeoaplysinid biocementstone. Plates of problematic hydroids *Palaeoaplysina* ex gr. *laminaeformis* Krot. fragmented, but were not transported. Between them crustifical zonal fibrous calcite is developed. Layer 14. Thin-section П-Ил65/31-2015.

венчается прослоем кремня. В изученном нами разрезе это слои 1–5. В них, однако, не отмечены *Wedekindellina*, но содержатся несколько видов *Fusulinella* (*bocki pauciseptata*, *praebocki*, *colaniae*, *minuta*) и *Pulchrella* (*pulchra*, *eopulchra*, *subpulchra*, *obtusata*), отвечающие самой верхней части мячковского горизонта. Следует отметить, что для этой части разреза характерны слои органогенных песчаников, иногда с обилием *Microcodium*. А, как известно, эти остатки являются индикаторами субаэральной экспозиции и почвообразующих процессов (Антошкина, 2014; Kabanov et al., 2008). Наиболее многочисленны и заметны микрокодиумы в слое 1. Выше они в виде небольших пятен отмечаются в составе органогенных песчаников сл. 3 и в светло-серых доломитах в сл. 5. Это свидетельствует как минимум о трех событиях субаэральной экспозиции. Небезынтересно, что в мячковских отложениях юга Подмосковья также отмечается три уровня развития палеопочв (Kabanov, 2003), что может иметь значение для корреляции разрезов. Видимая мощность мячковского горизонта в разрезе Молебен-Из 8.0 м.

Граница московского и касимовского ярусов.

За нижнюю границу касимовского яруса, совпадающую с нижней границей верхнего отдела каменноугольной системы ОСШ, обычно принимается первое появление фузулинелл род *Obsoletes* и массовые – *Protriticites*. Однако во многих случаях такой критерий не выдерживается, что связано с преобладанием на Урале представителей подсемейства *Pulchrellinae* (Иванова, 2008). Здесь важно подчеркнуть, что событие первого появления (FAD) усвелл и канмерай на севере Урала является более широко распространенным репером, чем появление протритицитесов и обсолетесов. Доми-

нируют пульхреллины не только в разрезах Приполярного, Северного и северной части Среднего Урала (реки Щугор, Колва, Вишера, Косьва, Чусовая, Бисерть), но также и в разрезах Югорского полуострова, о-ва Вайгач, хр. Пай-Хой (Соловьева, 1984), восточного склона Северного Тимана (Ремизова, 2004), Канадского Арктического архипелага, материковой части Канады и США. В перечисленных местонахождениях обильные пульхреллины появляются на близких стратиграфических уровнях (Иванова, 1997).

Ранее А.И. Елисеев и З.П. Михайлова (1962) выделяли в основании верхнего карбона гряды Чернышева слои с *Usvaella usvae*–*Pulchrella pulchra*, и лишь после дополнительных сборов в этих слоях были обнаружены протритициты и обсолетесы, что позволило выделить зону *Protriticites pseudomontiparus*–*Obsoletes obsoletus* (Михайлова, 1974). За последние несколько десятилетий появился принципиально новый материал по разрезам пограничных отложений C₂–C₃, показавший, что начало верхнего карбона подчеркивается появлением 5 родов пульхреллин: *Kanmeraia*, *Usvaella*, *Eowariengella*, *Pseudofusulinella* и *Dagmarella* (Иванова, 2008).

Однако, по данным авторов статьи, в разрезе Молебен-Из пульхреллины и фузулины (*Obsoletes*) появляются на разных уровнях: первые и довольно многочисленные *O. pauper* и проблематичные единичные *Protriticites?* sp. были встречены в средней части слоя 7 вместе с многочисленными *Pulchrella*, *Usvaella*, *Kanmeraia*, в то время как последние – заметно ниже (сл. 4; см. рис. 2). В то же время следует отметить, что в разрезах Северного Урала, гряды Чернышева и Печорской синеклизы (Коновалова, 1991) *Protriticites* и *Obsoletes* (где они имеются) появляются выше упомянутые пульхреллины.

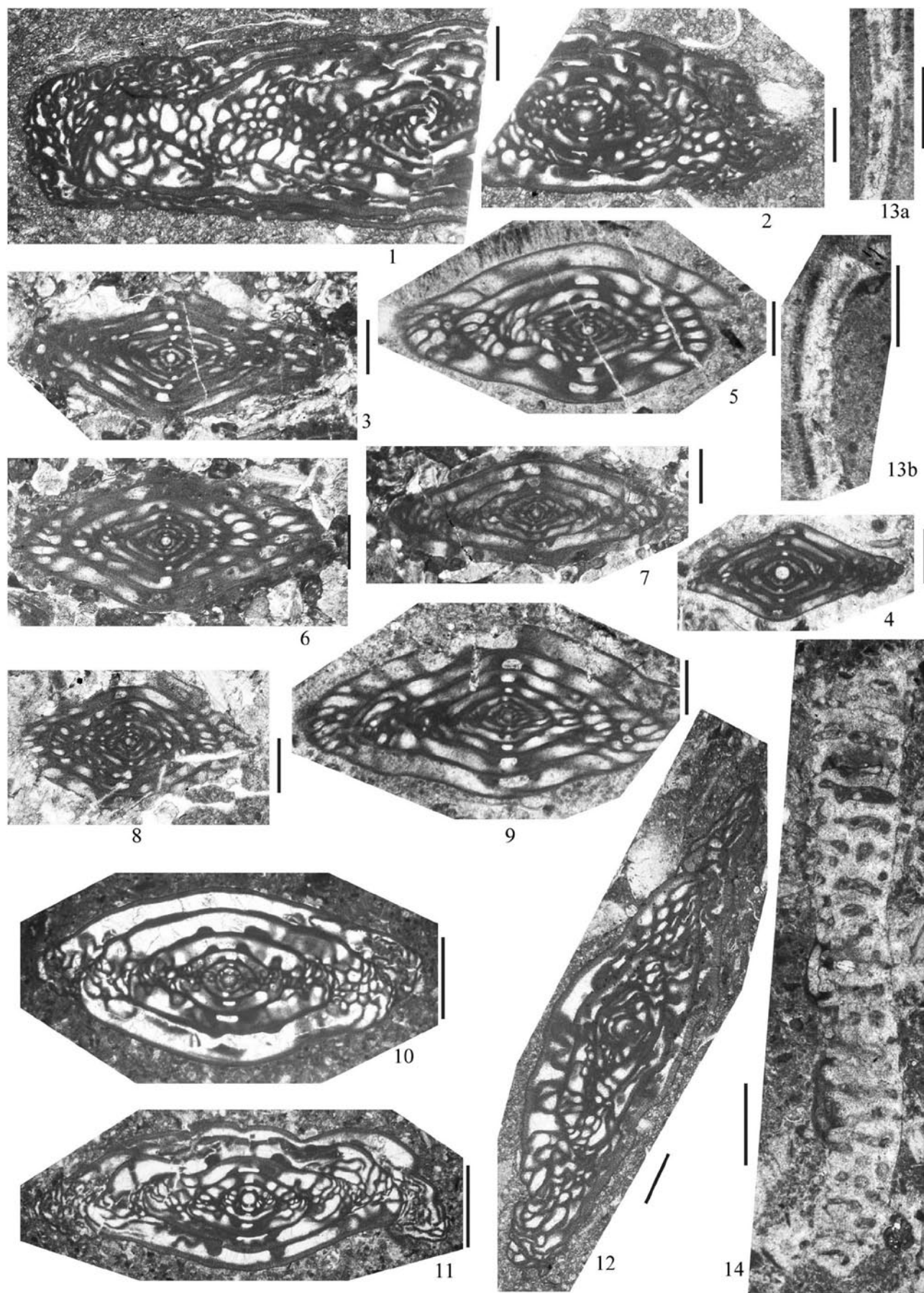


Таблица 4. Фузулиниды и палеоаплизиниды орловского (слои 11–18) и кержаковского (слой 19) горизонтов касимовского яруса верхнего отдела карбона. Масштабный отрезок для фигур 1–9 и 12 – 0.5 мм; для фигур 10, 11, 13, 14 – 1.0 мм

1. *Triticites* ex gr. *arcticus* Schellw., 1908. Обр. 65/46а, шл. 1. Сл. 19.
2. *Triticites* sp., обр. 65/46а, шл. 5. Сл. 19.
- 3, 6. *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.), 1936. Обр. 65/36, шл. 10; фиг. 6 – шл. 5. Сл. 17.
4. *Pulchrella* ex gr. *whitensis* (Ross et Sabins), 1965. Обр. 65/45, шл. 2. Сл. 18.
5. *Kanmeraia amdermensis* Sol., 1984. Обр. 65/43, шл. 4. Сл. 16.
7. *Obsoletes*?. Обр. 65/36, шл. 12. Сл. 17.
8. *Pulchrella hayasakai* (Watan.), 1973. Обр. 65/34, шл. 1. Сл. 15.
9. *Kanmeraia zelleri* (Thompson), 1961. Обр. 65/34, шл. 2. Сл. 15.
10. *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), 1908. Обр. 65/15, шл. 1. Сл. 11.
11. *Obsoletes pauper* Volozh., 1962. Обр. 65/15, шл. 3. Сл. 11.
12. *Triticites petchoricus* Raus. et Bel., 1936. Обр. 65/46а, шл. 2. Сл. 19.
13. Зеленая водоросль *Eugonophyllum johnsoni* Konishi et Wray, 1961, обр. 65/43, шл. 3. Сл. 16.
14. Проблематичный гидроид *Palaeoaplysina* ex gr. *laminaeformis* Krot., 1888, обр. 65/45, шл. 2. Сл. 18.

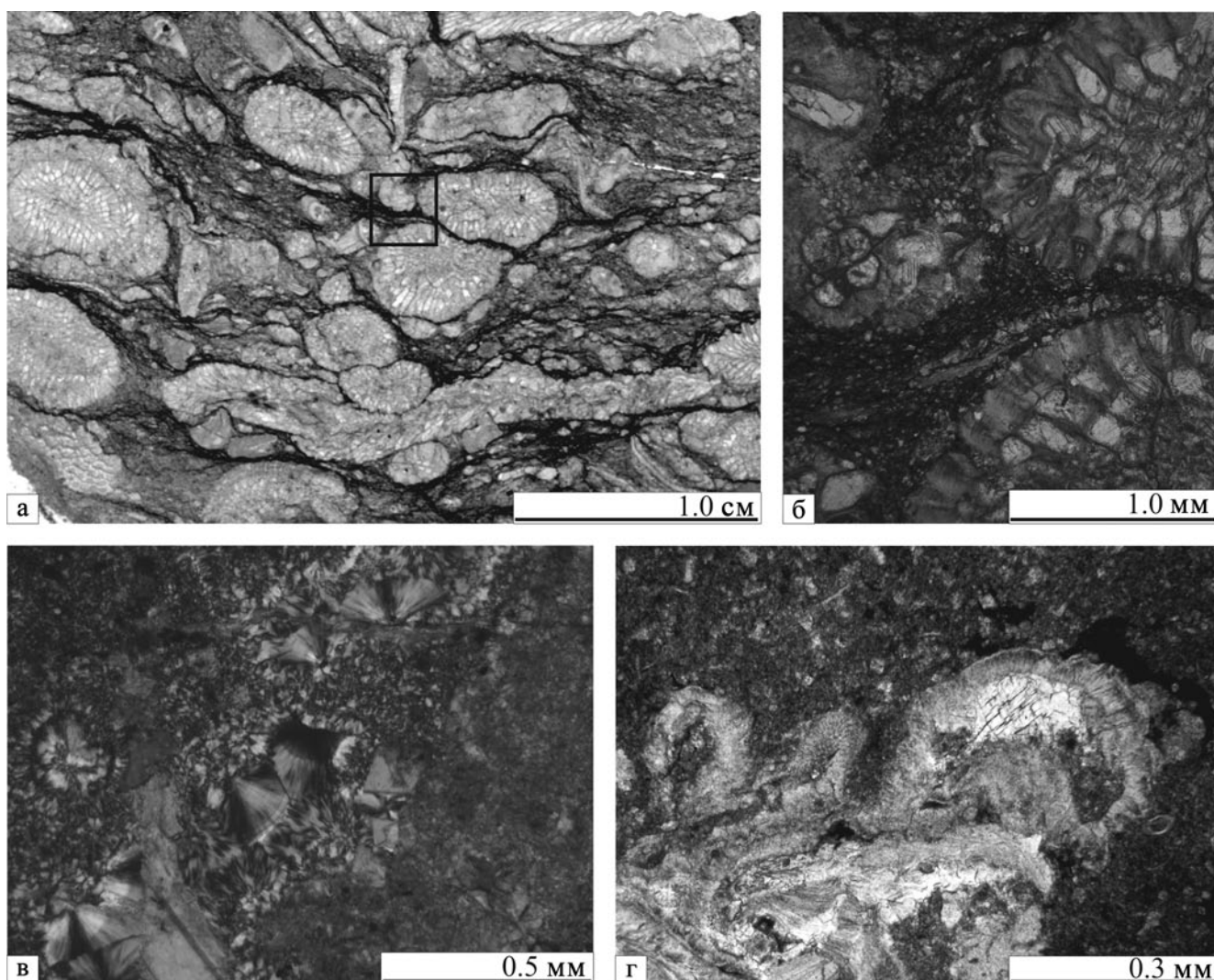


Рис. 5. Основные типы пород кержаковского горизонта.

- а. Узловатый глинистый мшанковый известняк. Слой 19. Шлиф П-Ил65/46-2015.
- б. Узловатый глинистый мшанковый известняк. Деталь. Квадрат на а. Слой 19. Шлиф П-Ил65/46-2015.
- в. Характер окремнения узловатых глинистых известняков. Николи скрещены. Слой 19. Шлиф П-Ил65/38-2015.
- г. Талломы зеленых водорослей *Antracoporellopsis* в глинистых известняках. Слой 19. Шлиф П-Ил65/46а-2015.

Fig. 5. The main rocks types of the Kerzhakovian regional horizon.

a. Nodular clayey bryozoan limestone. Layer 19. Thin-section П-Ил65/46-2015.

б. Nodular clayey bryozoans limestone. Detail of a. Layer 19. Thin-section П-Ил65/46-2015.

в. The silification character of nodular clayey limestones. Polarized light. Layer 19. Thin-section П-Ил65/38-2015.

г. Thallus of green algae *Antracoporellopsis* in the clayey limestone. Layer 19. Thin-section П-Ил65/46а-2015.

Таким образом, исходя из распространения характерных фузулинид, в разрезе Молебен-Из выделяется три уровня, по которым можно провести границу московского и касимовского ярусов:

1) в основании сл. 4 с обильными и разнообразными *Pulchrella* и единичными *Usvaella* cf. *usvae*;

2) в основании сл. 6 с разнообразными *Pulchrella*, *Usvaella* и первыми *Dagmarella*, *Eowariengella* и *Kanmeraia*;

3) в средней части сл. 7 с первыми *Protriticites*? sp. и *Obsoletes pauper*.

Между тем в основании слоя 4 – уровне появления первых *Usvaella* cf. *usvae* – преобладающий комплекс фузулинид еще в основном среднекаменноугольный (см. рис. 2).

Средняя часть сл. 7, где ранее проводили нижнюю границу касимовского яруса В.А. Варсанюфьева и Д.М. Раузер-Черноусова (1960), соответствует слою оолитовых известняков в разрезе Бия-Из на р. Илыч (рис. 6) с первыми *Protriticites*, *Obsoletes* и разнообразными *Kanmeraia*. В основании этого слоя также проводилась граница среднего и верхнего отделов каменноугольной системы (Ponomarenko, Remizova, 2013; Пономаренко, 2015).

Однако в изученном разрезе (Молебен-Из) среднекаменноугольные роды (*Usvaella*, *Dagmarella*, *Eowariengella*, *Kanmeraia*) появляются стратиграфически ниже этого уровня. Поэтому мы принимаем положение нижней границы касимовского яруса в этом разрезе в основании слоя 6, наиболее полно охарактеризованного верхнекаменноугольными формами (см. рис. 2). Сходная картина распространения фузулинид отмечается по всей Тимано-Печорской провинции. Так, на юге провинции сначала выделяются слои с *Pseudotriniticites* и *Usvaella usvae* и лишь затем слои с *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletus*, а на севере – слои с псевдотритицитами, слои с *Pulchrella pulchra* и *Usvaella usvae* и лишь затем слои с протритицитами и обсолетами (Коновалова, 1991). Литологически нижняя граница касимовского яруса в скале Молебен-Из обозначена 10-сантиметровым прослоем кремня (см. рис. 2), являющимся основанием слоя 6. Здесь исчезают слои с *Microcodium*, характерные для нижележащих среднекаменноугольных пород, и появляются линзы кремней. Массивные рифогенные известняки характерны для сл. 8.

Касимовский ярус. Орловский горизонт. Зона *Kanmeraia ozawai* – *Usvaella usvae*. Нижней фузулинидовой зоной касимовского яруса в ОСИП является зона *Protriticites pseudomontiparus* – *Obsoletes*

obsoletus. Однако этот комплекс фузулинид отмечается не во всех разрезах, и нижнюю границу касимовского яруса часто проводят по появлению пульхреллин, а именно *Kanmeraia*, *Usvaella*, *Eowariengella*, *Dagmarella*. Выделяемые ранее А.И. Елисеевым (1962) слои с *Usvaella usvae* и *Pulchrella pulchra* также, вероятно, является не совсем удачным биостратиграфическим маркером, так как *P. pulchra* – частая форма уже в мячковском горизонте московского яруса. Однако таксономического разнообразия (не менее 10 видов) и максимальных размеров представители рода *Pulchrella* достигают с начала касимовского века позднего карбона. Не уступают им по численности и разнообразию форм и виды рода *Kanmeraia* (Иванова, 1997). В разрезе Молебен-Из авторами выделяется зона *Kanmeraia ozawai* – *Usvaella usvae*, предложенная для Среднего и Северного Урала (Иванова, 2007) как наиболее отвечающая фауне фузулинид данного стратиграфического интервала. Отложения этой зоны слагают основную часть скалы Молебен-Из. Нижняя ее часть представлена известняками биокластовыми с пелитоморфным цементом и органогенными песчаниками с разнообразной фауной. Выше вскрываются преимущественно массивные рифогенные известняки. Среди них можно отметить два уровня развития органогенных построек. Нижний (сл. 8 – 4.3 м) представлен в западной части (профиль I) в основном известняками биоморфными палеоаплизиновыми, а в восточной (профиль II) – стустковыми и биоморфными водорослевыми разностями, которые перекрываются биокластовыми известняками с пелитоморфным цементом. Выше них залегают массивные и плитчатые известняки стустковые, биокластовые с пелитоморфным цементом и пелитоморфные (сл. 9–11), что свидетельствует о прекращении роста органогенной постройки вследствие повышения уровня моря. Выше, после необнаженного интервала, представляющего собой ступень между скалой у уреза воды и скалой в лесу (см. рис. 1), снова появляются биогермные образования (сл. 13–15 – 7.2 м), представленные в нижней части известняками стустковыми, которые сменяются водорослевыми, а затем палеоаплизиновыми биоцементолитами. В верхней восточной части постройки (профиль III) продолжают преобладать палеоаплизиновые биоцементолиты, тогда как в западной (профиль II) появляются известняки водорослевые биоморфные, а затем пелитоморфные. Вышележащие массивные пелитоморфные известняки с участками водорослевых

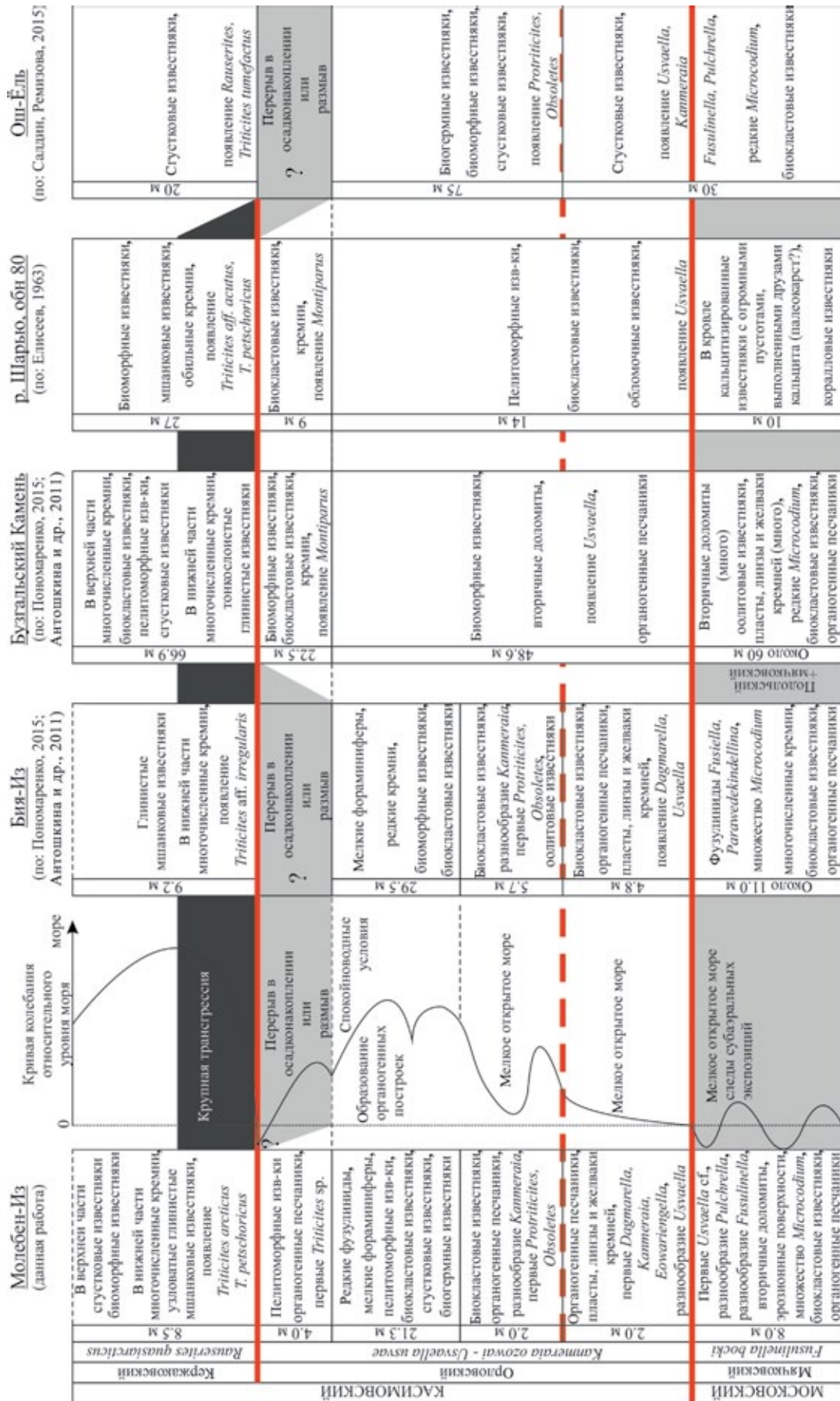


Рис. 6. Корреляция разрезов касимовского яруса Северного Урала и гряды Чернышева по фораминиферам и литологическим маркерам.

Fig. 6. Correlation of sections of the Kasimovian of the Northern Urals and Chernyshev Ridge by foraminifera and lithological markers.

биоцементолитов свидетельствует о новом повышении уровня моря и прекращении роста постройки. Интересно отметить, что на Приполярном Урале, в разрезе Верхние Ворота на р. Щугор, выделяется два уровня с органогенными постройками (Сандула, 2009; Канева, 2010). И хотя в разрезе Верхние Ворота установлены верхнемосковско-касимовские отложения, по устному сообщению А.Н. Сандулы, уже в нижней части рифогенных биоцементолитов С.Т. Ремизовой были определены фузулиниды рода *Kanmeria*, что может указывать на касимовский возраст обоих скелетных холмов на р. Щугор. К сожалению, эти данные пока не опубликованы. Севернее, на р. Косью в районе устья руч. Ош-Ёль, органогенная постройка также имеет преимущественно раннекасимовский возраст (Салдин, Ремизова, 2015). Это свидетельствует в пользу того, что верхнекаменноугольные органогенные постройки на севере Урала, по всей видимости, ограничены узким (нижнекасимовским) стратиграфическим интервалом. Однако это предположение требует дополнительного изучения.

Следует также отметить характер распределения фузулинид в нижней части касимовского яруса. Они обильны в самых нижних слоях биокластовых известняков и органогенных песчаников, характеризующих мелкое открытое море. В биогермных породах отмечаются лишь редкие *Eoschubertella* и *Parastaffella*, среди мелких фораминифер преобладают *Globivalvulina*, *Tolypamina*, *Eolasiiodiscus*, *Ammodiscus*, *Biseriella*, *Nodosaria*. Сходная картина отмечается также и для нижнепермских скелетных холмов. Практически полное отсутствие фузулинид и развитие мелких фораминифер здесь связываются с жизнедеятельностью водорослей, которые, по всей видимости, создавали дизаэробные и эвтрофные обстановки (Пономаренко, Иванова, 2013; Пономаренко, 2015). Фузулиниды в разрезе отмечаются лишь в плитчатых известняках, покрывающих органогенные постройки. Относительное повышено их разнообразия только в вышележащих органогенных песчаниках в сл. 17. Мощность отложений зоны *Kanmeria* *osawai* – *Usvaella usvae* 29.3 м.

Зона *Montiparus montiparus* – средняя зона касимовского яруса – на севере Урала встречается достаточно редко. Достоверно зональные формы (*Montiparus*) известны на р. Печора (район Собинской заостровки) и на гряде Чернышева (р. Шарью, р. Заостренная) (Михайлова, 1974). Недавно отложения этой зоны были установлены в разрезе Бузгальский Камень на р. Унья (Пономаренко, Исакова, 2011). В.А. Черных (1976) в некоторых разрезах выделял эту зону условно по первому появлению *Triticites*. Отложения обсуждаемой зоны на р. Илыч не выделяется из-за малочисленности фауны фузулиниеллид, а также отсутствию *Montiparus* (Пономаренко и др., 2009; Пономарен-

ко, 2015). Не стали исключением и разрез Молебен-Из, где *Montiparus* также не были установлены. С одной стороны, это может быть связано с размытием среднекасимовских отложений. Однако в изученных разрезах на р. Илыч нет сколько-нибудь выраженных эрозионных поверхностей на этом уровне. С другой стороны, мы можем иметь здесь пример несогласия отсутствия отложений (*non deposition unconformity*), когда осадки просто не отлагались. В разрезе Молебен-Из, как и во многих разрезах на севере Урала, нижнекасимовские отложения покрываются образованиями кержакского горизонта.

Касимовский ярус. Кержакский горизонт. Устанавливается по первому появлению фузулинид *Triticites* ex gr. *arcticus* и *T. petschoricus* и сложен в нижней части мшанковыми глинистыми узловатыми известняками, а в верхней – биоморфными палеоаплизиновыми и сгустковыми разностями. Нижняя часть сильно окремнена. Эти слои свидетельствуют о начавшейся трансгрессии морского бассейна. Следует отметить, что в разрезе Молебен-Из мощность сильно окремненных известняков составляет 6.0 м, тогда как в разрезе Бузгальский Камень они составляют толщу мощностью 35.7 м (Пономаренко, 2015). Сокращенная мощность, узловатое (нодулярное) строение, обилие остатков организмов-фильтраторов позволяют нам предположить, что в разрезе Молебен-Из развиты конденсированные отложения. Литологически они сходны с верхнеассельско-сакмарской усть-испередьюской толщей, выделенной В.А. Салдиным на р. Илыч в районе устья Испердью (Антошкина и др., 2011). Главным отличием является то, что усть-испередьюская толща имеет красноватый цвет, а узловатые мшанковые известняки в разрезе Молебен-Из – светло-серый.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ МАРКЕРОВ

В изученном разрезе Молебен-Из выделяется несколько уровней, характеризующихся изменениями типов пород и фаунистических комплексов, которые могут быть использованы для корреляции.

Следы субаэральных экспозиций. В разрезе Молебен-Из отмечается три уровня развития известняков с *Microcodium*, представляющих собой следы субаэральных экспозиций. Количество этих уровней совпадает с количеством уровней палеопочв в мячковском горизонте на юге Подмосковья (Kabanov, 2003). Этот факт, конечно, не дает достаточных оснований для прямой корреляции мячковских палеопочвенных горизонтов подмосковного бассейна и Северного Урала, но доказывает, что в отложениях верхней части московского яруса могут иметь следы субаэральных экспозиций на достаточно обширных площадях. Так, трехметровая

толща верхнемосковских известняков с обильными *Microcodium* вскрыта в разрезе Бия-Из на р. Илыч (см. рис. 6; Антошкина и др., 2011). Микрокодиевые известняки в верхней части среднего карбона Северного Тимана отмечаются на рр. Белая и Сула (Ремизова, 2004, 2015). Но в то же время, например, в разрезе Бузгальский Камень на р. Унья (Северный Урал) и в разрезе Ош-Ёль (Салдин, Ремизова, 2015) на р. Косью (гряда Чернышева) микрокодии отмечаются лишь в единичных случаях. А.И. Елисеев (1963) описал в обн. 80 на р. Шарью (гряда Чернышева) в кровле московского яруса кальцитизированные известняки с огромными пустотами, выполненными друзами кальцита с размером кристаллов до 10 см. Сходные образования отмечались в известняках серпуховского яруса восточного склона Среднего Урала (Мизенс и др., 2016), и были интерпретированы как проявления палеокарста. Таким образом, породы верхнемосковского подъяруса в некоторых случаях содержат следы субаэрального воздействия, что позволяет использовать их как дополнительный признак для корреляции разрезов. Однако необходимы специальные исследования для установления точного положения известных уровней с *Microcodium* в верхней части московского яруса в разных разрезах.

Нижняя граница касимовского яруса. В разрезе Молебн-Из нижняя часть касимовского яруса представлена биокластовыми известняками и органогенными песчаниками, характеризующими отложения мелкого открытого моря. Важным отличием является лишь отсутствие следов субаэрального воздействия. В слоях с разнообразными *Usvaella* и первыми *Kanmeraia*, *Dagmarella* и *Eowariengella* отмечаются пласты и желваки кремней. Однако, уже в ближайшем разрезе Бия-Из кремни отмечаются не только в аналогичных слоях, но и в верхнемосковских отложениях (см. рис. 6). В разрезе Бузгальский Камень на р. Унья верхняя часть московского и нижняя часть касимовского ярусов приходятся на относительно монотонную толщу чередования биокластовых известняков, органогенных песчаников и вторичных доломитов. Главное отличие в них – присутствие многочисленных кремней в составе среднекаменноугольных пород и появление массивных слоев биоморфных известняков среди верхнекаменноугольных. В целом, анализируя приведенные данные, следует отметить невозможность выделения какого-либо “яркого” литологического репера в нижней части касимовского яруса: литологические изменения на границе C_2 - C_3 происходят, но в каждом разрезе они выражены по-разному.

Мшанковые известняки с обильными кремнями в нижней части кержаковского горизонта хорошо выделяются не только в разрезе Молебн-Из, но и в ряде других на Северном Урале и гряде Чернышева (см. рис. 6). Наибольшую мощность

они имеют на р. Унья (разрез Бузгальский Камень) и хорошо узнаются в разрезе темно-серым, почти черным цветом, тонкой слоистостью пород, тонкозернистой структурой и интенсивным окремнением (Пономаренко, 2015). Однако возраст этой толщи установлен только условно, по положению в разрезе (Пономаренко, Исакова, 2011; Пономаренко, 2015).

В разрезе Бия-Из позднекасимовские фузулиниды были определены из тонкого 20-см слоя, расположенного ниже толщи окремненных мшанковых известняков (Пономаренко и др., 2009; Пономаренко, 2015). В разрезе Молебн-Из позднекасимовские фузулиниды установлены уже в самих интенсивно окремненных узловатых глинистых мшанковых известняках, что позволило точно определить стратиграфическое положение этой толщи. Эти породы отвечают уровню крупной трансгрессии. Вышележащие биоморфные, сгустковые и биокластовые известняки, вскрытые на Северном Урале в разрезах Молебн-Из и Бузгальский Камень (см. рис. 6), отражают осадконакопление уже в более мелководных средах. Сходное строение имеет разрез кержаковского горизонта на р. Шарью (см. рис. 6) (Елисеев, 1963). Итак, толща интенсивно окремненных глинистых мшанковых известняков имеет широкое распространение и представляет хороший маркирующий горизонт для корреляции разрезов. В то же время следует отметить, что и этот маркер проявляется не везде (как, например, в разрезе Ош-Ёль, см. рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных стратиграфических и литологических исследований можно сделать следующие выводы.

1. Разрез Молебн-Из на р. Илыч (Северный Урал) сложен карбонатными породами верхней части (мячковский горизонт) московского и касимовского ярусов (орловский и кержаковский горизонты) каменноугольной системы.

2. Основание касимовского яруса, совпадающее с нижней границей верхнего отдела каменноугольной системы ОСШ проводится в основании слоя 6 с разнообразными *Pulchrella*, *Usvaella* и первыми *Dagmarella*, *Eowariengella*, *Kanmeraia*. Этот выбор связан с тем, что на Северном, Приполярном и северной части Среднего Урала, Пай-Хое, а также разрезах Югорского полуострова, о-ва Вайгач, восточного склона Северного Тимана, Канадского Арктического архипелага, материковой части Канады и США *Pulchrellinidae* преобладают, а их появление – более широко распространенный репер, чем появление протритицитесов и обсолетесов.

3. Следует особо отметить, что первое появление *Obsoletes* и *Protriticites* в разрезе Молебн-Из, как и во многих разрезах севера Урала, гряды Чернышева

и Печорской синеклизы, не совпадает с широким появлением *Pulchrellinidae*. Поэтому обособление фузулинидовой зоны *Obsoletes-Protriticites*? здесь несколько затруднительно, так как она оказывается внутри протяженной зоны *Kanmeraia ozawai* – *Usuaella usvae*, которая наиболее отвечает фауне данного стратиграфического интервала.

4. Средняя зона касимовского яруса – *Montiparus montiparus* – не установлена. На это время, по всей видимости, приходится перерыв в осадконакоплении, поэтому, как и во многих разрезах на севере Урала, нижнекасимовские отложения покрываются образованиями кержаковского горизонта (зона *Triticites arcticus*–*Tr. petschoricus*).

5. Исследования пород разреза Молебн-Из позволили выделить ряд литологических маркеров, имеющих, в ряде случаев, хороший корреляционный потенциал. Структуры *Microcodium* в верхней части мячковского горизонта, указывающие на субэзральную экспозицию, представлены на Северном Урале, Северном Тимане, гряде Чернышева, юге Подмосковья. Органогенные постройки приурочены только к нижней части касимовского яруса. Одновозрастные аналоги вскрыты также на Приполярном Урале и гряде Чернышева. В нижней части кержаковского горизонта хорошо выделяются мшанковые известняки с обильными кремнями. Они широко распространены и являются надежным маркером основания верхнекасимовского подъяруса на изучаемой территории.

Благодарности

Авторы искренне признательны д.г.-м.н. А.И. Антошкиной, д.г.-м.н. Г.А. Мизенсу и к.г.-м.н. Т.Н. Исаковой за консультации и рекомендации при написании этой статьи. Ориентированные шлифы были изготовлены П.Е. Шмыровым (шлифовальная мастерская Института геологии Коми НЦ УрО РАН им. акад. Н.П. Юшкина), компьютерные фотографии фузулинелл выполнили ст. науч. сотр. ИГГ УрО РАН Т.И. Степановой, за что мы выражаем им огромную благодарность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2014) Палеомикрокодии: новый взгляд на их генезис. *Палеонтол. журн.*, (4), 15-31.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Е.С., Шадрин А.Н., Шеболин Д.Н., Канева Н.А. (2011) Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Варсановьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника*, 1. М.: 5-214.
- Варсановьева В.А., Раузер-Черноусова Д.М. (1960) К характеристике среднекасимовских отложений р. Илыч. *Сборник трудов по геологии и палеонтологии*. Сыктывкар, 94-126.
- Елисеев А.И. (1963) Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.; Л.: Изд-во Академии наук СССР, 173 с.
- Елисеев А.И., Михайлова З.П. (1962) Новые данные о верхнем карбоне гряды Чернышева. *ДАН СССР*, 145(3), 631-634.
- Иванова Р.М. (1997) Биостратиграфия и систематика каменноугольно-пермских фузулинелл Урала. *Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. Тр. XII Всерос. микрорепонтол. совещ.* М.: ГЕОС, 22-28.
- Иванова Р.М. (2007) Зональная стратиграфия и элементы палеогеографии среднего карбона Урала по фузулинидам и водорослям. *Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Мат-лы Всерос. конф.* Казань: КГУ, 123-127.
- Иванова Р.М. (2008) Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиография, палеонтология). Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
- Канева Н.А. (2010) Палеоэкология и фации органогенных построек верхнего карбона севера Урала (на примере скелетных холмов р. Щугер). *Вест. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, (7), 2-5.
- Коновалова М.В. (1991) Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 201 с.
- Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2016) Палеокарст на восточном склоне Среднего Урала и граница нижнего-среднего карбона. *Литосфера*, (6), 56-69.
- Михайлова З.П. (1974) Фузулиниды верхнего карбона Печорского Приуралья. Л.: Наука, 136 с.
- Пономаренко Е.С. (2015) Верхнекасимовско-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 177 с.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. (2013) Влияние анхикодиевых водорослей на специфику палеосообществ в нижнепермских скелетных холмах Северного Урала. *Водоросли в эволюции биосферы. Мат-лы I палеоальгологической конференции*. М.: ПИН РАН, 103-104.
- Пономаренко Е.С., Исакова Т.Н. (2011) Разрез Бугальский Камень – опорный разрез верхнекасимовско-нижнепермских отложений Северного Урала: литологическая и микрофаунистическая характеристики. *Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы. Мат-лы Междунар. конф.* Пермь: Пермский гос. ун-т, 173-177.
- Пономаренко Е.С., Ремизова С.Т., Камалетдинова Л.Н. (2009) Проблема стратификации касимовского яруса на р. Илыч. *Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Мат-лы II Всерос. конф.* Казань: Казан. гос. ун-т, 147-148.
- Ремизова С.Т. (2004) Фузулиноиды Тимана: эволюция, биостратиграфия и палеобиография. Екатеринбург, УрО РАН. 218 с.
- Ремизова С.Т. (2015) Среднекасимовские водорослевые постройки Тимана как индикатор палеоэкологических условий. *Геология рифов. Мат-лы Всерос. литолог. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 130-131.
- Салдин В.А., Ремизова С.Т. (2015) Верхнепалеозойская органогенная постройка на р. Косью (Приполярный

- Урал). Геология рифов. Мат-лы Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 133-135.
- Сандула А.Н. (2009) Верхнемосковско-касимовские скелетные холмы на р. Шугер. *Вест. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*. Сыктывкар, **9**, 2-4.
- Соловьева М.Н. (1984) Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова. *Верхний карбон СССР*. М.: Наука, 121-158.
- Чермных В.А. (1976) Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 304 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 285 с.
- Dunham J.R. (1962) Classification of carbonat rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonat Rocks*. Vem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 108-121.
- Kabanov P.B. (2003) The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, Subaeral Exposures and Depositional Model. *Facies*, **49**, 243-270.
- Kabanov P.B., Anadon P., Krumbein W.E. (2008) Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogeniv biologically induced origin for its formation. *Sediment. Geol.*, **205** (3-4), 79-99.
- Ponomarenko E.S., Remizova S.T. (2013) Establishing the Moskovian-Kasimovian boundary in the Northern Urals (the Ilych River). *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **30**, 53-55.
- Antoshkina A.I. (2014) Palaeomicrocodium: A new View on its Origin. *Palaeontol. J.*, **48**(4), 353-368. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Sandula A.N., Nikulova N.Yu., Ponomarenko E.S., Shadrin A.N., Shebolkin D.N., Kaneva N.A. (2011) *Paleozoiskoe osadkonakoplenie na vneshnei zone shel'fa passivnoi okrainy severo-vostoka Evropeiskoi platformy* [Paleozoic sedimentation on the shelf outer zone of the passive margin at north-east European Platform]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russian)
- Chernykh V.A. (1976) *Stratigrafiya karbona severa Urala* [Stratigraphy of Carboniferous of the northern part of the Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 304 p. (In Russian)
- Dunham J.R. (1962) Classification of carbonat rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonat Rocks*. Vem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 108-121.
- Eliseev A.I. (1963) *Stratigrafiya i litologiya kamennougol'nykh otlozhenii gryady Chernysheva* [Stratigraphy and Lithology of Carboniferous deposits of the Chernyshev Ridge]. Moscow. Leningrad, USSR Academy of Science Publ., 173 p. (In Russian)
- Eliseev A.I., Mikhailova Z.P. (1962) New dates about Upper Carboniferous of the Chernyshev Ridge. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **145**(3), 631-634. (In Russian)
- Ivanova R.M. (1997) Biostratigraphy and systematic of Carboniferous-Permian Fusulinellida of the Urals. *Biostratigrafiya i mikroorganizmy fanerozoia Evrazii. Tr. XII Vseross. mikropaleontol. soveshch.* [Phanerozoic Biostratigraphy and Microorganisms of the Eurasia. Proc. XII All-Russian Micropaleontologic Conf.]. Moscow, GEOS Publ., 22-28. (In Russian)
- Ivanova R.M. (2007) Zonal stratigraphy and paleogeography elements of Middle Carboniferous of the Urals respect to Fusulinids and Algae. *Verkhni paleozoi Rossii: stratigrafiya i paleogeografiya. Mat-ly Vseross. konf.* [Upper Palaeozoic of Russia: Stratigraphy and Paleogeography. Materials of the All-Russian conference]. Kazan', Kazanskii St. Univ. Publ., 123-127. (In Russian)
- Ivanova R.M. (2008) *Fuzulinidy i vodorosli srednego karbona Urala (zonal'naya stratigrafiya, paleobiogeografiya, paleontologiya* [Fusulinids and Algae of Middle Carboniferous of the Urals (zonal stratigraphy, palaeobiogeography, palaeontology)]. Ekaterinburg, UB RAS, 204 p. (In Russian)
- Kabanov P.B. (2003) The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, Subaeral Exposures and Depositional Model. *Facies*, **49**, 243-270.
- Kabanov P.B., Anadon P., Krumbein W.E. (2008) Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogeniv biologically induced origin for its formation. *Sediment. Geol.*, **205** (3-4), 79-99.
- Kaneva N.A. (2010) Palaeoecology and facies of organic buildups of Upper Carboniferous of north of the Urals (by the example skeletal mounds of the Shchuger River). *Vestn. Inst. Geol. Komi SC UB RAS*, (7), 2-5. (In Russian)
- Kononova M.V. (1991) *Stratigrafiya i fusulinidy verkhnego karbona i nizhnei permi Timano-Pechorskoi neftegazonosnoi provintsii* [Stratigraphy and Fusulinids of Upper Carboniferous and Lower Permian of the Timan-Pechora oil-and-gas province]. Moscow, Nedra Publ., 201 p. (In Russian)
- Mikhailova Z.P. (1974) *Fuzulinidy verkhnego karbona Pechorskogo Priural'ya* [Fusulinids of Upper Carboniferous of the Pechorian Cisurals]. Leningrad, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Mizens G.A., Badida L.V., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2016). Ancient karst at the eastern slope of the Middle Urals and the Early-Middle Carboniferous boundary. *Litosfera*, (6), 59-69. (In Russian)
- Ponomarenko E.S. (2015) *Verkhkamennougol'nye-nizhnepermские карбонатные отложения западного склона Северного Урала* [Upper Carboniferous-Lower Permian carbonate deposits of western slope of the Northern Urals]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 177 p. (In Russian)
- Ponomarenko E.S., Isakova T.N. (2011) Buzgal'skij Kamen' section – the key section of Upper Carboniferous–Lower Permian deposits of the Northern Urals: Lithologic and Microfaunistic characteristics. *Permskaya sistema: stratigrafiya, paleontologiya, geodinamika i mineral'nye resursy. Mat-ly Mezhdunar. conf.* [Permian system: stratigraphy, palaeontology, palaeogeography, geodynamics and mineral resources. Contributions to International conference]. Perm', Perm. St. Univ. Publ., 173-177. (In Russian)
- Ponomarenko E.S., Ivanova R.M. (2013) An influence of Anchicodiaceae algae on specificity of palaeocommunities in Lower Permian skeletal mounds of the Northern Urals. *Vodorosli v evolutsii biosfery. Mat-ly I paleoalgologicheskoi konferentsii* [Algae in Biosphere Evolution. Contributions to the I Palaeoalgological Conference]. Moscow, PIN RAS, 103-104. (In Russian)
- Ponomarenko E.S., Remizova S.T. (2013) Establishing the Moskovian-Kasimovian boundary in the Northern Urals (the Ilych River). *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **30**, 53-55.
- Ponomarenko E.S., Remizova S.T., Kamaletdinova L.N. (2009) The problem of stratification of Kasimovian on the Ilych River. *Verkhni paleozoi Rossii: stratigrafiya i fatsial'nyi analiz. Mat-ly II Vseross. konf.* [Upper Paleozoic of Russia: Stratigraphy and Facies Analysis. Materials of the II All-Russian conference]. Kazan', Kazanskii St. Univ. Publ., 123-127. (In Russian)

- ozoic of Russia: Stratigraphy and facial analysis. Contribution to II All-Russian conference]. Kazan', Kazan. St. Univ. Publ., 147-148. (In Russian)
- Remizova S.T. (2004) *Fuzulinoidy Timana: evolutsiya, biostratigrafiya i paleobiogeografiya* [Fusulinoids of the Timan: evolution, biostratigraphy and palaeobiogeography]. Ekaterinburg, UB RAS, 218 p. (In Russian)
- Remizova S.T. (2015) Middle Carboniferous algal buildups of Timan as indicator of paleoecological conditions. *Geologiya rifov. Mat-ly Vseross. Litol. Soveshch.* [Geology of Reefs. Proc. All-Russian Lithol. Meeting]. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 130-131. (In Russian)
- Saldin V.A., Remizova S.T. (2015) The Upper Paleozoic organic buildup in the Kos'yu River (Subpolar Urals). *Geologiya rifov. Mat-ly Vseross. Litol. Soveshch.* [Geology of Reefs. Proc. All-Russian Lithol. Meeting]. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 133-135. (In Russian)
- Sandula A.N. (2009) Upper Moskovian-Kasimovian skeletal mounds on Shchuger River. *Vestn. Inst. Geol. Komi SC UrO RAN*, (9), 2-4. (In Russian)
- Solov'eva M.N. (1984) The lower boundary of Upper Carboniferous respect to foraminifera faunas of the Yugor Peninsula. *Verkhniy karbon SSSR* [Upper Carboniferous of USSR]. Moscow, Nauka Publ., 121-158. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. *Tr. Pechoro-Ilychskogo gos. zapovednika* [Works of Pechora-Ilych national reserve], 1, 1-214. (In Russian)
- Varsanofieva V.A., Rauser-Chernousova D.M. (1960) To characterization of Middle Carboniferous deposits of Ilych River. *Sbornik trudov po geologii i paleontologii* [Collection of works regarding Geology and Paleontology]. Syktyvkar, 94-126. (In Russian)
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez Severa Urala i Pai-Khoya* [Orogenesis of north of the Urals and Pay-Khoy]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 285 p. (In Russian)

Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов)

Л. В. Бадида¹, А. В. Маслов^{1,2}, Г. А. Мизенс¹

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: kokshina.lv@gmail.com, amas2004@mail.ru, mizens@igg.uran.ru

²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 12.04.2019 г., принята к печати 19.04.2019 г.

Объект исследований. Рассмотрены современные методы исследования обломочных цирконов и апатитов, используемых как минералы-индикаторы состава и возраста пород питающих провинций. **Материалы и методы.** Использованы данные об U-Pb изотопных возрастах и составе обломочных цирконов, выделенных из песчаников рифея и венда, а также нижнего триаса Южного Урала. Кроме того, привлечены многочисленные литературные данные. **Результаты.** В статье дается обзор основных методов изучения рассматриваемых минералов. Показано, что привлечение для реконструкции состава пород в источниках сноса данных по обломочным апатитам, наряду с цирконами, а также комбинация петрогенетических признаков различных обломочных минералов и информации об их возрастах обладают высоким потенциалом для точной диагностики источников сноса.

Ключевые слова: обломочные цирконы, обломочные апатиты, методы исследования, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой № AAAA-A18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Provenance reconstructions. Article 4. Modern methods for investigating detrital minerals (zircon, apatite)

Lyudmila V. Badida¹, Andrey V. Maslov^{1,2}, Gunar A. Mizens¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mails: kokshina.lv@gmail.com, amas2004@mail.ru, mizens@igg.uran.ru

²Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia

Received 12.04.2019, accepted 19.04.2019

Research subject. This article aims to review modern methods for investigating detrital zircons and apatites used as mineral indicators of the composition and age of distributive provinces. **Materials and methods.** Data on the U-Pb-isotopic age and composition of detrital zircons isolated from Riphean and Vendian sandstones, as well as from the lower Triassic of the Southern Urals, was analysed. In addition, numerous examples and data from published sources were studied. **Conclusions.** A review of the main methods used for investigating the minerals in question was conducted. It is shown that the reconstruction of the composition of source rocks should be carried out using data on both detrital apatites and zircons. In addition, the petrogenetic signs of various detrital minerals and information about their ages have a high potential for accurate diagnosis of sources rocks.

Keywords: detrital zircons, detrital apatites, methods of research, Southern Urals

Funding information

The studies were conducted in accordance with the theme number AAAA-A18-118053090044-1 of the state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to N.S. Glushkova, who completed the illustrations for this article.

Для цитирования: Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов апатитов). *Литосфера*, **20**(3), 363-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-363-385

For citation: Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A. (2020) Provenance reconstructions. Article 4. Modern methods for investigating detrital minerals (zircon, apatite). *Litosfera*, **20**(3), 363-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-363-385

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья завершает серию публикаций, посвященных современным методам и подходам к изучению пород петрофонда (Маслов и др., 2019, 2020; Бадида и др., 2020). Мы предполагали завершить указанную серию статей обзором методов исследования состава минералов тяжелой фракции, таких как турмалин, гранат, хромшпинелид, рутил, циркон, апатит, пироксены и амфиболы, но оказалось, что вместить имеющуюся на сегодня информацию по всем минералам в одну публикацию невозможно. В итоге сведения об использовании для указанных целей обломочных цирконов и апатитов составили отдельную статью, которая и предлагается вниманию читателей.

U-Pb-изотопное датирование обломочных цирконов стало в последние 10–15 лет в России популярным методом корреляции разрезов, исследования возраста и состава пород питающих провинций, проверки разнообразных тектонических построений, а также ряда других также весьма интересных и важных реконструкций, например, установления максимально возможного возраста осадочных образований, вопросов роста континентальной коры, выделения эпох формирования крупных масс ювенильной коры и т. п.

Вместе с тем, как отмечено в (Gillespie et al., 2018), использование данных по геохронологии циркона имеет и серьезные ограничения, связанные с тем, что циркон кристаллизуется не во всех типах магматических пород. И здесь на помощь может прийти обломочный апатит, о роли которого как индикатора состава пород питающих провинций, известно значительно меньше.

ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ: МЕТОДЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Важным инструментом реконструкции как предполагаемого возраста пород питающих провинций, так и их возможного состава является определение U-Pb-изотопного возраста, РЗЭ- и Lu-Hf-изотопных характеристик обломочных цирконов (Belousova et al., 2002; Barr et al., 2003; Fedo et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003; Rainbird, Davis, 2007; Dickinson et al., 2009; и др.). Получаемая с помощью анализа U-Pb-датировок информация в большинстве случаев не может быть выявлена другими методами, в частности, такими традиционными, как минералого-петрографические, геохимические анализы индикаторов палеотечений. Следует, однако, иметь в виду, что данные о возрасте обломочных цирконов в осадочных породах дают информацию о максимальном возрастном пределе формирования осадков (Barr et al., 2003).

Известно, что U-Pb-система в цирконах весьма стабильна и не подвержена влиянию процессов метаморфизма, происходящих во время седиментации во многих случаях. Следовательно, обломочные цирконы позволяют нам получить первичные возраста пород, в которых они формировались, но не предполагают, что цирконы попали в осадок из субстрата именно этого возраста, поскольку они, как хорошо известно, могут быть переотложены значительное число раз (Dickinson et al., 2009).

U-Pb-изотопное датирование цирконов, присутствующих в осадочных и метаосадочных породах, стало в последние годы весьма популярным инструментом исследований, связанных с корреляцией различных последовательностей пород и реконструкцией состава областей размыва и возраста размывавшихся комплексов (de Haas et al., 1999; Bingen et al., 2001; Williams, 2001; Lahtinen et al., 2002; Fedo et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003; Andersen, 2005; Cavosie et al., 2006; Gaucher et al., 2008; Dickinson et al., 2009; Lauri et al., 2011; Маслов и др., 2011, 2012, 2016; Андреичев и др., 2013; Романюк и др., 2013, 2014, 2018; Кириллова, 2014; Ковач и др., 2014; Костева и др., 2014; Кузьмин, 2014; Школьник и др., 2014; Ершова и др., 2015; Петров и др., 2015; Кузнецов и др., 2017; Ивлева и др., 2018; и др.), а также верификацией различных тектонических моделей (Кузнецов и др., 2012, 2014; Rainbird, Davis, 2007; и др.). Результаты U-Pb-изотопного датирования цирконов (полученные иногда весьма оригинальным способом) используются и для понимания глобальных и субглобальных процессов формирования континентальной коры (Davis, 2002; Barr et al., 2003; Griffin et al., 2004; Condie et al., 2005; Safonova et al., 2010). Большинство исследований подобного рода основано на визуальном сравнении графиков конкордантных возрастов или диаграмм плотностей вероятности (Sircombe, 2000), но в ряде публикаций используются также подходы, основанные на анализе некоторых количественных характеристик возрастных спектров (Sambridge, Compston, 1994; Sircombe, Hazelton, 2004). Следует, однако, иметь в виду, что получение корректной геологической информации любым из указанных методов требует адекватного отражения возрастными спектрами особенностей распределения различных популяций обломочных цирконов в исходных осадках.

Качество геологической информации, полученной при анализе U-Pb-изотопных возрастов детритовых цирконов, в первую очередь обусловлено количеством проанализированных зерен и “стратегией” их отбора (Andersen, 2005). При поиске каких-либо экзотических пород в областях размыва или использовании сведений о возрасте обломочных цирконов для установления минимального возраста накопления тех или иных толщ весьма важно обнаружение всех присутствующих в породах популяций цирконов, даже самых малых.

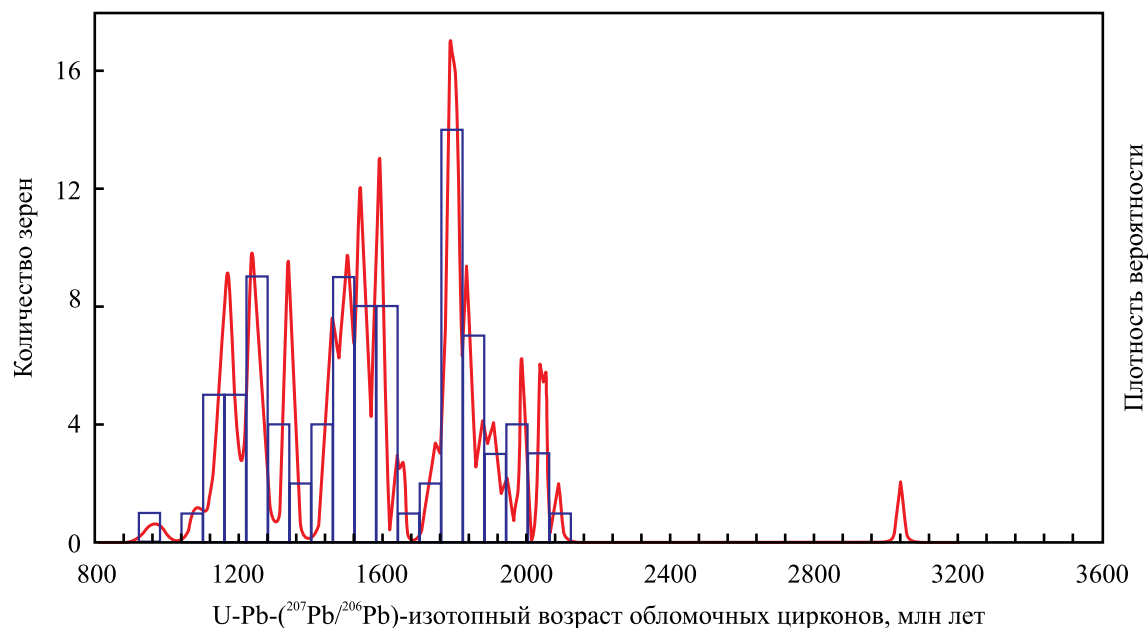


Рис. 1. Гистограмма и кривая плотности вероятности U-Pb изотопных возрастов обломочных цирконов с дискордантностью менее $\pm 10\%$, выделенных из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Fig. 1. The histogram and the probability density curve of the U-Pb isotopic ages of detrital zircons with less than $\pm 10\%$ discordance of Biryan subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation sandstones, the Bashkir meganticlinorium.

Однако, несмотря на то, что специальными исследованиями (Sircombe, 2000; Vermeesch, 2004) была показана важность изучения статистически надежных выборок (т.е. выборок с числом конкордантных датировок более 115–120), во многих работах все еще встречаются выводы, основанные на ограниченном количестве данных.

В результате численного моделирования и статистических выкладок установлено, что для получения полного представления о распределении плотности вероятности U-Pb изотопных возрастов детритовых цирконов в той или иной обломочной породе, что только и дает исчерпывающие сведения о самых малых возрастных популяциях, необходима информация по нескольким сотням случайным образом экстрагированных из каждого образца зерен (Andersen, 2005). Как правило, однако, это маловероятно даже в случае использования такого высокопроизводительного метода, как LA-ICP-MS. На практике в большинстве случаев используется компромиссное решение: 1) из каждого образца случайным образом выделяется и анализируется такое количество цирконов, которое обеспечивает достижение плотности вероятности 0.5 при пределе обнаружения 1–2%, что соответствует примерно 35–70 зернам; 2) дополнительно, для выявления самых малых популяций цирконов, необходимо изучение зерен, отобранных специальным

образом. Речь идет о сочетании зерен случайного и неслучайного отбора, используемых для анализа. Более подробно об этом можно посмотреть в статье (Andersen, 2005).

Большинство исследований детритовых цирконов последних лет преимущественно сфокусировано на анализе только возрастных спектров, например, таких, как на рис. 1. Вместе с тем редкие и рассеянные элементы, содержащиеся в цирконе, а также Lu-Hf изотопная систематика могут дать существенную дополнительную информацию относительно типов и особенностей формирования пород в областях размыва (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kinney, Maas, 2003; Griffin et al., 2004; Andersen, 2005; и др.). Следует отметить тем не менее, что первоначально ряд авторов испытывал определенный скепсис в отношении индикаторной роли РЗЭ в цирконах (Hoskin, Ireland, 2000), но позднее, на существенно более представительном материале и с привлечением более широкого спектра элементов-примесей, было показано, что распределение последних в той или иной мере отражает состав материнских пород и параметры процессов кристаллизации (Belousova et al., 2002; и др.). Так, цирконы из сиенитов, базальтов и кимберлитов обладают весьма низкими содержаниями гафния; максимальные концентрации данного элемента присущи некоторым грани-

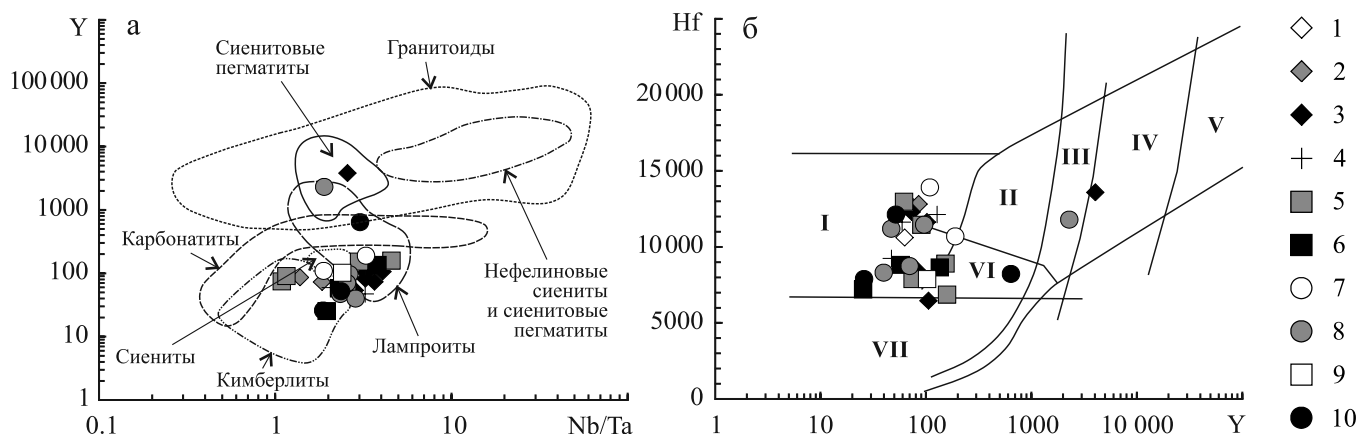


Рис. 2. Диаграммы Nb/Ta–Y (а) и Y–Hf (б) (Belousova et al., 2002) и положение на них точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса Южного Урала (Маслов и др., 2016).

Поля цирконов: I – из кимберлитов; II – из ультраосновных, основных и пород среднего состава; III – из кварцсодержащих средних пород и пород кислого состава; IV – из кислых пород с высоким содержанием SiO_2 ; V – из грейзенов; VI – из щелочных пород и щелочных метасоматитов щелочных комплексов; VII – из карбонатитов. Возраст: 1 – неоархейский, 2 – палеопротерозойский, 3 – мезопротерозойский, 4 – неопротерозойский, 5 – вендский, 6 – кембрийский, 7 – силурийский, 8 – девонский, 9 – каменноугольный, 10 – пермский.

Fig. 2. The Nb/Ta–Y (a) and Y–Hf (б) diagrams (Belousova et al., 2002) and the position on them of the data points of detrital zircons from the Lower Triassic sandstones, the Southern Urals (Maslov et al., 2016).

Zircon fields: I – from kimberlites; II – from ultramafic, mafic and intermediate rocks; III – from quartz-bearing intermediate and felsic rocks; IV – from felsic rocks with “high” SiO_2 content; V – from greisens; VI – from alkaline rocks and alkaline metasomatites of alkaline complexes; VII – from carbonatites. Ages of zircons: 1 – Neo-Archean, 2 – Paleoproterozoic, 3 – Mesoproterozoic, 4 – Neoproterozoic, 5 – Vendian, 6 – Cambrian, 7 – Silurian, 8 – Devonian, 9 – Carboniferous, 10 – Permian.

тоидам и пегматитам нефелиновых сиенитов (Wiedenbeck et al., 1995; Belousova et al., 2002). По данным (Hoskin, Ireland, 2000), наибольшие значения Zr/Hf характерны для цирконов кимберлитов (75–168) и карбонатитов (до ≈ 250).

Цирконы из других типов магматических образований характеризуются близкими к хондритовым величинами отношения Zr/Hf (≈ 37). Концентрации иттрия в цирконах из кимберлитов редко превосходят ≈ 10 г/т, а в цирконах гранитоидов могут достигать величин $\approx 10\,000$ г/т. Значение Hf/Y в цирконах из кимберлитов составляет 50–1000, а в цирконах гранитоидов – всего 1–15.

Цирконы сиенитов и пегматитов из нефелиновых сиенитов характеризуются еще более низкими величинами данного параметра (0.8–4). Содержания Ta и Nb варьируют в пределах 0.2–21 и 0.4–120 г/т соответственно. Максимальные значения Nb/Ta достигают 40–48 в цирконах сиенитов, пегматитов нефелиновых сиенитов, а также некоторых гранитоидов, минимальные наблюдаются в цирконах из кимберлитов (Belousova et al., 2002) (рис. 2).

Содержания урана в цирконах варьируют от 0.1 до более 10 000 г/т. Для тория свойственны примерно такие же пределы вариаций (1–10 000 г/т). Наименьшие концентрации обоих элементов (соответственно 6–60 и 2–15 г/т) характерны для цирконов из кимберлитов, максимальные присущи цир-

конам гранитоидов и пегматитов. Величина отношения Th/U составляет преимущественно 0.1–1.0. В то же время в некоторых сиенитах и пегматитах нефелиновых сиенитов этот параметр доходит до 100–1000 и более. Цирконы карбонатитовых комплексов характеризуются значениями Th/U ≈ 100 , что в основном контролируется необычно низкими концентрациями в них урана (Belousova et al., 2002). По данным (Ahrens et al., 1967; Vavra et al., 1999; Hartmann et al., 2000; Hartmann, Santos, 2004), величины Th/U в цирконах магматического генезиса варьируют от 0.2 до 1.5, а в кристаллах из метаморфических образований рассматриваемый параметр значительно ниже (0.001–0.1) (рис. 3).

Наиболее высокими содержаниями РЗЭ характеризуются цирконы пегматитов и гранитоидов. Считается, что относительное обогащение их легкими лантаноидами в существенной мере обусловлено процессами метамиктизации. В цирконах из основных пород сумма РЗЭ варьирует от ≈ 100 –1000 г/т и иногда достигает 2000 г/т. В цирконах из карбонатитов и лампроитов $\Sigma\text{РЗЭ}$ редко превышает 600–700 г/т, а из кимберлитов – обычно характеризуется величинами менее 50 г/т (Belousova et al., 1998, 2002). Показателем степени обогащения цирконов тяжелыми РЗЭ является отношение $(\text{Yb}/\text{Sm})_N$ (Belousova et al., 2002). Для цирконов из пегматитов этот параметр составля-

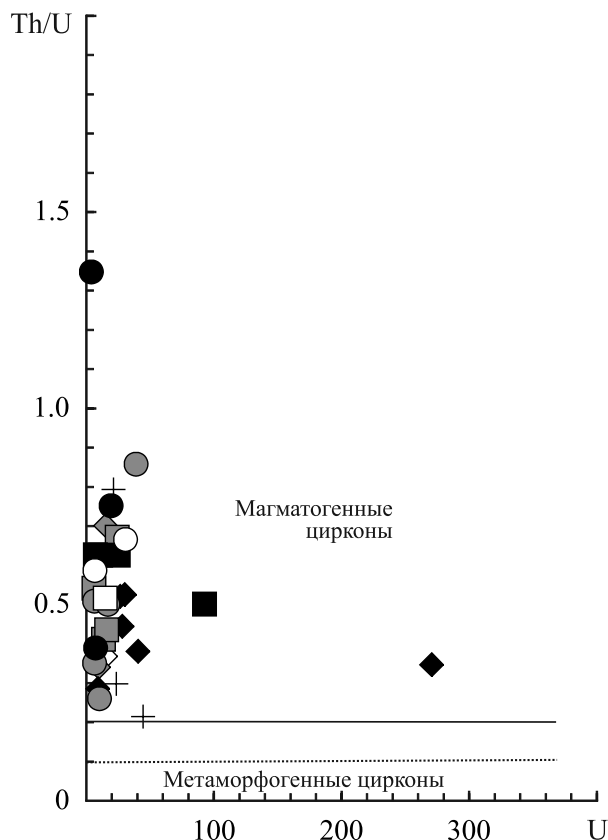


Рис. 3. Диаграмма U–Th/U (Belousova et al., 2002) и распределение на ней фигуративных точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса Южного Урала (Маслов и др., 2016).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. The U–Th/U diagram (Belousova et al., 2002) and the distribution on it of the data points of detrital zircons from the Lower Triassic sandstones, Southern Urals (Maslov et al., 2016).

Legend – see Fig. 2.

ет $\approx 100\text{--}300$, а цирконы из кимберлитов и карбонатитов, характеризующиеся пологим относительно хондрита распределением РЗЭ, имеют значения $(Yb/Sm)_N$ от 3 до 30. Цирконы сиенитовых пегматитов обладают наиболее выраженной положительной цериевой аномалией (2–300 и более) (рис. 4); для таких кимберлитов, карбонатитов и гранитоидов свойственны значения Ce/Ce^* от 1 до 10. Цирконы кимберлитов и карбонатитов обычно лишены европиевой аномалии, или величина ее весьма небольшая, более выражена отрицательная Eu аномалия в цирконах из кислых магматических пород. Наибольшие ее величины свойственны метамиктным цирконам, кристаллизовавшимся из остаточных/поздних магм и обогащенных U, Th и РЗЭ. Корреляция между Ce/Ce^* и Eu/Eu^* обычно отсутствует (Belousova et al., 2002).

Содержание и соотношение в обломочных цирконах таких элементов, как Ta, Nb, Y, Sm, Hf и ряда других, дают возможность наметить состав/тип материнских пород и сопоставить их с данными петрографических и геохимических исследований. Считается (Belousova et al., 2002), что для распознавания цирконов из кимберлитов, карбонатитов, долеритов и пегматитов нефелин-сиенитового ряда достаточно, как правило, какой-то одной дискриминантной диаграммы, например, для долеритов это диаграммы U–Y (рис. 5), Yb/Sm–Y или Ta–Nb, тогда как для идентификации цирконов из других типов изверженных пород обычно используются сведения, полученные при анализе нескольких зависимостей.

По данным (Grimes et al., 2007), соотношения между U и Yb, Hf и U/Yb, а также Y и U/Yb позволяют разделить цирконы, кристаллизовавшиеся в океанических габброидах, континентальных гранитоидах и кимберлитах (рис. 6). Следует, однако, иметь в виду, что абсолютные концентрации U, Th и Yb в индивидуальных зернах цирконов могут в существенной степени варьировать; в то же время определенная корреляция между ними все же наблюдается. Например, средние значения U/Yb растут от океанических габброидов (0.18) к континентальным гранитоидам (1.07) и кимберлитам (2.1) (Grimes et al., 2007).

Статистическая обработка данных по содержанию элементов-примесей в цирконах из магматических пород разных типов позволяет в ряде случаев решить и обратную задачу – на основе сведений об особенностях распределения в цирконах редких и рассеянных элементов установить состав материнских типов пород (Belousova et al., 2002; и др.). Один из возможных приемов для такого рода реконструкций – использование “алгоритма CART” (Belousova et al., 2002), с помощью которого данные о содержании в конкретном зерне обломочного циркона таких элементов, как Lu, Hf, Y, U и Yb, позволяют сделать вывод о принадлежности его к одному из определенных типов пород (кимберлитам, карбонатитам, сиенитам, нефелиновым сиенитам/сиенитовым пегматитам, базальтам (габбро)/“базитам”, долеритам, гранитоидам, сиенитам/монцитам и др.). Подробную информацию об этом алгоритме на русском языке можно найти в работе (Романюк и др., 2018). По содержанию редких и рассеянных элементов в обломочных цирконах последние могут быть отнесены к производным нескольких групп гранитоидов: 1) с содержанием $SiO_2 < 65$ мас.% (т.н. “диориты”); 2) с содержанием SiO_2 от 65 до 75 мас.% (т.н. “граниты”); и 3) с содержанием оксида кремния более 75 мас.% (т.н. “лейкограниты”). Как отмечено в упомянутой работе (там же, с. 9, 10), “... прогноз типа родительских пород носит статистический характер, прогноз для индивидуального циркона пока не очень надежен.

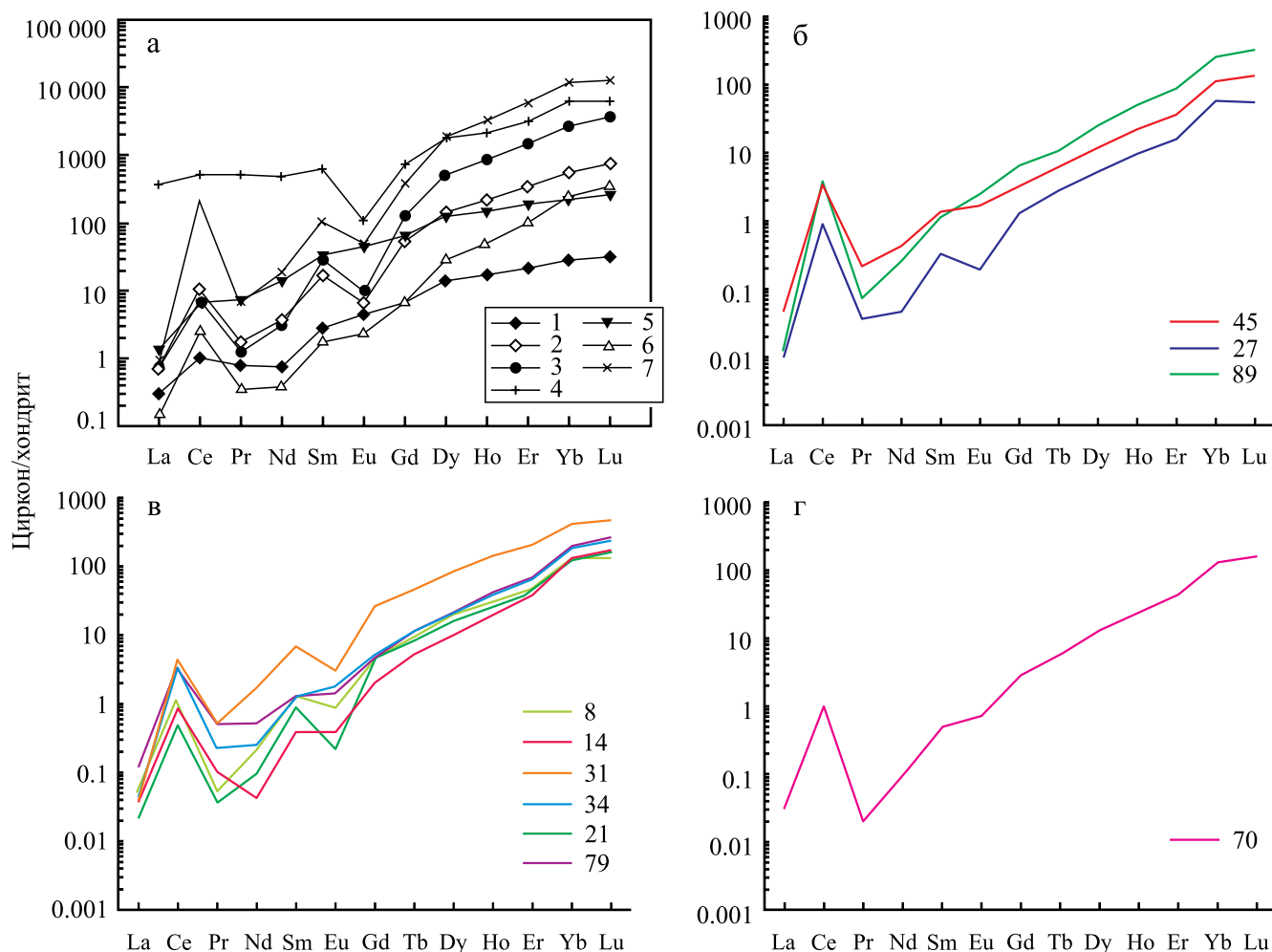


Рис. 4. Нормированные по хондриту спектры РЗЭ в цирконах из разных типов магматических пород (а) (Belousova et al., 2002) и распределение нормированных по хондриту лантаноидов в обломочных цирконах вендского (б), девонского (в) и пермского (г) возраста, присутствующих в песчаниках нижнего триаса Южного Урала (Маслов и др., 2016).

Цирконы: 1 – из кимберлитов, 2 – из лампроитов, 3 – из долеритов, 4 – из гранитоидов, 5 – из карбонатитов, 6 – из сиенитов, 7 – из сиенитовых пегматитов. Номера кривых на “б”–“г” соответствуют номерам зерен, указанным в работе (Маслов и др., 2016).

Fig. 4. Normalized to chondrite REE spectra in zircons from different types of igneous rocks (a) (Belousova et al., 2002) and the distribution of lanthanides normalized to chondrite in detrital zircons of the Vendian (б), Devonian (в) and Permian (г) ages, the Lower Triassic sandstones of the Southern Urals (Maslov et al., 2016).

Zircons: 1 – from kimberlites, 2 – from lamproites, 3 – from dolerites, 4 – from granitoids, 5 – from carbonatites, 6 – from syenites, 7 – from syenitic pegmatites. The numbers of the curves on parts “б”–“г” correspond to the numbers of grains in (Maslov et al., 2016).

В связи с этим содержательно интерпретируются только валовые параметры кремнекислотности для больших групп цирконов (“граниты” и “диориты”) и статистически представительные группы специфических цирконов, родственность происхождения которых по особенностям содержания элементов-примесей подтверждается также сходством U-Pb значений возраста или Hf-изотопией”.

В статье Т.В. Романюк с соавторами (2018) приведены кроме того результаты комплексного изучения обломочных цирконов из песчаников чудин-

ской и навышской подсистемы айской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория. Здесь детально рассмотрены почти все современные приемы и методы такого рода реконструкций – проанализированы спектры U-Pb-изотопных возрастов, распределение редких и рассеянных элементов (в том числе с использованием “алгоритма CART”) и Lu-Hf изотопная систематика цирконов. Мы же приведем пример анализа данных о распределении редких и рассеянных элементов с помощью “алгоритма CART” только шести зерен обломочных

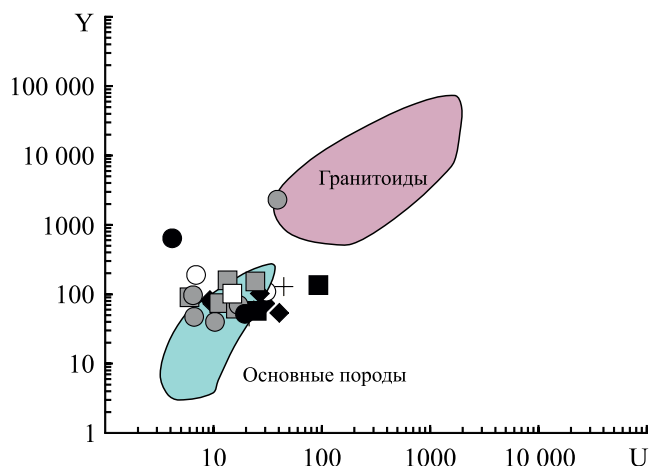


Рис. 5. Диаграмма U–Y в редакции (Andersen et al., 2011) и положение на ней точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса Южного Урала, по (Маслов и др., 2016).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 5. The U–Y diagram in (Andersen et al., 2011) version and the position on it of the data points of detrital zircons from the Lower Triassic sandstones, Southern Urals, according to (Maslov et al., 2016).

Legend – see Fig. 2.

цирконов из песчаников навашинской подсвиты айсиковой свиты и зигальгинской свиты типового разреза рифея Башкирского мегантиклинория, используя для этого аналитические материалы, любезно предоставленные Н.Б. Кузнецовым и Т.В. Романюк (ГИН РАН, г. Москва) (табл. 1).

Оценивая шаг за шагом содержания в указанных зернах Lu, Hf, Y, затем опять Hf или U, а в случае необходимости и Yb, мы можем видеть, что зерно 1 (U–Pb возраст 1.95 млрд лет) попало в осадок за счет разрушения диоритов (рис. 7). Зерно 2 (возраст 3.26 млрд лет) из песчаников того же стратиграфического уровня произошло из долеритов. Материнскими породами для зерна 3 (возраст 2.85 млрд лет) являлись, по всей видимости, карбонаты. Напротив, все взятые нами в качестве примеров обломочные цирконы разного возраста (зерно 4 – 1.96 млрд лет, зерно 5 – 2.76 млрд лет и зерно 6 – 2.10 млрд лет) из песчаников зигальгинской свиты попали в осадок предположительно за счет размыва одного типа материнских пород, а именно гранитоидов с содержанием $\text{SiO}_2 < 65$ мас. %, т.е. диоритов. Несколько иные выводы получаются в результате анализа распределения указанных выше зерен цирконов на диаграмме Ti–ΣPЗЭ (рис. 8), словно бы подтверждая справедливость слов Е.А. Белосовой и ее соавторов (Belousova et al., 2002) о необходимости для достижения непротиворечивых результатов использования во многих случаях не одной, а нескольких дискриминантных диаграмм.

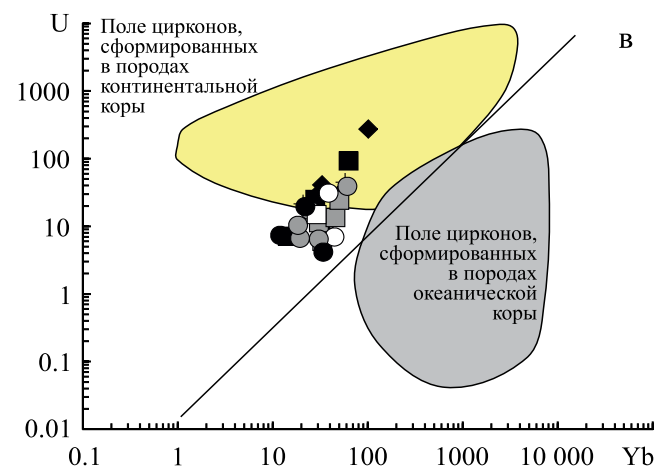
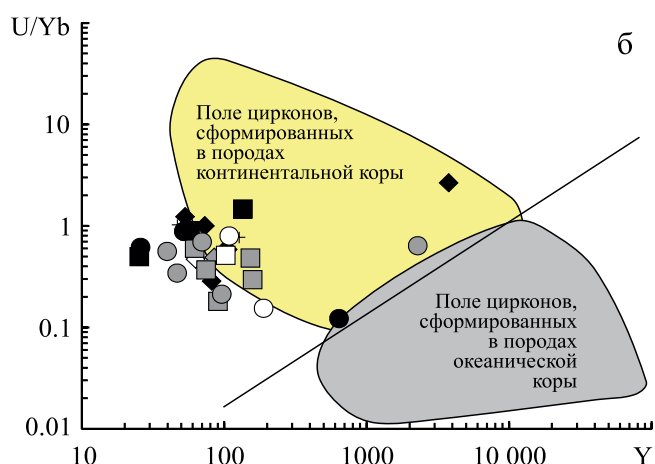
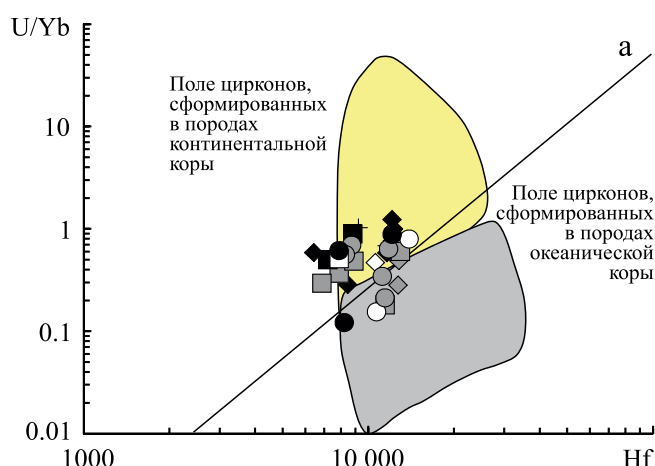


Рис. 6. Положение точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса Южного Урала на диаграммах Hf–U/Yb (а), Y–U/Yb (б) и Yb–U (в) (Grimes et al., 2007).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 6. Position of data points of detrital zircons from the Lower Triassic sandstones, the Southern Urals, on the Hf–U/Yb (a), Y–U/Yb (б) and Yb–U (в) diagrams (Grimes et al., 2007).

Legend – see Fig. 2.

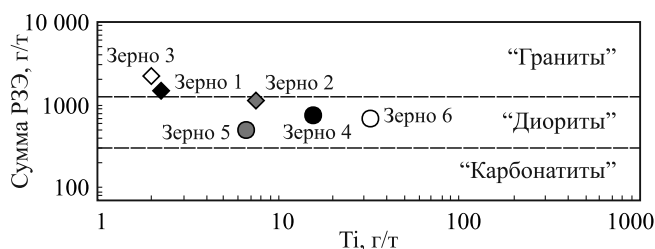


Рис. 8. Положение точек состава обломочных цирконов из песчаников навашской подсвиты айской свиты (зерна 1–3) и зигальгинской свиты среднего рифея (зерна 4–6) на диаграмме Ti–ΣРЭ.

Fig. 8. Position of the data points of detrital zircons from the sandstones of the Navysh Subformation of the Lower Riphean Ai Formation (grains 1–3) and the Middle Riphean Zigalga Formation (grains 4–6) on the Ti–REE diagram.

системы обломочных цирконов из песчаников той же навашской подсвиты айской свиты Башкирского мегантиклинория выявил широкий разброс величины ϵ_{Hf} (+7.1...–20.2). Положительные значения ϵ_{Hf} в кристаллах указывают на то, что материнскими по отношению к ним породами были мантийные магматические образования, отрицательные значения ϵ_{Hf} означают участие древнего корового материала в субстрате, при плавлении которого сформировались материнские магмы (Griffin et al., 2000, 2006; Belousova et al., 2006, 2010; Романюк и др., 2014). Пример построения диаграмм модельного возраста T_{DM}^{C} , оцененных по параметрам Lu–Hf изотопной системы в зависимости от $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста обломочных цирконов (навашская подсвита айской свиты), приведен на рис. 9.

Сопоставление на диаграмме U–Pb возраст– ϵ_{Hf} , восходящей к классическим работам (Patchett, Tatsumoto, 1980; Patchett et al., 1981; Patchett, 1983), фигуративных точек цирконов из песчаников навашской подсвиты айской свиты с известными значениями возраста и изотопно-геохимическими характеристиками кристаллических комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы, по данным, приведенным в статье (Романюк и др., 2018), показало, что точки обломочных цирконов не имеют статистически значимых совпадений с полями различных комплексов Бакалинского блока и колыванскими эндербитами. Установлено также, что ряд точек обломочных цирконов локализованы на указанной диаграмме в поле составов пород южной части Волго-Сарматского коллизионного орогена. Еще один вывод обсуждаемого исследования состоит в том, что "...фигуративные точки, соответствующие палеопротерозойскому возрасту (1.9–2.2 млрд лет), с размахом ... значений ϵ_{Hf} от максимальных положительных ... до отрицательных, соответствующих

модельному возрасту ... до 3.9 млрд лет ... (рециклинг палеоархейской коры), выстраиваются в вертикально вытянутые области ... [Эти] области ... интерпретируются как отражающие результат смешения в разных пропорциях ювенильного и изотопно-зрелого корового материала, которое может происходить в длительно действующих вулканических дугах на окраинах континентов и/или в коллизионных [палеопротерозойских] орогенах" (там же, с. 19–23) (см. рис. 9). Таким образом, авторы цитируемой работы считают, что, по крайней мере, часть обломочных цирконов в песчаниках базальных уровней типового разреза рифея представляют собой продукты разрушения кристаллических комплексов пород Волго-Сарматского орогена.

ОБЛОМОЧНЫЕ АПАТИТЫ: МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

В публикации (Abdullin et al., 2016) со ссылкой на работы (Dill, 1994; Morton, Hallsworth, 1999; Belousova et al., 2002; Piccoli, Candela, 2002; Morton, Yaxley, 2007; Chu et al., 2009; Jafarzadeh et al., 2014; и др.) показано, что апатит, обычный для многих магматических, метаморфических и осадочных пород минерал, содержит широкий спектр редких и рассеянных элементов, замещающих и анионные, и катионные позиции. Соответственно, геохимические особенности апатита могут дать информацию о составе тех пород, в которых он находился до попадания в осадок. Существенное значение имеет здесь и то, что указанный минерал довольно устойчив при транспортировке и постседиментационных трансформациях вмещающих пород. Однако стоит учитывать, что его стабильность тем не менее несколько варьирует в зависимости от окружающей среды (Pettijohn, 1941; Morton, Hallsworth, 1999; Morton, 2012).

Установлено, что спектры распределения РЭ в апатите контролируются главным образом составом пород, в которых он формировался (Belousova et al., 2002). В случае апатитов из магматических пород наклон нормированных по хондриту кривых распределения РЭ, выраженный как $(\text{Ce/Yb})_{\text{N}}$, уменьшается от ультраосновных пород (включая мантийные производные и карбонатиты) через промежуточные разности к существенно фракционированным (граниты и пегматиты) (Belousova et al., 2002; Chu et al., 2009; и др.). Большинство апатитов из мигматитов и метаморфических пород имеют почти плоское распределение РЭ или деплетированы легкими лантаноидами ($(\text{Ce/Yb})_{\text{N}} \leq 1$) Morton, Yaxley, 2007; Hammerli et al., 2014; и др.), хотя для апатитов из некоторых очковых гнейсов и гранулитов также может быть свойственно обогащение ЛРЭ (Bingen et al. 1996; Bea, Montero, 1999; и др.).

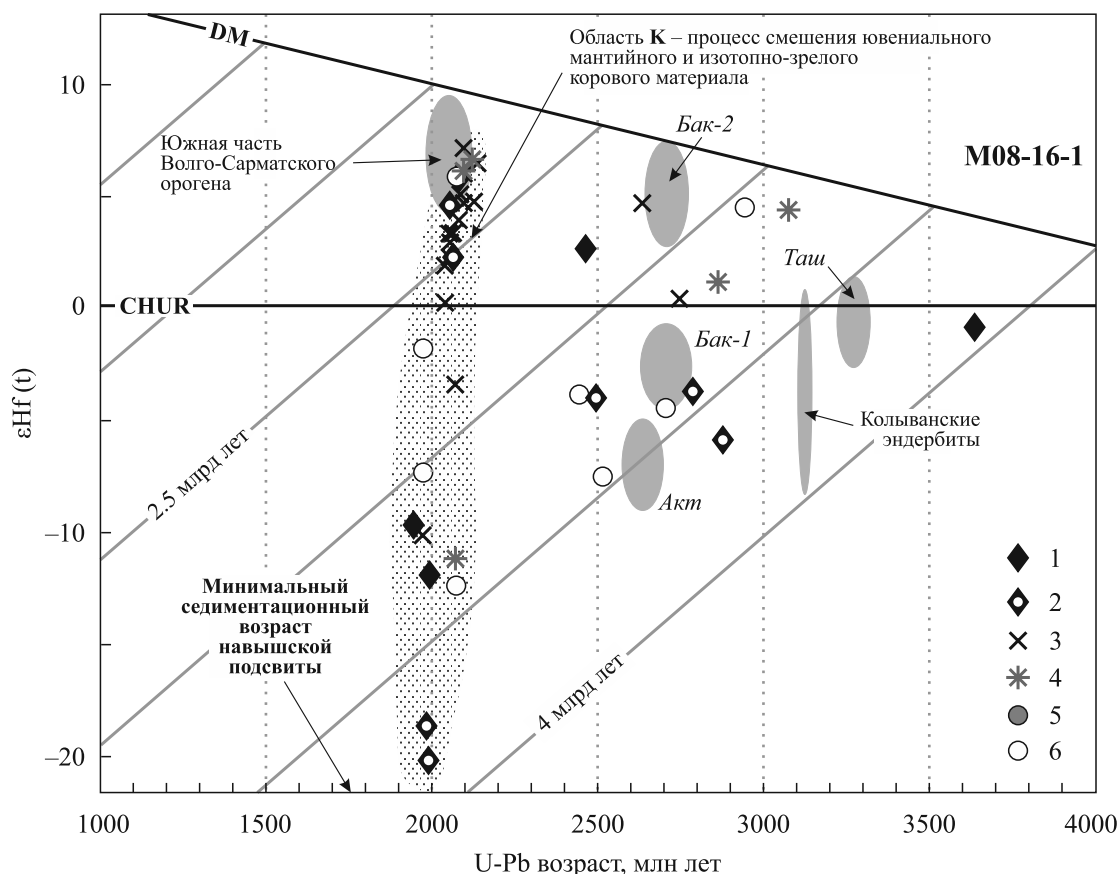


Рис. 9. Диаграмма U-Pb возраст– ϵ_{Hf} и положение на ней фигуративных точек состава обломочных цирконов навашской подсвиты айской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория (Романюк и др., 2014).

Зерна с характеристиками, свойственными: 1 – цирконам из “карбонатитов”; 2 – крупным прозрачным вишневым цирконам из “карбонатитов”; 3 – цирконам из “диоритов”; 4 – прозрачным желтым цирконам из “диоритов”; 5 – цирконам из “гранитов”; 6 – данных по содержанию редких и рассеянных элементов в цирконах нет.

Серые эллипсы – поля фигуративных точек возраста и T_{DM} , оцененных по Sm-Nd изотопной системе, для Бакалинского блока Волго-Урала и (комплексы: Таш – Ташлярский, Бак-1, Бак-2 и Акт – Актанышский), по (Bogdanova et al., 2010), для южной части Волго-Сарматского орогена, спаявшего Волго-Уралою и Сарматия (“поле BCO”), по (Bibikova et al., 2009), для колыванских эnderбитов, по (Bogdanova et al., 2013).

Fig. 9. The U-Pb age– ϵ_{Hf} diagram and the position on it of the data points of the detrital zircons of the Navysh Sub-formation of the Lower Riphean Ai Formation, the Bashkir meganticlinorium (Romanyuk et al., 2014).

Grains with characteristic of: 1 – zircons from “carbonatites”; 2 – large transparent cherry zircons from “carbonatites”; 3 – zircons from “diorites”; 4 – transparent yellow zircons from “diorites”; 5 – zircons from “granites”; 6 – no data on the content of trace elements in zircons.

Gray ellipses are the fields of data points of ages and T_{DM} , estimated by the Sm-Nd isotopic system, for the Bakalinsky block of the Volga-Uralia (complexes: Tash – Tashlyarsky, Bak-1, Bak-2 and Akt – Aktanyshsky), according to (Bogdanova et al., 2010), for the southern part of the Volga-Sarmatian orogen, which soldered the Volga-Uralia and Sarmatia (“BCO field”), according to (Bibikova et al., 2009), for Kolyvan enderbites, according to (Bogdanova et al., 2013).

Сумма РЗЭ в апатитах из кислых, средних-основных а также щелочных магматических пород является весьма важным индикатором, как это было показано авторами публикации (Fleischer, Altschuler, 1986), предложившими дискриминантную диаграмму $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Pr})/\Sigma\text{PЗЭ}$ (мас. %)– La/Nd (рис. 10). В соответствии с выделенными на указанной диаграмме полями апатиты кислых магматических пород характеризуются значениями $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Pr})/\Sigma\text{PЗЭ} < 52$. Апатиты из магматиче-

ских пород среднего и основного состава обладают несколько большими величинами данного параметра (52–68), тогда как апатиты из щелочных пород имеют значения $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Pr})/\Sigma\text{PЗЭ} > 68$.

Сопоставление составов обломочных апатитов с составом этого минерала в ряде референтных объектов (гранитах S-типа, кислых мигматитах, орто- и парагнейсах гранулитовой фации, метасадочных породах средних и высоких ступеней метаморфизма и др.) и, соответственно, ре-

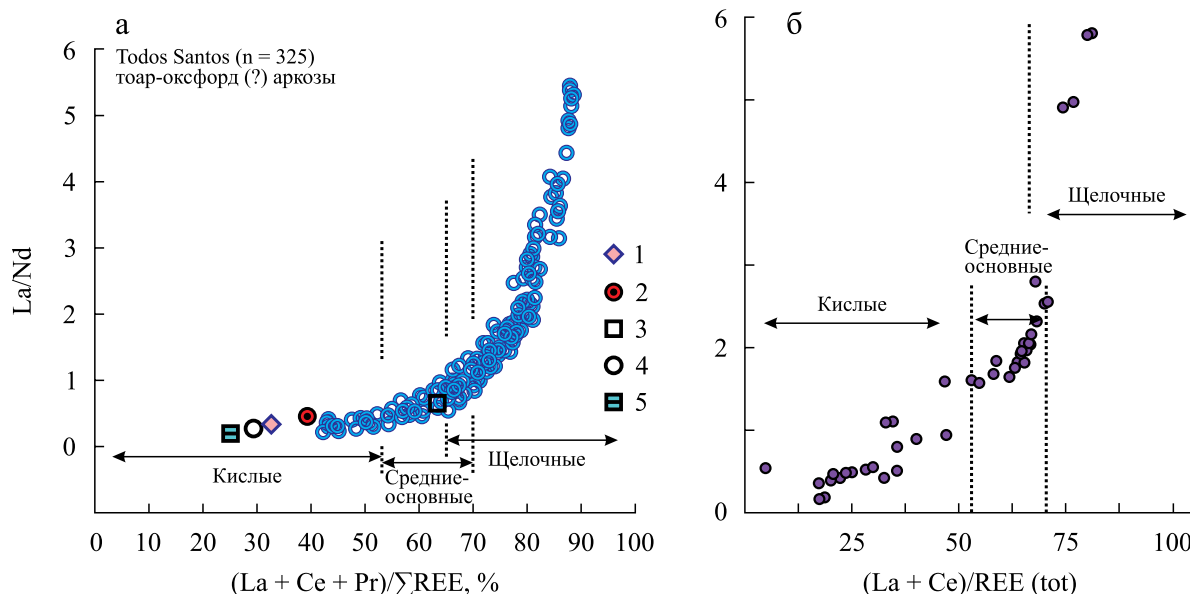


Рис. 10. Диаграмма $(La + Ce + Pr)/\Sigma REE$ (мас. %)– La/Nd (Fleischer, Altschuler, 1986) и положение на ней фигуративных точек состава обломочных апатитов из аркозовых песчаников формации Todos Santos (тоар-оксфорд, юго-восточная Мексика) (Abdullin et al., 2016) (а) и кварцитовидных песчаников карьерной свиты неопротерозоя Енисейского кряжа (Gillespie et al., 2018) (б).

1 – граниты S-типа с $SiO_2 > 70$ мас. % (Sha, Chappell, 1999; Chu et al., 2009); 2 – кислые мигматиты (Bea et al., 1994; Nutman, 2007); 3 – орто- и парагнейсы гранулитовой фации (Bingen et al., 1996; Bea, Montero, 1999; Nutman, 2007); 4 – метасадочные породы средних и высоких ступеней метаморфизма (Ayres, Harris, 1997; Bea, Montero, 1999; Nutman, 2007); 5 – эклогиты (Sassi et al., 2000; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003; Guo et al., 2013).

Fig. 10. The $(La + Ce + Pr)/REE$ (wt %)– La/Nd (Fleischer, Altschuler, 1986) and the position on it of the data points of the detrital apatites from the arcose sandstones of the Todos Santos Formation (Toar-Oxford, Southeast Mexico) (Abdullin et al., 2016) (a) and from the quartzitic sandstones of the Neoproterozoic Kar'ernaya Formation of the Yenisei ridge (Gillespie et al., 2018) (b).

1 – S-type granites with $SiO_2 > 70$ wt % (Sha, Chappell, 1999; Chu et al., 2009); 2 – acid migmatites (Bea et al., 1994; Nutman, 2007); 3 – ortho- and paragneisses of granulitic facies (Bingen et al., 1996; Bea, Montero, 1999; Nutman, 2007); 4 – metasedimentary rocks of middle and high stages of metamorphism (Ayres, Harris, 1997; Bea, Montero, 1999; Nutman, 2007); 5 – eclogites (Sassi et al., 2000; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003; Guo et al., 2013).

конструкцию состава материнских для них пород можно выполнить и с помощью диаграммы Th–U (Dill, 1994) (рис. 11). Такой выбор элементов частично обусловлен, как указывают авторы работы (Abdullin et al., 2016), различным поведением их в магматических и метаморфических процессах. В целом содержание Th меньше содержания U в апатитах, формировавшихся в высокофракционированных изверженных и метаморфических породах (особенно в метапелитах), что, возможно, связано с кристаллизацией монацита – основного концентратора Th (Belousova et al., 2001, 2002; Morton, Yaxley, 2007; Nutman, 2007; Cao et al., 2012).

В публикации (Belousova et al., 2002) на основе экспериментальных геохимических данных о составе апатита из различных типов интрузивных пород предложены такие дискриминантные диаграммы, как Y–Sr и ΣREE (мас. %)– $(Ce/Yb)_N$, которые, по мнению (Morton, Yaxley, 2007; Jafarzadeh et al., 2014), также могут быть использованы

при реконструкции состава пород питающих провинций (рис. 12, 13). На диаграммах с учетом данных, полученных в работах (Chu et al., 2009; Tang et al., 2012; Jafarzadeh et al., 2014), показаны дополнительно поля составов апатитов, кристаллизующихся в основных и средних, а также средних и кислых вулканических породах, за исключением риолитов. Как отмечено в (Abdullin et al., 2016), весьма вероятно, что апатиты, кристаллизовавшиеся в средних и кислых вулканических и интрузивных породах одной и той же магматической системы, содержат близкие концентрации Sr и Y (Piccoli, Candela, 2002; Chu et al., 2009). Тем не менее весьма высокие содержания Sr (более 1000–1500 г/т) могут встречаться и в апатитах из основных-средних и средних вулканитов (Jafarzadeh et al., 2014; и др.), что требует дополнительного изучения (Abdullin et al., 2016).

По мнению авторов работ (Belousova et al., 2002; Chu et al., 2009; Cao et al., 2012; и др.), содержания

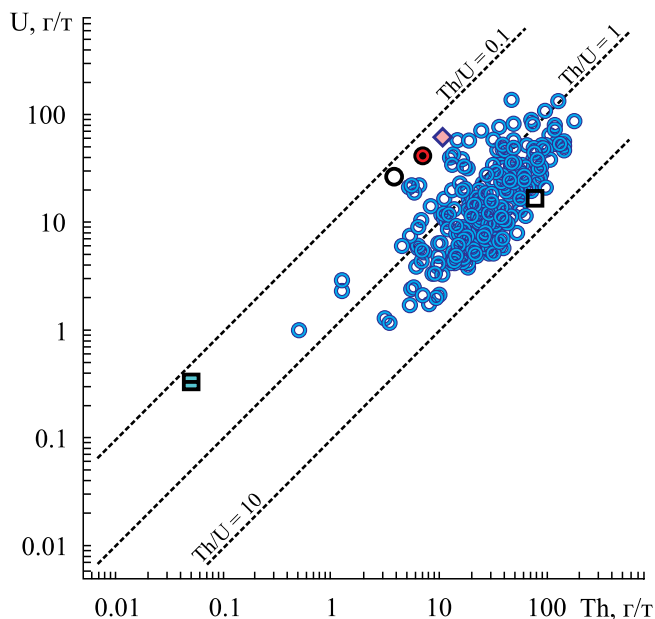


Рис. 11. Диаграмма Th–U (Dill, 1994) и положение на ней фигуративных точек состава обломочных апатитов из песчаников формации Todos Santos (юго-восточная Мексика) (Abdullin et al., 2016) и ряда референтных объектов.

Условные обозначения – см. рис. 10.

Fig. 11. The Th–U plot (Dill, 1994) and the position on it the data points of the detrital apatites from the sandstones of the Todos Santos Formation (South-eastern Mexico) (Abdullin et al., 2016) and a number of reference objects.

Legend – see Fig. 10.

Sr в апатитах снижаются, а концентрации Y растут в процессе магматического фракционирования. Высокие содержания Sr типичны для апатитов, кристаллизовавшихся в основных и ультраосновных породах, а также карбонатитах (Belousova et al., 2002; Chakhmouradian et al., 2002; Tang et al., 2012; Jafarzadeh et al., 2014). Некоторые апатиты также значительно обогащены как Sr (более 2000 г/т), так и Y (более 2500–3000 г/т), что не характерно для апатитов магматических пород (Belousova et al., 2002; и др.). Считается, что такие минералы кристаллизовались в сильно фракционированных кислых породах – гранитах и пегматитах (Sha, Chappell, 1999; Belousova et al., 2002; Cao et al., 2012; и др.), подвергшихся метаморфизму высоких давлений. Апатиты из мигматитов и пород средних и высоких ступеней метаморфизма (включая метаосадочные породы, а также ультраосновные и основные породы, испытавшие высокие давления) также располагаются в полях составов апатитов гранитоидов и кислых пегматитов вследствие свойственных им весьма низких величин $(Ce/Yb)_N$ (Tribuzio et al., 1996; Ayres, Harris, 1997; Sassi et al.,

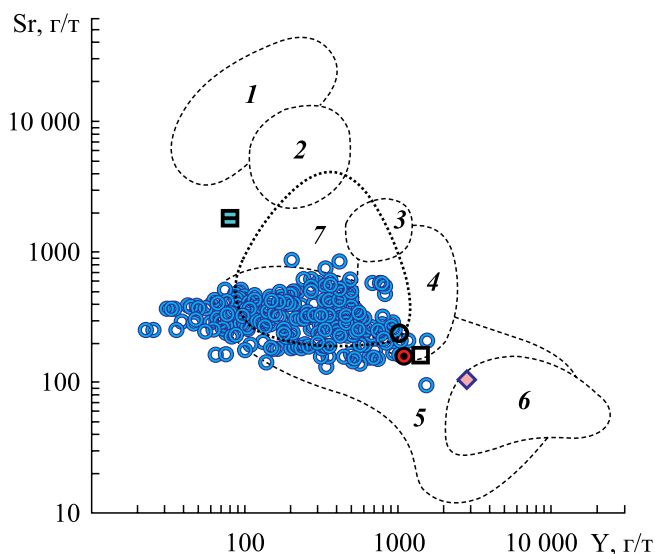


Рис. 12. Диаграмма Y–Sr (Belousova et al., 2002) с дополнениями и положение на ней точек состава обломочных апатитов из песчаников формации Todos Santos (юго-восточная Мексика) (Abdullin et al., 2016) и ряда референтных объектов.

Поля апатитов: 1 – из лерцолитов, 2 – из карбонатитов, 3 – из пироксенитов, 4 – из основных пород, 5 – из гранитоидов, 6 – из гранитных пегматитов, 7 – из основных-средних и средних-кислых вулканических пород, за исключением риолитов. Остальные условные обозначения – см. рис. 10.

Fig. 12. The Y–Sr plot (Belousova et al., 2002) with additions and the position on it of the data points of detrital apatites from the sandstones of the Todos Santos Formation (South-eastern Mexico) (Abdullin et al., 2016) and a number of reference objects.

Fields of apatites: 1 – from lherzolites, 2 – from carbonatites, 3 – from pyroxenites, 4 – from the mafic rocks, 5 – from granitoids, 6 – from granite pegmatites, 7 – from volcanic rocks, basic-medium and medium-acid composition, without rhyolites. Other symbols – see Fig. 10.

2000; Spear, Pyle, 2002; Morton, Yaxley, 2007; Zhang et al., 2008; Hammerli et al., 2014; и др.).

В статье (Gillespie et al., 2018) на большом и разнообразном фактическом материале показано, что зерна обломочного апатита в верхнедокембрийских породах Енисейского кряжа принадлежат двум основным популяциям (по U–Pb-изотопному возрасту) – 880–720 и ≈ 1800 млн лет. Первая отвечает, по мнению авторов, неопротерозойскому магматизму в пределах собственно Енисейского кряжа, вторая связана с процессами магматизма во время “сборки” Сибирского кратона. Примечательно, что количество апатитов неопротерозойского возраста, многие из которых имеют химический состав, сходный с составом апатитов из основных магматических пород, в песчаниках значительно больше количества цирконов того же воз-

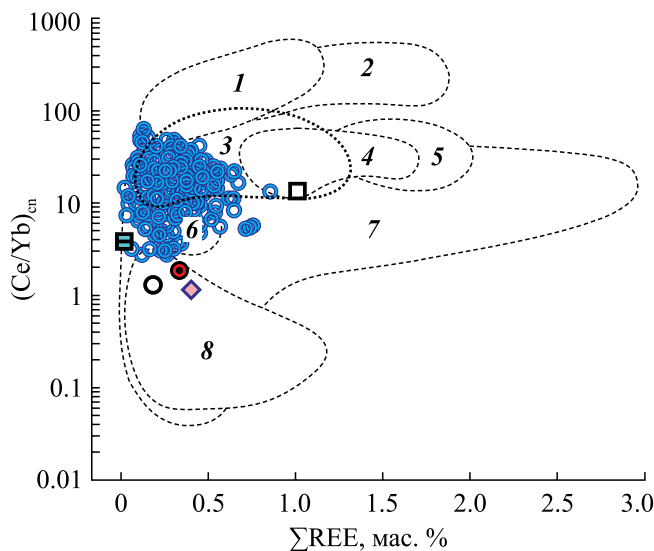


Рис. 13. Диаграмма ΣREE , мас. %– $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ (Belousova et al., 2002) с дополнениями и положение на ней точек состава обломочных апатитов из песчаников формации Todos Santos (юго-восточная Мексика) (Abdullin et al., 2016) и ряда референтных объектов.

Поля апатитов: 1 – из лерцолитов; 2 – из карбонатов; 3 – из вулканических пород, основных-средних и средних-кислых, за исключением риолитов; 4 – из пироксенитов; 5 – ларвикитов/щелочных сиенитов; 6 – из долеритов; 7 – из гранитоидов; 8 – из гранитных пегматитов. Остальные условные обозначения – см. рис. 10.

Fig. 13. The $\Sigma\text{REE}(\text{wt } \%) - (\text{Ce}/\text{Yb})_N$ diagram (Belousova et al., 2002) with additions and the position on it of the data points of detrital apatites from the sandstones of the Todos Santos Formation (Southeastern Mexico) (Abdullin et al., 2016) and a number of reference objects.

Fields of apatites: 1 – from lherzolites; 2 – from carbonatites; 3 – from volcanic rocks, basic intermediate and intermediate-felsic rocks, with the exception of rhyolites; 4 – from pyroxenites; 5 – from larvicites/alkaline syenites; 6 – from dolerites; 7 – from granitoids; 8 – from granite pegmatites. Other symbols – see Fig. 10.

растного интервала. Все сказанное позволяет считать, что привлечение к исследованию состава пород в источниках сноса данных по обломочным апатитам, дающих возможность обнаруживать на палеоводосборах “мафические магматические источники”, значительно дополняет сведения, получаемые по обломочным цирконам.

ВЫВОДЫ

Приведенные выше материалы, как и экспоненциально растущее число публикаций на эту тему в зарубежной и отечественной литературе, показывают, что данные об U-Pb изотопном возрасте об-

ломочных цирконов, а также результаты исследования систематики в них ряда редких и рассеянных элементов представляют собой весьма важный инструмент для решения широкого круга задач современной геологии. В последние годы для решения этих проблем привлекается и исследование обломочных апатитов. Такой комплексный взаимодополняющий подход, несомненно, способен позволить по-иному, чем ранее, подойти к идентификации возраста и состава пород-источников обломочного материала, перейти к построению современных моделей эволюции питающих провинций. Обобщенные данные о геохимических и геохронологических методах исследования апатита и циркона, которые были описаны выше, приведены в табл. 2.

Однако на этом пути нас подстерегают существенные методические проблемы. Связано это, прежде всего, с тем, что большинство устойчивых к внешним воздействиям аксессуариев способно многократно вовлекаться в осадочный процесс. В значительном числе случаев тот или иной кристалл циркона, сформировавшегося 2.6 или 2.8 млрд лет назад, прежде чем попасть в осадок/осадочную породу с возрастом 1.7 или 1.4 или 0.9 млрд лет, из которой мы его извлекли и успешно датировали в лучшем аналитическом центре мира, мог быть многократно вовлечен в процессы литификации, метаморфизма и, возможно, даже анатексиса, не потеряв при этом “памяти” о дате своего рождения. И что мы скажем о таком зерне обломочного циркона, присутствующем, например, в аркозовых песчаниках нижней части зильмердакской свиты типового разреза верхнего рифея Башкирского мегантиклинория? Понятно, что он не попал туда непосредственно при размыве неоархейских блоков фундамента Восточно-Европейской платформы.

Ранее (Маслов и др., 1998) мы уже отмечали, что проведенное многими специалистами изучение минерального состава терригенных образований верхнего докембрия Южного Урала позволило установить присутствие в породах большинства литостратиграфических подразделений этого интервала достаточно контрастных ассоциаций аксессуарных минералов при наличии “сквозных” разностей последних – циркона, турмалина, апатита и рутила. Подобный состав аксессуариев свидетельствует, как известно (Петтиджон и др., 1976), о неоднократном переотложении кластики до ее окончательного захоронения. Было показано, что в разрезе рифея наблюдается смена аксессуарно-минералогических ассоциаций и ряда характеристик отдельных минералов (так, для отложений нижнего рифея характерен темно-розовый и малиново-красный циркон, и появление таких кристаллов в песчаниках зигальгинской свиты среднего рифея на северо-востоке Башкирского поднятия интерпретируется как результат перемыва подстила-

Таблица 2. Сводная таблица наиболее распространенных геохимических и геохронологических методов исследования апатитов и цирконов, по (von Eynatten, Dunkl, 2012), с дополнениями авторов**Table 2.** A summary table of the most common geochemical and geochronological methods for the study of apatite and zircon, according to (von Eynatten, Dunkl, 2012), with the additions of the authors

Методы		Комментарий	Ссылки
Апатит			
Геохимия	Микроэлементы	Идентификация источников сноса	Morton, Yaxley, 2007; Chu et al., 2009; Jafarzadeh et al., 2014
	PЗЭ	Идентификация типа пород источников	Belousova et al., 2002; Hammerli et al., 2014; Abdullin et al., 2016
	Th-U	Идентификация источников сноса	Dill, 1994; Nutman, 2007; Cao et al., 2012
Высокотемпературные хронометры	U-Pb	T_c : $\approx 450-550^\circ\text{C}$	*Chew et al., 2011; Gillespie et al., 2018
Циркон			
Геохимия	PЗЭ, микроэлементы	Идентификация источников сноса	Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2007; Романюк и др., 2018
	Lu-Hf-изотопная система	Идентификация источников сноса и параметров процессов кристаллизации	Belousova et al., 2002; Романюк и др., 2014; Туркина и др., 2014
	Изотопы Hf	Модельный возраст	*Knudsen et al., 2001
	U/Th	Идентификация метаморфических/магматических источников	Belousova et al., 2002; Hartmann, Santos, 2004
Высокотемпературные хронометры	U-Pb	T_c : магматическая кристаллизация Понимание глобальных и субглобальных процессов формирования континентальной коры	Кузнецов и др., 2017; Ивлева и др., 2018 Condie et al., 2005; Safonova et al., 2010

*См. в (von Eynatten, Dunkl, 2012).

*See in (von Eynatten, Dunkl, 2012).

ющих осадочных толщ нижнего рифея). Хорошая окатанность обломочных зерен циркона, турмалина, рутила, выделенных из песчаников навыйской (базальной) подсвиты айской свиты основания нижнего рифея, и присутствие следов истирания на их поверхности указывают на многократное переотложение перед окончательным захоронением. Хорошая окатанность кристаллов циркона, апатита и рутила свойственна и песчанникам зигальгинской свиты среднего рифея. В песчанниках машакской свиты (базального подразделения среднего рифея в центральной части Башкирского мегантиклинория) среди тяжелой фракции преобладают акцессорные минералы – продукты размыва кислых магматических пород: циркон, апатит, турмалин и слюда. Они также хорошо окатаны, что тоже может быть следствием, по представлениям Н.Д. Сергеевой (1989) и некоторых других исследователей, вовлеченности их в несколько циклов седиментации. Значительная окатанность акцессорных минералов в псаммитах зильмердакской свиты основания верхнего рифея также указывает на неоднократное переотложение их перед окончательным захоронением. Наблюдается большое сходство между терригенно-минералогической ассоциацией инзерского уровня верхнего рифея

и комплексом акцессориев в породах лемезинской подсвиты зильмердакской свиты. По мнению Н.Д. Сергеевой, породы ашинской серии верхнего венда сформированы преимущественно за счет размыва осадочных комплексов верхнего рифея, что следует из сходства состава и типоморфных признаков акцессорных минералов ашинской серии, с одной стороны, и укской, инзерской и зильмердакской свит каратауской серии верхнего рифея, с другой.

Выполненный нами анализ особенностей распределения U-Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов в породах рифтогенных ассоциаций уралид различных сегментов Уральского складчатого пояса показал, что для Южного, Среднего и Северного Урала главными поставщиками кластики для них являлись, по всей видимости, комплексы древних доменов Восточно-Европейской платформы (т. е. источники в основном удаленные) и магматические образования доуралид – локальные источники (Маслов и др., 2018). Рифтогенные ассоциации уралид Приполярного и Полярного Урала сформированы преимущественно за счет размыва местных/локальных источников (позднерифейско-вендских островодужных и орогенных магматических комплексов Протоуралид-Тиманид). Суще-

ственную роль в породах базальных уровней урала играют обломочные цирконы рифейского возраста, источниками которых могли быть комплексы пород Свеко-Норвежского орогена и кадомид Скифско-Туранской плиты, внутриплитные магматические образования и метаморфические комплексы, а также блоки пород, аккрегированных к окраине Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии–кембрии и вновь отторгнутых и удаленных от нее в ходе ордовикского рифтогенеза и спрединга. В целом же базальные комплексы урала сформированы как за счет далеких, так и местных/локальных источников обломочного материала, вклад которых в формирование обломочных образований, несмотря на появление качественно новой информации об U-Pb изотопном возрасте обломочных цирконов, их Lu-Hf систематике и особенностях распределения редких и рассеянных элементов, оценить в настоящее время не всегда представляется возможным (Маслов и др., 2018).

Таким образом, сами по себе данные о возрасте и составе тех или иных индикаторных минералов тяжелой фракции, несомненно, представляют интерес для исследователя, но только в комплексе с другими данными (в первую очередь собственно литологическими) они способны дать принципиально новую информацию, в том числе и о составе пород в областях размыва. Вывод насколько банальный, настолько и основополагающий. В соответствии с ним мы в первую очередь должны обращать внимание на данные о минералах тяжелой фракции, полученные для песчаников петрогенных, но вот доля таковых, как известно, имеет тенденцию к неуклонному снижению среди всех более молодых осадочных образованиях.

Благодарности

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей иллюстрацию к данной статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2013) U-Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана. *Докл. АН*, **450**(5), 562-566. DOI: 10.7868/S0869565213170167
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранаты, турмалины, хромшпинелиды, рутилы, хлоритоиды, пироксены и амфиболы). *Литосфера*, **20**(2), 149-167.
- Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А. (2015) Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо-Карского бассейна. *Докл. АН*, **464**(4), 444-447. DOI: 10.7868/S0869565215280142
- 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. DOI: 10.7868/S0869565218160120
- Кириллова Г.Л. (2014) Реконструкция питающих провинций Восточно-Азиатской континентальной окраины в позднем мезозое по данным изотопной U-Pb геохронологии обломочных цирконов. *Докл. АН*, **456**(4), 448-450. DOI: 10.7868/S086956521416021X
- Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.Л., Котов А.Б., Чун С.Л., Джан Б.М. (2014) U-Pb-возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана. *Докл. АН*, **455**(3), 300-304. DOI: 10.7868/S0869565214090205
- Костева Н.Н., Кузнецов Н.Б., Тебенков А.М., Романюк Т.В. (2014) Первые результаты изотопного U-Pb датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнего палеозоя Шпицбергена. *Докл. АН*, **455**(3), 305-312. DOI: 10.7868/S0869565214090199
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н., Цельмович В.А. (2014) Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья. *Докл. АН*, **458**(3), 313-317. DOI: 10.7868/S086956521427022X
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. (2017) Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвикской серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **473**(3), 341-345. DOI: 10.7868/S0869565217090183
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. (2012) Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и квинслендского края Австралии в структуре Родинии ("Australia upside down conception"). *Литосфера*, (4), 59-77.
- Кузьмин В.К. (2014) Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам SHRIMP U-Pb-датирования циркона. *Докл. АН*, **454**(6), 689-694. DOI: 10.7868/S0869565214060206
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2011) Первые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал). *Докл. АН*, **439**(3), 359-364.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012) U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 180-196.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. (1998) Осадоч-

- ные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований. Уфа: Принт, 225 с.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. (2019) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы. *Литосфера*, **19**(6), 834-860.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., 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.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л. (2016) Обломочные цирконы из песчаников нижнего триаса Бельской впадины Предуральяского прогиба: LA-ICP-MS U-Pb изотопные возраста и распределение редких и рассеянных элементов. *Литосфера*, (1), 7-28.
- Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. (2018) Ранние этапы эволюции уральца: U-Pb систематика обломочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(2), 3-20.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593. DOI: 10.7868/S086956521529023X
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 534 с.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018) Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrono®". *Геодинамика и тектонофизика*, **9**(1), 1-37. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0335
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2014) Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея. *Докл. АН*, **459**(3), 340-344. DOI: 10.7868/S0869565214330214
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. (2013) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал). *Докл. АН*, **452**(6), 642-645. DOI: 10.7868/S0869565213310174
- Сергеева Н.Д. (1989) Минералогическая корреляция верхнедокембрийских образований Южного Урала. Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 23 с.
- Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н. (2014) U-Pb-возраст и изотопная Lu-Hf-систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы). *Докл. АН*, **458**(5), 582-589. DOI: 10.7868/S0869565214290271
- Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А.И., Джен Х. (Geng H.), Вещева С.В., Левин А.В. (2014) U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян). *Докл. АН*, **454**(4), 452-455. DOI: 10.7868/S0869565214040227
- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Menezes-Rocha J.J., Pavlinova N., Rodríguez-Trejo A. (2016) Single-grain apatite geochemistry of Permian-Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for sediment provenance. *Int. Geol. Rev.*, **58**(9), 1132-1157. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1150212>
- Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. (1967) Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**(12), 2379-2387. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90009-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90009-9)
- Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.*, **216**(3-4), 249-270. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013>
- Andersen T., Griffin W.L., Jackson S.E., Knudsen T.-L. (2004) Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos*, **73**(3-4), 289-318. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.011>
- Andersen T., Griffin W.L., Pearson N.J. (2002) Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *J. Petrol.*, **43**, 1725-1747. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1725>
- Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olaussen S. (2011) Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation ICP-MS. *Norw. J. Geol.*, **91**(1-2), 1-18.
- Ayres M., Harris N. (1997) REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. *Chem. Geol.*, **139**(1-4), 249-269. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00038-7)
- Barr S.M., Davis D.W., Kamo S., White C.E. (2003) Significance of U-Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Precamb. Res.*, **126**(1-2), 123-145. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00192-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00192-X)
- Bea F., Montero P. (1999) Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(7-8), 1133-1153. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00292-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00292-0)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**(2), 329-353. DOI: [10.1093/petrology/egi077](https://doi.org/10.1093/petrology/egi077)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**(5), 602-622. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. (1998) Trace element composition and cathodoluminescence

- cence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral. Mag.*, **62**(3), 355-366. DOI: <https://doi.org/10.1180/002646198547747>
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2001) Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Aust. J. Earth Sci.*, **48**(4), 603-619. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00879.x>
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V. (2009) Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: Isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(6), 561-573. DOI: <https://doi.org/10.1134/S086959380906001X>
- Bingen B., Birkeland A., Nordgulen O., Sigmond E.M.O. (2001) Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precamb. Res.*, **108**(3-4), 293-318. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00133-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00133-4)
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**(8), 1341-1354. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00006-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00006-3)
- Bogdanova S.V., Belousova E.A., De Waele B., Postnikov A.V. (2013) Zircon from Mesoproterozoic enderbites of Volgo-Uralia: U-Pb age, REE, Hf and O-isotope compositions. *Mineral. Mag.*, **77**(5), 727. DOI: <http://dx.doi.org/10.1180/minmag.2013.077.5.2>
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust. *Amer. J. Sci.*, **310**(10), 1345-1383. DOI: [10.2475/10.2010.06](https://doi.org/10.2475/10.2010.06)
- Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. (2012) Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Res. Geol.*, **62**(1), 63-83. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2011.00180.x>
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. (2006) Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 5601-5616. DOI: [10.1016/j.gca.2006.08.011](https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.011)
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. (2002) Strontium-apatite: New occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals. *Can. Mineral.*, **40**(1), 121-136.
- Chu M.-F., Wang K.-L., Griffin W.L., Chung S.-L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. (2009) Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan Granitoids. *J. Petrol.*, **50**(10), 1829-1855. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egp054>
- Condie K.C., Beyer E., Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precamb. Res.*, **139**(1-2), 42-100. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.04.006>
- Davis D.W. (2002) U-Pb geochronology of Archaean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi sub-provinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precamb. Res.*, **115**(1-4), 97-117. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00007-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00007-4)
- De Haas G.J.L.M., Andersen T., Vestin J. (1999) Detrital zircon geochronology: new evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield. *J. Geol.*, **107**(5), 569-586. DOI: [10.1086/314370](https://doi.org/10.1086/314370)
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. (2009) Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *J. Geol.*, **37**(6), 503-506. DOI: <https://doi.org/10.1130/G25646A.1>
- Dill H.G. (1994) Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks? *Sediment. Geol.*, **92**(3-4), 175-196. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90105-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90105-8)
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 277-303. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530277>
- Fleischer M., Altschuler Z.S. (1986) The lanthanides and yttrium in minerals of the apatite group – an analysis of the available data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, (10), 467-480.
- Gaucher C., Finney S.C., Poire D.G., Valencia V.A., Grove M., Blanco G., Pamoukaghlian K., Peral L.G. (2008) Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precamb. Res.*, **167**(1-2), 150-170. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>
- Gillespie J., Glorie S., Khudoley A., Collins A.S. (2018) Detrital apatite U-Pb and trace element analysis as a provenance tool: Insights from the Yenisey Ridge (Siberia). *Lithos*, **314-315**, 140-155. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.026>
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2004) Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. *Precamb. Res.*, **131**(3-4), 231-282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011>
- Griffin W.L., Belousova E.A., Walters S.G., O'Reilly S.Y. (2006) Archean and Proterozoic crustal evolution in the Eastern Succession of the Mt Isa district, Australia: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Aust. J. Earth Sci.*, **53**(1), 125-149. DOI: <https://doi.org/10.1080/08120090500434591>
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterberg E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(1), 133-147. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00343-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00343-9)
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *J. Geol.*, **35**(7), 643-646. DOI: <https://doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Guo S., Ye K., Wu T.F., Chen Y., Yang Y.H., Zhang L.M., Liu J. B., Mao Q., Ma Y.G. (2013) A potential method to

- confirm the previous existence of lawsonite in eclogite: The mass imbalance of Sr and LREEs in multistage epidote (Ganghe, Dabie UHP terrane). *J. Metamor. Geol.*, **31**(4), 415-435. DOI: <https://doi.org/10.1111/jmg.12027>.
- Hammerli J., Kemp A.I.S., Spandler C. (2014) Neodymium isotope equilibration during crustal metamorphism revealed by in situ microanalysis of REE-rich accessory minerals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **392**, 133-142. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.018>.
- Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austr. J. Earth Sci.*, **47**(5), 829-844. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x>.
- Hartmann L.A., Santos J.O.S. (2004) Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *J. Geol.*, **32**(1), 73-76. DOI: <https://doi.org/10.1130/G20007.1>.
- Hermann J., 2002, Allanite: Thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem. Geol.*, **192**(3-4), 289-306. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00222-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00222-X).
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *J. Geol.*, **28**(7), 627-630. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2).
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin), **53**(1), 27-62. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530027>.
- Jafarzadeh M., Harami R.M., Friis H., Amini A., Mahboubi A., Lenaz D. (2014) Provenance of the Oligocene-Miocene Zivah formation, NW Iran, assessed using heavy mineral assemblage and detrital clinopyroxene and detrital apatite analyses. *J. Afr. Earth Sci.*, **89**, 56-71. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.10.005>.
- Kinney P.D., Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. (2003) *Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin), **53**(1), 327-341. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530327>.
- Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. (2002) Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precamb. Res.*, **116**(1-2), 81-109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00018-9).
- Lauri L.S., Andersen T., Holtta P., Huhma H., Graham S. (2011) Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf Isotope systematics. *J. Geol. Soc., London*, **168**, 201-218. DOI: <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-159>.
- Morton A.C. (2012) Value of heavy minerals in sediments and sedimentary rocks for provenance, transport history and stratigraphic correlation. *Quantitative Mineralogy and Microanalysis of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. P. Sylvester). *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, **42**, 133-165.
- Morton A.C., Hallsworth C.R. (1999) Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.*, **124**(1-4), 3-29. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3).
- Morton A., Yaxley G. (2007) Detrital apatite geochemistry and its application in provenance studies. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **420**, 319-344. DOI: [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(19\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(19)).
- Nutman A.P. (2007) Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia. Implications for using an apatite-graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks. *Aust. J. Earth Sci.*, **54**(8), 1023-1032. DOI: <https://doi.org/10.1080/08120090701488321>.
- Patchett P.J. (1983) Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 81-91. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90092-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90092-3).
- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. (1981) Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 279-297. <https://doi.org/10.1007/BF00398923>.
- Patchett P.J., Tatsumoto M. (1980) A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**(3), 263-267. <https://doi.org/10.1007/BF01166766>.
- Pettijohn F.J. (1941) Persistence of heavy minerals and geological age. *J. Geol.*, **49**, 610-625.
- Piccoli P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 255-292. DOI: <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.6>.
- Rainbird R.H., Davis W.J. (2007) U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup: Linking sedimentation with tectonic reworking of the western Churchill Province, Canada. *GSA Bull.*, **119**(3-4), 314-328. DOI: <https://doi.org/10.1130/B25989.1>.
- Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. (2010) LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation. *J. Geodynam.*, **50**(3-4), 134-153. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.02.008>.
- Sambridge M.S., Compston W. (1994) Mixture modelling of multicomponent data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**(3-4), 373-390. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90157-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90157-0).
- Sassi R., Harte B., Carswell D.A., Yujing H. (2000) Trace element distribution in Central Dabie eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**(3), 298-315. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100000133>.
- Sha L.K., Chappell B.W. (1999) Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(22), 3861-3881. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00210-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0).
- Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(9), 1593-1619. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00388-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00388-9).
- Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sediment. Geol.*, **171**(1-4), 91-111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.012>.
- Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J. (2003) Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies;

- implications for deep subduction-zone processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**(2), 205-222. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0495-5>
- Spear F.S., Pyle J.M. (2002) Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 293-335. DOI: <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.7>
- Tang M., Wang X.L., Xu X.S., Zhu C., Cheng T., Yu Y. (2012) Neoproterozoic subducted materials in the generation of Mesozoic Luzong volcanic rocks: Evidence from apatite geochemistry and Hf-Nd isotopic decoupling. *Gondw. Res.*, **21**(1), 266-280. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.009>
- Tribuzio R., Messiga B., Vannucci R., Bottazzi P. (1996) Rare earth element redistribution during high-pressure-low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones. *J. Geol.*, **24**(8), 711-714. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0711:REERDH%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0711:REERDH%3E2.3.CO;2)
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D. (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(4), 380-404. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100050492>
- Vermesch P. (2004) How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224**(3-4), 351-441. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037>
- von Eynatten H., Dunkl I. (2012) Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. *Earth-Sci. Rev.*, **115**, 97-120.
- Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. NewsL.*, **19**(1), 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, **48**(4), 557-580. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
- Zhang Z.-M., Shen K., Sun W.-D., Liu Y.-S., Liou J.G., Shi C., Wang J.-L. (2008) Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**(13), 3200-3228. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.014>
- tary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.*, **216**(3-4), 249-270. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013>
- Andersen T., Griffin W.L., Jackson S.E., Knudsen T.-L. (2004) Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos*, **73**(3-4), 289-318. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.011>
- Andersen T., Griffin W.L., Pearson N.J. (2002) Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *J. Petrol.*, **43**, 1725-1747. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1725>
- Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olausen S. (2011) Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation IC-MPS. *Norw. J. Geol.*, **91**(1-2), 1-18.
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gerels Dzh. (2013) U-Pb age of detrital zircons from the Upper Precambrian terrigenous section of North Timan. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 592-596 DOI: [10.1134/S1028334X13060093](https://doi.org/10.1134/S1028334X13060093)
- Ayres M., Harris N. (1997) REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. *Chem. Geol.*, **139**(1-4), 249-269. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00038-7)
- Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A. (2020) Provenance reconstructions. Modern methods of detrital minerals' research (garnets, tourmalines, chrome spinellides, rutiles, chlorites, pyroxenes and amphiboles). *Litosfera*, **20**(2), 149-167. (In Russian)
- Barr S.M., Davis D.W., Kamo S., White C.E. (2003) Significance of U-Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Precamb. Res.*, **126**(1-2), 123-145. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00192-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00192-X)
- Bea F., Montero P. (1999) Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(7-8), 1133-1153. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00292-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00292-0)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**(5), 602-622. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**(2), 329-353. DOI: [10.1093/petrology/egi077](https://doi.org/10.1093/petrology/egi077)
- Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. (1998) Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral. Mag.*, **62**(3), 355-366. DOI: <https://doi.org/10.1180/002646198547747>
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2001) Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Aust. J. Earth Sci.*, **48**(4), 603-619. DOI: <https://doi.org/10.1046/>

REFERENCES

- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Meneeses-Rocha J.J., Pavlinova N., Rodríguez-Trejo A. (2016) Single-grain apatite geochemistry of Permian-Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for sediment provenance. *Int. Geol. Rev.*, **58**(9), 1132-1157. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1150212>
- Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. (1967) Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**(12), 2379-2387. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90009-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90009-9)
- Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimen-

- j.1440-0952.2001.00879.x
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V. (2009) Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: Isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(6), 561-573. DOI: <https://doi.org/10.1134/S086959380906001X>
- Bingen B., Birkeland A., Nordgulen O., Sigmond E.M.O. (2001) Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precamb. Res.*, **108**(3-4), 293-318. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00133-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00133-4)
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**(8), 1341-1354. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00006-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00006-3)
- Bogdanova S.V., Belousova E.A., De Waele B., Postnikov A.V. (2013) Zircon from Mesoarchean enderbites of Volgo-Uralia: U-Pb age, REE, Hf and O isotope compositions. *Mineral. Mag.*, **77**(5), 727. DOI: <http://dx.doi.org/10.1180/minmag.2013.077.5.2>
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoarchean crust. *Amer. J. Sci.*, **310**(10), 1345-1383. DOI: [10.2475/10.2010.06](https://doi.org/10.2475/10.2010.06)
- Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. (2012) Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Res. Geol.*, **62**(1), 63-83. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2011.00180.x>
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. (2006) Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $d^{18}O$, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 5601-5616. DOI: [10.1016/j.gca.2006.08.011](https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.011)
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. (2002) Strontium-apatite: New occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals. *Can. Mineral.*, **40**(1), 121-136.
- Chu M.-F., Wang K.-L., Griffin W.L., Chung S.-L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. (2009) Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan Granitoids. *J. Petrol.*, **50**(10), 1829-1855. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egp054>
- Condie K.C., Beyer E., Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precamb. Res.*, **139**(1-2), 42-100. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.04.006>
- Davis D.W. (2002) U-Pb geochronology of Archaean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precamb. Res.*, **115**(1-4), 97-117. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00007-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00007-4)
- De Haas G.J.L.M., Andersen T., Vestin J. (1999) Detrital zircon geochronology: new evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield. *J. Geol.*, **107**(5), 569-586. DOI: [10.1086/314370](https://doi.org/10.1086/314370)
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. (2009) Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *J. Geol.*, **37**(6), 503-506. DOI: <https://doi.org/10.1130/G25646A.1>
- Dill H.G. (1994) Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks? *Sediment. Geol.*, **92**(3-4), 175-196. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90105-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90105-8)
- Ershova V.B., Prokop'ev A.V., Khudolei A.K., Shneider G.V., Andersen T., Kullerud K., Makar'ev A.A., Maslov A.V., Kolchanov D.A. (2015) Results of U-Pb (La-ICP MS) dating of detrital zircons from metaterrigenous rocks of the basement of the North Kara basin. *Dokl. Earth Sci.*, **464**(2), 997-1000 DOI: [10.1134/S1028334X15100013](https://doi.org/10.1134/S1028334X15100013)
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 277-303. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530277>
- Fleischer M., Altschuler Z.S. (1986) The lanthanides and yttrium in minerals of the apatite group – an analysis of the available data. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte*, (10), 467-480.
- Gaucher C., Finey S.C., Poire D.G., Valencia V.A., Grove M., Blanco G., Pamoukaghlian K., Peral L.G. (2008) Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precamb. Res.*, **167**(1-2), 150-170. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>
- Gillespie J., Glorie S., Khudoley A., Collins A.S. (2018) Detrital apatite U-Pb and trace element analysis as a provenance tool: Insights from the Yenisey Ridge (Siberia). *Lithos*, **314-315**, 140-155. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.026>
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2004) Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precamb. Res.*, **131**(3-4), 231-282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011>
- Griffin W.L., Belousova E.A., Walters S.G., O'Reilly S.Y. (2006) Archean and Proterozoic crustal evolution in the Eastern Succession of the Mt Isa district, Australia: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Aust. J. Earth Sci.*, **53**(1), 125-149. DOI: <https://doi.org/10.1080/08120090500434591>
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterberg E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(1), 133-147. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00343-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00343-9)
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Woodhead J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *J. Geol.*, **35**(7), 643-646. DOI: <https://doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Guo S., Ye K., Wu T.F., Chen Y., Yang Y.H., Zhang L.M., Liu J. B., Mao Q., Ma Y.G. (2013) A potential method to confirm the previous existence of lawsonite in eclogite: The mass imbalance of Sr and LREEs in multistage epidote (Ganghe, Dabie UHP terrane). *J. Metamor. Geol.*, **31**(4), 415-435. DOI: <https://doi.org/10.1111/jmg.12027>
- Hammerli J., Kemp A.I.S., Spandler C. (2014) Neodymi-

- um isotope equilibration during crustal metamorphism revealed by in situ microanalysis of REE-rich accessory minerals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **392**, 133-142. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.018>
- Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austr. J. Earth Sci.*, **47**(5), 829-844. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x>
- Hartmann L.A., Santos J.O.S. (2004) Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *J. Geol.*, **32**(1), 73-76. DOI: <https://doi.org/10.1130/G20007.1>
- Hermann J. (2002) Allantite: Thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem. Geol.*, **192**(3-4), 289-306. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00222-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00222-X)
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *J. Geol.*, **28**(7), 627-630. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2)
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin), **53**(1), 27-62. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Ershova V.B., Khubanov V.B., Khudolei A.K., Sychev S.N., Vdovina N.I., Maslov A.V. (2018) U-Pb LA-ICP-MS Age of Detrital Zircons from the Lower Riphean and Upper Vendian Deposits of the Luga-Ladoga Monocline. *Dokl. Earth Sci.*, **480**(2), 695-699 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X1806003X>
- Jafarzadeh M., Harami R.M., Friis H., Amini A., Mahboubi A., Lenaz D. (2014) Provenance of the Oligocene-Miocene Zivah formation, NW Iran, assessed using heavy mineral assemblage and detrital clinopyroxene and detrital apatite analyses. *J. Afr. Earth Sci.*, **89**, 56-71. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.10.005>
- Kinney P.D., Maas R. (2003) Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin), **53**(1), 327-341. DOI: <https://doi.org/10.2113/0530327>
- Kirillova G.L. (2014) Reconstruction of Late Mesozoic provenances for the East Asian continental margin based on U-Pb detrital zircon geochronology. *Dokl. Earth Sci.*, **456**(2), 646-658. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14060130>
- Kosteva N.N., Kuznetsov N.B., Teben'kov A.M., Romanyuk T.V. (2014) First results of the U-Pb isotopic (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from the Lower Paleozoic of Spitsbergen. *Dokl. Earth Sci.*, **455**(1), 259-265. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X1403026X>
- Kovach V.P., Ryazantsev A.V., Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Tolmacheva E.V., Van K.L., Kotov A.B., Chun S.L., Dzhan B.M. (2014) U-Pb age of detrital zircons from neoproterozoic placers of the Erementau-Niyaz massif as a reflection of stages of Precambrian tectono-magmatic evolution of northern Kazakhstan. *Dokl. Earth Sci.*, **455**(1), 254-258 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14030271>
- Kuz'min V.K. (2014) The age of sedimentation and metamorphism for terrigenous rocks of the Middle Kamchatka and Ganalskii Rises from the SHRIMP U-Pb dating on zircons. *Dokl. Earth Sci.*, **454**(2), 149-153 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14020226>
- Kuznetsov N.B., Alekseev A.S., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Reimers A.N., Tsel'movich V.A. (2014) Testing the models of Late Vendian evolution of the Northeastern Periphery of the East European Craton based on the first U/Pb dating of detrital zircons from Upper Vendian sandstones of Southeastern White Sea Region. *Dokl. Earth Sci.*, **458**(1), 1073-1076 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14090311>
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Krupenin M.T., Romanyuk T.V., Maslov A.V. (2017) The results of geochronological and isotope-geochemical study of zircons from tuff of the Sylvisita Group (western slope of the Middle Urals): The origin of ash layers in Vendian rocks of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **473**(1), 359-362 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X17030254>
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert Dzh. (2012) Detrital zircons age of the Asha Group (Southern Urals) – confirmation of the contingency for Baltica Ural part and Australia Queensland part in Rodinia framework ("Australia upside down conception"). *Litosfera*, (4), 59-77. (In Russian)
- Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. (2002) Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precamb. Res.*, **116**(1-2), 81-109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00018-9)
- Lauri L.S., Andersen T., Holtta P., Huhma H., Graham S. (2011) Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf Isotope systematics. *J. Geol. Soc., London*, **168**, 201-218. DOI: <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-159>
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T. (1998) Osadochnye posledovatel'nosti rifeya tipovoi mestnosti (retrospektivnyi obzor sedimentologicheskikh, paleogeograficheskikh, litologo-mineralogicheskikh i petrogeokhimicheskikh issledovaniy) [Riphean sedimentary sequences of a typical locality (retrospective review of sedimentological, paleogeographic, lithological-mineralogical, and petrogeochemical studies)]. Ufa, Print Publ., 225 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Mineralogical-petrographic approaches and methods. *Litosfera*, **20**(1) 40-62. (In Russian)
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V. (2019) Provenance reconstructions. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*, **19**(6), 834-860. (In Russian)
- Maslov A.V., Mizens G.A., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L. (2016) Clastic zircons from sandstones of the Lower Triassic of the Belskaya Depression of the Ural Trough: LA-ICP-MS U-Pb isotopic ages and distribution of rare and trace elements. *Litosfera*, (1), 7-28. (In Russian)
- Maslov A.V., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. (2018) The early stages of the evolution of uralsids: U-Pb systematics of detrital zircons from rocks of riftogenic associations. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(2), 3-20. (In Russian)
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2011) First U-Pb dates for detrital zircons

- from deposits of Serebryanka Group (Upper Proterozoic, Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **439**(1), 933-938. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X11070257>
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T. (2012) Detrital zircons U-Pb-systematics from Serebryanka series sediments (Middle Urals). *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 180-196. (In Russian)
- Morton A.C. (2012) Value of heavy minerals in sediments and sedimentary rocks for provenance, transport history and stratigraphic correlation. *Quantitative Mineralogy and Microanalysis of Sediments and Sedimentary Rocks*. (Ed. P. Sylvester). Mineralogical Association of Canada Short Course Series, **42**, 133-165.
- Morton A.C., Hallsworth C.R. (1999) Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.*, **124**(1-4), 3-29. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3)
- Morton A., Yaxley G. (2007) Detrital apatite geochemistry and its application in provenance studies. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **420**, 319-344. DOI: [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(19\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(19))
- Nutman A.P. (2007) Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia. Implications for using an apatite-graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks. *Aust. J. Earth Sci.*, **54**(8), 1023-1032. DOI: <https://doi.org/10.1080/08120090701488321>
- Patchett P.J. (1983) Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 81-91. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90092-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90092-3)
- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. (1981) Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 279-297. <https://doi.org/10.1007/BF00398923>
- Patchett P.J., Tatsumoto M. (1980) A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**(3), 263-267. <https://doi.org/10.1007/BF01166766>
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (North Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **464**(2), 1010-1014 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X15100165>
- Pettijohn F.J. (1941) Persistence of heavy minerals and geological age. *J. Geol.*, **49**, 610-625.
- Pettijohn F.J., Potter P., Siver R. (1976) *Peski i peschaniki* [Sands and Sandstones]. Moscow, Mir Publ., 534 p. (In Russian)
- Piccoli P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 255-292. DOI: <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.6>
- Rainbird R.H., Davis W.J. (2007) U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup: Linking sedimentation with tectonic reworking of the western Churchill Province, Canada. *GSA Bull.*, **119**(3-4), 314-328. DOI: <https://doi.org/10.1130/B25989.1>
- Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018) Paleotectonic and paleogeographic environments of the Lower Riphean Ai Formation (Bashkirian Uplift, Southern Urals) by the "TerraneChrono®" technique of detrital zircons study. *Geodinamika i tektonofizika*, **9**(1), 1-37. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0335 (In Russian)
- Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2014) Geochemical and Lu/Hf isotopic (LA-ICP-MS) signature of detrital zircons from sandstones of the basal levels of the Riphean stratotype. *Dokl. Earth Sci.*, **459**(1), 1356-1360 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14110257>
- Romanyuk T.V., Maslov A.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S. (2013) First data on LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of Upper Riphean sandstones of the Bashkir Anticlinorium (South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **452**(2), 997-1000 DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X13100164>
- Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. (2010) LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation. *J. Geodynamics*, **50**(3-4), 134-153. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.02.008>
- Sambridge M.S., Compston W. (1994) Mixture modelling of multicomponent data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**(3-4), 373-390. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90157-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90157-0)
- Sassi R., Harte B., Carswell D.A., Yujing H. (2000) Trace element distribution in Central Dabie eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**(3), 298-315. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100000133>
- Sergeeva N.D. (1989) Mineralogicheskaya korrelyatsiya verkhnedokembriiskikh obrazovaniy Yuzhnogo Urala. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Mineralogical correlation of the Upper Precambrian formations of the Southern Urals. Cand. geol. and min. sci.diss.]. Sverdlovsk, IGG UB AN USSR, 23 p. (In Russian)
- Sha L.K., Chappell B.W. (1999) Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(22), 3861-3881. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00210-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0)
- Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Belichenko V.G., Proshenkin A.I., Geng H., Veshcheva S.V., Levin A.V. (2014) LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons from metaterigenous deposits of the Vendian-Cambrian cover of the Tuva-Mongolian microcontinent (Tunka Bald Mountains, East Sayan). *Dokl. Earth Sci.*, **454**(2), 154-157. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14020056>
- Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(9), 1593-1619. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00388-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00388-9)
- Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sediment. Geol.*, **171**(1-4), 91-111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.012>
- Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J. (2003) Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**(2), 205-222. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0495-5>
- Spear F.S., Pyle J.M. (2002) Apatite, monazite, and xenotime

- in metamorphic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 293-335. DOI: <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.7>
- Tang M., Wang X.L., Xu X.S., Zhu C., Cheng T., Yu Y. (2012) Neoproterozoic subducted materials in the generation of Mesozoic Luzong volcanic rocks: Evidence from apatite geochemistry and Hf-Nd isotopic decoupling. *Gondw. Res.*, **21**(1), 266-280. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.009>
- Tribuzio R., Messiga B., Vannucci R., Bottazzi, P. (1996) Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones. *J. Geol.*, **24**(8), 711-714. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0711:REERDH%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0711:REERDH%3E2.3.CO;2)
- Turkina O.M., Lepekhina E.N., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N. (2014) U-Pb age and Lu-Hf isotope systematics of detrital zircons from paragneiss of the Bulun block (Sharyzhalgai uplift of the Siberian Craton Basement). *Dokl. Earth Sci.*, **458**(2), 1265-1272. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X14100225>
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D. (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(4), 380-404. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100050492>
- Vermeesch P. (2004) How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224**(3-4), 351-441. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037>
- von Eynatten H., Dunkl I. (2012) Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. *Earth-Sci. Rev.*, **115**, 97-120.
- Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.*, **19**(1), 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, **48**(4), 557-580. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
- Zhang Z.-M., Shen K., Sun W.-D., Liu Y.-S., Liou J.G., Shi C., Wang J.-L. (2008) Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**(13), 3200-3228. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.014>

Изотопный состав свинца даек и руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

В. В. Мурзин¹, И. В. Викентьев², О. Б. Азовскова¹, М. Ю. Ровнушкин¹, М. В. Стрелецкая¹,
В. И. Блоков², О. В. Викентьева²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: murzin@igg.uran.ru

²Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 01.10.2019 г., принята к печати 13.11.2019 г.

Объект исследования. Воронцовское месторождение тонковкрапленного золота в терригенно-карбонатных породах (карлинский тип). Цель работы – выявление источников свинца различных типов руд (в скарнах, джаспероидах, туфопесчаниках и известняковых брекчиях) и роли магматических пород (апофизы Ауэрбаховской интрузии и дайки среднего-основного состава) в становлении оруденения. **Материалы и методы.** Образцы руд и пород для исследований отобраны в карьере – на средних и глубоких горизонтах месторождения, а также из разведочных скважин. Определение изотопного состава свинца осуществлялось в ЦКП “Геоаналитик” в ИГГ УрО РАН на базе масс-спектрометра Neptune Plus методом TL_N MC ICP MS. **Результаты исследования.** Изотопный состав свинца руд и магматических пород указывает на смешанные мантийно-коровые источники вещества. Первичный, скорректированный на возраст 400 млн лет, изотопный состав свинца магматических пород характеризуется линейным трендом с широкими вариациями $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.6824–15.5182) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.1973–17.7707). Наименее радиогенный свинец имеют дайки лампрофиров, располагающиеся между эволюционными кривыми для мантии и орогена в модели Дуу–Зартмана, а наиболее радиогенный свинец характерен для гранодиорита апофизы Ауэрбаховской интрузии. Точки анализ даек диоритовых порфиритов, габбро-диоритов и диоритов располагаются между кривыми орогена и верхней коры. Сульфиды руд обладают меньшими вариациями первичного изотопного состава свинца по отношению к магматическим породам – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.6009–15.5421) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.0434–17.8404). Наиболее продуктивные руды в туфопесчаниках и известняковых брекчиях характеризуются резким преобладанием коровой компоненты над мантийной. Их точки на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ располагаются между кривыми орогена и корового источника с $\mu_2 (U^{238}/^{204}Pb) = 9.74$. **Выводы.** “Мантийный” свинец в дайках, по-видимому, отражает природу их родоначальных магм и мог частично заимствоваться расплавами из залегающих ниже мафических пород с колчеданными залежами, а “коровый” свинец рассматривается как результат ассимиляции вещества рамы при достижении магматическими расплавами верхнекорового уровня. Коровый свинец в рудообразующую систему привносился метаморфическим флюидом, образующимся при тепловом воздействии крупной Ауэрбаховской интрузии на сульфидизированные вулканогенно-осадочные породы, а свинец с мантийными метками транспортировался флюидным потоком из глубинного магматического очага.

Ключевые слова: изотопный состав свинца, золото-мышьяковые руды, магматические породы, карлинский тип, источники вещества

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118052590028-9) и ИГЕМ РАН (№ АААА-А18-118021590141-1) при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 19-35-90115).

Isotopic composition of lead from dikes and ores of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals)

Valery V. Murzin¹, Ilya V. Vikentyev², Oksana B. Azovskova¹, Mikhail Yu. Rovnushkin¹,
Mariya V. Streletskaya¹, Vyacheslav I. Blokov², Olga V. Vikent'eva²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: murzin@igg.uran.ru

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: viken@igem.ru

Received 01.10.2019, accepted 13.11.2019

Для цитирования: Мурзин В.В., Викентьев И.В., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Стрелецкая М.В., Блоков В.И., Викентьева О.В. (2020) Изотопный состав свинца даек и руд и роль магматизма в образовании Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). *Литосфера*, **20**(3), 386–396. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-386-396

For citation: Murzin V.V., Vikentyev I.V., Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Streletskaya M.V., Blokov V.I., Vikent'eva O.V. (2020) Isotopic composition of lead from dikes and ores of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). *Litosfera*, **20**(3), 386–396. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-386-396

Research subject. The Vorontsovskoe deposit belongs to gold deposits, in which gold is disseminated finely across carbonate-terrigenous rocks (Carlin-type). This study was aimed at identifying the sources of lead in various ore types (in skarn, jasperoid, tuff-sandstone and limestone breccia) and evaluating the role of magmatic rocks (apophyses of Auerbakh intrusions and dykes of medium-basic composition) in the mineralization. **Materials and methods.** Ore and rock samples for isotopic analysis were collected in the northern quarry of the deposit, as well as were retrieved from exploration holes. The lead isotopic composition was studied in the analytical centre *Geoanalytic*, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, using a mass spectrometer Neptune Plus on the basis of the TL_N MC ICP MS method. **Results.** The lead isotopic composition of ores and igneous rocks indicates mixed mantle-crustal sources. The primary lead isotopic composition of igneous rocks corrected for the age of 400 Ma is characterized by a linear trend with wide variations in $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.6824–15.5182) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.1973–17.7707). The lamprophyre dykes feature the least radiogenic lead located between the evolutionary curves for the mantle and orogen in the Doe–Zartman model. The most radiogenic lead is typical of the granodiorite of the Auerbakh intrusion apophyses. The analysis points of diorite porphyrite, gabbro-diorite and diorite dykes are located between the orogen and upper crust curves. The sulphide ores are characterized by lower variations in the primary lead isotopic composition compared to igneous rocks – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.6009–15.5421) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.0434–17.8404). The most productive ores in tuff-sandstones and limestone breccias are characterized by a significant predominance of the crustal component over the mantle component. Their points in the diagram $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ are located between the curves for the orogen and the crustal source with μ_2 ($^{238}U/^{204}Pb$) = 9.74. **Conclusion.** Mantle lead in the dykes under study appears to reflect the nature of their parent magmas and may have been partially extracted by melts from the footwall mafic rocks containing pyrite ores. However, crustal lead is likely to have resulted from assimilating host rocks when magmatic melts reached the upper crust level. Crustal lead migrated with the metamorphic fluid formed by the heat action of the Auerbakh intrusion on sulphide-bearing volcano-sedimentary rocks. Mantle lead might have been transported by the fluid flow from a deep-seated magmatic chamber.

Keywords: lead isotopic composition, gold-arsenic ores, igneous rocks, Carlin type, sources of ore matter

Funding information

The work was performed within the scientific themes of IGG UB RAS (No. AAAA-A18-118052590028-9) and IGM RAS (No. AAAA-A18-118021590141-1) with partial financial support of RFBR (project 19-35-90115).

Acknowledgements

The authors are grateful to reviewer for a deep and informative review, which improved the quality of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования стало Воронцовское месторождение на Северном Урале, золото-мышьяковое оруденение которого отнесено нами и другими исследователями к типу тонкого вкрапленного золота в терригенно-карбонатных породах (карлинскому) (Сазонов и др., 1998, Мурзин и др., 2010; Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017). Месторождение относится к разряду крупных, а сам этот тип оруденения по своим масштабам является в настоящее время одним из ведущих в мире. Данное обстоятельство обусловило интерес зарубежных исследователей к выявлению источников вещества карлинских руд изотопными методами, в том числе с использованием изотопов свинца (Tosdal et al., 2003; Thompson et al., 2004; Chen et al., 2015; Liu et al., 2015; Wong et al., 2017).

Первые данные об изотопном составе свинца сульфидов основных типов руд Воронцовского месторождения в кратком виде приведены в монографической работе И.В. Викентьева с соавторами (2016), а в развернутом – в их статье (Vikentyev et al., 2019) и электронном приложении к ней. В этих

работах был выявлен единый корово-мантийный тренд изменения изотопного состава свинца этого месторождения и колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала.

Расположение Воронцовского месторождения вблизи Ауэрбаховского интрузива и наличие на его площади апофиз этой интрузии, а также большого количества даек различного состава позволяют рассматривать рудное вещество магматического источника в качестве преобладающего. Между тем в разработанной нами модели формирования месторождения (рис. 1), опирающейся на изучение геохимии изотопов C, O, Sr и S, преобладающее участие магматического источника вещества установлено лишь для второстепенных по значимости руд месторождения – скарновых, золото-кварцевых и частично в рудных джаспероидах (Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017; Vikentyev et al., 2019). Магматические массы Ауэрбаховской интрузии при становлении основных типов золото-сульфидных руд в данной модели рассматриваются лишь как источник тепла (Murzin et al., 2017). Имеется также модель, в которой источник гидротермальных растворов, сформировавших золотую

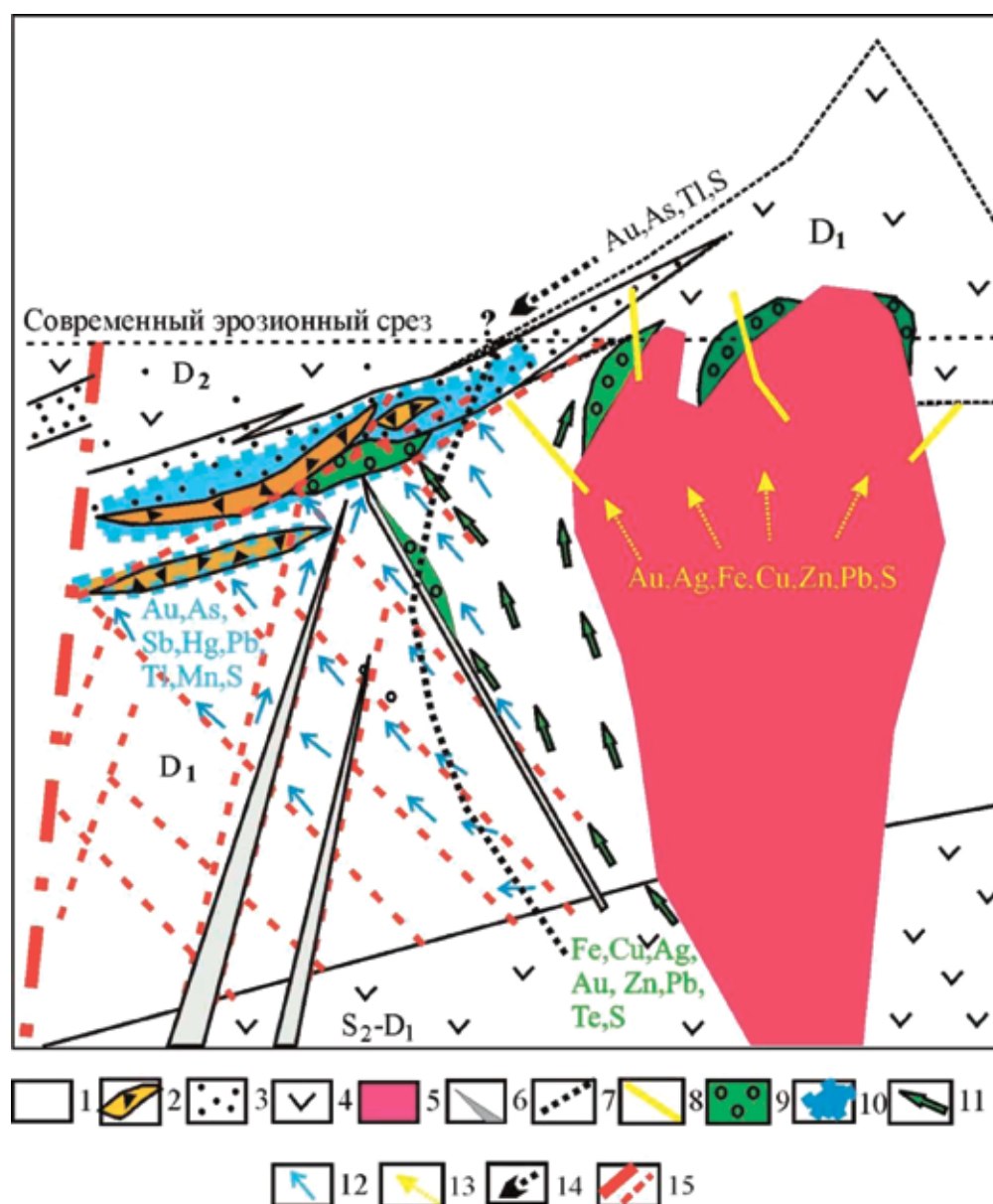


Рис. 1. Модель формирования Воронцовского месторождения золота (Murzin et al., 2017).

1 – известняки; 2 – рудоносные известняковые брекчии; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – вулканиты; 5 – гранитоиды Ауэрбаховского массива; 6 – дайки; 7 – зона мраморизации известняков; 8 – кварцевые жилы, джаспероиды; 9 – скарны; 10 – золото-мышьяковые руды; 11–14 – флюиды: 11 – глубинный, 12 – метаморфогенный, 13 – магматогенный, 14 – гипотетический вулканогенный; 15 – разломы.

Fig. 1. Formation model of Vorontsovskoe gold deposit (Murzin et al., 2017).

1 – limestone; 2 – limestone ore-bearing breccias; 3 – volcanic-sedimentary rocks; 4 – volcanics; 5 – granitoids of Auerbakh massif; 6 – dykes; 7 – marmorization aureole; 8 – quartz veins, jasperoid; 9 – skarn; 10 – gold-arsenic ore; 11–14 – fluid types: 11 – deep, 12 – metamorphic, 13 – magmatic, 14 – a hypothetical volcanic; 15 – faults.

минерализацию Воронцовского месторождения, представлен в более сложном виде с более заметной ролью магматических флюидов (Vikentyev et al., 2019). Роль даек в формировании золотого оруденения остается спорной (Сазонов и др., 1998; Нечкин, Ровнушкин, 2011; Azovskova et al., 2019).

Задачей настоящего исследования стало дополнение данных об изотопном составе свинца руд, а также известных на месторождении магматических пород в целях выявления их роли в становлении оруденения. Кроме того, ставилась задача сопоставить определения изотопных соотношений свинца,

выполненные в двух лабораториях – одной из ведущих в России – ИГЕМ РАН и в ИГГ УрО РАН.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Воронцовское золоторудное месторождение расположено на восточном склоне Северного Урала в 12 км южнее г. Краснотурьинска. В региональном плане оно находится в восточной части Тагильской мегазоны и локализовано в юго-западной экзоконтактовой части Ауэрбаховского габбро-диорит-гранодиоритового интрузива ранне- и среднедевонского возраста. Этот интрузивный массив (площадь выхода около 100 км²) входит в вулканоплутоническую ассоциацию зрелой островной дуги и комагматичен стратифицированным породам андезитовой формации (Ферштатер и др., 1984; Грабежев и др., 2014; Vikentyev et al., 2019). Он имеет концентрически-зональное строение, сложен в центральной части гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а по периферии – диоритами, подчиненными габбро и габбро-диоритами. Массив представлен тремя фазами: 1) габбро, габбро-долериты (vD_{1ems_3}), 2) диориты, кварцевые диориты (δD_{1ems_3}), 3) фаза – граниты, гранодиориты (γD_{2ef_1}). В северо-западном и западном экзоконтакте массива, которому соответствует Воронцовское рудное поле, развиты мелкие тела интрузивных пород среднего, реже кислого состава и поля даек пестрого состава.

Рудное поле приурочено к крылу моноклиальной пологопадающей на запад структуры, сложенной вулканогенно-осадочными породами краснотурьинской свиты. На контакте с интрузией известняки этой свиты мраморизованы, в них хорошо проявлен ореол ороговикования.

Золотое оруденение контролируется тремя структурными факторами: 1) маркирующей зоной контакта между толщами известняков и вулканогенно-осадочных пород; 2) параллельными этому контакту пологими надвигами и сопряженными с ними зонами дробления и 3) крутопадающими на запад дизъюнктивными разломами, часть из которых контролируют дайки основного и среднего состава. В зоне маркирующего контакта находится горизонт брекчиевидных известняков проблематичного происхождения (Сазонов и др., 1998; Викентьев и др., 2016), в пределах которого локализована значительная часть рудных тел. Обломки брекчий представлены известняками, местами мраморизованными и перекристаллизованными, а цемент сложен смесью вулканогенного, вулканотерригенного и карбонатного материала в переменных соотношениях.

Отложения краснотурьинской свиты на месторождении пересечены многочисленными дайками, преимущественно средне-основного состава

нормальной и повышенной щелочности: это порфириты пироксен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые, долериты, габбро, габбро-долериты, габбро-диориты, лампрофиры типа спессарита и керсантита (Azovskova et al., 2019). Большая часть даек пропилитизирована, местами скарнирована. Пропилитизированные и аргиллитизированные базитовые дайки несут рассеянную вкрапленность сульфидов, преимущественно пирита. Ореолы скарнирования вдоль контактов этих даек сопровождаются магнетит-сульфидной минерализацией. Лампрофиры также содержат рассеянный пирит в небольшом количестве. Считается, что большинство даек являются дорудными по отношению к золото-мышьяковому оруденению (Сазонов и др., 1991). Содержание золота в дайках не превышает 0.2 г/т (Нечкин, Ровнушкин, 2011).

Более детальные сведения о геологическом строении месторождения приводятся в следующих работах (Сазонов и др., 1998; Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997; Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017), а разработанная модель его формирования показана на рис. 1.

На месторождении выделяются не имеющая промышленного значения ранняя колчеданоподобная стратиформная минерализация в вулканогенно-осадочных породах, а также пять более поздних основных минеральных типов гипогенных руд и соответствующих им сорудных метасоматических изменений (Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017) (табл. 1).

Руды типа А являются продуктами наложения низкотемпературного рудно-метасоматического процесса аргиллизитового типа на более ранние образования (Сазонов и др., 1998). По присутствию в близповерхностных рыхлых глинистых образованиях “новообразованных” неокисленных пирита, арсениопирита, галенита и других сульфидов, а также самородных металлов (Pb, Cu, Sn и др.), в том числе самородного золота, сделан вывод о наложении на коры выветривания и карстовые отложения гипогенной аргиллизации (Азовская и др., 2011). Их новообразованию, вероятно, способствовали нейтрализующее действие известняков и восстанавливающее – рассеянного органического вещества.

Золотосодержащие магнетит-сульфидные руды типа Б в гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах и эпидотовых скарноидах приурочены к контактам даек среднего и основного состава с мраморами, а также развиваются послойно в туфогенно-осадочных породах. Они сложены густовкрапленным магнетитом и обычно подчинены сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит).

Руды типа В представлены телами золотоносных джаспероидов. С кварцевой фацией джаспероидов сопряжена сульфидная полиметаллическая минерализация, выраженная густой вкрапленностью (вплоть до сплошных руд) пирита, сфалери-

Таблица 1. Основные минеральные типы гипогенных золотых руд и сорудных метасоматитов на Воронцовском месторождении**Table 1.** Major mineral types of hypogenic gold ores and syn-ore alteration in the Vorontsovskoe deposit

Минеральный тип руд	Тип сорудных метасоматических изменений
А. Золото-сульфидно-глинистый	Аргиллизация
Б. Вкрапленный золото-магнетит-сульфидный	Скарнирование, пропицитизация
В. Вкрапленный золото-полиметаллический	Окварцевание, доломитизация (джаспероиды)
Г. Тонковкрапленный золото-пирит-арсенопиритовый	Пропицитизация, окварцевание, серицитизация
Д. Тонковкрапленный пирит-реальгаровый	Окварцевание, серицитизация

та, халькопирита, галенита, блеклой руды в окварцованных туфоалевролитах и известняках. С доломит-анкеритовой фацией джаспероидов ассоциирует малосульфидная (до 2–3 об. % сульфидов) сульфосолю-полиметаллическая минерализация, представленная рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита, сульфидов и сульфосолей Cu, Zn, Pb в брекчированных известняках, туфоалевролитах, а также в породах даек.

Руды типа Г – слоистые кремнистые, кремнисто-карбонатные туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты с рассеянной вкрапленностью сульфидов (пирита, арсенопирита, блеклой руды, реальгара и др.), а также самородных мышьяка и золота. По данным В.Н. Сазонова с соавторами (1998), вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы на месторождении подверглись пропицитизации (эпидот-хлоритовая фация) с последующим развитием кварц-серицитового метасоматоза и постепенным нарастанием в измененных породах концентрации золота.

Руды типа Д слагают сульфидизированные известняковые брекчии. Обломки брекчий содержат рассеянный реальгар (а местами густо насыщены им) или, редко, аурипигмент. Цемент брекчий представлен карбонатным и туфогенным материалом и содержит очень мелкие (менее 0.1 мм) неравномерно рассеянные зерна пирита, арсенопирита, пирротина и небольшое количество сульфидов Zn, Pb, Cu, Hg, Tl, Sb, As, а также самородное золото. Вулкано-терригенный материал цемента брекчий претерпел метасоматические изменения пропицитового и кварц-серицитового типов.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы руд и пород даек для изотопных исследований отобраны в северном (главном) карьере месторождения на горизонтах +115 ... +145 м, а также из разведочных скважин 21г, 276, 287 и 334. Определение изотопного состава свинца осуществлялось с помощью методики, описанной в (Вотьяков и др., 2011) на базе многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой

Neptune Plus, методом TL_N MC ICP MS (Чернышев и др., 2007), предусматривающим нормирование результатов всех текущих измерений изотопных отношений Pb по эталонному значению отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$ (Ронкин и др., 2012). Измерения выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (аналитик М.В. Стрелецкая). Для измерений использованы стандарты NSB 981 и AGV-2. Для определения исходных отношений изотопов свинца в пробах сульфидов и породах с пониженным содержанием свинца выполнена коррекция измеренных изотопных отношений на соответствие возрасту руд и пород, близкое в нашем случае к 400 млн лет (Мурзин и др., 2017). Величина коррекции измеренных значений отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ существенно превышает 2σ-погрешность анализа (0.018%) и достигает 3.3 отн.% при содержании свинца в пробе менее 100 г/т и становится сопоставимой с ней при содержании свинца более 300 г/т (до 0.19 отн.%). Для изотопных отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ величина коррекции близка к 2σ-погрешности определений (0.016%) или ниже нее.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Измеренные соотношения изотопов свинца в магматических породах и сульфидах из различных типов руд Воронцовского месторождения приведены в табл. 2 и на рис. 2.

Вариации измеренных отношений изотопов свинца в сульфидах руд Воронцовского месторождения на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ описываются двумя трендами, модельный Pb-Pb-возраст которых, согласно (Vikentyev et al., 2019), составил 425–416 и 398–388 млн лет соответственно для I и II трендов. Эта диаграмма отражает также хорошую сходимость результатов измерений свинцовых изотопных отношений в лабораториях ИГГ УрО РАН и ИГЕМ РАН.

В I тренде сосредоточено наибольшее количество точек анализов сульфидов всех известных на месторождении типов руд и околорудных изменений. II тренд характеризует вариации изотопного состава свинца пирита, арсенопирита и сульфидно-

Таблица 2. Изотопный состав свинца в магматических породах, сульфидах и сульфидных концентратах Воронцовского месторождения
Table 2. Lead isotopic composition in the igneous rocks, sulfides and sulfide concentrates of Vorontsovskoe deposit

№ обр.	Материал проб	Th, г/г	U, г/г	Pb, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	Тип руд и пород
Вор-33/2	Галенит-пиритовый концентрат	0.350	0.023		17.9818	15.5726			А. Аргиллизиты нижних частей карстовых отложений
Вор-58/2	Пирит-арсенопиритовый концентрат	5.557	0.495	452.1	18.0243	15.5819	17.9750	15.5792	
Вор-72	Пирит-галенитовый концентрат	1.314	0.162		17.9847	15.5720			
Вор-908	Пирит-магнетитовый концентрат	0.046	0.061	361.3	17.9729	15.5494	17.8404	15.5421	Б. Сульфидная минерализация скарнов и оклодайковых скарноидов
Вор-927	—	2.622	1.400	74.9	18.0060	15.5788	18.0055	15.5788	
Вор-930	Сульфидно-магнетитовый концентрат	1.503	0.071	45.4	18.0538	15.5809	17.9132	15.5732	В. Джаспероиды (окварцованные и доломитизированные известняки и известковые туфоалевролиты)
21g-137	Сульфидно-галенитовый концентрат	0.898	0.024		18.0434	15.6009			
287/53.5	Пиритовый концентрат	0.792	0.020	30.1	17.9855	15.5749	17.8799	15.5691	
Вор-6а	—	1.779	0.060	211.8	17.9577	15.5547	17.9241	15.5529	
Вор-76-2а	Пирит	0.678	0.121	829.2	17.9565	15.5508	17.9533	15.5506	Г. Туфоалевролиты с рассеянной сульфидной минерализацией
Вор-76-2б	Галенит	2.209	0.042		17.9849	15.5723			
Вор-27/3	Галенитовый концентрат	0.512	0.321		18.0090	15.5766			
Вор-42/4	Галенит-пиритовый концентрат	0.317	0.094		17.9655	15.5711			
Вор-42/4Аз	Концентрат галенита и Pb-сульфоселей	1.119	0.146		18.0060	15.5809			Д. Брекчии известняка с сульфидизированным цементом
Вор-62/3	Монофракция пирита	1.686	0.241	297.5	18.0279	15.5863	18.0051	15.5850	
276/113.0	Галенитовый концентрат	1.174	0.162		18.0294	15.5930			Магматические породы апофиз Ауэрбаховской интрузии и даек
334/128.6	Галенит-пиритовый концентрат	1.169	0.239		18.0112	15.5830			
110	Гранодиорит	2.547	1.034	7.0	18.8048	15.7156	18.1973	15.6824	
110-1	Габбро-диорит	3.82	1.521	10.3	18.5661	15.6303	17.9642	15.5974	
110-2	Диорит	4.56	1.347	10.7	18.5327	15.6408	18.0178	15.6126	
8/1	Лампрофир	1.854	0.744	12.8	18.0032	15.5309	17.7707	15.5182	
8/2	—	1.659	0.593	14.9	18.1175	15.5553	17.9575	15.5465	
10/1	Диоритовый порфирит	2.586	1.221	16.0	18.2501	15.5967	17.9419	15.5798	
9/3	—	3.19	1.499	9.8	18.5731	15.6458	17.9521	15.6118	
11/1	Долерит	2.924	1.272	8.5	18.5646	15.6217	17.9582	15.5885	
9/1	Пироксеновый порфирит	2.544	1.21	13.7	18.4138	15.6602	18.0561	15.6406	
3р-1590	Керсантит	6.161	3.303	29.3	18.2816	15.5726	17.8269	15.5477	

*Отношения, скорректированные на радиогенную добавку свинца на возраст 400 млн лет и использованные для построения диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 3).
*Ratios corrected for radiogenic lead addition for 400 million years of age and used to the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (see Fig. 3).

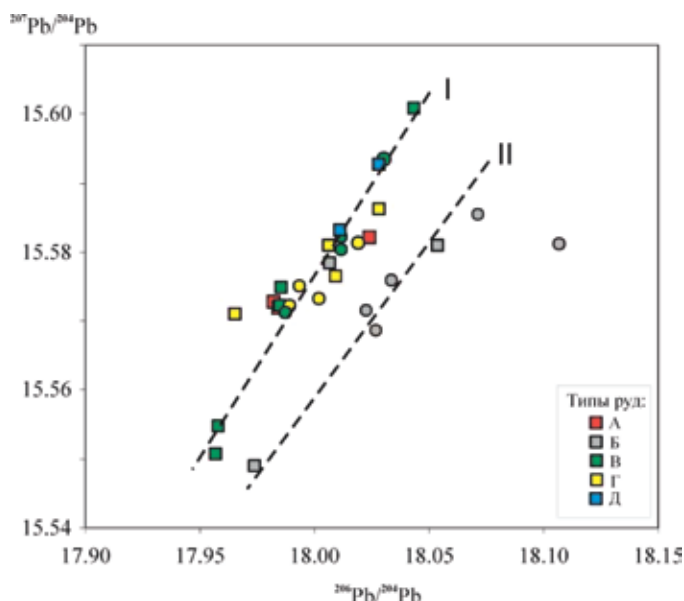


Рис. 2. Измеренные отношения изотопов свинца в сульфидах из различных типов руд Воронцовского месторождения.

Кружками отмечены анализы сульфидов из соответствующего типа руд, выполненные в ИГЕМ РАН (Vikentyev et al., 2019), квадратами – в ИГГ УрО РАН. I, II – тренды.

Fig. 2. Measured ratios of lead isotopes in sulfides from various ore types of Vorontsovskoe deposit.

Circles mark the analyses performed at IGEM RAS (Vikentyev et al., 2019), squares – in IGG UBr RAS. I, II – trends.

магнетитового концентрата из скарнов и околорудных скарноидов, установленные в ИГЕМ РАН. Этот тренд объясняется влиянием поздней фазы Ауэрбаховского плутона (Vikentyev et al., 2019).

Для определения первичного изотопного состава свинца измеренные изотопные отношения для проб с низким содержанием свинца (менее 300 г/т) скорректированы на радиогенную добавку на возраст 400 млн лет (вариации в диапазоне 380–420 млн лет существенно картину не меняют). Скорректированные отношения изотопов свинца сульфидов из различных типов руд на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ приведены на рис. 3, на котором они дополнены точками изотопного состава пород даек. Поскольку в работе И.В. Викентьева с соавторами (Vikentyev et al., 2019) данные о содержании свинца в пяти пробах пирита и арсенопирита II тренда на рис. 2 отсутствовали, то их коррекция была невозможной и при построении диаграммы на рис. 3 эти анализы исключены.

Анализ диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ показывает, что первичный изотопный состав свинца магматических пород характеризуется собственным линейным трендом с широкими вари-

ациями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6824–15.5182) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.1973–17.7707) (см. табл. 2). Наименее радиогенный свинец имеют дайки лампрофиров, располагающиеся между эволюционными кривыми для мантии и орогена в модели Доу–Зартмана (Doe, Zartman, 1979), а наиболее радиогенный свинец характерен для гранодиорита апофизы Ауэрбаховской интрузии. Даже по сравнению с более кислыми по составу дайками пробы лампрофиров обогащены свинцом, что может быть связано с заимствованием родоначальной для них магмой свинца из пересекаемых ими нижележащих колчеданосных уровней (нижний силур). Об этом косвенно свидетельствует близость свинцово-изотопного состава лампрофиров, с одной стороны, и колчеданных руд этих уровней, с другой (см. рис. 3). Этим же отчасти, наряду с его повышенной щелочностью, может быть обусловлено обогащение пробы керсанта ураном и торием (см. табл. 2).

Точки анализов даек порфиритов, габбро-диоритов и диоритов располагаются между кривыми орогена и верхней коры. Направление эволюции изотопного состава пород даек соответствует направлению изохрон по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) в Pb–Pb модельном возрастном диапазоне 520–470 млн лет, совпадающем с возрастом колчеданной минерализации Тагильской мегазоны. Этот возрастной диапазон существенно больше как модельного Pb–Pb-возраста руд Воронцовского месторождения (425–388 млн лет), так и имеющихся в литературе радиоизотопных датировок магматических пород Ауэрбаховского комплекса (411–393 млн лет), а также Ar–Ar-датировки (391.1 ± 4.9 млн лет), характеризующей завершающую стадию формирования золото-мышьяковых руд (см. (Мурзин и др., 2017)).

Сульфиды основных типов руд характеризуются меньшими вариациями первичного изотопного состава свинца $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6009–15.5421) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.0434–17.8404) по отношению к магматическим породам. Поле анализов сульфидов руд типов Г и Д, в которых заключены основные запасы золота на месторождении, на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагается локально между кривыми орогена и корового источника с μ_2 ($U^{238}/^{204}\text{Pb}$) = 9.74. В поле руд находятся также точки изотопного состава свинца “свежих, неокисленных” сульфидов (пирита, арсенопирита, галенита) из рыхлых проб “аргиллизитов” из карстовых отложений (руд типа А). Аргиллизитовые изменения рыхлых пород относятся рядом авторов к продуктам наложения низкотемпературного метасоматического процесса на мезозойские коры выветривания и карстовые отложения (Баранников, Угрюмов, 2003; Azovskova et al., 2013; и др.) или метасоматоза, исключаяющего участие “догидротермального” выветривания (Бобров, 1991, 2013). Изотопное сходство сульфидов из всех типов руд,

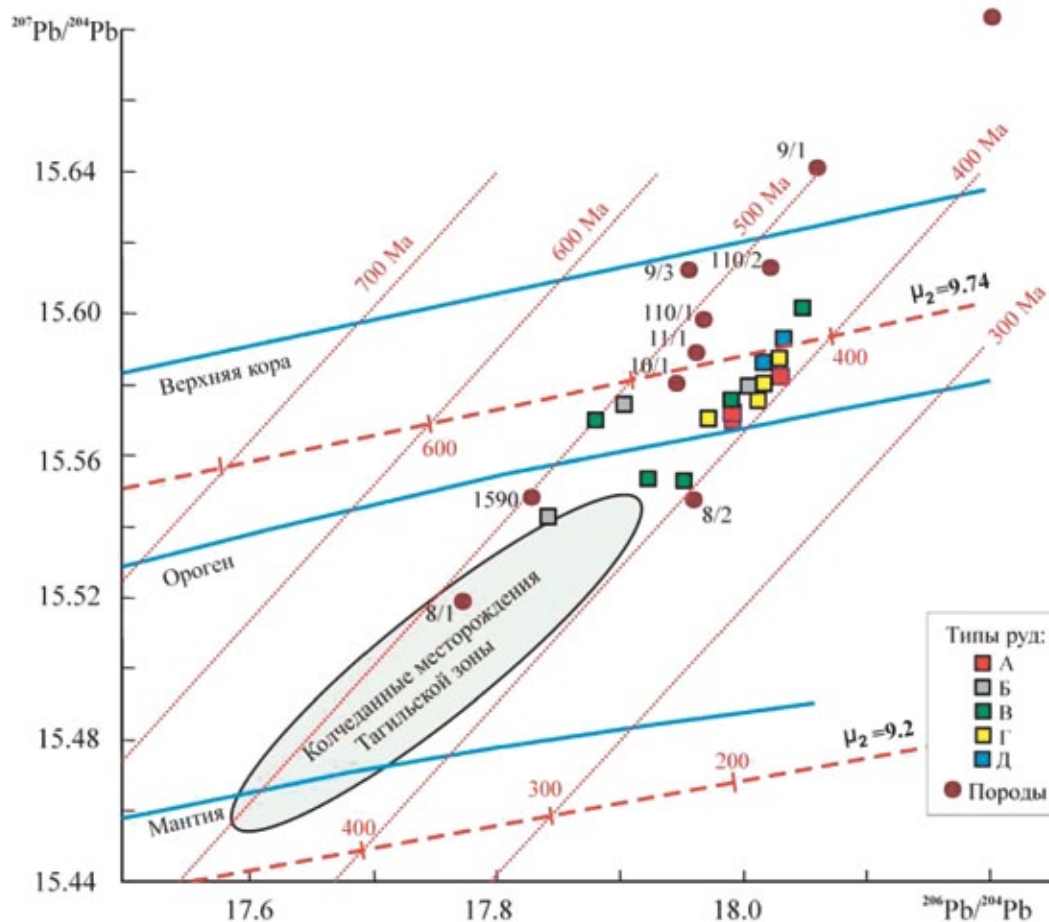


Рис. 3. Изотопный состав свинца галенита и скорректированный на возраст 400 млн лет изотопный состав свинца других сульфидов из различных типов руд и магматических пород Воронцовского месторождения.

Номера проб соответствуют таковым в табл. 2. На диаграмме приведены также кривые изотопного состава свинца мантии, орогена и верхней коры в модели Доу–Зартмана (Doe, Zartman, 1979), кривые и изохроны в модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) и положение поля изотопного состава галенита колчеданных месторождений Тагильской зоны на Среднем и Северном Урале (Викентьев и др., 2016).

Fig. 3. Lead isotopic composition of sulfides from various types of ores and igneous rocks of the Vorontsovskoe deposit, corrected for the age of 400 Ma.

Numbers of rock samples correspond to their numbers in the Table 2. The graph shows also the curves of lead isotope composition of the mantle, orogen and upper crust in the Doe–Zartman model (Doe, Zartman, 1979), evolution curves and isochrons in the Stacey–Kramers model (Stacey, Kramers, 1975) and the field of isotopic composition of galena from VMS deposits of the Tagil zone of the Middle and Northern Urals (Vikentyev et al., 2016).

наряду с их принадлежностью к модельному возрастному Pb–Pb кластеру 425–416 млн лет, не согласуется с точкой зрения на образование руд типа А в связи с особым послемезозойским импульсом тектоно-магматической активизации.

Тренды изотопного состава свинца, пересекающие эволюционные кривые в модели Доу–Зартмана на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, трактуются обычно как результат смешения мантийных и коровых источников, например, в (Чернышев и др., 2008; Чугаев и др., 2014). Участие корового и мантийного источников вещества при формировании руд Воронцовского месторождения было ранее по-

казано в работах (Murzin et al., 2017; Vikentyev et al., 2019) при изучении изотопов С, О, Sr и S. Изотопными исследованиями выявлены основные поставщики этих элементов – карбонатные отложения вмещающей толщи и глубинный магматический флюид. Установлено также, что магматический источник вносил основной или существенный вклад лишь при образовании руд в скарнах и джаспероидах (типы В и В) и был незначительным для других типов. Эта закономерность просматривается и на рис. 3, где демонстрируется сходство изотопного состава свинца некоторых проб сульфидов из око-лодайковых скарноидов (см. обр. Vor-908 и Vor 930

в табл. 2) и джаспероидов (проба 287/53.5), с одной стороны, с изотопным составом даек (преимущественно керсантитов и лампрофиров), несущих наименее радиогенный свинец, с другой.

Как было показано выше, И.В. Викентьевым с соавторами (Викентьев и др., 2016; Vikentyev et al., 2019) был выявлен единый тренд изменения изотопного состава свинца руд Воронцовского месторождения и колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала (см. рис. 3) и сделано предположение о том, что преобладающий вклад в формирование этих месторождений имело мантийное вещество – из источника деплетированной мантии DMM-A типа, испытавшее флюидно-магматическое взаимодействие с коровым субстратом с величиной $\mu_2 = 9.74$. Изотопный состав свинца руд Воронцовского месторождения в этом тренде отражает резкое преобладание коровой компоненты над мантийной. Мы полагаем, что мантийное вещество транспортируется флюидным потоком из глубинного магматического очага (см. рис. 1). В качестве корового источника свинца выступает сульфидная минерализация, рассеянная во вмещающих силуро-девонских вулканогенно-осадочных породах. Свинец и другие компоненты гидротермальных растворов извлекаются из этих пород метаморфическим флюидом, освобождающимся при тепловом воздействии на породы внедряющихся магматических масс Ауэрбаховской интрузии. Не исключено, однако, что истинная модель эволюции гидротермальной системы рассмотрена в работе (Vikentyev et al., 2019), в соответствии с которой эти растворы были напрямую отделены от диорит-гранодиоритовой магмы корневых частей интрузива. Данный рудообразующий флюид был модифицирован при взаимодействии с вмещающими породами и в связи с добавлением глубинного мантийного флюида и метаморфической/метеорной воды.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенное нами исследование изотопного состава свинца руд и магматических пород, представленных на площади Воронцовского месторождения апофизами Ауэрбаховской интрузии и дайками среднего-основного состава, указывает на происхождение его золоторудной минерализации в результате смешения вещества, поступившего из мантийных и коровых источников.

2. Наиболее продуктивные руды характеризуются резким преобладанием коровой компоненты над мантийной. Коровый свинец, вероятно, привносился в руды метаморфическим флюидом, образующимся при тепловом воздействии магматических масс Ауэрбаховской интрузии на вмещающие сульфидизированные вулканогенно-осадочные породы. Первичный изотопный состав свинца флюида характеризовался, по-видимому, вели-

чиной $\mu_2 = 9.74$, отвечающей среднекоровым значениям. Свинец с мантийными метками транспортировался флюидным потоком из глубинного магматического очага.

3. Первичные изотопные составы свинца магматических пород и руд различны. Тем не менее свинец даек частично заимствовался при формировании сульфидно-магнетитовой минерализации в скарнах и сульфидной – в джаспероидах. “Мантийный” свинец в дайках, по-видимому, отражает природу их родоначальных магм, он мог частично заимствоваться расплавами из нижезалегающих мафических пород с колчеданными залежами, а “коровый” свинец рассматривается как результат ассимиляции вещества рамы при достижении магматическими расплавами верхнекорового уровня.

4. Показана хорошая сходимость результатов измерений свинцовых изотопных соотношений в лабораториях ИГГ УрО РАН и ИГЕМ РАН.

Благодарности

Авторы благодарны рецензенту за глубокую и содержательную рецензию, позволившую улучшить качество статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Корякова О.В., Янченко М.Ю. (2011) Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения. *Ежегодник-2010*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 46-51.
- Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. (2003) Проблемы эндогенного золотого рудообразования мезозоя Урала. *Литосфера*, (1), 13-26.
- Бобров В.Н. (1991) Метасоматическая и сопровождающая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов. *Рудоносные метасоматические формации Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 44-46.
- Бобров В.Н. (2013) Воронцовский клад. Поиски и открытия. Карпинск: Печатный дом “Перспектива”, 32 с.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. (2016) Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 206 с.
- Вотяков С.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Лепихина Г.А., Стрелецкая М.В., Солошенко Н.Г. (2011) Аналитический комплекс на базе TIMS Triton Plus и MC SF ICP-MS Neptune Plus в Институте геологии и геохимии УрО РАН. *Ежегодник-2010*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158, 203-208.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. (2014) Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона. *Докл. АН*, **456**(4), 443-447.
- Мурзин В.В., Наумов Е.А., Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б. (2017) Ag-Ag возраст золото-мышьяковых руд Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал, Россия). *Литосфера*, **17**(3), 127-132.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. (2010) Модель формирования Воронцовского золоторудного ме-

- сторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы. *Литосфера*, (6), 66-73.
- Нечкин Г.С., Ровнушкин М.Ю. (2011) Сульфидная околодайкавая минерализация на Воронцовском месторождении золота (Ауэрбаховский комплекс, Северный Урал). *Ежегодник-2010*. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 158, 187-190.
- Ронкин Ю.Л., Стрелецкая М.В., Молошаг В.П., Нохрина Д.А., Лепихина О.П., Вотяков С.Л. (2012) Изотопы свинца и Pb-Pb модельный возраст галенитов Тамуньерского золоторудного месторождения: первые TLN MC ICP MS данные. *Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии "Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов"*. М.: ИГЕМ РАН, 317-319.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. (1998) Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале. *Геология рудн. месторождений*, **40**(2), 157-170.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. (1991) Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулканоплутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 184 с.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Раппорт М.С., Смирнов В.Н. (1984) Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 264 с.
- Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. (1997) Воронцовское золоторудное месторождение. *Руды и металлы*, (1), 59-70.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. (2008) Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов. *Докл. АН*, **418**(4), 530-535.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. (2007) Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по 205 Tl/203 Tl: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb. *Геохимия*, (11), 1155-1168.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Котов А.А. (2014) Неоднородность изотопного состава Pb в сульфидах различных парагенетических ассоциаций на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия). *Докл. АН*, **457**(3), 337-342. DOI: 10.7868/S0869565214210191
- Azovskova O.B., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. (2013) Pyrite from zones of MZ-KZ reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia. *WASET. Engineer. Technol.*, **79**, London, 463-467.
- Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Soroka E.I. (2019) Petrochemical features of the dike complex of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals). *News of the Ural State Mining University*, **53**(1), 18-27.
- Chen M., Zhang Z., Santosh M., Dang Y., Zhang W. (2015) The Carlin-type gold deposits of the "golden triangle" of SW China: Pb and S isotopic constraints for the ore genesis. *J. Asian Earth Sci.*, **103**, 115-128.
- Doe B.R., Zartman R.E. (1979) Plumbotectonics. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes), Wiley, N.Y., 22-70.
- Liu J., Dai H., Zhai D., Wang J., Wang Y., Yang L., Mao G., Liu X., Liao Y., Yu C., Li Q. (2015) Geological and geochemical characteristics and formation mechanisms of the Zhaishang Carlin-like type gold deposit, western Qinling Mountains, China. *Ore Geol. Rev.*, **64**, 273-298.
- Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. (2017) The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 271-298. DOI:10.1016/j.oregeorev.2016.10.037
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Thompson J.F.H., Gale V.G., Tosdal R.M., Wright W.A. (2004) Characteristics and Formation of the Jerónimo Carbonate-Replacement Gold Deposit, Potrerillos District, Chile. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.*, (11), 75-95.
- Tosdal R.M., Cline J.S., Fanning C.M., Wooden J.L. (2003) Lead in the Gatchell-Turquoise Ridge Carlin-Type Gold Deposits from the Perspective of Potential Igneous and Sedimentary Rock Sources in Northern Nevada: Implications for Fluid and Metal Sources. *Econ. Geol.*, **98**, 1189-1211.
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaev A.V., Dubinina E.O., Prokof'ev V.Yu., Murzin V.V. (2019) Vorontsovka Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model. *Chem. Geol.*, **508**, 144-166. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.020>
- Wong K.-H., Zhou M.-F., Chen W.T., O'Brien H., Lahaye Y., Chan S.-L. J. (2017) Constraints of fluid inclusions and in-situ S-Pb isotopic compositions on the origin of the North Kostobe sediment-hosted gold deposit, eastern Kazakhstan. *Ore Geol. Rev.*, **81**, 256-269.

REFERENCES

- of SW China: Pb and S isotopic constraints for the ore genesis. *J. Asian Earth Sci.*, **103**, 115-128. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.08.022>
- Cheremisin A.A., Zlotnik-Khotkevich A.H. (1997) The Vorontsovka gold deposit. *Rudy i Metally*, (1), 59-70. (In Russian)
- Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Shatagin K.N. (2007) High-precision Pb isotope analysis by multicollector-ICP-mass spectrometry using $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ normalization: Optimization and calibration of the method for the studies of Pb isotope variations. *Geochem. Int.*, **45**(11), 1065-1076.
- Chernyshev I.V., Vikent'ev I.V., Chugaev A.V., Shatagin K.N., Moloshag V.P. (2008) Sources of material for massive sulfide deposits in the Urals: Evidence from the high-precision MC-ICP-MS isotope analysis of Pb in galena. *Dokl. Earth Sci.*, **418**(1), 178-183. DOI: 10.1134/S1028334X0801039X
- Chugaev A.V., Plotinskaya O.Yu., Chernyshev I.V., Kotov A.A. (2014) Lead isotope heterogeneity in sulfides from different assemblages at the Verninskoe gold deposit (Baikal-Patom Highland, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **457**(1), 887-892 DOI: 10.1134/S1028334X14070216
- Doe B.R., Zartman R.E. (1979) Plumbotectonics. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). Wiley, N.Y., 22-70.
- Fershtater G.B., Malakhova L.V., Borodina N.C., Rapoport M.S., Smirnov V.N. (1984) *Evgeosinklinal'nye gabbro-granitoidnye serii* [Eugeosynclinal gabbro-granitoid series]. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)
- Grabbezh A.I., Ronkin Yu. L., Puchkov V.N., Gerdes A., Rovnushkin M.Yu. (2014) Krasnotur'insk skarn copper ore field, northern Urals: the U-Pb age of orecontrolling diorites and their place in the regional metallogeny. *Dokl. Earth Sci.*, **456**(2), 641-645.
- Liu J., Dai H., Zhai D., Wang J., Wang Y., Yang L., Mao G., Liu X., Liao Y., Yu C., Li Q. (2015) Geological and geochemical characteristics and formation mechanisms of the Zhaishang Carlin-like type gold deposit, western Qinling Mountains, China. *Ore Geol. Rev.*, **64**, 273-298. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.07.016
- Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. (2017) The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 271-298. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.037
- Murzin V.V., Naumov E.A., Rovnushkin M.Yu., Azovskova O.B. (2017) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of gold-arsenic ores Vorontsovskoe gold deposit (the Northern Urals). *Litosfera*, **17**(3), 127-132. (In Russian)
- Murzin V. V., Sazonov V. N., Ronkin Yu. L. (2010) A formation model of the Vorontsovskoe gold deposit in the Urals (Carline type): New data and problems. *Litosfera*, (6), 66-73. (In Russian)
- Nechkin G.S., Rovnushkin M.Yu. (2011) Sulfide near-dyke mineralization at Vorontsovskoe gold deposit (Auerbach complex, Northern Urals). *Ezhegodnik-2010*. Tr. IGG UrO RAN. 158, 187-190. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Streletskaya M.V., Moloshag V.P., Nokhrina D.A., Lepikhina O.P., Votyakov S.L. (2012) The lead isotopes and Pb-Pb model age of galena of Tamunyer gold deposit: the first TLN MC ICP MS data. *Materialy V Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii "Geokhronometricheskie izotopnye sistemy, metody ikh izucheniya, khronologiya geologicheskikh protsessov"* [Proceedings of the V Russian conference on isotope geochronology "Geochronometric isotope systems, methods of their study, chronology of geological processes"]. Moscow, IGGEM RAS, 317-319. (In Russian)
- Sazonov V.N., Murzin V.V., Grigor'ev N.A. (1998). Vorontsovskoe gold deposit: An example of Carlin-type mineralization in the Urals, Russia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.* **40**(2), 157-170. (In Russian)
- Sazonov V.N., Murzin V.V., Grigor'ev N.A., Gladkovskii B.A. (1991). *Endogennoe orudnenie devonskogo andezitoidnogo vulkano-plutonicheskogo kompleksa (Ural)* [Endogenous mineralization in the Devonian andesitoid volcano-plutonic complex (the Urals)]. Sverdlovsk, UB Akad. Nauk SSSR, 184 p. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975.) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Thompson J.F.H., Gale V.G., Tosdal R.M., Wright W.A. (2004) Characteristics and Formation of the Jerónimo Carbonate-Replacement Gold Deposit, Potrerillos District, Chile. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.*, **11**, 75-95.
- Tosdal R.M., Cline J.S., Fanning C.M., Wooden J.L. (2003) Lead in the Getchell-Turquoise Ridge Carlin-Type Gold Deposits from the Perspective of Potential Igneous and Sedimentary Rock Sources in Northern Nevada: Implications for Fluid and Metal Sources. *Econ. Geol.*, **98**, 1189-1211.
- Vikent'ev I.V., Tyukova Ye.E., Murzin V.V., Vikent'eva O.V., Pavlov L.G. (2016) *Vorontsovskoe zolotorudnoe mestorozhdenie. Geologiya, formy zolota, genezis* [Vorontsovskoe gold deposit. Geology, gold modes, genesis]. Ekaterinburg, Fort Dialog-Isset' Publ., 206 p. (In Russian)
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaev A.V., Dubinina E.O., Prokof'ev V.Yu., Murzin V.V. (2019) Vorontsovsk Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model. *Chem. Geol.*, **508**, 144-166. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.07.020
- Votyakov S.L., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Lepikhina G.A., Streletskaya M.V., Soloshenko N.G. (2011) Analytical complex based on TIMS Triton Plus and MC SF ICP-Ms Neptune Plus at the Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS. *Ezhegodnik-2010*. Tr. IGG UrO RAN, V. 158, 203-208. (In Russian)
- Wong K.-H., Zhou M.-F., Chen W.T., O'Brien H., Lahaye Y., Chan S.-L. J. (2017) Constraints of fluid inclusions and in-situ S-Pb isotopic compositions on the origin of the North Kostobe sediment-hosted gold deposit, eastern Kazakhstan. *Ore Geol. Rev.*, **81**, 256-269. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.004

Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал)

С. Е. Знаменский¹, Н. Н. Анкушева^{2,3}, Д. А. Артемьев^{2,3}

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

²Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317 г. Миасс, Ильменский заповедник, 1

³Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, 456304 г. Миасс, ул. 8 июля, 10

Поступила в редакцию 09.08.2019 г., принята к печати 03.09.2019 г.

Объект исследований. Исследовались условия формирования, состав и источники золото-порфирового месторождения Большой Каран, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. **Методы.** С помощью термокамеры Linkam TMS-600 и микроскопа Olympus BX 51 оценивались температуры минералообразования, солевой состав и концентрации солей во флюидных включениях. Газовый состав флюида определен на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 Evolution с микроскопом Olympus BX-FM. Методом LA-ICP-MS исследованы элементы-примеси. Изотопный состав С и О определялся на масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Fisher Scientific), изотопия S в минералах сульфидно-карбонат-кварцевых руд – на масс-спектрометре Delta^{PLUS} Advantage. **Результаты.** Установлено, что флюидные включения в кварце гомогенизируются в интервале температур 369–312°C, а в кристаллизовавшемся позднее кальците – при 234–200°C. Включения содержат Mg-Na водно-хлоридные растворы с соленостью 3.0–11.9 мас. % NaCl-экв. По данным LA-ICP-MS, кварц обладает высокими концентрациями Al (916–1556 г/т), свидетельствующими о его отложении из высококоглиноземистого кислого флюида. Спектры распределения РЗЭ в кальците характеризуются накоплением легких лантаноидов ($La_N/Yb_N = 3.4–9.11$), что также указывает на кислый состав флюида; негативными аномалиями Ce (0.58–0.88) и положительными аномалиями Eu (1.51–3.61). Положительные аномалии Eu отражают среднетемпературную обстановку (>250°C), существовавшую до кристаллизации кальцита. Значения Y/No в кальците (29.3–35.6) позволяют предполагать присутствие во флюиде компонентов магматогенной природы и извлеченных из известняков. Величины $\delta^{18}O$ в кальците варьируют в интервале от 14.7 до 19.8‰, а $\delta^{13}C$ – от –4.1 до 0.7‰. Значения $\delta^{18}O_{H_2O}$ рудообразующего флюида, рассчитанные для температуры гомогенизации флюидных включений в кальците 230°C, изменяются от 6.5 до 11.5‰, величины $\delta^{13}C_{CO_2}$ – от –3.21 до 1.6‰. Значения $\delta^{34}S$ в пирите составляют –0.60 – 1.50‰. **Выводы.** Результаты исследований свидетельствуют о формировании золото-порфировой минерализации месторождения Большой Каран в мезотермальных условиях. Ведущую роль в образовании оруденения играли магматогенные флюиды. Установлены геохимические признаки взаимодействия флюида с вмещающими породами.

Ключевые слова: золото-порфировое месторождение, Южный Урал, флюидные включения, изотопия, элементы-примеси

Источник финансирования

Полевые работы проведены в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № 0246-2019-0078. Изотопные исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-45-020717). Термобарогеохимические и LA-ICP-MS исследования поддержаны государственным заданием Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (2019–2021 гг.).

Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals)

Sergei E. Znamensky¹, Natalia N. Ankusheva^{2, 3}, Dmitry A. Artemyev^{2, 3}

¹Institute of Geology UFSC RAS, 16/2 K. Marks st., Ufa 450077, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

²Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, 1 Ilmensky Reserve, Miass 456317, Russia

³South-Urals State University, Miass department, 10 8 Yulya st., Miass 456304, Russia

Received 09.08.2019, accepted 03.09.2019

Для цитирования: Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера*, **20**(3), 397-410. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410

For citation: Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Artemyev D.A. (2020) Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (South Urals). *Litosfera*, **20**(3), 397-410. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410

Research subject. We studied PT conditions, composition and sources of ore-forming fluids of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (South Urals) confined to the Main Urals Fault zone at Southern Urals. **Methods.** Temperatures of ore mineral formation, salt composition and fluid salinity were estimated using a Linkam TMS-600 cryostage equipped with an Olympus BX 51 optical microscope. The gas composition of fluid inclusions was determined using a Horiba LabRam HR800 Evolution Raman spectrometer and an Olympus BX-FM optical microscope. Trace elements were detected by means of LA-ICP-MS analysis. C and O isotopic composition was identified using a MAT 253 (Thermo Fisher Scientific) mass-spectrometer. S in the minerals of sulphide-carbonate-quartz ores was identified using a Delta^{PLUS} Advantage mass-spectrometer. **Results.** It is shown that the fluid inclusions in quartz are homogenized at 370–310°C, while those of the latest calcite – at 234–200°C. The fluids contain Mg-Na chloride solutions with a salinity of 3.0–11.9 wt % NaCl-экв. According to LA-ICP-MS data, quartz contains high Al contents (916–1556 ppm) confirming its formation from a high aluminous acid fluid. The REE distribution spectra in calcite are characterized by the accumulation of light lanthanides ($La_N/Yb_N = 3.4–9.11$) pointing to the acid fluid composition, as well as by negative Ce (0.58–0.88) and positive Eu (1.51–3.61) anomalies. The negative Ce anomaly may have been caused by interactions between the fluid and host limestones. The positive Eu anomaly reflects the existence of a middle-temperature environment (>250°C) prior to calcite crystallization. Y/Ho values in calcite (29.3–35.6) suggest the presence of magmatic components and those extracted from limestones. The values of $\delta^{18}O$ in calcite vary from 14.7 to 19.8‰, while those of $\delta^{13}C$ – from –4.1 to 0.7‰. The values of $\delta^{18}O_{H_2O}$ for the ore-forming fluid, which were calculated based on average homogenization temperatures of fluid inclusions in calcite (230°C), vary from 6.5 to 11.5‰, while $\delta^{13}C_{CO_2}$ – from –3.21 to 1.6‰. $\delta^{34}S$ values in pyrite ranged from –0.60 to –1.50‰. **Conclusions.** Our data confirm the formation of the gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit under mesothermal conditions. Magmatic fluids played the key ore-formation role. The geochemical peculiarities of interactions between the fluid and host rocks were revealed.

Keywords: gold-porphyry deposit, Southern Urals, fluid inclusions, isotopic composition, trace elements

Funding information

Field work carried out as part of the state order program IG UFRC RAS No. 0246-2019-0078. Isotope studies performed with financial support RFBR (grant No. 17-45-020717). Fluid inclusion study and LA-ICP-MS analysis was supported by State Contract of the Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS (project for 2019–2021).

Acknowledgements

The authors are grateful to analysts E.A. Pankrushina (IGG UB RAS, Ekaterinburg), T.A. Velivetskaya (FEGI FEB RAS, Vladivostok) and S.A. Sadykov (IM SU FRC MG UB RAS, Miass) for providing analytical data.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Большой Каран, относящееся к золото-порфировому типу (Знаменский и др., 2017), расположено в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале (рис. 1). Условия образования золото-порфирового оруденения изучены на Урале слабо. В значительной мере это обусловлено тем, что долгое время порфировое оруденение считалось не характерным для уральского орогена и не имеющим существенного экономического значения. Однако в последние 30–40 лет только на Южном Урале было открыто и описано несколько золоторудных месторождений, связанных с порфирово-эпитемальными системами: Юбилейное (Грабежев, 2014), Медногорское (Грабежев, Белгородский, 1992), Березняковское (Грабежев и др., 2000; Plotinskaya et al., 2017), Николаевское (Знаменский, Холоднов, 2018) и др. На Полярном Урале недавно открыто Петропавловское золото-порфировое месторождение (Мансуров, 2016). К этому типу, по-видимому, относится также Тамуньерское месторождение на Северном Урале (Замятина, Мурзин, 2014). В этой связи изучение генетических особенностей золоторудных месторождений

порфирового и эпитемального типов представляется весьма актуальной задачей.

В целях выяснения условий зарождения, состава и возможных источников флюида, из которого сформировалось месторождение Большой Каран, нами изучены флюидные включения, элементы-примеси, стабильные изотопы серы, углерода и кислорода в минералах руд.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение приурочено к южному окончанию Вознесенского массива, сложенного роговообманковыми габбро-диоритами, диоритами и частично гранодиоритами (см. рис. 1). В северной части массива располагается одноименное медно-порфировое месторождение (Шишаков и др., 1986). U–Pb-возраст цирконов из роговообманковых диоритов массива, отобранных в районе Вознесенского месторождения, составляет 412 ± 3 млн лет (Косарев и др., 2014). Массив залегает среди меланжированных серпентинитов, содержащих блоки серпентинитокластических брекчий, пироксенитов, диабазов и кремней неизвестного возраста, ниже-

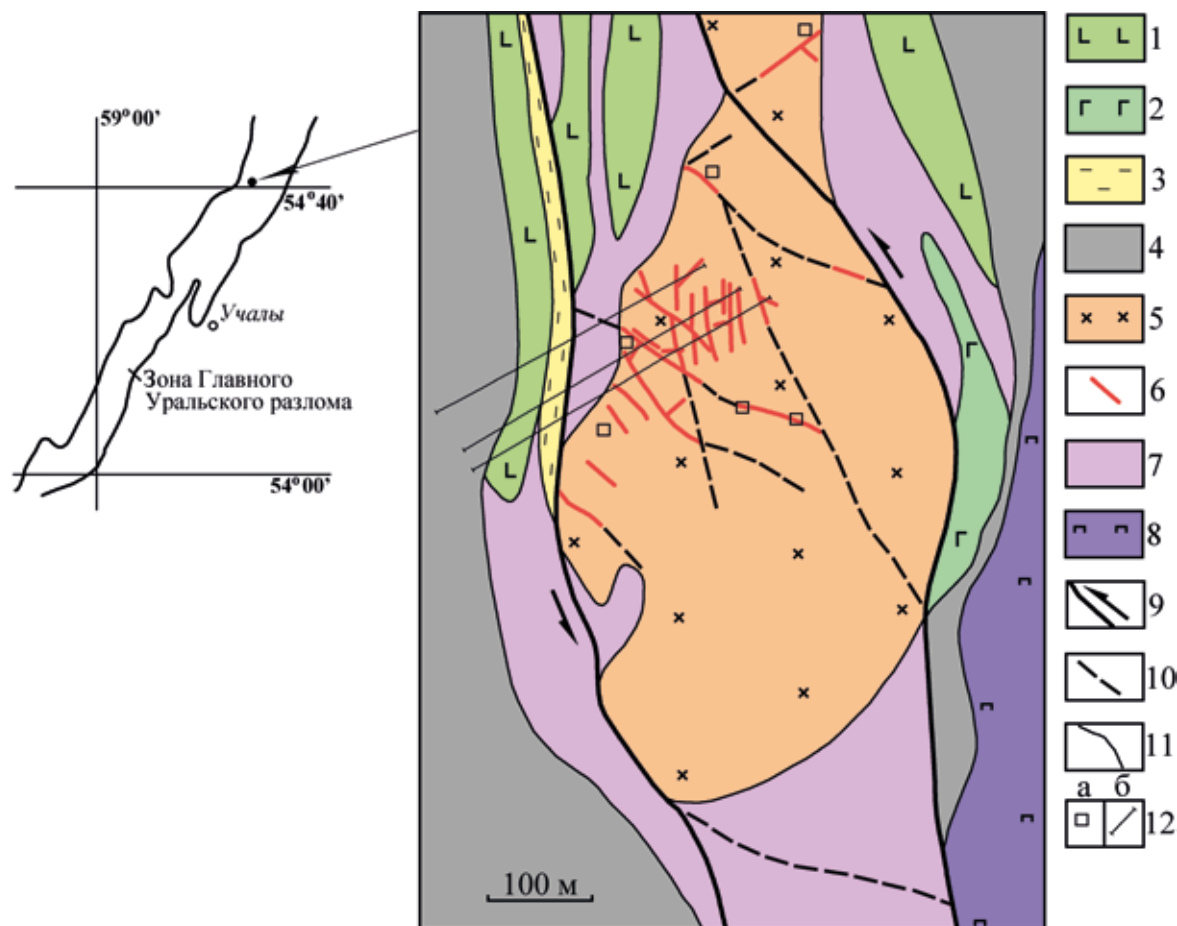


Рис. 1. Схема геологического строения золото-порфирового месторождения Большой Каран.

1 – базальты; 2 – диабазы; 3 – кремнистые сланцы; 4 – нижнедевонские известняки; 5 – роговообманковые габбро-диориты, диориты, гранодиориты Вознесенского массива; 6 – дайки гранитоидов; 7 – серпентиниты; 8 – пироксениты; 9 – главные разломы, ограничивающие рудоконтролирующую сдвиговую зону, и направление смещений по ним; 10 – вторичные разрывы сдвиговой зоны; 11 – геологические границы; 12 – эксплуатационные шахты (а) и разведочные траншеи (б).

Fig. 1. The geological scheme of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit.

1 – basalts; 2 – diabases; 3 – siliceous schists; 4 – Early Devonian limestones; 5 – hornblende gabbrodiorites, diorites, granodiorites of Voznesenskii massif; 6 – granitoid dykes; 7 – serpentinites; 8 – pyroxenites; 9 – main faults controlled ore-forming shift zone and movement direction; 10 – secondary fractures of shift zone; 11 – geological boundaries; 12 – exploitable mines (a) and prospecting trenches (b).

девонских известняков, базальтов, близких по составу к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2). Золото-порфировая минерализация месторождения Большой Каран пространственно тесно связана с дайками плагиофировых кварцсодержащих габбро-диорит-порфиров, диорит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Широкое развитие получили также послерудные дайки плагиогранит-порфиров. Размещение даек контролируется вторичными разрывами левосдвиговой зоны, косо секущей массив. Гранитоиды, слагающие рудоносные и послерудные дайки, относятся к островодужным известково-щелочным магматитам нормальной щелочности (Знаменский и др., 2017). По петрохимическим и геохимическим параметрам

они сопоставимы с породами Вознесенского массива и, по всей вероятности, являются его поздними порфировыми фазами.

Рудные тела представлены сульфидно-карбонат-кварцевыми прожилковыми рудами (рис. 2а), развитыми внутри даек. К экзоконтактовым частям даек нередко приурочены мелкие жилы. В отдельных дайках наблюдаются маломощные зоны брекчиевых сульфидно-карбонат-кварцевых руд (рис. 2б). Рудная минерализация представлена пиритом (преобладает), арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, антимонитом и самородным золотом. Детально минеральный состав руд не изучен. Количество сульфидов не превышает 5–10 об. %. По данным LA-ICP-MS

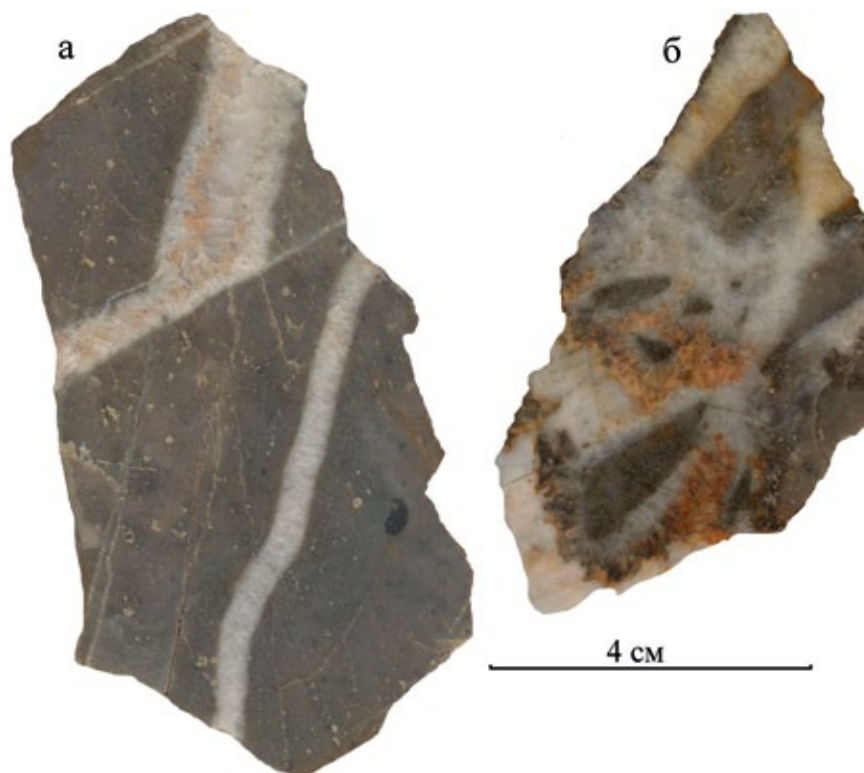


Рис. 2. Прожилковые (а) и брекчиевые (б) сульфидно-карбонатно-кварцевые руды месторождения Большой Каран.

Fig. 2. Streaky (a) and breccia (b) sulphide-carbonate-quartz ores of the Bolshoy Karan deposit.

анализа, карбонат в рудах относится к кальциту (в мас. %): CaO – 50.40–58.39, MgO – 0.20–0.80, FeO – 0.56–1.47, MnO – 0.61–1.23, SrO < 0.01, BaO ≤ 0.0001, PbO ≤ 0.0001, ZnO ≤ 0.0004 (по 8 ан.). Околорудные изменения представлены метасоматитами филлизитового типа (парагенезис: серицит + кварц с примесью карбоната и хлорита). В дайках локально сохранились фрагменты более ранних биотит-калишпатовых метасоматитов, которые характерны для внутренней зоны окolorудного ореола порфировых месторождений (Sillitoe, 2010). Прожилковые и брекчиевые руды локализованы в серицит-кварцевых метасоматитах. На удалении от рудных зон в породах Вознесенского массива проявлены пропилитовые изменения эпидот-актинолитовой фации.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Флюидные включения

Для оценки температур минералообразования, солевого состава и концентраций солей растворов были проанализированы флюидные включения в плоскополированных шлифах кварца и кальцита прожилковых и брекчиевых руд месторождения. Анализ проведен в термокамере Linkam

TMS-600 с использованием оптического микроскопа Olympus BX 51 и программного обеспечения LinkSystem 32 DV-NC в лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета (г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Погрешность измерительной аппаратуры составляет ±0.1°C в интервале –20...+80°C и ±1°C – за пределами этого интервала. Солевой состав растворов оценивался по температурам эвтектик растворов включений (Davis et al., 1990; Spencer et al., 1990). Температуры гомогенизации включений фиксировались в момент растворения газовой вакуоли при нагревании шлифа в термокамере. Концентрации солей в растворах включений определены по температурам плавления последних кристаллических фаз с использованием (Bodnar, Vityk, 1994). Результаты приведены по 140 измерениям, обработка выполнена в программе Statistica 6.1.

В кварце фиксируются двухфазные (VL) первичные и псевдотричные флюидные включения, которые располагаются одиночно в центральных частях зерен без видимой связи с трещинами в минерале (рис. 3а, б). Они имеют размеры 12–15 мкм (редко до 20 мкм), округловальную или изометричную форму, иногда с элементами кристаллографических граней. Газовые вакуоли занимают до 20–30% объема вклю-

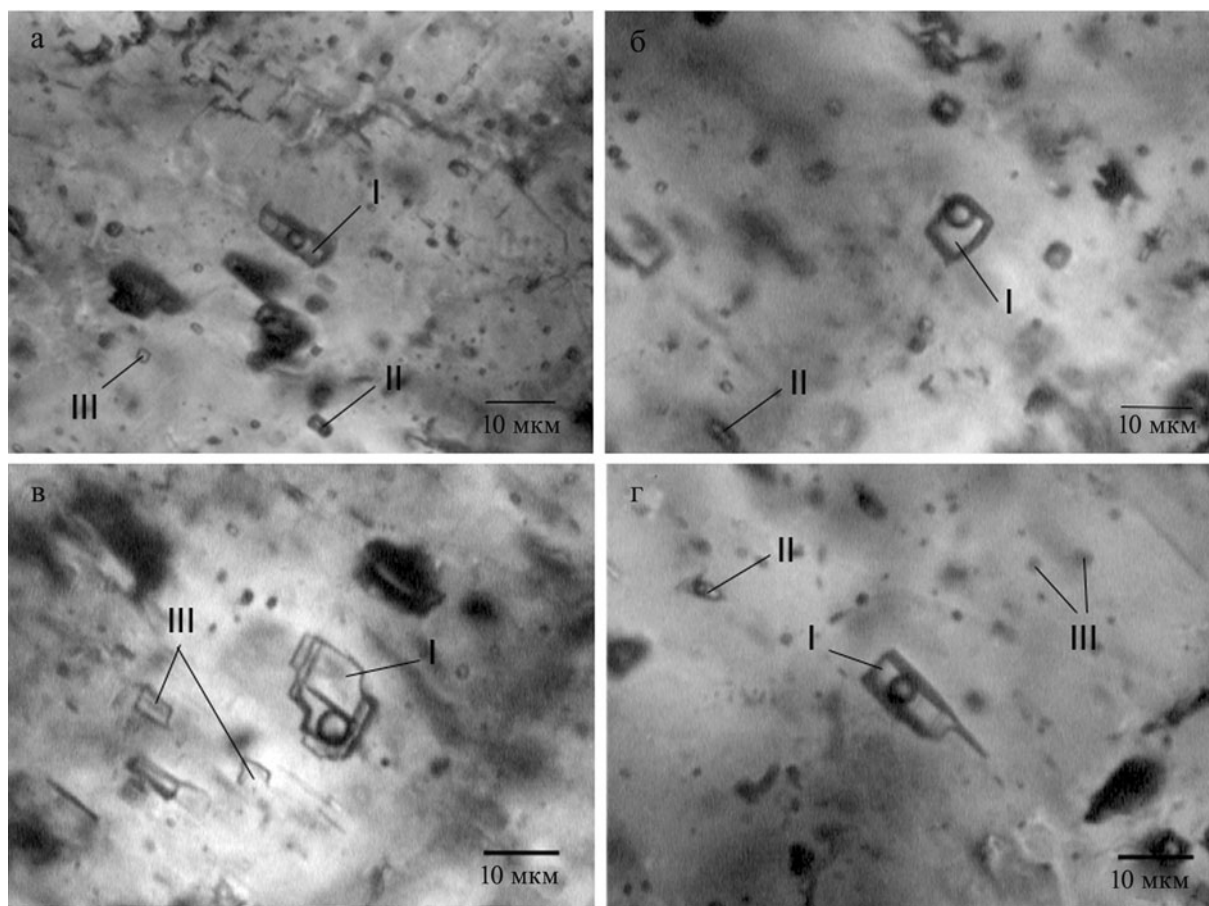


Рис. 3. Флюидные включения в кварце (а, б) и кальците (в, г) месторождения Большой Каран.

I – первичные и первично-вторичные двухфазные, II – вторичные двухфазные, III – однофазные (газовые и водные) включения.

Fig. 3. Fluid inclusions in quartz (a, б) and calcite (в, г) from the Bolshoy Karan deposit.

I – biphasic primary and pseudo secondary, II – biphasic secondary, III – monophasic gas and liquid inclusions.

чения. Включения в кварце как прожилковых, так и брекчиевых руд содержат растворы с температурами эвтектики $-30.1 \dots -32.4^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о присутствии во флюиде $\text{MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$ и $\text{MgCl}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O}$. Температуры гомогенизации включений в кварце прожилковой минерализации составляют $370\text{--}310^{\circ}\text{C}$ с пиками значений на гистограмме $320\text{--}330$ и $350\text{--}360^{\circ}\text{C}$ (рис. 4а), соленость варьирует от 8.9 до 11.9 мас. % NaCl-экв. с пиками 10–10.5 и 11–11.5 мас. % (см. рис. 4в). Включения в кварце брекчиевых руд гомогенизируются при более низких температурах $350\text{--}285^{\circ}\text{C}$ с широким пиком $300\text{--}340^{\circ}\text{C}$. Соленость растворов понижается до 5.8–9.7 мас. % NaCl-экв. с пиком 8–8.5 мас. % (см. рис. 4в).

Кальцит в рудах месторождения образует изометричные прозрачные или полупрозрачные зерна, тонкие прожилки или скрытокристаллические скопления с характерным двупреломлением. В нем также установлены двухфазные первичные и пер-

вично-вторичные включения, которые расположены конформно направлениям спайности. Включения имеют размер 10–15 мкм, изометричную форму, часто в них присутствуют элементы кристаллографических граней (см. рис. 3в, г). Включения образуют группы (по 2–3) с близким соотношением фаз или одиночные включения в центральных частях зерен кальцита. Газовая вакуоль занимает до 20–30% объема включений. Различий в температурах гомогенизации включений в кальците прожилковых и брекчиевых руд, а также в солевом составе и концентрации в них солей не установлено. Во включениях, согласно температурам эвтектики от -31.9 до -33.9°C , содержатся соли $\text{MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$ и $\text{MgCl}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O}$. Соленость флюидов варьирует от 3 до 6.5 мас. % NaCl-экв. с пиком 4.5–5 мас. % (см. рис. 4г). Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах $234\text{--}200^{\circ}\text{C}$ с пиком $210\text{--}220^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 4б).

Кроме того, кальцит разбит множеством трещин, которые трассируются двухфазными (VL)

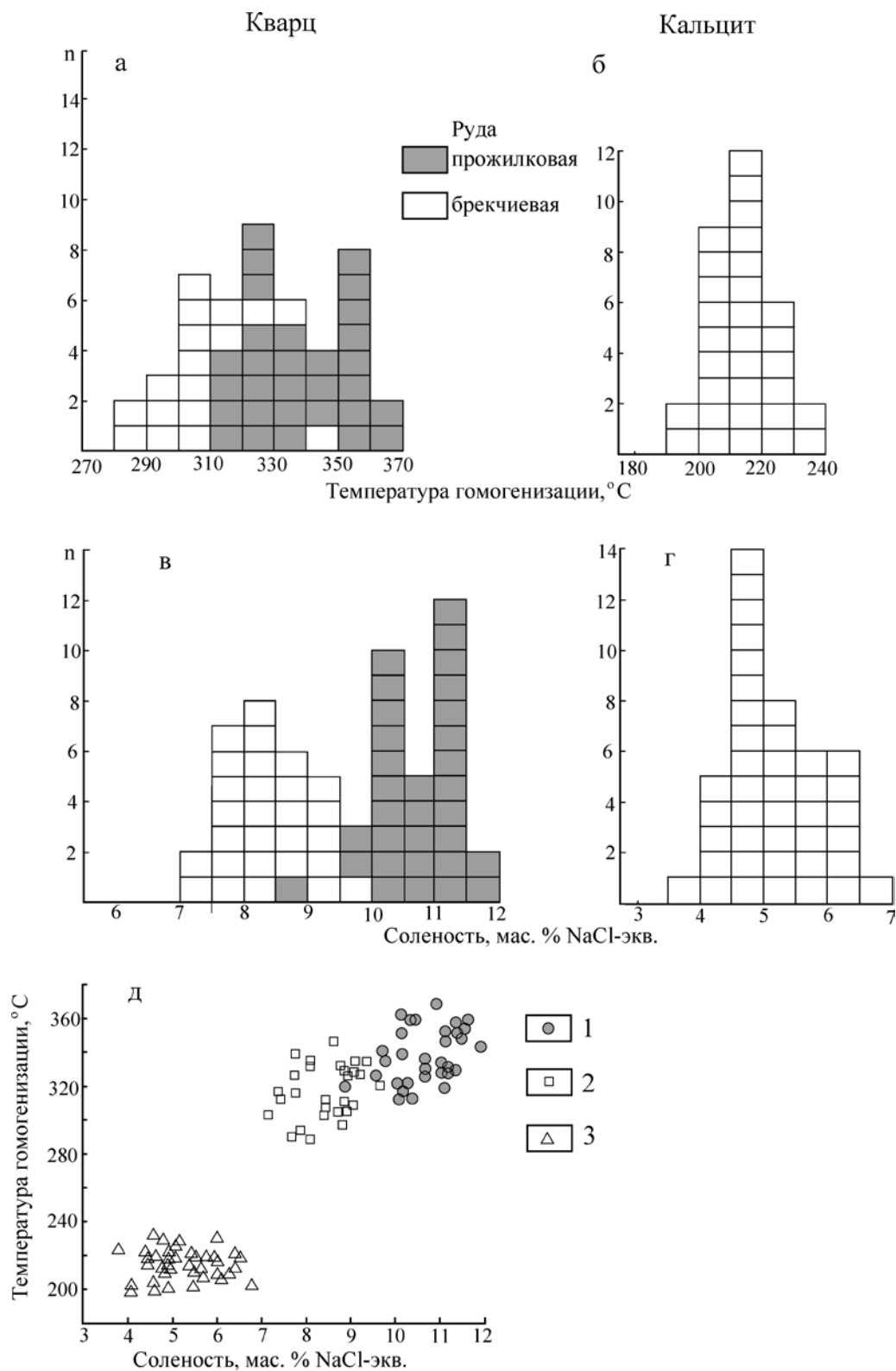


Рис. 4. Результаты исследований флюидных включений.

а–г – распределение значений солености и температур гомогенизации; д – соотношение солености и температур гомогенизации включений: 1, 2 – кварц прожилковых (1) и брекчиевых (2) руд; 3 – кальцит; n – количество замеров.

Fig. 4. Fluid inclusion data.

а–г – salinity and homogenization temperatures distribution plots; д – salinity vs. homogenization temperatures diagram: 1, 2 – quartz of streaky (1) and breccia (2) ores; 3 – calcite; n – number of measurements.

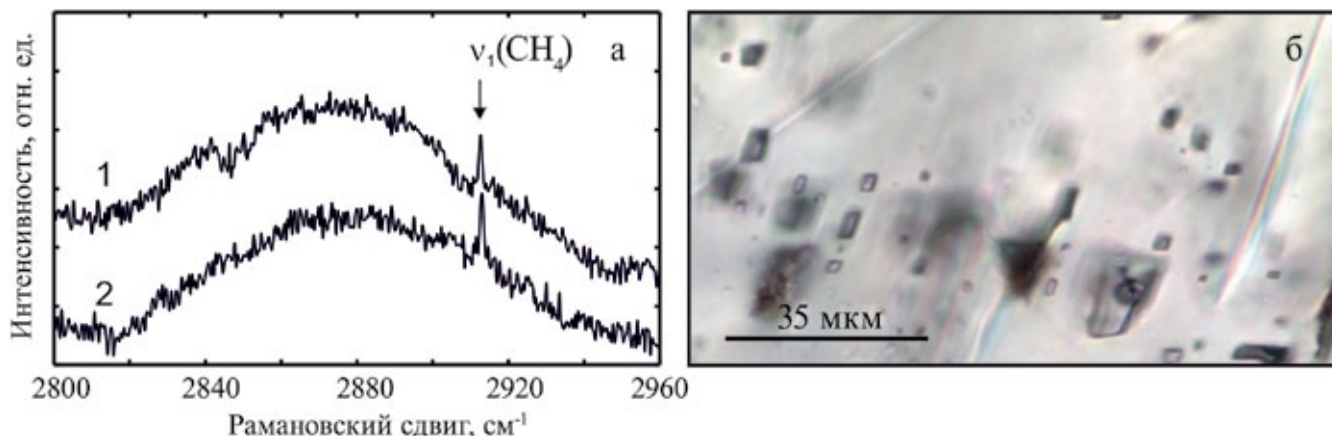


Рис. 5. КР спектры CH_4 , возбужденные в газовой фазе флюидных включений (а), и микрофотографии включений в кварце (б) месторождения Большой Каран (обр. БК 6.4).

Стрелкой показаны колебания связей молекул газовой фазы. Спектрометр Labram HR 800, микроскоп Olympus BX-51.

Fig. 5. Raman spectra of CH_4 in gas phase (a) of fluid inclusions (b) of Bolshoy Karan deposit (sm. БК 6.4).

Arrow show vibrations of molecule bonds of gas phase. Labram HR 800 spectrometer, Olympus BX-51 optical microscope.

вторичными флюидными включениями размером до 5 мкм трубчатой формы, часто с отростками (см. рис. 3, II). Такие включения, приуроченные к трещинам, не выходящим за пределы границ зерен кальцита, были также проанализированы. Их температуры гомогенизации составили 120–160°C. Солевой состав и соленость флюидов в этих включениях из-за их малого размера определить не удалось.

В кварце и кальците также были обнаружены однофазные существенно водные и газовые включения размером до 5 мкм (см. рис. 3, III).

Определение газового состава флюида во включениях в кварце выполнено с использованием рамановского спектрометра Horiba LabRam HR800 Evolution с микроскопом Olympus BX-FM (объектив MPlan N $\times 100$) и He-Ne-лазером (длина волны возбуждения 514 нм) и дифракционной решеткой 1800 шт/мм, работающего в режиме конфокальной съемки с пространственным латеральным разрешением порядка 2 мкм и по глубине порядка 3 мкм в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Е.А. Панкрушина). По данным рамановской спектроскопии, включения в кварце месторождения Большой Каран содержат CH_4 (Burke, 2001) (спектры получены при времени накопления 10 с, количество накоплений 100) (рис. 5). Кварц характеризуется сильным фотолуминесцентным фоном, наличие которого может быть связано со структурными дефектами в минерале. Анализ проводился с использованием объектива Leitz 100, что уменьшило вклад фотолуминесценции минерала-хозяина.

Элементы-примеси в кварце и кальците

Элементы-примеси в кварце и кальците определялись методом лазерной абляции на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерным пробоотборником New Wave Research UP-213 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев). Параметры лазера: Nd:YAG, длина волны излучения 213 нм, энергия пучка – 15–17 Дж/см² для кварца и 8–10 Дж/см² – для кальцита, частота повторения импульсов 10–15 Hz. Диаметр пятна абляции – 100 мкм, предабляции – 110 мкм, несущий газ – He, скорость потока – 0.65 л/мин. Время работы лазера: 10 с (преабляция) + 30 с (холостой ход) + 60 с (время анализа). Параметры масс-спектрометра: RF Power – 1550 Вт, рабочий газ – Ar, скорость несущего потока 1.05 л/мин. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась на калибровочных мультиэлементных растворах. Время интегрирования составляло 10–30 мс. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты стекол – NIST SRM-612 и USGS BCR-2g для кварца и USGS MACS-3 для кальцита. Расчет производился в программе Iolite с использованием ²⁹Si и ⁴³Ca в качестве внутреннего стандарта.

Основными элементами-примесями в кварце являются (г/т): Li – 59.6–102, Na – 21.6–74, Al – 916–1556, P – 29.6–37.3, K – 1.01–46.3, Ca – 48–69, Ti – 4.18–12.1, Ge – 3.29–6.62 и Sb – 3.12–5.73 (табл. 1). Кроме того, установлено присутствие в незначительных количествах Mg, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Ba, W и Pb.

Таблица 1. Содержание элементов-примесей в кварце месторождения Большой Каран (г/т)**Table 1.** Trace element contents in quartz from the Bolshoy Karan deposit (ppm)

Элемент	Образец				
	БК-1	БК-2	БК-3	БК-4	БК-5
Li	72.4	59.6	102	66.5	76.3
Na	21.6	13.2	30.3	54.6	74
Mg	0.77	0.86	0.03	2.92	0.11
Al	998	916	1556	1257	1489
P	34.1	34.8	37.3	32.8	29.6
K	19.9	5.38	1.01	46.3	20.7
Ca	69	51	48	48	59
Sc	2.08	2.12	2.09	2.03	2.01
Ti	4.18	4.31	10.03	8.67	12.1
V	0.009	0.008	<0.002	0.04	<0.001
Cr	0.36	0.41	0.57	0.52	0.54
Mn	0.182	0.212	0.065	0.4	0.102
Fe	0.2	<0.21	<0.63	<0.63	<0.17
Ni	0.44	0.24	0.115	0.22	0.184
Cu	0.092	0.103	0.061	0.43	0.09
Zn	0.082	0.25	0.137	0.55	0.153
Ge	3.64	3.29	6.48	5.02	6.62
As	0.97	0.86	1.11	0.78	0.9
Sr	0.162	0.085	0.008	0.17	0.067
Mo	<0.012	<0.006	<0.005	<0.016	0.023
Ag	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003
Cd	0.148	0.108	0.083	0.07	0.108
Sn	0.128	0.151	0.111	0.14	0.132
Sb	5.73	5	5.38	3.12	3.37
Ba	0.58	0.136	0.008	0.19	0.035
W	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004
Pb	0.055	0.07	0.047	0.05	0.035

В кальците определены содержания редкоземельных элементов и иттрия. Нормирование производилось по хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995). Аномалии Eu и Ce рассчитывались по формулам:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N / (Tb_N \times Eu_N)^{0.5})^{0.5},$$

$$Ce/Ce^* = Ce_N / ((2La_N + Sm_N)/3).$$

Результаты определений приведены в табл. 2.

Кальцит имеет следующие содержания PЗЭ, Y и значения геохимических коэффициентов: $\Sigma PЗЭ = 12.3-55.57$, $Y = 6.05-26.9$ г/т, $La_N/Yb_N = 3.4-9.11$, $La_N/Lu_N = 3.34-9.16$, $Eu/Eu^* = 1.51-3.61$, $Ce/Ce^* = 0.58-0.88$, $Y/Ho = 29.3-35.6$.

Изотопный состав углерода и кислорода в кальците

Изотопный анализ углерода и кислорода кальцита выполнен в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (рук. Т.А. Веливетская) на изотопном масс-спектрометре

MAT 253 (Thermo Fisher Scientific). Точность определений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляла $\leq 0.1\%$. Результаты измерений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (табл. 3) даны в отношении к международным стандартам VPDB и VSMOW, соответственно. Более подробно методика измерений рассмотрена в работе (Velivetskaya et al., 2009).

Изотопные соотношения кислорода в кальците золотоносных сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков варьируют в интервале от 14.7 до 19.8‰, а углерода – от –4.1 до 0.7‰. Значения $\delta^{18}O_{H_2O}$ рудообразующего флюида, рассчитанные для температуры гомогенизации флюидных включений в кальците 230°C (Zheng, 1999), составили 6.5–11.5‰. Величины $\delta^{13}C_{CO_2}$ флюида, равновесного с кальцитом при температуре 215°C (Ohmoto, Rye, 1979), изменяются от –3.2 до 1.6‰.

Изотопный состав серы пирита

Стабильные изотопы серы изучены в пирите из сульфидно-карбонат-кварцевых рудных жил (табл. 4). Определения изотопного состава серы выполнены на масс-спектрометре Delta^{PLUS} Advantage, сопряженном с элементарным анализатором EA Flash 1112 и интерфейсом ConFlo III в Институте минералогии ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитик С.А. Садыков). Погрешность определений $\delta^{34}S$ составила 0.27‰. Результаты измерений даны в соответствии с международным стандартом CDT. Согласно полученным данным, значения $\delta^{34}S$ в пирите составляют –0.60 ... 1.50‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

По данным термобарогеохимических исследований, температуры гомогенизации флюидных включений в кварце рудных прожилков составляют 369–312°C, в кварце брекчиевых руд – 346–286°C, в кристаллизовавшемся позднее кальците – 234–200°C. Полученные значения температуры гомогенизации соответствуют условиям мезотермального серицит-кварцевого метасоматоза, которому подверглись рудоносные дайки месторождения Большой Каран. Соленость растворов связана положительной корреляционной зависимостью с температурой гомогенизации (см. рис. 4д). Она имеет максимальные значения во включениях в кварце рудных прожилков (8.9–11.9 мас. % NaCl-экв.) и минимальные – во включениях в кальците (3.0–6.5 мас. % NaCl-экв.). Отложение кварца и кальцита происходило из Mg-Na водно-хлоридных флюидов. Соли Mg в составе рудоносного флюида могли заимствоваться из карбонатных пород, содержащих железо-магнезиальные карбонаты. Сосуществующие однофазные газовые, жидкостные и более концентрированные двухфазные и трехфазные включения свидетельствуют о гетерогенности флюида.

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов и иттрия в кальците месторождения Большой Каран, г/т
Table 2. REE and Y contents in calcite from the Bolshoy Karan deposit, ppm

Компонент	Образец							
	Б1	Б2	Б3	Б4	Б5	Б6	Б7	Б8
La	1.87	9.46	6.84	7.64	3.59	7.04	8.56	7.24
Ce	3.46	18.30	9.70	13.80	6.22	9.12	11.01	9.24
Pr	0.48	2.35	1.21	1.82	0.82	1.24	1.45	1.21
Nd	2.09	8.6	4.74	7.35	3.33	5.61	6.41	5.79
Sm	0.57	2.43	1.09	1.95	0.94	1.61	1.66	1.60
Eu	0.88	3.25	1.14	3.64	1.120	1.66	1.63	1.55
Gd	0.83	2.88	1.68	2.65	1.41	2.55	2.38	2.74
Tb	0.10	0.41	0.21	0.35	0.20	0.34	0.31	0.38
Dy	0.90	3.40	1.70	2.88	1.82	2.81	2.52	3.29
Ho	0.19	0.75	0.39	0.63	0.42	0.63	0.53	0.76
Er	0.52	2.03	1.07	1.67	1.24	1.7	1.43	1.99
Tm	0.05	0.21	0.1	0.16	0.12	0.17	0.14	0.21
Yb	0.30	1.31	0.54	0.91	0.76	0.98	0.82	1.10
Lu	0.06	0.19	0.08	0.14	0.12	0.15	0.13	0.18
Y	6.05	22.6	13.9	21.60	12.32	21.66	17.79	26.90
$\Sigma P3\Theta$	12.3	55.57	30.49	45.59	22.11	35.66	38.98	37.28
La _N /Yb _N	4.48	5.2	9.11	6.04	3.40	5.17	7.51	4.74
La _N /Sm _N	2.12	2.51	4.05	2.53	2.47	2.82	3.33	2.92
Gd _N /Yb _N	2.29	1.82	2.57	2.41	1.53	2.15	2.40	2.06
La _N /Lu _N	3.34	5.34	9.16	5.85	3.21	5.03	7.06	4.31
Eu/Eu*	3.15	2.85	2.30	3.61	2.07	1.51	2.20	2.12
Ce/Ce*	0.82	0.88	0.67	0.82	0.78	0.60	0.60	0.58
Y/Ho	31.8	30.1	35.6	34.3	29.3	34.4	33.6	35.4

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в кальците и равновесном с ним флюиде
Table 3. Isotopic composition of C and O in calcite and equilibrium fluid

№ п.п.	Образец	$\delta^{13}C\text{‰}$, VPDB	$\delta^{18}O\text{‰}$, VSMOW	$\delta^{13}C_{CO_2}\text{‰}$, VPDB	$\delta^{18}O_{H_2O}\text{‰}$, VSMOW
1	БК-3	-3.1	14.8	-2.2	6.5
2	БК-3/2	-1.1	15.8	-0.2	7.5
3	БК-4/1	-2.3	16.1	-1.4	7.8
4	БК-6/1	-1.7	17.3	-0.8	9.0
5	БК-6/4	-1.0	16.9	-0.1	8.6
6	БК-9/2	-0.6	19.8	0	11.5
7	БК-112	-3.9	15.0	-3.0	6.7
8	БК-113	0.7	14.7	1.6	6.4
9	БК-118	-3.9	15.1	-3.0	6.8
10	БК-130	-4.1	15.9	-3.2	7.6

рогенизации флюида (Прокофьев и др., 1994), что может являться одной из причин осаждения золота (Bowers, 1991). Присутствие низкоплотного метана во флюиде может быть результатом реакций с органическим материалом известняков при про-

хождении флюида через вулканогенно-осадочную вмещающую толщу (Klein et al., 2006).

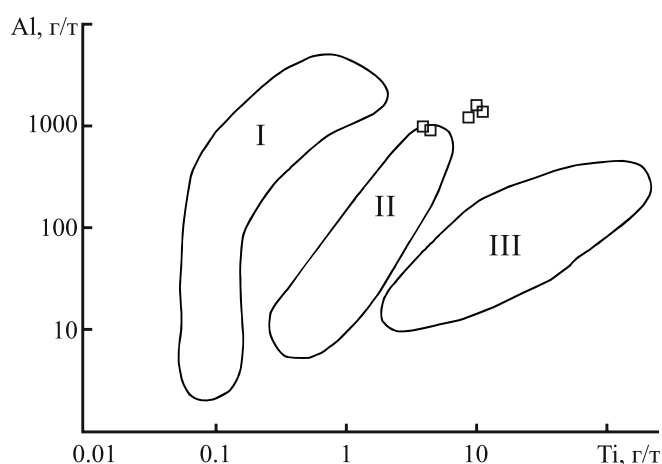
По данным лазерной абляции, рудный кварц характеризуется аномально высокими концентрациями Al (916–1556 г/т). Согласно результатам мо-

Таблица 4. Изотопный состав серы в пирите из руд месторождения Большой Каран**Table 4.** Isotopic composition of S in pyrite from ores of the Bolshoy Karan deposit

№ п.п.	Образец	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$, CDT
1	БК-6/3	+1,17
2	БК-6/4	+1,50
3	БК-9/2	+1,03
4	БК-9/3	+1,10
5	23-16/2	+0,78
6	БК-108	-0,57
7	БК-110	+0,14
8	БК-115	-0,60
9	БК-116	+0,23
10	БК-117	-0,59

делирования, выполненного Б.Г. Раском с соавторами (Rusk et al., 2008), концентрация Al в кварце отражает растворимость этого элемента в гидротермальном флюиде, которая контролируется pH флюида. Результаты исследований дают основание предполагать, что кварц месторождения Большой Каран отлагался из высокоглиноземистого флюида с невысокими значениями pH. Кроме того, в кварце установлены высокие содержания Li (59,6–102 г/т). Как видно из данных, представленных в табл. 1, концентрации Al и Li в кварце месторождения связаны между собой положительной корреляционной зависимостью. Литий, как известно, относится к числу элементов, которые могут компенсировать избыточный заряд, возникающий в кристаллической решетке кварца при замещении кремния алюминием (Исаев, 2006). Вероятно, этим процессом и обусловлены его повышенные содержания в кварце месторождения. В заметных количествах в кварце присутствует также Sb (3,12–5,73 г/т), что, по-видимому, отражает его повышенные содержания во флюиде. На это указывает появление в составе руд антимонита.

Количественные соотношения Al и Ti в кварце могут быть использованы для оценки формационной принадлежности оруденения. Б.Г. Раском (Rusk, 2012) предложена диаграмма для разделения по этому показателю эпитеермальных, мезотермальных орогенных и порфировых месторождений. Al–Ti точки составов кварца месторождения Большой Каран концентрируются вблизи поля мезотермальных орогенных месторождений (рис. 6). Диаграмма составлена Б.Г. Раском по данным 27 месторождений и, по-видимому, будет уточняться по мере пополнения базы данных. В этой связи следует отметить, что по содержанию Al и Ti кварц месторождения Большой Каран сопоставим с кварцем многих порфировых место-

**Рис. 6.** Диаграмма Al–Ti для кварца месторождения Большой Каран.

Римскими цифрами обозначены поля составов рудного кварца эпитеермальных (I), орогенных золото-рудных (II) и порфировых (III) месторождений (Rusk, 2012). Данные по месторождению Большой Каран показаны квадратами.

Fig. 6. Al–Ti diagram for quartz from the Bolshoy Karan deposit.

Roman numerals are fields of ore quartz from epithermal (I), gold-bearing orogenic (II) and porphyry (III) deposits (Rusk, 2012). Squares are the Bolshoy Karan deposit data.

рождений, например с кварцем главной рудной стадии североамериканского месторождения Батте (Butte) (Rusk et al., 2006).

К числу информативных индикаторов процесса гидротермального рудогенеза относятся модели распределения РЗЭ и Y в кальците, так как лантаноиды и иттрий имеют близкие к кальцию ионные радиусы и могут замещать его в кристаллической решетке карбоната. Это дает основание предполагать, что спектры распределения РЗЭ и Y в кальците отражают характеристики лантаноидов и Y в сосуществующем с ним гидротермальном флюиде.

Кальцит месторождения Большой Каран обладает невысокими концентрациями РЗЭ, которые составляют 12,3–55,57 г/т. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту C1, обогащены легкими лантаноидами ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,4\text{--}9,11$) и характеризуются положительными аномалиями Eu (1,51–3,61) и отрицательными аномалиями Ce (0,58–0,88) (рис. 7). Степень концентрирования тяжелых или легких лантаноидов в значительной мере зависит от pH гидротермального флюида. Обогащение легкими РЗЭ происходит в кислых растворах с низкими концентрациями комплексобразующих лиганд (Schwim, Markl, 2005). По-видимому, кальцит месторождения отлагался из кислых флюидов. При этом фракционирование

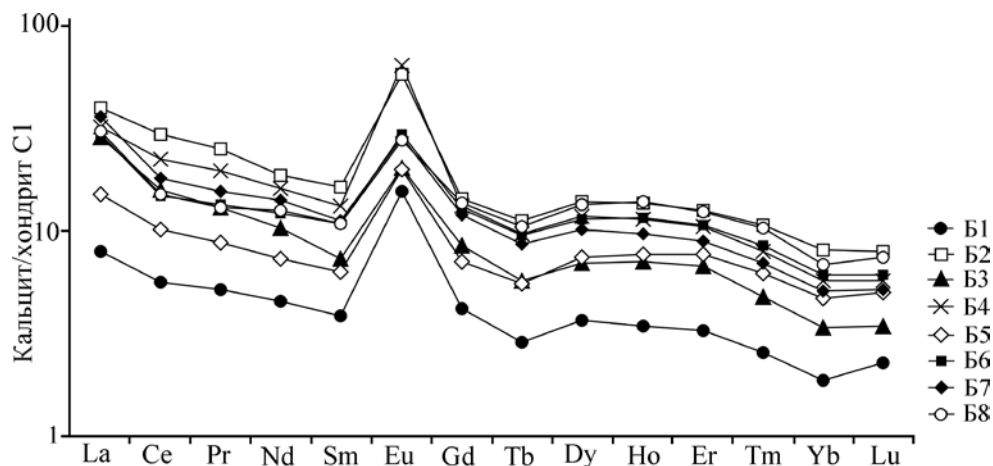


Рис. 7. Графики распределения РЗЭ в кальците.

Fig. 7. REE distribution plots in calcite.

лантаноидов во флюиде определялось процессами сорбции ($La_N/Yb_N > 1$) (Bau, 1991).

Положительные аномалии Eu свидетельствуют о том, что кальцит кристаллизовался в низкотемпературных условиях ($< 250^\circ\text{C}$) из флюидов, которые приобрели спектры распределения РЗЭ в процессе взаимодействия порода/флюид в среднетемпературной обстановке ($> 250^\circ\text{C}$), существовавшей до его кристаллизации (Bau, Möller, 1992; Znamensky et al., 2017). Этот вывод согласуется с температурами гомогенизации включений в кварце и кальците.

Положительные аномалии Eu, сочетающиеся с отрицательными аномалиями Ce, указывают на изменение окислительно-восстановительных условий в процессе миграции и эволюции флюида. Отрицательные аномалии Ce, по-видимому, являются результатом взаимодействия флюида с морскими известняками, слагающими тектонические блоки в серпентинитовом меланже вблизи Вознесенского массива. Для морских известняков характерны отрицательные аномалии Ce. Они выявлены, в частности, в нижнедевонских известняках зоны ГУР (Знаменский и др., 2013). В процессе взаимодействия флюид/известняк аномалии Ce сохраняются (Castorina, Masi, 2008).

О возможных источниках рудообразующих флюидов позволяет судить величина отношения Y/No в карбонатах (Bau, 1996). Значения этого коэффициента в кальците месторождения Большой Каран составляют 29.3–35.6. Часть этих значений попадает в интервал величин Y/No в магматическом карбонате, а другая – в карбонате морских осадков (рис. 8). Значения Y/No в кальците позволяют предполагать, что в рудообразующей системе месторождения происходило смешение магмогенных флюидов с компонентами, извлеченными из известняков.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальците месторождения Большой Каран варьируют в интервале от 14.7 до 19.8‰, $\delta^{13}\text{C}$ – от –4.1 до 0.7‰. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ минералообразующего флюида (6.5–9.0‰), рассчитанные для температуры кристаллизации кальцита 230°C (максимальной температуры гомогенизации флюидных включений в кальците), за исключением одного анализа (11.5‰), соответствуют изотопному составу воды магматического происхождения (рис. 9). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_{20}}$ флюида в равновесии с кальцитом при температуре 230°C изменяются от –3.2 до 1.6‰. Часть из них попадает в интервал возможных значений $\delta^{13}\text{C}$ углерода в гранитоидных магматических очагах (–8.0...–0.5‰) (Ohmoto, Goldhaber, 1997), а другая – морских карбонатов (–1...2‰) (Rollinson, 1993). По-видимому, в процессах рудообразования на месторождении Большой Каран участвовал углерод как магмогенной природы, так и извлеченный из известняков. На процессы взаимодействия рудообразующих флюидов с известняками указывают также отрицательные аномалии Ce и величины отношения Y/No в кальците.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите руд варьируют в интервале от –0.60 до 3.46‰. Полученные величины указывают на магматический источник серы в рудообразующем флюиде месторождения.

Как видно из приведенных данных, формирование золото-порфировой минерализации месторождения Большой Каран происходило в мезотермальных условиях, вероятно, на границе зон биотит-калишпатовых метасоматитов и филлизитов. В рудообразовании участвовали кислые Mg-Na водно-хлоридные флюиды. Рудный кварц кристаллизовался из высокоглиноземистого флюида, а кальцит – из флюида, обогащенного легкими лантаноидами. Данные по стабильным изотопам углерода, кислорода и серы указывают на ведущую роль в формировании зо-

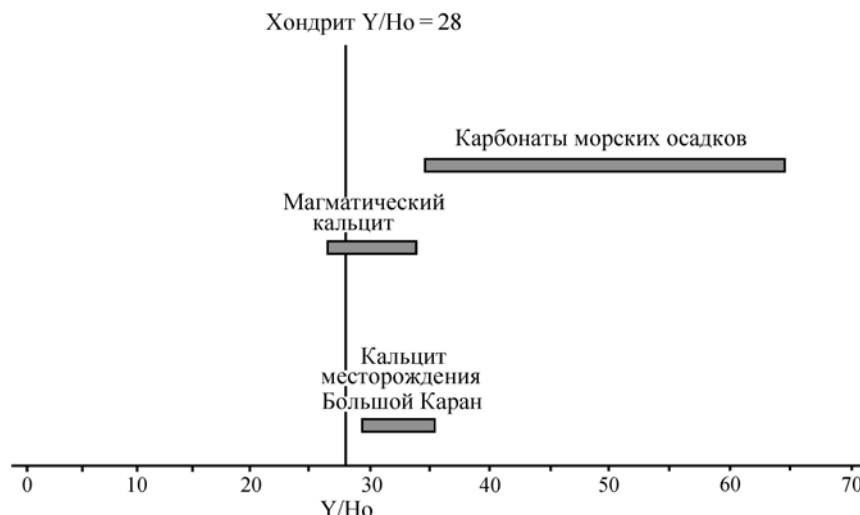


Рис. 8. Значения отношений Y/Ho в кальците.

Значения Y/Ho в хондрите, магматическом кальците, морских известняках по (Bau, 1996).

Fig. 8. Y/Ho ratio amount in calcite.

Y/Ho ratios in chondrite, magmatic calcite and seawater limestone are compiled from (Bau, 1996).

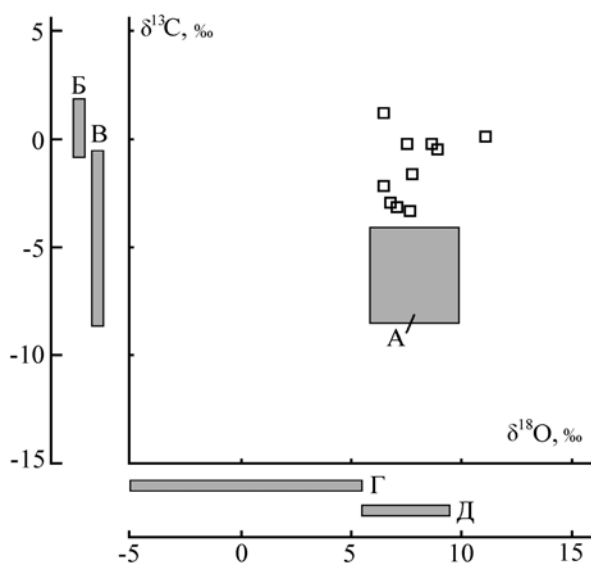


Рис. 9. Изотопные составы углерода и кислорода минералообразующего флюида в равновесии с кальцитом.

А – поле карбонатитов (Keller, Hoefs, 1993), Б – углерод морских известняков (Ohmoto, Goldhaber, 1997), В – углерод в гранитных магматических очагах, Г – кислород метеорной воды, Д – кислород магматической воды (Rollinson, 1993). Данные по месторождению Большой Каран показаны квадратами.

Fig. 9. Isotopic composition of C and O from mineral-forming fluid in equilibrium with calcite.

А – carbonatites (Keller, Hoefs, 1993), isotopic compositions: Б – carbon from seawater limestones (Ohmoto, Goldhaber, 1997), В – carbon from granitoid magmatic centers, Г – oxygen from meteoric waters, Д – oxygen from magmatic waters (Rollinson, 1993). Squares are the Bolshey Karan deposit data.

лото-порфировых руд магматогенных флюидов. Геохимические признаки взаимодействия флюида с вмещающими известняками (отрицательные аномалии Се, значения $\delta^{13}\text{C}$ и Y/Ho в кальците руд, а также присутствие MgCl_2 в солевом составе флюида и CH_4 – в газовом) указывают на то, что последние, по-видимому, служили одним из источников углерода.

Благодарности

Авторы признательны аналитикам Е.А. Панкрушиной (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), Т.А. Веливецкой (ДГИ ДВО РАН, г. Владивосток) и С.А. Садыкову (ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) за предоставленные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грабежев А.И. (2014) Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов. *Докл. АН*, **454** (3), 315-318.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, Урал. отд-е, 199 с.
- Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г. (2000) Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия). *Геол. рудн. месторожд.*, **42**(1), 38-52.
- Замятин Д.А., Мурзин В.В. (2014) Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале: физико-химические условия образования, источники рудного вещества и флюида, генезис. *Литосфера*, (1), 139-147.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т. (2017) Структурный

- контроль и геохимия даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ*, **24**, 39-46.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Анкушева Н.Н. (2013) Происхождение рудообразующих флюидов Орловского месторождения золота (Южный Урал). *Руды и металлы*, (4), 52-60.
- 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.
- Исаев В.А. (2006) Структурные примеси в кварце. Ч. I. Обзор и анализ традиционных способов очистки кварца от структурных примесей. *Горный информационно-аналитический бюллетень*, (9), 11-23.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежев А.И. (2014) Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Докл. АН*, **459**(1), 62-66.
- Мансуров Р.Х. (2016) Строение минерализованных зон Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). *Вестник Пермского университета. Геология*, **33**(4), 49-69.
- Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Буарон М.К., Мариньяк Х. (1994) Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский край). *Геохимия*, (7), 1012-1029.
- Шишаков В.Б., Сергеева Н.Е., Сурин С.В. (1988) Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале. *Геол. рудн. месторожд.*, (2), 85-90.
- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- 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.
- Bau M., Möller P. (1992) Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, Virginia Polytechnic Institute and State University, 117-130.
- Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434.
- Burke E.A.J. (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, **55**, 139-158.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and CaCl₂–NaCl–H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 591-601.
- Klein E.L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. (2006) Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Mineral. Depos.*, **41**, 160-178.
- Castorina F., Masi U. (2008) REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). *Ore Geol. Rev.*, **34**, 337-342.
- McDonough W. F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Keller J., Hoefs J. (1995) Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Berlin, Springer, 123 p.
- Ohmoto H., Goldhaber MB (1997) Sulfur and carbon isotopes. *Geochem. Hydrotherm. Ore Dep. J.* Wiley and Sons, 517-611.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N. Y., Wiley, p. 509-567.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Rollinson H.R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Longman Scientific and Technical, 352 p.
- Rusk B.G. (2012) Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz. *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*. N. Y., Springer, 360 p.
- Rusk B.G., Lowers H.A., Reed M.H. (2008) Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, **36**(7), 547-550.
- Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J., Kent A. (2006) Intensity of quartz cathodoluminescence and trace content of quartz from the porphyry copper deposit in Butte, Montana. *Amer. Mineral.*, **91**, 1300-1312.
- Schwim G., Markl G. (2005) REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chem. Geol.*, **216**, 225-248.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.N. (1990) The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 575-590.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A. (2009) Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, **23**, 2391-2397.
- Zheng Y.-F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Velivetskaya T.A., Shanina S.N. (2017) Composition and sources of mineral-forming fluids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **58**, 1070-1080.

REFERENCES

- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- 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.

- Bau M., Möller P. (1992) Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, Virginia Polytechnic Institute and State University, 117-130.
- Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434.
- Burke E.A.J. (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, **55**, 139-158.
- Castorina F., Masi U. (2008) REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). *Ore Geol. Rev.*, **34**, 337-342.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 591-601.
- Grabezhev A.I. (2014) Ubiee Cu-Au porphyry deposit (South Ural, Russia): SHRIMP-II U-PB-age of zircon and isotope-geochemical features of ore-bearing granitoids. *Dokl. Akad. Nauk*, **454**(3), 315-318. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Belgorodskiy Ye.A. (1992) *Produktivnye granitoidy i metasomatity medno-porfirovykh mestorozhdenii* [Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits]. Ekaterinburg, Nauka, Ural. otdel. Publ., 199 p. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Sazonov V.N., Murzin V.V., Moloshag V.P., Sotnikov V.I., Kuznetsov N.S., Puzhakov B.A., Pokrovskii B.G. (2000) Bereznyakovskoye gold deposit (South Ural, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **42**(1), 38-52. (In Russian)
- Isaev V.A. (2006) Structural impurities in quartz. Part I. Review and analysis of traditional methods of cleaning quartz from structural impurities. *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten'*, (9), 11-23. (In Russian)
- Keller J., Hoefs J. (1995) Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Berlin, Springer, 123 p.
- Klein E.L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. (2006) Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Miner. Depos.*, **41**, 160-178.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I. (2014) New data on the age and geodynamic position of porphyry-copper manifestations of the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals]. *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(1), 62-66. (In Russian)
- Mansurov R.Kh. (2016) The structure of the mineralized zones of the Petropavlovsk porphyry gold deposit (Polar Urals)]. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, **33**(4), 49-69. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B. (1997) Sulfur and carbon isotopes. *Geochem. Hydrotherm. Ore Dep. J.* Wiley and Sons, 517-611.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N. Y., Wiley, 509-567.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltsmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Prokofiev V.Yu., Afanasieva Z.B., Ivanova G.F., Boiron M.C., Marignac Ch. (1994) Study of fluid inclusions in minerals of the Olympiandinskoe Au-(Sb-W) deposit (Yenisey Ridge). *Geokhimiya*, (7), 1012-1029. (In Russian)
- Rollinson H.R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London, Longman Scientific and Technical, 352 p.
- Rusk B.G. (2012) Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz. *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*. N. Y., Springer, 360 p.
- Rusk B.G., Lowers H.A., Reed M.H. (2008) Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, **36** (7), 547-550.
- Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J., Kent A. (2006) Intensity of quartz cathodoluminescence and trace content of quartz from the porphyry copper deposit in Butte, Montana. *Amer. Miner.*, **91**, 1300-1312.
- Schwim G., Markl G. (2005) REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chem. Geol.*, **216**, 225-248.
- Shishakov V.B., Sergeeva N.Ye., Surin S.V. (1988) Voznesenskoye porphyry copper deposit in the Southern Urals]. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (2), 85-90. (In Russian)
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.* **105**, 3-41.
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.N. (1990) The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(3), 575-590.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A. (2009) Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, **23**, 2391-2397.
- Zamyatina D.A., Murzin V.V. (2019) Tamunier gold deposit in the Northern Urals: Physical and chemical conditions of formation, sources of ore substance and fluid, genesis. *Litosfera*, (1), 139-147. (In Russian)
- Zheng Y.-F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Velivetskaya T.A., Shanina S.N. (2017) Composition and sources of mineral-forming fluids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **58**, 1070-1080.
- Znamenskiy S.Ye., Kholodnov V.V. (2018) Petrologo-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskiy porphyry-type gold deposit (Southern Urals). *Litosfera*, **18**(4), 607-620. (In Russian)
- Znamenskiy S.Ye., Kosarev A.M., Znamenskaya N.M., Timofeyev S.P., Shafigullina G.T. (2017) Structural control and geochemistry of the Great Karan porphyry deposits dykes (Southern Urals). *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnikh resursakh AN RB*, **24**, 39-46. (In Russian)
- Znamenskiy S.Ye., Michurin S.V., Ankusheva N.N. (2013) The origin of ore-forming fluids of the Orlovskoe gold deposit (Southern Urals). *Rudy i metally*, (4), 52-60. (In Russian)

УДК 550.93

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-411-431

U-Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона “*in situ*”: возможности и ограничения

Ю. Л. Ронкин¹, А. В. Маслов¹, С. Синдерн²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: y-ronkin@mail.ru

²Институт минералогии и экономической геологии RWTH Университета, 52062, г. Аахен, Германия, e-mail: sindern@iml.rwth-aachen.de

Поступила в редакцию 24.08.2015 г., принята к печати 05.11.2019 г.

Объекты и методы исследований. Работа основана на сравнительном изучении авторских и литературных U-Pb ID-TIMS и “*in situ*” изотопных данных для цирконов, выделенных из ряда геологических объектов Урала (вулканогенных пород машакской свиты Башкирского мегантиклинория, гранитоидных массивов северной части хр. Уралтау, Кумбинского габбро-норитового массива Платиноносного пояса), диоритов Австралии и мафических ксенолитов Южной Африки. **Результаты.** Основы рассматриваемых методов ID-TIMS (ID-MC-ICP/MS) и SIMS датирования циркона фундаментально различаются, каждому из них присущи свои преимущества и недостатки, что необходимо учитывать при решении соответствующих геохронологических проблем. **Выводы.** U-Pb ID-TIMS (ID-MC-ICP/MS) методы позволяют анализировать единичные кристаллы, а также их фрагменты с беспрецедентно низкой погрешностью определяемого возраста (до 0.05%). Главным недостатком U-Pb SIMS метода является значительная погрешность U-Pb датирования (2–5%), “маскирующая” возможные потери Pb (и/или привнос U), что обуславливает появление артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных. Это, в свою очередь, приводит к выделению несуществующих этапов магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительности эволюции изучаемых геологических объектов и т. д. Применение U-Pb SIMS методов должно быть ограничено решением геологических задач, не требующих высокой точности датирования (т. е. допускающих определение возраста оценочного характера), но связанных с необходимостью изучения большого числа образцов и соответствующего количества зерен циркона. К примеру, таковым является исследование обломочного вещества в целях реконструкции источников и геологических условий формирования осадочных бассейнов. Другими задачами, адекватными возможностям U-Pb SIMS, при решении которых этот метод может использоваться, может служить изучение гетерогенности кристаллов циркона сложного строения при предварительном отборе материала для последующего высокоточного датирования U-Pb ID-TIMS и/или ID-MC-ICP/MS способами. Расширение числа лабораторий, применяющих эти высокоточные методы, представляется важнейшим направлением развития отечественной изотопной геохронологии.

Ключевые слова: U-Pb ID-TIMS и SIMS методы датирования циркона

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

U-Pb (ID-TIMS) geochronological method and “*in-situ*” SIMS zircon dating: possibilities and constrains

Yuri L. Ronkin¹, Andrei V. Maslov¹, Sven Sindern²

¹Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: y-ronkin@mail.ru

²Institute of Mineralogy and Economic Geology, RWTH University, Aachen 52062, Germany, e-mail: sindern@iml.rwth-aachen.de

Received 24.08.2015, accepted 05.11.2019

Research subject and methods. The work is based on a comparative study of the data obtained by the authors and those published in literature on U-Pb ID-TIMS and “*in-situ*” isotopic examination of zircons extracted from a number of Ural geological objects (volcanogenic rocks of the Mashak Formation of the Bashkir Meganticlinorium, granitoid massifs of the Northern part of the Uraltau Ridge, Kumba gabbro-norite massif Platinum-bearing belt), as well as Australian diorites and South African mafic xenoliths. **Results.** Since the methods of ID-TIMS (ID-MC-ICP/MS) and SIMS dating of

Для цитирования: Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Синдерн С. (2020) U-Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона “*in situ*”: возможности и ограничения. *Литосфера*, 20(3), 411–431. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-411-431

For citation: Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Sindern S. (2020) U-Pb (ID-TIMS) geochronological method and “*in-situ*” SIMS zircon dating: possibilities and constrains. *Litosfera*, 20(3), 411–431. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-411-431

© Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов, С. Синдерн, 2020

zircon are fundamentally different, their advantages and disadvantages should be taken into account when solving the corresponding geochronological problems. *Conclusions.* U-Pb ID-TIMS (ID-MC-ICP/MS) methods allow the analysis of individual crystals, as well as their fragments, with an unprecedented level of uncertainty concerning age dating (up to 0.05%). The main drawback of the U-Pb SIMS method consists in a significant error when dating U-Pb (2–5%), which might disguise possible Pb losses (and / or U-contribution) and lead to appearance of artifacts when interpreting U-Pb zircon data. This, in turn, leads to the identification of non-existent stages of magmatism, metamorphism, false ideas about the length of evolutionary processes, etc. The use of U-Pb SIMS methods should be limited to solving geological problems that do not require a high accuracy of dating (i.e., allowing rough estimation) but involving the need to study a large number of samples and corresponding zircon grains. Such problems arise during examination of clastic material in the process of reconstructing sources and geological conditions of sedimentary basin formation. U-Pb SIMS methods can be used for studying the heterogeneity of zircon crystals having a complex structure under preliminary selection of materials for subsequent high-precision dating using U-Pb ID-TIMS and / or ID-MC-ICP/MS methods. The expansion of the number of laboratories using these high-precision methods seems to be the most important direction in the development of Russian isotope geochronology.

Keywords: *U-Pb ID-TIMS, SIMS, zircon dating*

Funding information

The studies were carried out within the framework of topic No. AAAA-A18-118053090044-1 of the state task of IGG UB RAS.

Acknowledgements

The authors are grateful to Academician I.V. Chernyshev for his suggestion to consider this problem and for critical review of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

U-Pb метод датирования, основанный на феномене радиоактивного распада изотопов урана $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, с периодами полураспада 0.70381 ± 0.00048 и 4.4683 ± 0.0024 млрд лет соответственно (Jaffey et al., 1971), является первым геохронометром, реализованным для урансодержащих минералов (Boltwood, 1907). По мере совершенствования аналитической базы методов изотопной геологии появилась возможность изучения U-Pb систем минералов с более низкими содержаниями U и Th, в частности циркона (Keevil, 1939; Tilton et al., 1955), абсолютного рекордсмена по количеству выполненных по нему определений U-Pb возраста в сравнении с менее популярными: бадделеитом, монацитом, ортитом, ксенотимом, оксидами урана (уранинитом, настураном) и некоторыми другими.

Адресуя читателя к статье (Davis et al., 2003), в которой излагаются исчерпывающие сведения об истории развития метода, необходимо отметить, что в настоящее время U-Pb датирование циркона осуществляется преимущественно несколькими способами. Исторически первым и наиболее развитым является классический U-Pb метод, использующий изотопное разбавление (ID – Isotope Dilution, с трассером¹, имеющим искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав

Pb и U), с последующим масс-спектрометрическим анализом соответствующих смесей трассера и исследуемого материала с помощью прецизионных масс-спектрометров, с термоионной ионизацией (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или секторных (Sector Field) мультиколлекторных (Multi-Collector) с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP/MS – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Другими технологиями U-Pb датирования циркона являются локальные “in situ” методы, позволяющие анализировать U-Pb изотопный состав нанogramмовых объемов вещества и менее. Инструменты, реализующие подобный подход, основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry (Ireland, Williams, 2003)) и лазерной абляции LA-ICP/MS (Kosler, Sylvester, 2003).

Фундаментальные различия рассматриваемых вариантов методов U-Pb датирования обуславливают соответствующие возможности и ограничения, что и является предметом настоящей статьи, ориентированной на сравнение этих методов в практике геохронологических работ.

U-Pb ID-TIMS МЕТОД

С момента первого U-Pb датирования циркона (Tilton et al., 1955) минуло более 65 лет, за это время благодаря научно-техническому развитию и

¹ Spike – англ.

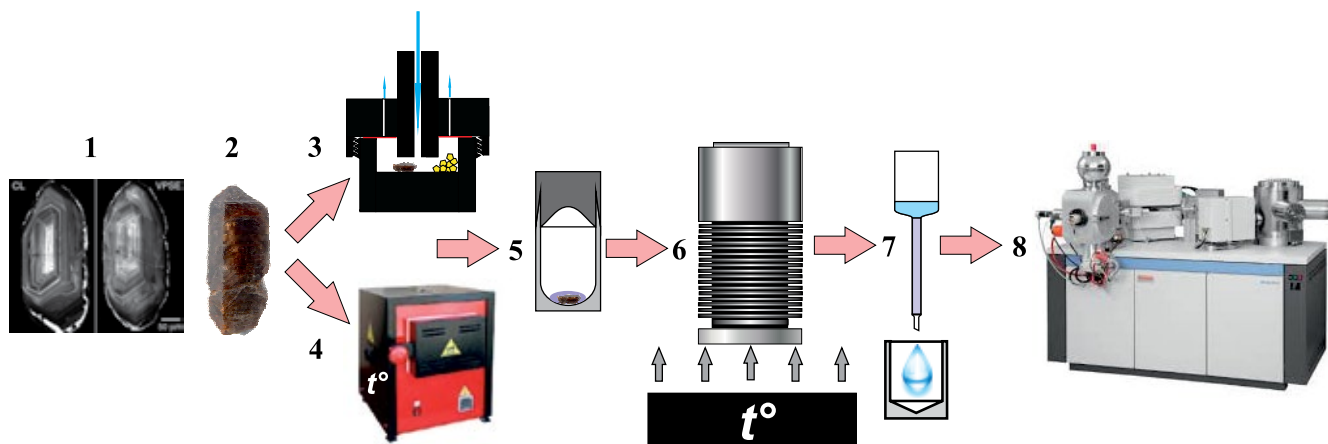


Рис. 1. Упрощенная схема U-Pb ID-TIMS датирования циркона.

1 – люминесцентная спектроскопия; 2 – исходный кристалл циркона; 3, 4 – аэро- (концентрат пирита + сжатый воздух, 0.1–0.2 бар в специальном устройстве (Krogh, 1982)) и/или химическая (смесью HF + HNO₃ кислот, а также прогрев в муфельной печи) абразия; 5 – добавление U + Pb спайки и смеси HF + HNO₃ кислот, кислотное разложение; 6 – кислотное разложение в автоклаве; 7 – колоночная хроматография в целях выделения фракций U и Pb; 8 – TIMS анализ изотопного состава U и Pb смесей спайки и исследуемого циркона.

Fig. 1. Simplified scheme of U-Pb ID-TIMS zircon dating.

1 – luminescence spectroscopy; 2 – initial zircon crystal; 3, 4 – air (pyrite concentrate + compressed air, 0.1–0.2 bar in a special device (Krogh, 1982)) and/or chemical (with a mixture of HF + HNO₃ acids, as well as heating in a muffle furnace) abrasion; 5 – addition of U + Pb spike and mixtures of HF + HNO₃ acid decomposition; 6 – acid decomposition in the autoclave; 7 – column chromatography, with the aim of separating the fractions of U and Pb; 8 – TIMS analysis of the isotopic composition of U and Pb mixtures of spike and zircon under study.

усилиям многих выдающихся исследователей был достигнут значительный прогресс в отношении возможностей метода в смысле как беспрецедентных величин погрешностей определяемого возраста (менее 0.05%), так и количества анализируемого материала (вплоть до фрагментов единичного кристалла) (Davis et al., 1989; Mattinson, 2005; Bowring et al., 2006; Moser et al., 2009; Keeley et al., 2012; Schmitz, Kuiper, 2013; Schoene, 2014; Schaltegger et al., 2015; Ронкин и др., 2016; и др.). С современных позиций (Mattinson, 2005) последовательность аналитических процедур с учетом определенных упрощений представлена на рис. 1.

Выбор индивидов циркона для U-Pb датирования определяется спецификой решаемой геохронологической задачи, однако в любом случае, в соответствии с проблемой, отправным моментом является изучение особенностей внутреннего строения кристаллов циркона с помощью методов электронной спектроскопии CL, BSE и т. д. (см. стадия 1, рис. 1). Далее отобранные цирконы подвергаются прогреву (до 48 ч) при высокой температуре (до 1000°C) в муфельной печи в целях минимизации влияния дефектов кристаллической решетки, после чего осуществляются аэро- и/или химическая абразия для селективного удаления тех доменов в цирконе, которые потеряли Pb (см. стадии 3, 4, рис. 1), а также многократная промывка реагентами и ультразвуком. На стадии 5 подготовлен-

ные описанным способом кристаллы помещаются в микрокапсулы с добавлением кислот HF + HNO₃ и смешанного U-Pb спайки, приготовление и калибровка которого представляет далеко не простую самостоятельную проблему (Condon et al., 2015). Кислотное разложение циркона в смеси кислот и трассера производится в автоклавах при температурах до 180°C (см. стадия 6, рис. 1). После хроматографического разделения фракций урана и свинца соответствующий изотопный анализ этих элементов осуществляется с помощью мультиколлекторных масс-спектрометров (TIMS и/или ICP/MS). Все процедуры по химической пробоподготовке выполняются в так называемых “чистых помещениях”, позволяющих ограничить контаминацию ксеногенными загрязнениями.

Важным преимуществом ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS перед SIMS методами является то, что концентрации и изотопный состав Pb и U в исследуемом веществе определяются с высокой точностью, непосредственно по соответствующим ионным токам изотопов этих элементов, исключая процедуру калибровки по стандарту с известным возрастом. Тем не менее эти достаточно трудоемкие и дорогостоящие методики предполагают реализацию “чистой химии” (наличие специального стерильного производственного помещения, очищенных реагентов и перегонных аппаратов для их приготовления, тонкой хроматографии, калиброванных

растворов, трассеров, изотопных стандартов, точных весов и т. д., затраты на которые нередко достигают значительных величин), а также использование прецизионного TIMS или MC-ICP/MS масс-спектрометра. Кроме того, поддержание соответствующего уровня персонала и рабочего ритма такой лаборатории представляет собой непростую задачу. Известные методологические трудности вызывает U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS датирование полифазного циркона, требующее реализации физической и химической сепарации (Krogh, 1982; Mattinson, 2005), селективного разложения (Krogh, Davis, 1985)). Однако, как показано далее, рассмотренный метод в настоящее время является наиболее точным, не имеющим альтернативы по этому параметру.

U-Pb SIMS МЕТОД

В настоящее время доминирующими инструментами для U-Pb SIMS датирования циркона являются SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe), представляющий собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения (ASI, Австралия), а также его SIMS аналоги Cameca IMS (1270, 1280) производства одноименной французской фирмы и VG Isolab 120 (Великобритания).

Принцип работы SHRIMP основан на том, что пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$, ускоряемых напряжением до 10 кВ, фокусируется оптикой Кохлера в параллельный пучок поперечным сечением 5–30 мкм и направляется на поверхность анализируемого образца. Ионная бомбардировка, формируя на мишени кратер, соизмеримый с диаметром кислородного пучка и глубиной до 3–4 мкм, выбивает атомы и молекулы из мишени, частично ионизуя их. Эти вторичные ионы вытягиваются электростатическими линзами вторичной колонны из области ионизации и после фокусировки вторичного пучка направляются в масс-анализатор с разделением по массам и энергиям, попадая в приемную щель регистрирующего канала. Высокое разрешение SHRIMP (более 5000) позволяет производить практически полное отделение изотопов Pb и U от мешающих изобарных наложений (Zr_2O , HfO_2 , HfSi), характерных для спектра вторичных ионов, эмитированных, например, цирконовой мишенью. В результате ионной бомбардировки первичным пучком генерируются ионы урана как U^+ , так и в окисном и двуокисном видах, в приблизительном соотношении 3 : 7 : 1 ($\text{UO}_2^+/\text{UO}^+/\text{U}^+$), в то время как свинец представлен почти полностью металлической формой – Pb^+ . В связи с этим получаемые в результате прямых измерений ионные отношения Pb^+/U^+ в наибольшей степени отличаются от истинных атомных U/Pb отношений в исследуемом веществе, что предполагает реализацию измерений по принципу “стандарт–образец”. В качестве

стандартного образца используется минерал, аналогичный исследуемому (это важно в силу наличия у любого ионного микрозонда матричного эффекта – примесь, имеющаяся в разных матрицах в одинаковых концентрациях, дает разные по интенсивности сигналы ионных токов), с аттестованным U/Pb отношением, по возможности гомогенным по всему объему.

Здесь уместно отметить, что при интерпретации U-Pb SIMS и LA-ICP-MS данных авторы (Краснобаев и др., 2007, с. 245, рис. 3) часто используют графики в координатах U–Th, U–Th/U для выделения тех или иных групп цирконов без указания погрешностей определения концентраций U и Th, которые могут достигать значительных величин для абсолютных значений, поскольку существует зависимость от используемого стандарта и от того, сколько раз он анализируется (имеется в виду статистика). Более того, существует мнение, что цирконами, реально пригодными для использования в качестве эталонов концентрации, являются megacrystals. Все остальные референсные кристаллы циркона, как правило, высокогетерогенны из-за естественного композиционного зонирования.

В практике U-Pb SIMS датирования стандартом циркона чаще всего являются аттестованные U-Pb ID-TIMS методом (!) природные кристаллы (далее все значения в млн лет): AUSZ2 – $38.8963 \pm 0.0044/0.012^{*2}$ (Kennedy et al., 2014; Plešovice – $337.13 \pm 0.06/0.23^*$ (Sláma et al., 2008); Temora 1 – $416.75 \pm 0.24^*$ (Black et al., 2003a); Temora 2 – $416.78 \pm 0.33^*$ (Black et al., 2004); R33 – $418.9 \pm 0.4^*$ (Black et al., 2004), $419.26 \pm 0.39^*$ (Black et al., 2004); GJ-1 – $608.53 \pm 0.37^{**3}$ (Jackson et al., 2004; GJ-1 nr. 67 – $600.5 \pm 0.4^*$ (Boekhout et al., 2012); Harvard 91500 – $1065.4 \pm 0.3^{**}$ (Wiedenbeck, 1995), $1066.4 \pm 0.3/5.0^{**}$ (Schoene et al., 2008), $1063.6 \pm 0.2/0.3^*$ (Schoene et al., 2008); AS3 – $1099.1 \pm 0.5^{**}$ (Paces, Miller, 1993), $1099.0 \pm 0.7^*$ (Paces, Miller, 1993), $1098.6 \pm 0.3/5.0^{**}$ (Schoene et al., 2008), $1095.9 \pm 0.2/0.3^*$ (Schoene et al., 2008); FC1 – $1099.0 \pm 0.6^{**}$ (Paces, Miller, 1993), $1099.9 \pm 1.1^*$ (Paces, Miller, 1993); QGNG – $1851.5 \pm 0.3^{**}$ (Schoene et al., 2008), $1848.7 \pm 0.7/0.9^*$ (Schoene et al., 2008).

Устройство SIMS Cameca 1270 и VG Isolab 120 в целом аналогично, за некоторыми исключениями, о чем более подробно изложено в работе (Ireland, 1995). Не вдаваясь в конструктивные различия этих приборов и SHRIMP, можно отметить, что чувствительность инструментов относительно Pb достаточно сходна (~25 импульсов/с на г/т вещества, при 1 нА токе первичного пучка). Первичные потоки луча для Cameca 1270 и SHRIMP обычно ограничиваются 10 нА для минимизации дискриминирующих эффектов и получения максимальной чувствительности при анализе циркона.

² * Здесь и далее – по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

³ ** Здесь и далее – по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

ВОЗМОЖНОСТИ U-Pb SIMS МЕТОДА

С момента появления в 1972 г. (Andersen, Hinthorne, 1972) и по настоящее время SIMS анализаторы и методология их применения подверглись значительному совершенствованию, что позволило решать многие как фундаментальные, так и прикладные задачи в науках о Земле (Ireland, 1995; Williams, 1998; Compston, 1999; Ireland, Williams, 2003; и др.). К известным примерам эффективно-го применения “in situ” датирования с помощью SIMS можно отнести определение U-Pb SHRIMP возраста 4.56 млрд лет древнейшего циркона Солнечной системы, выделенного из двух метеоритов Vaca Muerta и одного – Simmern (Ireland, Wlotzka, 1992); изучение эволюции U-Pb системы циркона (4.32–3.88 млрд лет), извлеченного из лунного грунта (Meyer et al., 1996); U-Pb SHRIMP датирование древнейших цирконов Земли, выделенных из метаморфических пород Австралии (4.4 млрд лет) (Wilde et al., 2001) и Канады (4.03 млрд лет) (Bowring, Williams, 1999); определение U-Pb SHRIMP возраста древнейшего циркона Уральско-го складчатого пояса (3.5 млрд лет), выделенного из гнейсов Тараташского комплекса (Ронкин и др., 2007), что оказалось реализовано благодаря уникальной возможности U-Pb SIMS датирования нанообъемов (2 нг и менее за анализ) в пределах одного кристалла. Данное обстоятельство крайне важно при дефиците исходного вещества (единичные акцессории из уникального материала, метеоритов и тому подобных объектов). Кроме того, такая геометрическая селективность позволяет анализировать отдельные области и домены в целях реконструкции эволюции изучаемого кристалла.

Другой полезной не требующей высокой точности возможностью является высокопроизводительное U-Pb SIMS датирование многих сотен и тысяч детритовых цирконов, поскольку этот вид анализа поддерживает одно из важнейших направлений в исследовании транспортировки обломочных компонентов при процессах осадконакопления (Sircombe, 1997, 1999; Ireland et al., 1998; Goodge et al., 2002).

Наконец, SIMS анализаторы позволяют выявить закономерности профилевого распределения концентраций Pb, U и Th исследуемой мишени (Lee et al., 1997).

ОГРАНИЧЕНИЯ U-Pb SIMS МЕТОДА

Наряду с перечисленными возможностями SIMS метода, его *главным недостатком* является значительная, на порядок и более, погрешность U-Pb датирования в сравнении с ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS (Compston, 1999; Макеев, Левский, 2006; Ронкин и др., 2009) (наиболее существенно проявляющаяся для палеозойских и более “молодых” геологических событий, поскольку в этом случае основное

ограничение связано с неопределенностью в калибровке Pb/U отношения образований, характеризующихся относительно меньшим содержанием радиогенного Pb), что маскирует возможные потери Pb (и/или привнос U). Значительная неопределенность U-Pb SIMS датирования обуславливает тот факт, что на графиках с конкордией (например, в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) соответствующие размеры эллипсов погрешностей не позволяют сделать вывод о конкордантности или дискордантности⁴ фигуративной точки, что и показано в данной статье на конкретных примерах.

Иными словами, при U-Pb SIMS датировании часто складывается ситуация, когда положение фигуративной точки на графике с конкордией не может быть однозначно определено как конкордантное или дискордантное. Более того, нередко можно наблюдать случаи, когда при гигантской величине дискордантности между возрастaми, вычисленными по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, авторы публикации “привязывают” $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ к реальному геологическому событию.

Таким образом, существенная погрешность U-Pb SIMS датирования нередко обуславливает появление артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных, что, в свою очередь, приводит к выделению “виртуальных этапов” магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительной “эволюции” изучаемых геологических объектов и т. д. Наиболее значима неопределенность U-Pb SIMS датирования при использовании этого метода для калибровки геохронологической шкалы (Mundil et al., 2001), а также расчленения сближенных во времени геологических событий (Ронкин и др., 2009). Кроме того, в некоторых публикациях авторы вводят читателя в явное заблуждение, постулируя, что результаты U-Pb SIMS датирования циркона являются “прецизионными” (Краснобаев и др., 2007).

Настоящая работа направлена на прояснение тезиса, декларируемого в предыдущем абзаце, для достижения чего на основе фактического материала далее приводятся как компилятивные, так и авторские данные по сравнению результатов U-Pb SIMS и ID-TIMS датирования одних и тех же, в том числе уральских, геологических объектов.

U-Pb СТАНДАРТ TEMORA

Первым объектом для сопоставления результатов U-Pb SIMS и U-Pb ID-TIMS датирования может служить аттестованный стандарт Temora, представляющий циркон, выделенный из Middledale Gabbroic Diorite (Австралия). К настоящему времени этот стандарт всесторонне изучен, кроме того,

⁴ Дискордантность D (%) = $100(1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{возраст}}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{возраст}}))$.

он многократно датирован U-Pb ID-TIMS методом, а количество выполненных по нему U-Pb SIMS анализов измеряется многими тысячами (Black et al., 2003а, б; Dunphy et al., 2003). Соответствующие исследования показали, что цирконы Temora являются в высокой степени конкордантными в отношении U-Pb ID-TIMS возрастных данных и гомогенными по U/Pb отношению, т. е. представляют собой пример “закрытой” изотопной U-Pb системы. Тем не менее гомогенность по U/Pb отношению в этих цирконах не сопровождается таковой по концентрациям U. Более того, U в цирконах Temora распределен относительно неравномерно, что отражается в наличии четко проявленной секториальной зональности на катодолюминесцентных изображениях (рис. 2).

На рис. 3а, в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ приведены результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона стандарта Temora в сессии Z3673, выполненной в Австралии (Dunphy et al., 2003). Общее количество кратеров – 45. Аналитические погрешности по осям координат соответствуют $\pm 1\sigma$. Рассматриваемая диаграмма четко отображает значительный разброс (вариации дискордантности от –176.82 до +19.35) аналитических эллипсов относительно конкордии в диапазоне 380–445 млн лет, типичный для U-Pb SHRIMP датирования. Более того, некоторые фигуративные точки локализованы как выше конкордии, так и ниже нее, демонстрируя, в соответствии с имеющимися представлениями, потерю Pb и/или привнос U. Если не иметь независимых аргументов, формально можно утверждать о гетерогенности и “сложной истории” данного минерала. Аналогичные выводы можно сделать и по гистограммам, на которых приведен разброс возрастных значений, вычисленных по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 4а–в соответственно). Анализ представленной информации позволяет сделать заключение о том, что только по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (см. рис. 4б) возможно оценить среднее значение возраста цирконов Temora – 416.2 ± 2.5 (0.61%), 95%-й доверительный уровень, СКВО = 1.20, вероятность соответствия – 0.17. Возрасты, вычисленные по остальным отношениям ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), демонстрируют значительные вариации, характеризующаясь низкими вероятностями соответствия.

Совершенно другая картина наблюдается при анализе результатов U-Pb ID-TIMS датирования (25 кратеров) циркона Temora (Black et al., 2003а) (см. рис. 3б). Сравнение U-Pb ID-TIMS данных (см. рис. 3б) с U-Pb SHRIMP результатами (см. рис. 3а), нанесенными на график с конкордией в одинаковых масштабах, позволяет четко оценить, насколько значительно различие в погрешностях обоих методов. Значимое различие наблюдается и в величинах дискордантности. Из 25 значений, полученных ID-TIMS, только для 5 кратеров коэффициенты дискордантности имеют значения –1.46, +1.19, +1.23, +1.25, +1.68. Для

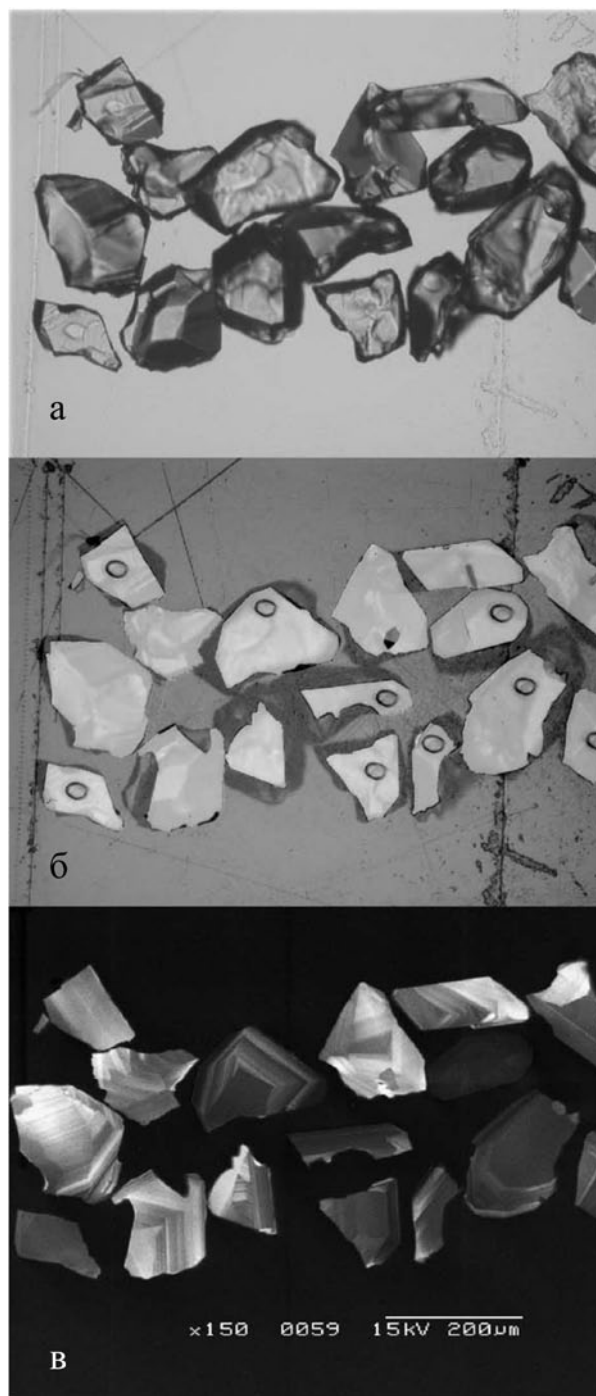


Рис. 2. Изображения кристаллов циркона Temora (Black et al., 2003а) полученные с помощью оптического и электронного микроскопов.

а, б – в проходящем и отраженном свете (видны кратеры после U-Pb SHRIMP датирования), в – катодолюминесценция.

Fig. 2. Images of Temora zircon crystals (Black et al., 2003а) obtained by optical and electron microscopes.

а, б – in transmitted and reflected light (craters are visible after U-Pb SHRIMP dating), в – cathodoluminescence.

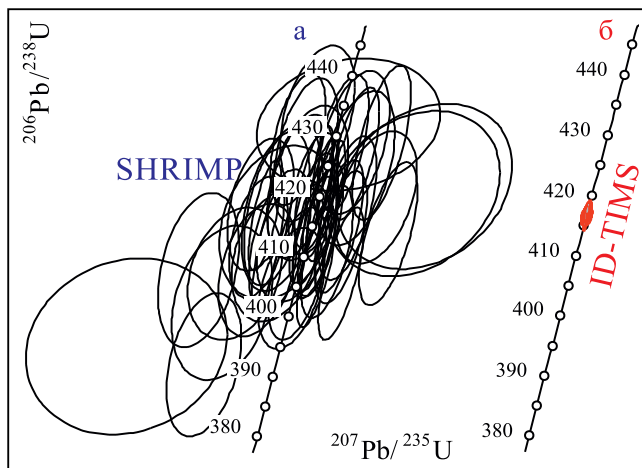


Рис. 3. U-Pb данные для циркона стандарта Temora.

Общее количество “кратеров” 45 шт.
а – U-Pb SHRIMP, сессия Z3673 (Dunphy et al., 2003). Аналитические погрешности по осям координат $\pm 1\sigma$.
б – U-Pb ID-TIMS (Black et al., 2003a), 416.75 ± 0.24 млн лет. Для сравнения “а” и “б” представлены в одном масштабе.

Fig. 3. U-Pb zircon data for standard Temora.

The total of “craters” is 45.
а – U-Pb SHRIMP, analytical session Z3673 (Dunphy et al., 2003). Analytical uncertainties are $\pm 1\sigma$.
б – U-Pb ID-TIMS (Black et al., 2003a), 416.75 ± 0.24 Ma. “а” and “б” are shown in the same scale.

остальных 20 кратеров все коэффициенты имеют величину менее 1, подтверждая возрастную гомогенность (в отличие от U-Pb SHRIMP результатов) исследуемого материала. Таким образом, U-Pb ID-TIMS данные позволяют оценить реальный возраст цирконов Temora как 416.75 млн лет с погрешностью всего лишь ± 0.24 млн лет.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Машакская свита стратотипа рифея

Проблема установления возраста вулканогенных пород машакской свиты Башкирского мегантиклинория, начинающей типовой разрез среднего рифея, методами изотопной геологии имеет более чем 35-летнюю историю, а соответствующие возрасты, полученные разными авторами и методами, характеризуются диапазоном 320–1538 млн лет. Тем не менее длительное время (с 1985 по 2005 г.) датировка 1348 ± 30 млн лет (Краснобаев и др., 1985) воспринималась как реперная, согласующаяся с традиционными представлениями об общей конструкции стратотипического разреза рифея (Козлов и др., 1989; Семихатов и др., 1991; Семихатов, 2000). Первые, более древние, значения возраста вулканитов машакской свиты до 1370 ± 16 млн лет были опубликованы в 2007 г. и основывались на данных локального

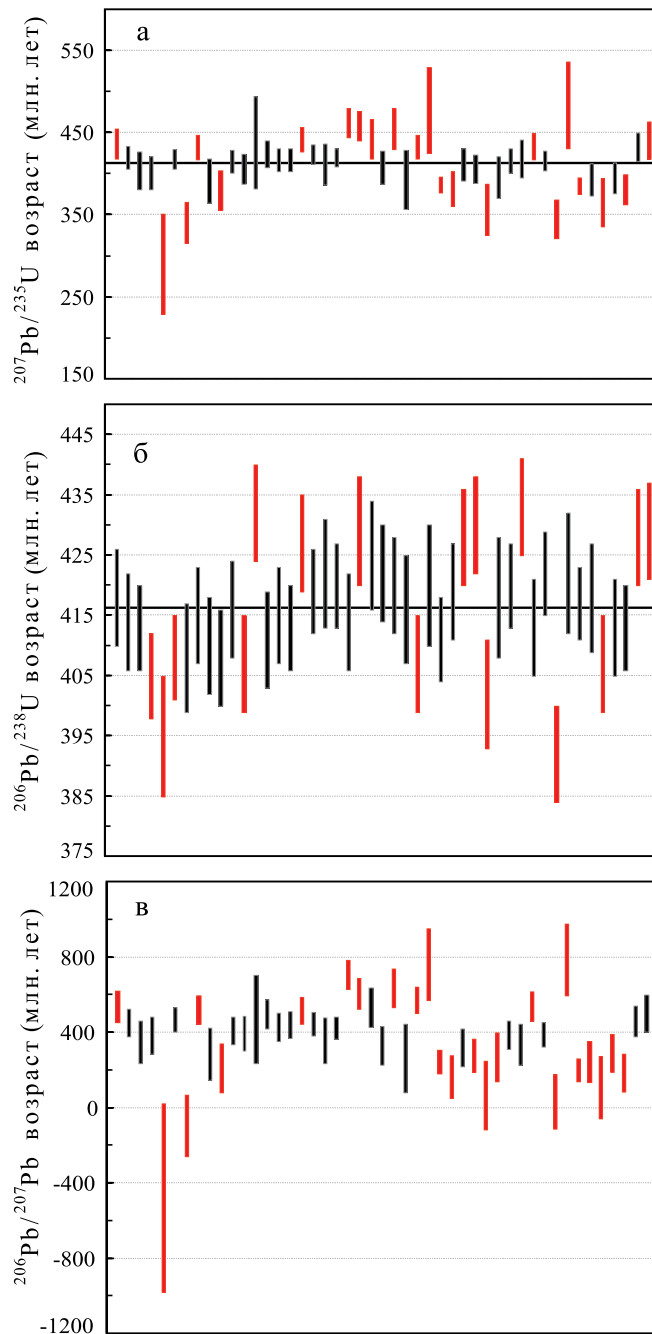


Рис. 4. Pb-U SHRIMP возрасты для циркона стандарта Temora, шайба Z3673 (Dunphy et al., 2003).

а – по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, СКВО = 2.0, вероятность соответствия 0; б – по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, среднее значение возраста (горизонтальная утолщенная линия) 416.2 ± 2.5 (95%-й дов. уровень) млн лет, СКВО = 1.20, вероятность соответствия 0.17; в – по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, СКВО = 2.6, вероятность соответствия 0.

Fig. 4. Pb-U SHRIMP zircon ages for standard Temora, analytical session Z3673 (Dunphy et al., 2003).

Ages: а – by $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, MSWD = 2.0, the probability is 0; б – by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, the average value of age (thickened horizontal line) 416.2 ± 2.5 (95% of the rows. level) Ma, MSWD = 1.20, 0.17 probability of compliance; в – by $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, MSWD = 2.6, the probability is 0.

U-Pb SHRIMP-II датирования выделенных из даци- тов цирконов (Ронкин и др., 2007а). Близкое (в пре- делах погрешностей) значение 1366 ± 12 млн лет фи- гурирует в работе (Пучков и др., 2007). Существенный диссонанс с устоявшимися представлениями о воз- расте эффузивов машакской свиты вызвали резуль- таты U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, вы- деленных из восьми образцов липаритов, риодаци- тов и metabазальтов машакской свиты (Краснобаев и др., 2008). Авторы этой работы утверждают, что из- ученные ими цирконы, отобранные несколькими ис- следователями в различных районах, представлены почти исключительно кристаллами вулканогенной природы, а их минералого-геохимические особен- ности практически однотипны. В то же время ана- лиз U-Pb систематики позволил авторам сделать вы- вод (с. 62), что “длительность машакского вулканиз- ма и сопутствующий ему эндогенных процессов ох- ватывает значительный интервал”, в котором выде- ляются четыре временных этапа: 1527 ± 11 млн лет, 1499.3 ± 9.7 , 1423.6 ± 5.8 и 1346 ± 6 млн лет. В каче- стве основного аргумента в пользу такого вывода в работе (Краснобаев и др., 2008) приведены данные по цирконам (по одному кратеру) для одного кри- сталла из каждого изученного образца, которые как будто дают совокупность датировок с разбросом от 1337 ± 19 до 1538 ± 12 млн лет. Предположение о дли- тельности машакского вулканизма в 170–200 млн лет, помимо явной непредставительности этих дан- ных, кажется сомнительным и по ряду других при- чин, на что мы указывали ранее (Маслов, Ронкин, 2008). Так, машакская вулканогенно-осадочная по- следовательность является, по мнению многих авто- ров (Парначев и др., 1986; Иванов и др., 1986; Парна- чев, 1988; и др.), рифтогенной ассоциацией, начина- ющей длительный этап субплатформенного авулкани- ческого развития территории современного Башкир- ского мегантиклинория в среднем рифее. Времен- ной интервал формирования подобных ассоциаций в большинстве случаев не превышает 40–50 млн лет (Einsele, 1992; Маслов, 1994; Осадочные бассейны..., 2004; и др.). На геологическую мгновенность форми- рования почти 3500-метровой вулканогенно-осадоч- ной машакской свиты и перекрывающих ее кварци- тов зигальгинской свиты (80–600 м) указывает и да- тировка диагенетических конкреций фосфоритов из зигазино-комаровской свиты, согласно сменяющей в типовом разрезе среднерифейской юрматинской се- рии зигальгинскую свиту – 1300 ± 30 млн лет (Ва- сильева и др., 2009) и 1330 ± 20 млн лет (Овчинни- кова и др., 2013). Ряд других аргументов, приведен- ных в работе (Маслов, Ронкин, 2008), также позволя- ют считать, что “машакский вулканизм”, скорее все- го, не является “изофаціальным” аналогом “айского вулканизма”⁵ (несмотря на то что авторы работы

⁵ “Айский вулканизм” здесь – вулканические породы в основании айской свиты бурзянской серии – типового подразделения нижнего рифея.

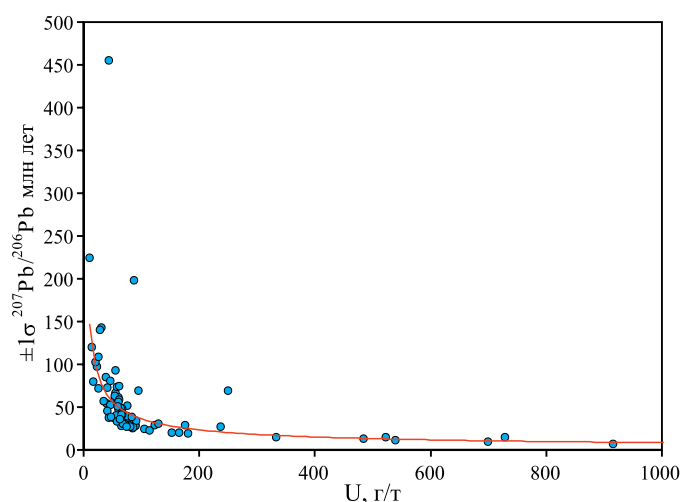


Рис. 5. Эмпирическая зависимость $\pm 1\sigma$ абсолют- ной погрешности U-Pb SHRIMP-II датирования от содержания урана в анализируемых кристал- лах циркона эффузивов машакской свиты (рекон- струкция по материалам (Пучков и др., 2009)).

Fig. 5. Empirical dependence $\pm 1\sigma$ absolute uncer- tainties of U-Pb SHRIMP-II dating from the urani- um content in the analyzed zircon crystals of Mashak volcanic formation (Puchkov et al., 2009).

(Краснобаев и др., 2008, с. 62) приписывают вул- канитам машакской свиты “связь с долгоживущим литосферным магматическим очагом под унасле- довано развивающимся рифтом в пределах восточ- ного крыла современной структуры Башкирского мегантиклинория”).

Приводимые авторами (Краснобаев и др., 2008) U-Pb SHRIMP-II данные дезавуируются резуль- татами прецизионного U-Pb CA ID-TIMS датирования цирконов, что особенно важно, **из тех же двух об- разцов** (К-323, К-898), которые были ранее проана- лизированы с помощью SIMS (Пучков и др., 2009).

Исследование, проведенное признанными спе- циалистами в области изотопной геологии из Уни- верситета Бойсе (США), выявило практически конкордантные U-Pb возрасты цирконов, млн лет: 1380.6 ± 1.1 , 1381.5 ± 1.0 (по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) и 1380.1 ± 1.2 , 1380.3 ± 0.4 (по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) для образцов К-323 и К-898 соответственно.

Дополнительным фактом, показывающим не- определенность U-Pb SHRIMP-II датирования в рассматриваемом нами случае, является низкая концентрация U (до 20 г/т). В таких ситуациях ча- сто наблюдается полиномиальная зависимость по- грешности определения возраста от содержания U в цирконах (Ронкин и др., 2009), что проявляется в резком возрастании функции в области низких значений аргумента (рис. 5).

Для прояснения образовавшейся неопределен- ности с датированием вулкаников машакской сви-

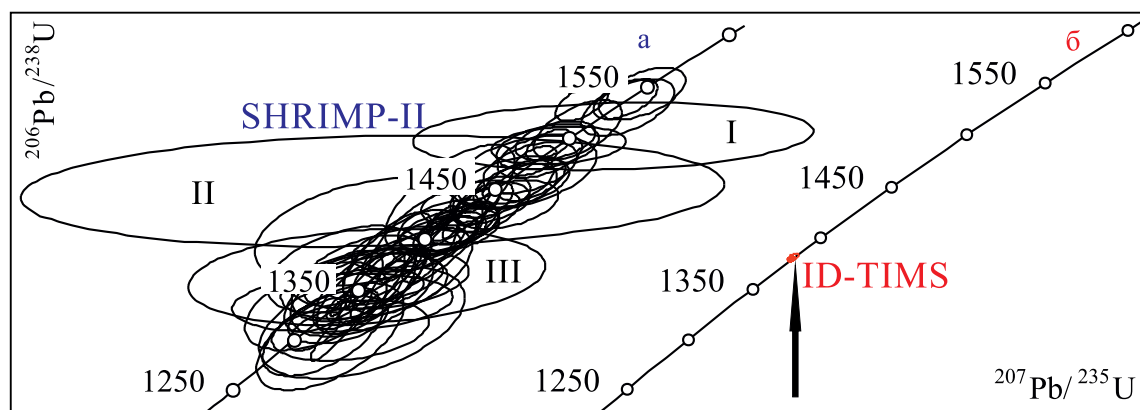


Рис. 6. Графики с конкордией для кристаллов циркона из эффузивов машакской свиты, Южный Урал.

a – U-Pb SHRIMP II данные (n = 78); б – U-Pb ID-TIMS 1379.15 ± 0.34 ($\pm 2\sigma$), СКВО = 0.00099, вероятность соответствия конкордантности 0.97.

Fig. 6. U-Pb concordia diagramm for zircon crystals from effusive Mashak Formation, Southern Urals.

a – U-Pb SHRIMP II data (n = 78); б – U-Pb ID-TIMS 1379.15 ± 0.34 ($\pm 2\sigma$), MSWD = 0.00099, the probability of concordance 0.97.

ты нами было выполнено U-Pb ID-TIMS датирование тех же цирконов, которые ранее анализировались SHRIMP-II (Ронкин и др., 2007а). Результаты U-Pb ID-TIMS датирования и ранее полученные SHRIMP-II данные приведены на соответствующем графике Аренса–Везерилла (рис. 6). Сравнение U-Pb ID-TIMS и SHRIMP-II данных, нанесенных на график с конкордией в одинаковых масштабах, позволяет четко оценить, насколько значительна разница в погрешностях обоих методов. Значимое различие наблюдается и в величинах дискордантности, однако главным выводом предпринятого нами исследования является то, что U-Pb ID-TIMS возраст “плохих” и “хороших” цирконов совпадает с концепцией о сравнительно узком интервале формирования эффузивов машакской свиты (около 1380 млн лет).

Резюмируя более чем 15-летнюю дискуссию о возрасте “машакского рифтогенного события” (Ронкин и др., 2005, 2007а; Пучков и др., 2007, 2009; Краснобаев и др., 2008; Маслов, Ронкин, 2008), можно говорить о весьма любопытном сценарии развития событий, во многом справедливом, как нам представляется, применительно к общей практике U-Pb датирования цирконов ID-TIMS и SHRIMP-II методами. Обычно при получении “сенсационных” U-Pb SIMS возрастов авторы пребывают в уверенности, что ими решена “прямая” геохронологическая задача датирования конкретного объекта. Однако с появлением U-Pb ID-TIMS данных по этим же минералам, отражающих иные временные закономерности, результаты SIMS датирования часто начинают рассматриваться в качестве основы для решения “обратной” геохронологической задачи. В этом случае U-Pb ID-TIMS возраст

обычно считается “реперным”, а SIMS результаты, отличающиеся от U-Pb ID-TIMS данных, начинают интерпретировать, при прочих равных условиях, исходя из концепций “омоложения”, “удревнения”, наличия унаследованного, ксеногенного материала и т. д., что в данном случае, безусловно, подтверждается работами (Ernst et al., 2008; Краснобаев и др., 2013; Puchkov et al., 2013).

Гранитоидные массивы северной части хр. Уралтау

В северной части этой, одной из крупнейших, структуры Южного Урала выделяются два комплекса гранитоидов – ахмеровский (один массив) и мазаринско-барангульский (два массива) (Алексеев, 1984). Если для гранитов Ахмеровского массива достаточно уверенно устанавливается допалеозойский возраст и до- или синтетектоническая природа (Алексеев, 1984), то формационный характер, геодинамическая обстановка, источники и время формирования гранитоидов мазаринско-барангульского комплекса пока остаются спорными. Так, наиболее крупный из входящих в его состав массивов – Барангуловский – первоначально относился к габбро-диорит-гранитной формации (Алексеев, 1976). Позднее он был сопоставлен с лейкогранит-аляскитовой или аляскитовой формациями (Алексеев, 1984). М.В. Рыкус с соавторами (2002) полагают, что в северной части хр. Уралтау присутствуют рифтогенные рифейско-вендские вулканические (мазаринская и аршинская свиты) и синколлизонные гранитоидные ассоциации (мазаринско-барангульский комплекс), а также ультрамафиты и расслоенные габбро (Кирябинский

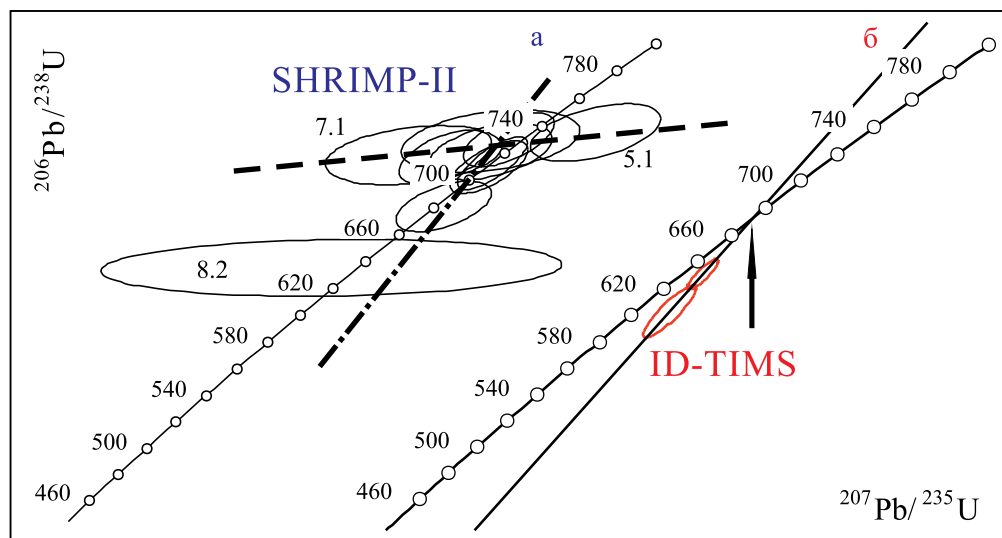


Рис. 7. Графики с конкордией для кристаллов циркона из гранитоидов Барангуловского массива, Южный Урал.

а – U-Pb SHRIMP II данные (n = 10); б – U-Pb ID-TIMS 673 ± 25 (95%-й дов. интервал) млн лет.

Fig. 7. U-Pb concordia diagramm for zircon crystals of the Barangul granitoids, Southern Urals.

а – U-Pb SHRIMP II data (n = 10); б – U-Pb ID-TIMS 673 ± 39 (95% conf. interval) Ma.

массив и др.), близкие к океаническим образованиям. Явно “чуждый” облик последних по отношению к преобладающей части осадочных и магматических образований рассматриваемой территории дают основания предполагать их аллохтонную природу.

Относительный возраст гранитоидов Барангуловского массива определяется их интрузивными взаимоотношениями с метатерригенными породами верхнерифейской мазаринской свиты (Стратиграфические схемы..., 1993). В первой половине и середине прошлого века возраст гранитоидов оценивался в широком возрастном диапазоне – от доордовикского/допалеозойского (Н.Н. Дингельштадт, Д.Г. Ожиганов) до нижне-, средне- или позднепалеозойского (Ю.Д. Смирнов, М.А. Гаррис, Г.И. Богатырева, В.И. Козлов и др.).

Датирование гранитоидов Барангуловского массива изотопными методами, выполненное рядом коллективов в разное время, характеризуется значительными вариациями опубликованных значений возрастов, от 340 млн лет (К-Аг метод (Гаррис, 1961; Богатырева, Козлов, 1972; Горожанин, 1995)) до 1800 млн лет (Pb-Pb метод (Рыкус и др., 2002)). Опубликованные (Краснобаев и др., 2007) U-Pb SHRIMP-II данные по цирконам габбро и гранитов, к сожалению, также не определяют однозначно изотопный возраст Барангуловского массива, более того, они вносят в рассматриваемую проблему еще большую неопределенность (рис. 7а).

Дело в том, что для U-Pb SHRIMP-II аналитических данных в табл. 1 в работе (Краснобаев и

др., 2007, с. 244) указаны погрешности на уровне $\pm 2\sigma$, хотя, судя по представленному здесь же графику с конкордией, неопределенность составляет $\pm 1\sigma$. Если принимать в расчетах заявленные авторами $\pm 2\sigma$ погрешности, то по приведенной совокупности данных для гранитов вообще невозможно рассчитать конкордантный возраст, поскольку при указанной неопределенности на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответствующие эллипсы “разваливаются”. Это позволяет провести как минимум три дискордии, отражающие по одностадийной модели возраст (без учета точки 5.1) 700 ± 25 млн лет (СКВО = 0.78), а в случае принятия двухстадийной эволюции нижнее пересечение дискордии с конкордией определяет возраст 729 ± 21 млн лет, а верхнее – 2493 ± 2000 млн лет соответственно (см. рис. 7а). Таким образом, значительные аналитические погрешности, факт расположения фигуративных точек 3.1, 6.1, 9.1, 2.1, 3.2, 6.1, 7.1 и 8.2 выше конкордии и соответствующая дискордантность, достигающая –30%, существенно, если не принципиально, осложняют интерпретацию полученных авторами работы (Краснобаев и др., 2007) U-Pb SHRIMP-II возрастов. Иными словами, представленные U-Pb данные не позволяют однозначно ответить на ключевой вопрос, была ли U-Pb система изученных цирконов замкнутой или, напротив, открытой, что не дает возможности корректно оценить достоверность проведенного датирования. Следовательно, выводы авторов, что “основные этапы габбро- и гранитообразования разделяет интервал порядка 5 млн лет” (Крас-

нобаев и др., 2007, с. 245–246) при величине полученного возраста 725 ± 5 млн лет представляются по меньшей мере сомнительными.

В связи с этим нами было предпринято U-Pb датирование цирконов гранитоидов Барангуловского массива с помощью ID-TIMS метода. В результате получен U-Pb ID-TIMS возраст, отвечающий пересечению дискордии с линией согласованных значений (см. рис. 7б), равный 673 ± 25 млн лет. Сравнение U-Pb SHRIMP-II и ID-TIMS аналитических данных (см. рис. 7а, б соответственно) позволяет считать “резекцию” фигуративной точки 8.2 необоснованной, поскольку ее “дискордантное” положение выше конкордии явно замаскировано значительной аналитической погрешностью. Более того, U-Pb ID-TIMS данные, в противоположность положению точек 7.1 и 8.2 (см. рис. 7а), локализованы ниже дискордии; это дает основание предполагать, что наблюдаемая отрицательная дискордантность SHRIMP-II результатов является артефактом. Однако без проведения более точных U-Pb ID-TIMS измерений выявить это невозможно, в связи с чем авторы U-Pb SHRIMP-II датирования (Краснобаев и др., 2007) и удаляют фигуративную точку 8.2 из расчетов, считая ее “аномальной”.

Кумбинский габбро-норитовый массив Платиноносного пояса Урала

Еще одним показательным примером, выявляющим значимую разницу результатов U-Pb SIMS (Cameca IMS) и U-Pb ID-TIMS датирования, является сравнительное изучение U-Pb систематики цирконов габбро-норитов Кумбинского массива Платиноносного пояса Урала (Bosch et al., 2006). Детали внутреннего строения большинства массивов пояса изучены достаточно обстоятельно. Вопросы природы самого пояса, возрастной и геодинамической позиции, места и роли его в геологической истории и структуре Урала до сих пор остаются предметом острых дискуссий (Ферштатер, Пушкарев, 1992; Иванов, Калеганов, 1993; Ефимов и др., 1993, 2005, 2010; Малич и др., 2009). Рассматриваемый массив расположен в 20 км к северу от г. Североуральска и граничит на западе с верхнеордовикскими амфиболитами и плагиогранитами, а на востоке – с базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами силура.

Выделенные из габбро-норитов цирконы представлены бесцветными прозрачными индивидами размером более 100 мкм (рис. 8а). Цирконы содержат включения и характеризуются как остроугольными, так и таблитчатыми окончаниями (рис. 8б), а также невыраженной внутренней структурой. Содержания U в них составляют от 200 до 2000 г/т. Результаты U-Pb SIMS (Cameca IMS) датирования цирконов Кумбинского массива представлены на рис. 9а. На графике с конкордией фигуративные эллипсы (как и в случае Барангуловского массива) демонстрируют случай, когда U-Pb данные, характеризуясь дискордантностью (от -2.58 до $+12.69$), локализованы вдоль конкордии с некоторым размахом (возрасты по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьируют от 387–433 до 397–431 млн лет соответственно), но при этом аналитические эллипсы взаимно перекрываются. Следуя логике формальной интерпретации, можно говорить о том, что исследованные цирконы имели достаточно определенную эволюцию (более 55 и 40 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответственно). Более того, поскольку для всех U-Pb SIMS данных вероятность соответствия конкордантности равна нулю (СКВО = 12), то можно выделить два возрастных кластера: 400.9 ± 5.8 (СКВО = 1.3) и 416.6 ± 5.3 млн лет (СКВО = 1.18) с вероятностями соответствия 0.25 и 0.28 (см. рис. 9а, верхняя (I) и нижняя (II) вставки соответственно). Однако прецизионное U-Pb ID-TIMS датирование, выполненное по тем же цирконам, приводит к иным представлениям (рис. 9б).

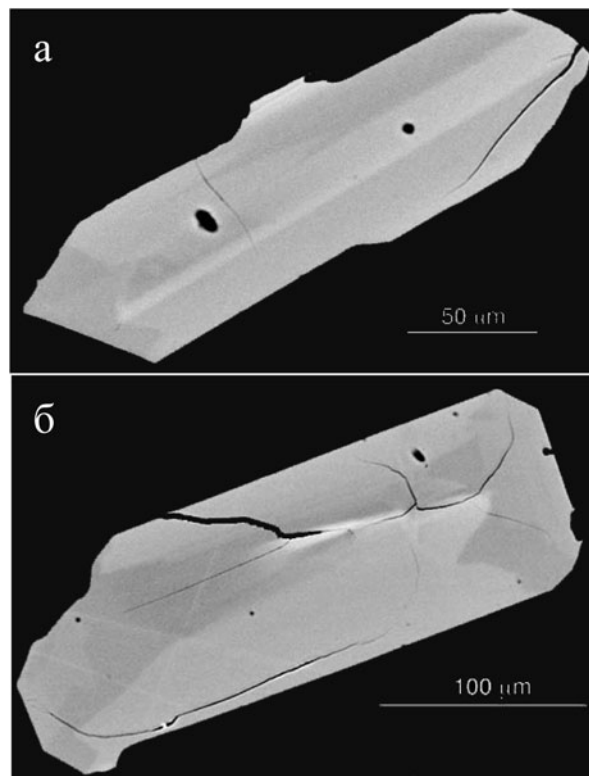


Рис. 8. Результаты изучения кристаллов циркона в обратноотраженных электронах из габбро-норита Кумбинского массива, Платиноносный пояс Урала (Bosch et al., 2006).

Fig. 8. The results of the study of zircon crystals in the back-scattered electron (BSE) from Kumba gabbro-norite massif, the Urals Platinum Belt (Bosch et al., 2006).

липсы (как и в случае Барангуловского массива) демонстрируют случай, когда U-Pb данные, характеризуясь дискордантностью (от -2.58 до $+12.69$), локализованы вдоль конкордии с некоторым размахом (возрасты по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьируют от 387–433 до 397–431 млн лет соответственно), но при этом аналитические эллипсы взаимно перекрываются. Следуя логике формальной интерпретации, можно говорить о том, что исследованные цирконы имели достаточно определенную эволюцию (более 55 и 40 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответственно). Более того, поскольку для всех U-Pb SIMS данных вероятность соответствия конкордантности равна нулю (СКВО = 12), то можно выделить два возрастных кластера: 400.9 ± 5.8 (СКВО = 1.3) и 416.6 ± 5.3 млн лет (СКВО = 1.18) с вероятностями соответствия 0.25 и 0.28 (см. рис. 9а, верхняя (I) и нижняя (II) вставки соответственно). Однако прецизионное U-Pb ID-TIMS датирование, выполненное по тем же цирконам, приводит к иным представлениям (рис. 9б).

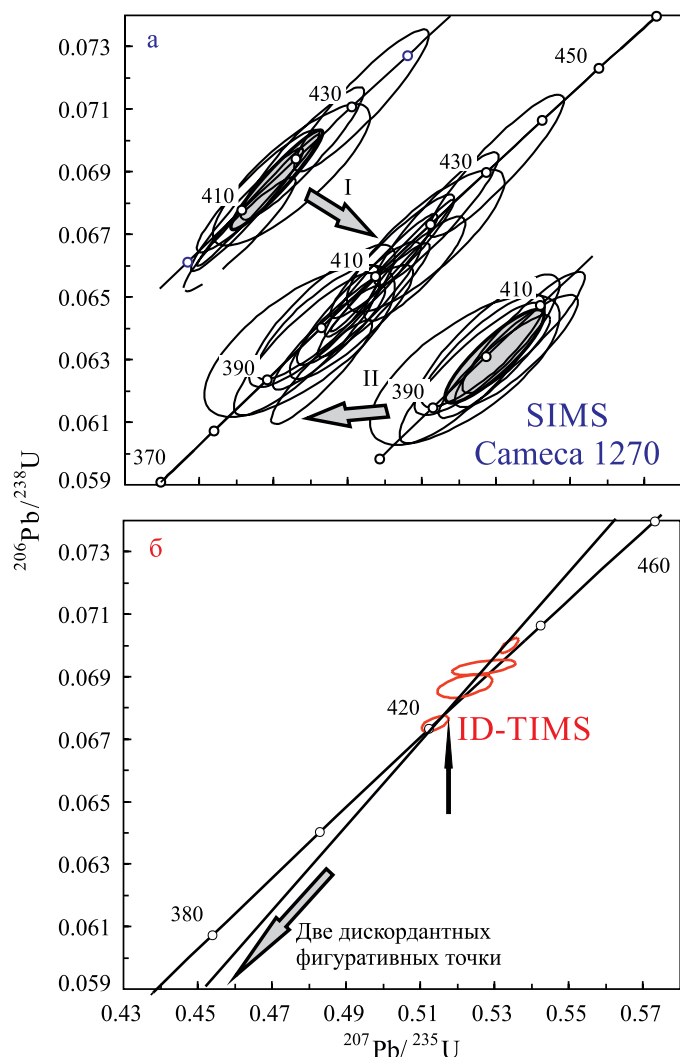


Рис. 9. U-Pb данные для циркона из габбро-норита Кумбинского массива, Платиноносный пояс Урала (Bosch et al., 2006).

а. SIMS (Cameca IMS), аналитические погрешности по осям координат $\pm 1\sigma$. Фигуративные эллипсы 16 кратеров локализируются вдоль конкордии с некоторым размахом (409.2 ± 4.5 млн лет, СКВО = 12, возрасты по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьируют от 387–433 до 397–431 млн лет), характеризуются вариациями величин дискордантности от -2.58 до $+12.69$. Вставки внизу иверху в том же масштабе отображают два возрастных кластера, определяющих возрасты 400.9 ± 5.8 млн лет (СКВО = 1.3) и 416.6 ± 5.3 млн лет (СКВО = 1.18) с вероятностями соответствия конкордантности 0.25 и 0.28 соответственно.

б. ID-TIMS. Фигуративные эллипсы 6 кристаллов соответствуют дискордии (СКВО = 0.36), верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 425 ± 3 млн лет, вероятность соответствия 0.84. Для наглядности сравнения “а” и “б” представлены в одном масштабе.

Fig. 9. U-Pb concordia diagram for zircon from gabbro-norite Kumba massif of the Urals Platinum Belt (Bosch et al., 2006).

а. SIMS (Cameca IMS), the analytical uncertainties of the coordinate axes $\pm 1\sigma$. Figurative ellipses 16 craters are located along the Concordia with a certain scale (409.2 ± 4.5 million years MSWD = 12, ages by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ range from 387–433 to 397–431 Ma), marked variations in the quantities discordance from -2.58 to $+12.69$. Insert the top and bottom, in the same scale, represent two age cluster, determine the age of 400.9 ± 5.8 Ma (MSWD = 1.3) and 416.6 ± 5.3 Ma (MSWD = 1.18) with the probability of the corresponding concordance of 0.25 and 0.28, respectively.

б. ID-TIMS. Figurative ellipses 6 crystals correspond to discordia (MSWD = 0.36), the upper intersection with concordia determines the age of 425 ± 3 Ma, probability of concordance 0.84. For better comparison of “a” and “b” are presented on the same scale.

На графике с конкордией шесть фигуративных точек цирконов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 425 ± 3 млн лет с высокой вероятностью соответствия 0.84, что практически совпадает с результатами ^{147}Sm – ^{143}Nd изохронного датирования (423 ± 18 млн лет) габбро-норитов и выделенным из них плагиоклаза, биотита и клинопироксена (Ронкин и др., 2003). Таким образом, сравнение U-Pb SIMS и ID-TIMS фактуры по одним и тем же цирконам вновь позволяет показать, насколько U-Pb SIMS датирование неоднозначно по сравнению с результатами U-Pb ID-TIMS и ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS методов.

Мафические ксенолиты Южной Африки

Наконец, весьма показательными в контексте настоящей статьи являются результаты U-Pb датирования, в том числе сравнительного, ID-TIMS и SHRIMP-II методами цирконов из ксенолитов пород нижней коры, присутствующих среди образований кимберлитовой трубки Ласе, импактный

бассейн Vredefort, восток Каапваальского кратона (Moser et al., 2009). В этой работе после тщательно изучения минералогических особенностей с помощью электронного микроскопа (SEM-CL) авторами исследована U-Pb изотопная систематика цирконов с помощью ID-TIMS метода (с предварительным выполнением аэробразии) и SHRIMP-II одних и тех же кристаллов. Результаты для удобства сравнения представлены на графиках с конкордией в одном и том же масштабе (рис. 10). Анализ U-Pb данных (Moser et al., 2009) позволяет выявить следующее. Вариации коэффициентов дискордантности, характеризующих различие U-Pb возрастов, вычисленных по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, значительны и определяются диапазонами $+0.24 \dots +4.81$, $-5.0 \dots +10.8$ для ID-TIMS и SHRIMP-II данных соответственно. Однако в силу значимо больших погрешностей “in situ” анализа создается ложное впечатление о конкордантном положении эллипсов U-Pb SHRIMP-II данных. Подобное обстоятельство в случае отсутствия ID-TIMS результатов провоцирует на заведомо некорректный вывод

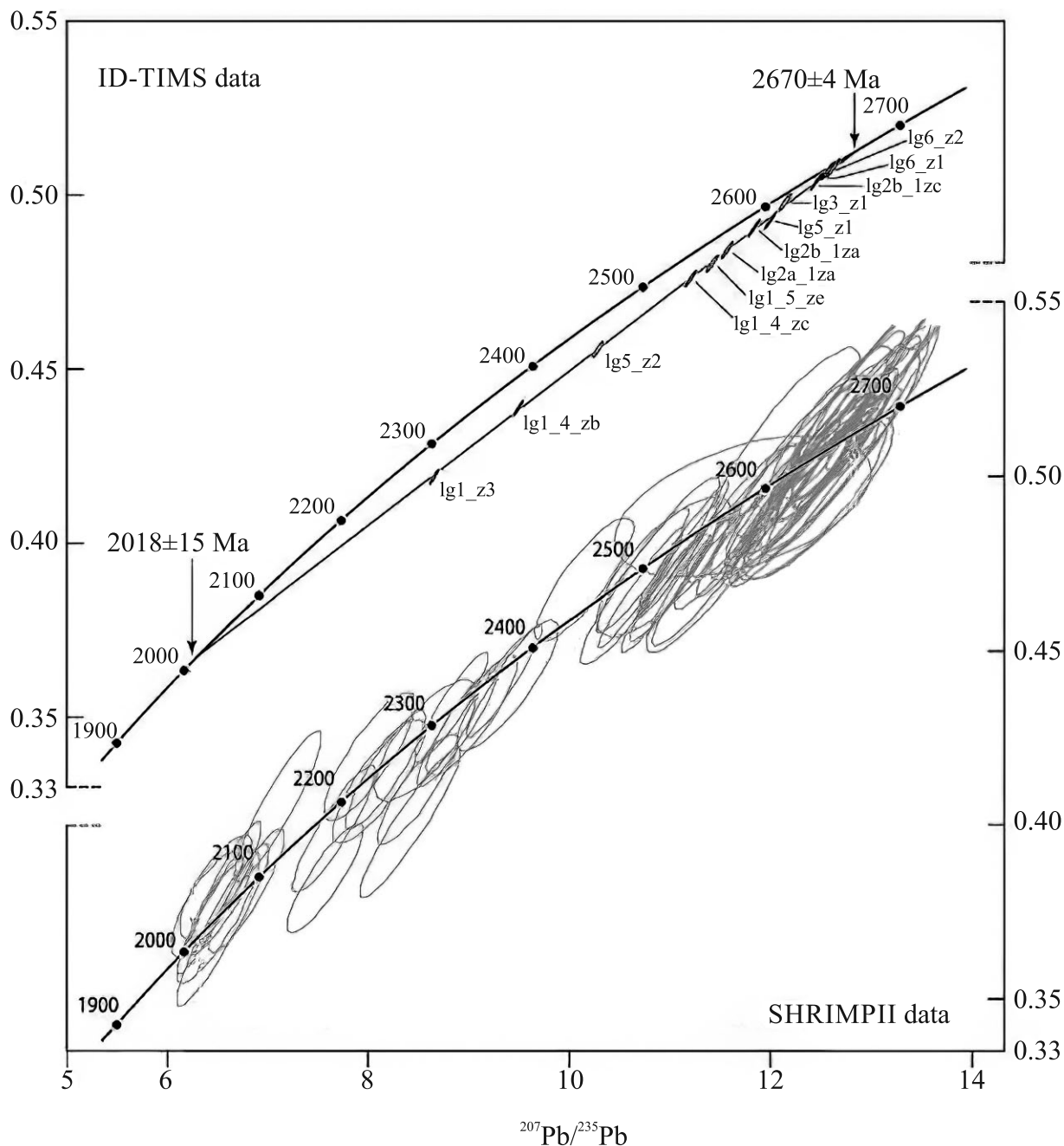


Рис. 10. U-Pb изотопная систематика цирконов из мафических ксенолитов Южной Африки (Moser et al., 2009), полученная с помощью ID-TIMS (после соответствующей аэроабразии) и SHRIMP-II одних и тех же кристаллов. Результаты представлены на графиках с конкордией в одном и том же масштабе.

Fig. 10. U-Pb isotope systematics of zircons from mafic xenoliths of South Africa (Moser et al., 2009), obtained by ID-TIMS (after appropriate air-abrasion) and SHRIMP-II of the same crystals.

The results are presented in graphs with concordia in the matching scale.

о наличии конкордантных возрастов в диапазоне от ≈ 2700 до ≈ 2000 млн лет с соответствующими геохронологическими выводами. Однако в данном случае благодаря наличию ID-TIMS данных выявляется реальная картина, отражающая нали-

чие четкой дискордии, верхнее и нижнее пересечение которой с конкордией отвечают U-Pb возрастам 2670 ± 4 и 2018 ± 15 млн лет соответственно.

В заключение в табл. 1 приводится краткое сравнение некоторых параметров описанных методов.

Таблица 1. Сравнение основных параметров U-Pb методов датирования циркона**Table 1.** Comparison of the basic parameters of U-Pb zircon dating methods

Метод датирования циркона	Сравнительные затраты	Сравнительное время анализа	Точность, %	Возможности	Проблемы
ID-TIMS / MC ICP-MS	Очень высокие	Значительное	До 0.05	Высокоточное датирование единичных эпизодов образования циркона. Создание геологической шкалы времени. Калибровка цирконовых стандартов для SHRIMP/SIMS и LA-ICP-MS анализа	Наличие специального стерильного производственного помещения, очищенных реагентов и перегонных аппаратов для их приготовления, тонкой хроматографии, калиброванных растворов, смешанного U-Pb спайка, изотопных стандартов, точных весов. Методологические проблемы с датированием полифазного циркона
SHRIMP / SIMS	Высокие	Среднее	2–5	Датирование нанообъемов (2 нг и менее за анализ) в пределах одного кристалла. Малая глубина кратера. Предварительное изучение цирконов для последующего ID-TIMS анализа. Датировка ядер и оболочек. Датирование детритовых цирконов. Определение закономерностей профильного распределения концентраций Pb, U и Th	Точность ниже статистических погрешностей, что часто обуславливает появление артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных. Неопределенность датирования при калибровке геохронологической шкалы, а также попытках датировать сближенные во времени геологические события. Наличие цирконовых стандартов, подобных как по возрасту, так и по матрице исследуемому циркону. Влияние матричных эффектов. Проблемы с датированием высокоурановых цирконов

ВЫВОДЫ

В настоящее время изучение U-Pb систематики циркона осуществляется как классическим способом – ID-TIMS (ID-MC-ICP/MS), так и методами локального датирования (SIMS и LA ICP/MS). Поскольку основы рассматриваемых методов датирования фундаментально различаются, каждому из них присущи свои преимущества и недостатки.

Так называемые “классические” U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS методы позволяют получить беспрецедентную на сегодня точность датирования как единичных кристаллов циркона, так и их фрагментов, однако претворение этих методик относительно трудоемко и дорогостояще. Кроме того, известные методологические трудности вызывает датирование этими методами полифазного гетерогенного циркона, требующего реализации физической и химической сепарации.

U-Pb SIMS метод дает возможность датировать нанообъемы в пределах одного кристалла, что позволяет исследовать отдельные области и домены. Данное обстоятельство важно при дефиците исходного материала (единичные акцессории из уникального материала, метеоритов и тому подобных веществ). Другими возможностями является высокопроизводительное U-Pb SIMS датирование многих сотен и тысяч детритовых цирконов, поскольку этот способ датирования, несмотря на сравнительно меньшую точность, поддерживает одно из важнейших направлений в исследовании транспортировки обломочного вещества при процес-

сах осадконакопления, а также определение закономерностей профильного распределения концентрационных градиентов Pb, U и Th исследуемых кристаллов.

Основным недостатком U-Pb SIMS метода является значительная, на порядок и более, погрешность U-Pb датирования в сравнении с ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS, “маскирующая” возможные потери Pb (и/или привнос U), обуславливающая возникновение артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных. Это, в свою очередь, приводит к выделению несуществующих этапов магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительной эволюции изучаемых геологических объектов и т. д. Наиболее значима неопределенность U-Pb SIMS датирования при использовании этого инструментария для калибровки геохронологической шкалы, а также при попытках датировать сближенные во времени геологические события. Более того, при получении U-Pb SIMS возрастных данных, носящих сенсационный характер, авторы часто пребывают в уверенности, что ими решена соответствующая прямая геохронологическая задача. Однако с появлением по этому же объекту U-Pb ID-TIMS данных, показывающих иные временные закономерности, результаты U-Pb SIMS датирования часто начинают рассматривать в качестве основы для решения обратной геохронологической задачи. В этом случае SIMS результаты, отличающиеся от U-Pb ID-TIMS данных, начинают интерпретировать как датировки, отражающие процессы “омоложения”, “удревне-

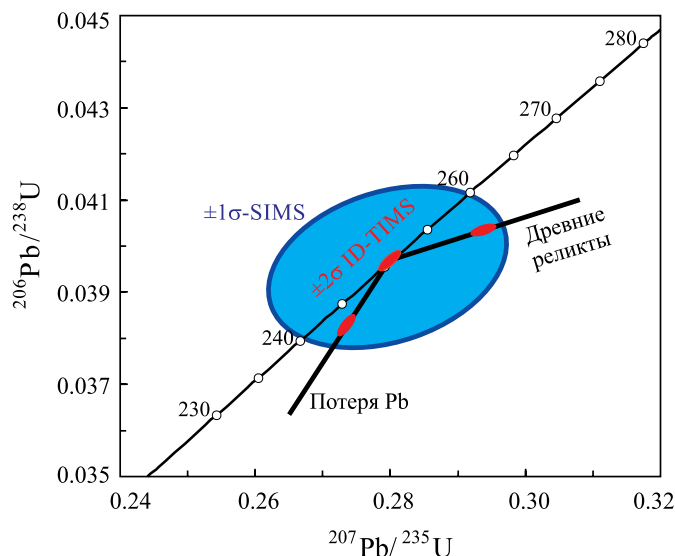


Рис. 11. Сравнение погрешностей U-Pb SIMS и U-Pb ID-TIMS датирования циркона пермского возраста (Claoue-Long, Zhang, 1991; Bowring, Schmitz, 2003; Ронкин и др., 2009).

Площадь эллипса, полученного с помощью U-Pb SIMS метода (закрашено синим цветом), может служить геометрическим местом для локализации множества фигуративных точек, определенных с помощью более разрешающих U-Pb ID-TIMS измерений (красные эллипсы).

Fig. 11. Comparison of uncertainties U-Pb SIMS and U-Pb ID-TIMS dating of Permian zircon (Claoue-Long, Zhang, 1991; Bowring, Schmitz, 2003; Ronkin et al., 2009).

Area particular ellipse obtained by U-Pb SIMS method (blue color) can serve as a locus for the localization of a many data points defined by more accurate U-Pb ID-TIMS measurement (red ellipses).

ния" (вследствие наличия унаследованного, ксеногенного материала), в то время как интригующие вариации SIMS данных от реперных (т. е. действительных) значений возраста являются всего лишь следствием неконтролируемых погрешностей.

Подводя итог сравнительному рассмотрению погрешностей U-Pb SIMS и ID-TIMS датирования цирконов различных геологических объектов, необходимо отметить общую закономерность, проявляющуюся в том, что на графиках с конкордией площадь конкретного эллипса, полученного с помощью U-Pb SIMS метода, может служить геометрическим местом для локализации множества фигуративных точек (рис. 11), определенных с помощью U-Pb ID-TIMS (Claoue-Long, Zhang, 1991; Compston, 1999; Bowring, Schmitz, 2003; Ронкин и др., 2009). Иными словами, при U-Pb SIMS датировании часто складывается ситуация, когда положение фигуративной точки на графике с конкордией не может быть однозначно определено как конкор-

дантное или дискордантное (см. рис. 11), что наиболее ярко проявляется в случае сближенных во времени геологических событий. Отсюда велика вероятность возникновения артефактов при интерпретации реальных геологических процессов, датированных с помощью U-Pb SIMS.

Изложенные аргументы справедливы и для U-Pb LA ICP/MS, где аналитические погрешности значимо больше, чем в случае SIMS (Claoue-Long, Zhang, 1991; Bowring, Schmitz, 2003; Kosler, Sylvester, 2003; Ронкин и др., 2009).

Применение U-Pb SIMS методов датирования цирконов должно быть ограничено решением геологических задач, не требующих высокой точности датирования (т. е. допускающих определение возраста оценочного характера), но связанных с необходимостью изучения большого числа образцов и соответствующего количества зерен циркона. Такой задачей, как уже говорилось ранее, является изучение обломочных цирконов в целях реконструкции источников и геологии условий формирования осадочных бассейнов. Другими задачами, адекватными возможностям U-Pb SIMS методов, при решении которых этот метод может использоваться, может быть изучение гетерогенности кристаллов циркона сложного строения и предварительный отбор материала для последующего высокоточного датирования U-Pb ID-TIMS и/или ID-MC-ICP/MS методами. Расширение числа лабораторий, практикующих эти высокоточные методы, представляется важнейшим направлением развития отечественной изотопной геохронологии.

Благодарности

Авторы признательны академику И.В. Чернышеву за предложение рассмотреть данную проблему и критические замечания по сути рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. (1984) Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 136 с.
 Алексеев А.А. (1976) Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 170 с.
 Богатырева Г.И., Козлов В.И. (1972) Петрографическая и петрохимическая характеристика интрузивных пород антиклинария Урал-Тау в Тирляномском районе на Южном Урале. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып. 5. Уфа: Башк. кн. изд-во, 76-86.
 Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Маслов А.В., Гороховский Б.М. (2009) Pb-Pb возраст среднерифейских фосфоритовых конкреций (зигазино-комаровская свита Южного Урала). *Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии*. Т. I. СПб.: ИП Каталкина, 99-101.
 Гаррис М.А. (1961) Геохронология магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. *Материалы по*

- геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 8. М.: Госгеолтехиздат, 127-135.
- Горожанин В.М. (1995) Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. (1993) Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры. *Геотектоника*, **3**, 34-46.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С., Крамм У., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) U-Pb данные по цирконам плагиигранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **403**(4), 512-516.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2010) Гранитоидный магматизм и водный метаморфизм в истории Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd (ID-TIMS) изотопные ограничения. *Докл. АН*, **435**(6), 770-775.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А. (1993) Новые данные о возрасте концентрически-зональных дунит-пироксенитовых массивов платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **328**(6), 720-724.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. (1986) Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 248 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н., Маслов А.В., Сергеева Н.Д., Бибилова Е.В. Генина Л.А., Ронкин Ю.Л. (1989) Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 208 с.
- Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И., Кирнозова Т.И., Ронкин Ю.Л., Макаров В.А., Лепихина О.П., Кравцов А.В. (1985) Возраст эффузивов машакской свиты и проблема изотопно-геохронологической границы нижний-средний рифей. *Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования*. М.: Наука, 162-175.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. (2008) Машакский вулканизм: ситуация 2008. *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы III Чтений памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН*, 61-63.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В. (2013) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и возраст границы нижнего-среднего рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **21**(5), 3-20.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. (2007) Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса. *Докл. АН*, **416**(2), 241-246.
- Макеев А.Ф., Левский Л.К. (2006) Возможности и ограничения ионных микрозондов при измерении свинца и урана. *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III Рос. конф. по изотопной геохронологии*. Т. 2. М.: ГЕОС, 12-15.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb-изотопный возраст Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН*, **427**(1), 101-105.
- Маслов А.В. (1994) Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 176 с.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2008) О некоторых новых данных по возрасту магматических образований в типовом разрезе рифея. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы VII межрегион. геол. конф.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 120-122.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. (2013) Pb-Pb-возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита южного Урала. *Докл. АН*, **451**(4), 430.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (2004) Отв. ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научн. мир, 526 с.
- Парначев В.П. (1988) Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 33 с.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. (1986) Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 104 с.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. (2007) Предварительные данные о возрастных рубежах нео-и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок. *Геологический сборник № 6 ИГ УНЦ РАН*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 3.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М., Козлов В.И., Давыдов В.И., Лепехина Е.Н., Нехорошева А.Г. (2009) Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка. *Геологический сборник № 8 ИГ УНЦ РАН*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 3-14.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина О.П. (2009) Артефакты при U-Pb SIMS датировании циркона. Арбитражное сравнение с прецизионными U-Pb ID-TIMS и данными иных изотопных систем. *Ежегодник-2008*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 337-343.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. (2003) Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный пояс Урала. *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат-лы II Рос. конф. по геохронологии*. СПб.: ИГГД РАН, 424-427.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. (2007а) Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения. *Докл. АН*, **415**(3), 370-378.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) "Машакское рифтогенное событие" рифея типовой области (Южный Урал): новые изотопно-геохронологические рамки. *Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Мат-лы XI Междунар. конф.* Сыктывкар: Геопринт, 305-307.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В., Матуков Д.И., Крамм У., Лепихина О.П. (2007б) Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения. *Докл. АН*, **415**(5), 651-657.
- Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. (2016) ~1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U-Pb ID-TIMS ограничения. *Докл. АН*, **468**(6), 674-679.

- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. (2002) Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Изд-во БГУ, 268 с.
- Семихатов М.А. (2000) Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 95-107.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикина Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сёзко А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. (1991) Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **8**, 3-14.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Роскомнедра; ИГГ УрО РАН, 151 л.
- Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. (1992) Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция *Изв. РАН. Сер. геол.*, **4**, 74-84.
- Andersen C.A., Hinthorne J.R. (1972) U, Th, Pb and REE abundances and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe mass analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 195-200.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003a) TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**(1-2), 155-170.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003b) The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards. *Chem. Geol.*, **200**(1-2), 171-188.
- Boekhout F., Spikings R., Sempere T., Chiaradia M., Ulianov A., Schaltegger U. (2012) Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos.*, **146-147**, 48-64.
- Boltwood B.B. (1907) On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Pt II. The disintegration products of uranium. *Amer. J. Sci.*, **23**, 77-88.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A., Krasnobaev A. (2006) A Middle Silurian age for the Uralian Platinum-bearing Belt (Central Urals, Russia): U-Pb zircon evidence and geodynamic implication. *Geol. Soc. London. Mem.*, **32**, 443-448.
- Bowring S.A., Schoene B., Crowley J.L., Ramezani J., Condon D.C. (2006) High-Precision U-Pb zircon geochronology and the stratigraphic record: progress and promise. *Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course*, **12**. Philadelphia, PA, The Paleontol. Soc., 25-45.
- Bowring S.A., Williams I.S. (1999) Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**, 3-16.
- Bowring S.A., Schmitz M.D. (2003) High-Precision U-Pb Zircon Geochronology and the Stratigraphic Record. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 305-326.
- Claoue-Long J.C., Zhang Z.C., Ma G.G., and Du S.L. (1991) The age of the Permian-Triassic boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**, 182-190.
- Compston W. (1999) Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond Lecture. *Miner. Mag.*, **63**, 297-311.
- Condon D.J., Schoene B., McLean N.M., Bowring S.A., Parrish R. (2015) Metrology and traceability of U-Pb isotope dilution geochronology (EARTHTIME Tracer Calibration. Pt I). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **164**, 464-480.
- Davis D.W., Poulsen K.H., Kamo S.L. (1989) New insights into Archean crustal development from geochronology in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *J. Geol.*, **97**, 379-398.
- Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E. (2003) Historical development of zircon geochronology. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 145-181.
- Dunphy J.M., Fletcher I.R., Cassidy K.F., Champion D.C. (2003) Compilation of SHRIMP U-Pb geochronological data, Yilgarn Craton, Western Australia, 2001-2002. *Geosci. Australia*, **15**, 139.
- Einsele G. (1992) Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Berlin, Springer, 628 p.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. (2008) Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Prec. Res.*, **160**, 159-178.
- Goode J.W., Myrow P., Williams I.S., Bowring S.A. (2002) Age and provenance of the Beardmore Group, Antarctica: Constraints on Rodinia supercontinent breakup. *J. Geol.*, **110**, 393-406.
- Ireland T.R. (1995) Ion microprobe mass spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*, **2**, 1-118.
- Ireland T.R., Flöttmann T., Fanning C.M., Gibson G.M., Preiss W.V. (1998) Development of the lower-Paleozoic Pacific margin of Gondwana from zircon-age structure across the Delamerian orogen. *Geology*, **26**, 243-246.
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003) Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 215-241.
- Ireland T.R., Wlotzka F. (1992) The oldest zircons in the solar system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 1-10.
- Jackson S., Pearson N., Griffin W., Belousova E. (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev. C*, **4**(5), 1889-1906.
- Keeley J.A., Link P.K., Fanning C.M., Schmitz M.D. (2012) Pre- to syn-glacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, **5**(1), 128-150.
- Keevil N.B. (1939) The calculation of geologic age. *Amer. J. Sci.*, **237**, 195-214.
- Kennedy A.K., Wotzlaw J.F., Crowley J., Schmitz M., Schaltegger U. (2014) Eocene reference material for microanalysis of U-Th-Pb isotopes and trace elements. *Can. Mineral.*, **52**, 409-421.
- Kosler J., Sylvester P.J. (2003) Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICP/MS. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 244-275.

- Krogh T.E. (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- Krogh T.E., Davis G.L. (1975) Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Year Book 74*. Carnegie Institution. Washington, 619-623.
- Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. (1997) Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**, 159-162.
- Mattinson J.M. (2005) Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem. Geol.*, **220**, 47-66.
- Meyer C., Williams I.S., Compston W. (1996) Uranium-lead ages for lunar zircons: Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga. *Meteor. Planet. Sci.*, **31**, 370-387.
- Moser D.E., Davis W.J., Reddy S.M., Flemming R.L., Hart R.J. (2009) Zircon U-Pb strain chronometry reveals deep impact-triggered flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1-2), 73-79.
- Mundil R., Metcalfe I., Ludwig K.R., Ronne P.R., Oberli F., Nicoll R.S. (2001) Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187** 131-145.
- Paces J.B., Miller J.D. (1993) Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota – geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent rift system. *J. Geophys. Res.* **98**(B8), 13997-14013.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Schaltegger U.A., Schmitt K., Horstwood M.S.A. (2015) U-Th-Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP/MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chem. Geol.*, **402**, 89-110.
- Schmitz M.D., Kuiper K.F. (2013) High-precision geochronology. *Elements*, **9**(1), 25-30.
- Schoene B. (2014) 4.10 U-Th-Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford, Elsevier, 341-378.
- Schoene B., Crowley J., Condon D., Schmitz M., Bowring S. (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 426-445.
- Sircombe K.N. (1997) Detrital mineral SHRIMP geochronology and provenance analysis of sediments in Eastern Australia. PhD dissertation. Australian National University. Canberra, 312 p.
- Sircombe K.N. (1999) Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sediment. Geol.*, **124**, 47-67.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse, M.J. (2008) Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Tilton G.R., Patterson C.C., Brown H., Inghram M., Hayden R., Hess D., Larsen Jr. E. (1955) Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **66**, 1131-1148.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175-178.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Alekseev A.A. (1984) *Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala* [Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Alekseev A.A. (1976) *Magmaticheskie komplekсы khrebtа Ural-Tau* [Magmatic complexes of the Ural-Tau Range]. Moscow, Nauka Publ., 170 p. (In Russian)
- Andersen C.A., Hinthorne J.R. (1972) U, Th, Pb and REE abundances and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe mass analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 195-200.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003a) TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**(1-2), 155-170.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003b) The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards. *Chem. Geol.*, **200**(1-2), 171-188.
- Boekhout F., Spikings R., Sempere T., Chiaradia M., Ulianov A., Schaltegger U. (2012) Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos*, **146-147**, 48-64.
- Bogatyreva G.I., Kozlov V.I. (1972) Petrographic and petrochemical characteristics of the intrusive rocks of the anticlinorium Ural-Tau in the Tyrylansky region of the Southern Urals. *Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Yuzhnogo Urala* [Materials on Geology and minerals of the Southern Urals]. V. 5. Ufa, Bash. Knizhn. Izdat. Publ., 76-86. (In Russian)
- Boltwood B.B. (1907) On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Pt II. The disintegration products of uranium. *Amer. J. Sci.*, **23**, 77-88.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A., Krasnobaev A. (2006) A Middle Silurian age for the Uralian Platinum-bearing Belt (Central Urals, Russia): U-Pb zircon evidence and geodynamic implication. *Geol. Soc. London. Mem.*, **32**, 443-448.
- Bowring S.A., Schmitz M.D. (2003) High-Precision U-Pb Zircon Geochronology and the Stratigraphic Record. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 305-326.
- Bowring S.A., Schoene B., Crowley J.L., Ramezani J., Condon D.C. (2006) High-precision U-Pb zircon geochronology

- nology and the stratigraphic record: progress and promise. *Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course*, **12**. Philadelphia, PA, The Paleontol. Soc., 25-45.
- Bowring S.A., Williams I.S. (1999) Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**, 3-16.
- Claoue-Long J.C., Zhang Z.C., Ma G.G., and Du S.I. (1991) The age of the Permian-Triassic boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**, 182-190.
- Compston W. (1999) Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond Lecture. *Miner. Mag.*, **63**, 297-311.
- Condon D.J., Schoene B., McLean N.M., Bowring S.A., Parrish R. (2015) Metrology and traceability of U-Pb isotope dilution geochronology (EARTHTIME Tracer Calibration. Pt. I). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **164**, 464-480.
- Davis D.W., Poulsen K.H., Kamo S.L. (1989) New insights into Archean crustal development from geochronology in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *J. Geol.*, **97**, 379-398.
- Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E. (2003) Historical development of zircon geochronology. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 145-181.
- Dunphy J.M., Fletcher I.R., Cassidy K.F., Champion D.C. (2003) Compilation of SHRIMP U-Pb geochronological data, Yilgarn Craton, Western Australia, 2001-2002. *Geosci. Australia*, **15**, 139 p.
- Efimov A.A., Efimova L.P., Maegov V.I. (1993) Tectonics of the Urals Platinum Belt: the ratio of real complexes and the mechanism of structure formation. *Geotektonika*, **3**, 34-46. (In Russian)
- Efimov A.A., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. (2010) Granitoid magmatism and water metamorphism in the history of the Ural Platinum Belt: Sm-Nd (ID-TIMS) isotopic limitations. *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(6), 770-775. (In Russian)
- Efimov A.A., Ronkin Yu.L., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) U-Pb data on zircons of plagiogranites of the Kytlym massif: isotopic age of later events in the history of the Ural Platinum Belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **403**(4), 512-516. (In Russian)
- Einsele G. (1992) Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Berlin, Springer, 628 p.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. (2008) Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Prec. Res.*, **160**, 159-178.
- Fershtater G.B., Pushkarev E.V. (1992) Igneous clinopyroxenites of the Urals and their evolution *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, **4**, 74-84. (In Russian)
- Garris M.A. (1961) Geochronology of igneous and metamorphic rocks of the Southern Urals and Mugodzhar according to the potassium-argon method. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Urala* [Materials on geology and minerals of the Urals]. Iss. 8. M.: Gosgeoltekhizdat Publ., 127-135. (In Russian)
- Goodge J.W., Myrow P., Williams I.S., Bowring S.A. (2002) Age and provenance of the Beardmore Group, Antarctica: Constraints on Rodinia supercontinent breakup. *J. Geol.*, **110**, 393-406.
- Gorozhanin V.M. (1995) *Rb-Sr metod v reshenii problem geologii Yuzhnogo Urala*. Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk [Rb-Sr method in solving the problems of geology of the Southern Urals. Kand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 23 p. (In Russian)
- Ireland T.R. (1995) Ion microprobe mass spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*, **2**, 1-118.
- Ireland T.R., Flöttmann T., Fanning C.M., Gibson G.M., Preiss W.V. (1998) Development of the lower-Paleozoic Pacific margin of Gondwana from zircon-age structure across the Delamerian orogen. *Geology*, **26**, 243-246.
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003) Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 215-241.
- Ireland T.R., Wlotzka F. (1992) The oldest zircons in the solar system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 1-10.
- Ivanov O.K., Kaleganov B.A. (1993) New data on the age of concentric-zonal dunite-pyroxenite massifs of the Ural platinum-bearing belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **328**(6), 720-724. (In Russian)
- Ivanov S.N., Puchkov V.N., Ivanov K.S., Samarkin G.I., Semenov I.V., Pumpysky A.I., Dymkin A.M., Poltavets Yu.A., Rusin A.I., Krasnobaev A.A. (1986) *Formirovanie zemnoi kory Urala* [Formation of the crust of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Jackson S., Pearson N., Griffin W., Belousova E. (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev. C*, **4**(5), 1889-1906.
- Keeley J.A., Link P.K., Fanning C.M., Schmitz M.D. (2012) Pre-to synglacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, **5**(1), 128-150.
- Keevil N.B. (1939) The calculation of geologic age. *Amer. J. Sci.*, **237**, 195-214.
- Kennedy A.K., Wotzlaw J.F., Crowley J., Schmitz M., Schaltegger U. (2014) Eocene reference material for microanalysis of U-Th-Pb isotopes and trace elements. *Can. Mineral.*, **52**, 409-421.
- Kosler J., Sylvester P.J. (2003) Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICP/MS. *Zircon. Rev. Miner.*, **53**, 244-275.
- Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Larionov N.N., Maslov A.V., Sergeeva N.D., Bibikova E.V., Genina L.A., Ronkin Yu.L. (1989) *Nizhnii rifei Yuzhnogo Urala* [Lower Riphean of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Bibikova E.V., Stepanov A.I., Kirnozova T.I., Ronkin Yu.L., Makarov V.A., Lepikhina O.P., Kravtsov A.V. (1985) Age of effusive mashak retinue and the problem of the isotope-geochronological boundary of the lower-middle Rifean. *Isotopnoe datirovanie protsessov vulkanizma i sedimentatsii* [Isotopic dating of processes of volcanism and sedimentation]. Moscow, Nauka Publ., 162-175. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N. et al. (2008) Mashaksky volcanism: Situation 2008. *Strukturno-veshchestvennye komplekсы i problemy geodinamiki dokembrii fanerozoiskikh orogenov. Materialy III Chtenii pamyati S.N. Ivanova* [Structural-material complexes and geodynamic problems of the Precambrian Phanerozoic orogens. Materials III Readings memory S.N. Ivanov]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 61-63. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V.

- (2013) Zircon geochronology of Mashak volcanic rocks and the age of the border of the lower-middle Riphean (South Ural). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(5), 3-20. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Larionov. A.N., Nekhorosheva A.G., Berezhnaya N.G. (2007) Polygenous polychronic zirconology and the age problem of the Barangulov gabbro-granite complex. *Dokl. Akad. Nauk*, **416**(2), 241-246. (In Russian)
- Krogh T.E. (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- Krogh T.E., Davis G.L. (1975) Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Year Book 74*. Carnegie Institution. Washington, 619-623.
- Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. (1997) Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**, 159-162.
- Mattinson J.M. (2005) Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem. Geol.*, **220**, 47-66.
- Makeev A.F., Levsky L.K. (2006) Opportunities and limitations of ion microprobes for measuring lead and uranium. *Izotopnoe datirovanie protsessov rudoobrazovaniya, magmatizma, osadkootlozheniya i metamorfizma. Materialy III Vserossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhologii*. [Isotopic dating of the processes of ore formation magmatism, sedimentation and metamorphism. Materials of the III Russian conference on isotope geochronology]. V. 2. Moscow, GEOS Publ., 12-15. (In Russian)
- Malich K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. (2009) The Archean U-Pb-isotope age of the Nizhny Tagil massif (Ural Platinum-bearing Belt). *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(1), 101-105. (In Russian)
- Maslov A.V. (1994) *Osadochnye komplekсы в разрезе riftогенных структур* [Sedimentary complexes in sections of rift structures]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 176 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2008) On some new data on the age of magmatic formations in a typical Riphean section. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problem geokologii Bashkortostana, Urala i privileyushchikh territorii. Materialy VII Mezhhregional'noi geologicheskoi konferentsii* [Geology, minerals and problems of geocology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Materials VII interregional geological conference]. Ufa, DesignPoligraphService Publ., 120-122. (In Russian)
- Meyer C., Williams I.S., Compston W. (1996) Uranium-lead ages for lunar zircons: Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga. *Meteor. Planet. Sci.*, **31**, 370-387.
- Moser D.E., Davis W.J., Reddy S.M., Flemming R.L., Hart R.J. (2009) Zircon U-Pb strain chronometry reveals deep impact-triggered flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1-2), 73-79.
- Mundil R., Metcalfe I., Ludwig K.R., Ronne P.R., Oberli F., Nicoll R.S. (2001) Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 131-145.
- Osadochnye basseiny: Metody izucheniya, struktura i evolutsiya* [Sedimentary basins: methods of study, structure and evolution. (Ed. Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh). (2004) Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 526 p. (In Russian)
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsova A.B., Vasil'eva I.M. Gorokhov I.M. Krupenin M.T., Gorokhovskii B.M., Maslov A.V. (2013) Pb-Pb-age and Sr-isotopic characteristics of mid-Riphean phosphorite nodules: the Zigazino-Komarovskaya Formation of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **451**(4), 430-434. (In Russian)
- Paces J.B., Miller J.D. (1993) Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota – geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *J. Geophys. Res.*, **98**(B8), 13997-14013.
- Parnachev V.P. (1988) Magmatism and Sedimentation in the Late Pre-Cambrian History of the Southern Urals. dis. Dr. geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, IGG, Ural Branch of Akad Nauk USSR, 33 p. (In Russian)
- Parnachev V.P., Rotar' A.F., Rotar' Z.M. (1986) *Srednerifeiskie vulkanogenno-osadochnye assotsiatsii Bashkirskogo megantiklinoriya (Yuzhnyi Ural)* [Middle Riphean volcanogenic-sedimentary association of the Bashkir meganticlinorium (South Ural)]. Sverdlovsk, USC, Acad. Nauk SSSR, 104 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Matukov D.I., Nekhorosheva A.G., Lepikhina E.N., Sergeev S.A. (2007) Preliminary data on the age of neo- and mesoproterozoic of the Southern Urals in the light of new U-Pb datings. *Geol. sbornik № 6 IG UNTS RAN*, Ufa, DesignPoligraphService Publ., 3. (In Russian)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Schmitz M., Kozlov V.I., Davydov V.I., Lepekhina E.N., Nekhorosheva A.G. (2009) New U-Pb dating of the Mashak suite volcanic rocks of the Riphean of the Southern Urals and their comparative assessment. *Geol. sbornik № 8 IG UNTS RAN*, Ufa, DesignPoligraphService Publ., 3-14. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Efimov A.A., Lepikhina O.P. (2009) Artifacts from U-Pb SIMS zircon dating. Arbitration comparison with precision U-Pb ID-TIMS and data from other isotopic systems. *Ezhegodnik-2008*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 337-343. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Ivanov K.S., Shmelev V.R., Lepikhina O.P. (2003) Sm-Nd isotopic dating of gabbro-norite of the Kumba massif: *Platinonosnyi poiyas Urala. Izotopnaya geokhologiya v reshenii problem geodinamiki i rudogeneza. Materialy II Vserossiiskoi konferentsii po geokhologii* [The platinum-bearing belt of the Urals. Isotope geochronology in solving problems of geodynamics and ore genesis. Mat-ly II Russian Conf. on geochronology]. St.Peterburg, IGGD RAS, 424-427. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Kazak A.P., Matukov D.I., Lepikhina O.P. (2007) The boundary of the lower and middle Riphean in the Southern Urals: new U-Pb isotope SHRIMP-II restrictions. *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(3), 370-378. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Matukov D.I., Lepikhina O.P., Popov O.Yu. (2005) "Mashak rift event" of the Riphean typical region (Southern Urals): new isotopic-geochronological framework. *Struktura, geodinamika i mineragenicheskie protsessy v litosfere. Tr. XI Mezhdunar. konf.* [Structure, geodynamics and mineragenic processes in the lithosphere. Proceedings of the XI International Conference]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 305-307. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Sindder S., Maslov A.V., Matukov D.I., Kramm U., Lepikhina O.P. (2007) The oldest (3.5 billion years) zircons of the Urals: U-Pb (SHRIMP-II) and TDM restrictions.

- Dokl. Akad. Nauk*, **415**(5), 651-657. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Tikhomirova M., Maslov A.V. (2016) ~1380 Ma The Southern Urals LIP: Precision U-Pb ID-TIMS Restrictions. *Dokl. Akad. Nauk*, **468**(6), 674-679. (In Russian)
- Rykus M.V., Snachev V.I., Nasibullin R.A., Rykus N.G., Savel'ev D.E. (2002) *Osadkonakoplenie, magmatizm i rudonosnost' severnoi chasti zony Uraltau* [Sedimentation, magmatism and ore content of the northern part of the Uraltau zone]. Ufa, BSU Publ., 268 p. (In Russian)
- Schaltegger U.A., Schmitt K., Horstwood M.S.A. (2015) U-Th-Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP/MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chem. Geol.*, **402**, 89-110.
- Schmitz M.D., Kuiper K.F. (2013) High-precision geochronology. *Elements*, **9**(1), 25-30.
- Schoene B. (2014) 4.10 U-Th-Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford, Elsevier, 341-378.
- Schoene B., Crowley J., Condon D., Schmitz M., Bowring S. (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 426-445.
- Semikhatov M.A. (2000) Refinement of estimates of the isotopic age of the lower boundaries of Upper Riphean, Vendian, Upper Vendian, and Cambrian. *Dopolneniya k stratigraficheskomu kodeksu Rossii* [Additions to the stratigraphic code of Russia]. St.Peterburg, VSEGEI, 95-107. (In Russian)
- Semikhatov M.A., Shurkin K.A., Aksenov E.M., Bekker Yu.R., Bibikova E.V., Duk V.L., Esipchuk K.E., Karsakov L.P., Kiselev V.V., Kozlov V.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Negrutsa V.Z., Robonen V.I., Sezko A.I., Filatova L.I., Khomentovsky V.V., Shemyakin V.M., Schuldiner V.I. (1991) New Precambrian stratigraphic scale of the USSR. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, **8**, 3-14. (In Russian)
- Sircombe K.N. (1997) Detrital mineral SHRIMP geochronology and provenance analysis of sediments in Eastern Australia. PhD dissertation. Australian National University. Canberra, 312 p.
- Sircombe K.N. (1999) Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sediment. Geol.*, **124**, 47-67.
- Schoene B., Crowley J., Condon D., Schmitz M., Bowring S. (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 426-445.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse, M.J. (2008) Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokemrii, paleozoi)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. (1993) Ekaterinburg, Roskomnedra, IGG UB RAS, 151 p. (In Russian)
- Tilton G.R., Patterson C.C., Brown H., Inghram M., Hayden R., Hess D., Larsen Jr. E. (1955) Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **66**, 1131-1148.
- Vasil'eva I.M., Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Krupenin M.T., Maslov A.V., Gorokhovskiy B.M. (2009) Pb-Pb age of Middle Riphean phosphorite nodules (Zigazino-Komarov Formation of the Southern Urals). *Izotopnye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov. Materialy IV Vseros. Konf. po izotopnoi geokhologii. T. I* [Isotopic systems and time geological processes. Materials IV Ross. conf. on isotopic geochronology. Vol. I]. St.Peterburg, IP Katalina Publ., 99-101. (In Russian)
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175-178.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

Геофизические исследования в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения (05.09.2018, M5.8)

А. В. Овчаренко, В. А. Давыдов, В. А. Щапов, А. К. Юрков

Институт геофизики Уральского отделения РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100,
e-mail: ark-ovcharenko@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.09.2019 г., принята к печати 19.11.2019 г.

Объект исследований. Изучалась эпицентральной область Катав-Ивановского землетрясения (05.09.2018, M5.8), которое оказалось самым сильным на Урале за весь период инструментальных наблюдений. Исследовались характер проявления на поверхности главного толчка, развитие во времени очаговой зоны, глубинное строение района, а также геодинамические характеристики. **Материалы и методы.** Применялись методы анализа сейсмического каталога, дистанционных и архивных геофизических данных, аудиоманнитное теллурическое зондирование, магнитная съемка для изучения характера вековых вариаций магнитного поля и проявления разрывной тектоники, мониторинг гравитационного поля для оценки скорости быстрых современных вертикальных движений, мониторинг температуры воды в скважине на глубине 100 м. Целевая обработка и переинтерпретация архивных данных гравиметрии и магнитометрии были направлены на выявление линейamentных систем и уточнение разрывных нарушений. **Результаты.** Показано, что землетрясение возникло в области пониженной раздробленности геологической среды и сопровождалось закономерным уменьшением и исчезновением за 36 лет локальной аномалии магнитного поля в 300 нТл. За один год до события отмечалось длительное увеличение числа слабых землетрясений (R 500 км), затем в первой половине 2018 г. отмечалось небольшое затишье. Накануне, за два месяца до события, наблюдался рост сейсмической активности, а за один месяц – новое короткое сейсмическое затишье. Наконец, в сентябре зарегистрирован основной толчок, за которым последовал рой событий, среди которых было три с магнитудой, превышающей 4 ед. В настоящее время сейсмический режим стабилизировался на уровне многолетних средних показателей. Отмечается возрастание температуры подземных вод со скоростью 0.02°C в месяц. **Выводы.** Повышение глубинной температуры способствовало размагничиванию магнитной неоднородности и увеличению, дополнительно к тектоническим напряжениям, температурных напряжений в земной коре, которые совместно обусловили сейсмическое событие.

Ключевые слова: эпицентр, магнитуда 5.8, сейсмический рой, грязевой оползень, трещины отрыва, аномалии магнитные, рост температуры, линейamentны, анализ

Источник финансирования

Работа выполнена по просьбе МЧС и муниципального руководства Катав-Ивановского района Челябинской области.

Geophysical study of the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (05.09.2018, M5.8)

Arkadii V. Ovcharenko, Vadim A. Davydov, Vladislav A. Shchapov, Anatolii K. Yurkov

Institute of Geophysics of the Ural branch of the RAS, 100 Amundsen st., Yekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: ark-ovcharenko@yandex.ru

Received 06.09.2019, accepted 19.11.2019

Resarch subject. To investigate the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (05.09.2018, M5.8), which has so far been the strongest seismic event in the Urals during the entire period of instrumental observations. The surface manifestation of the main earthquake shock, the development of the focal zone in time, as well as the deep structure and geodynamic characteristics of the area, were studied. **Materials and methods.** The methods of seismic catalog analysis and remote and archive geophysical data study were applied. The nature of centurial variations in the level of magnetic field and the manifestation of fault tectonics was studied using audio magnetic-telluric sounding (AMTS). The speed of mod-

Для цитирования: Овчаренко А.В., Давыдов В.А., Щапов В.А., Юрков А.К. (2020) Геофизические исследования в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения (05.09.2018, M5.8). *Литосфера*, **20**(3), 432–448. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-432-448

For citation: Ovcharenko A.V., Davydov V.A., Shchapov V.A., Yurkov A.K. (2020) Geophysical study of the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (05.09.2018, M5.8). *Litosfera*, **20**(3), 432–448. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-3-432-448

ern vertical movements was assessed by monitoring the gravitational field. The temperature of water in the well at a depth of 100 m was monitored. The processing and re-interpretation of archival gravimetry and magnetometry data was aimed at identifying lineament systems and clarifying disruptive faults. *Results.* It is shown that the earthquake occurred in the area of reduced fragmentation of the geological environment and was accompanied by a natural decrease and disappearance of the local magnetic field anomaly of 300 nTl in 36 years. One year before the event, a prolonged increase in the number of weak earthquakes (R 500 km) was observed, followed by a slight levelling-off in the first half of 2018. Two months before the event, an increase in seismic activity was noted again followed by a slump one month before the event. In September, the main shock was registered, followed by a swarm of seismic events. Among the latter, there were 3 with a magnitude exceeding 4. At present, the seismic regime has stabilized at the long-term average level. An increase in the groundwater temperature at a rate of 0.02 °C per month is currently observed. *Conclusions.* An increase in the deep-ground temperature contributed to the demagnetization of magnetic inhomogeneity, as well as to an increase in (in addition to tectonic stresses) temperature stresses in the earth's crust, which jointly caused the seismic event.

Keywords: *epicenter, magnitude 5.8, seismic swarm, mudslide, separation cracks, magnetic anomalies, temperature rise, lineaments, analysis*

Funding information

The work was performed at the request of the Ministry of emergency situations and the municipal administration of the Katav-Ivanovsky district of the Chelyabinsk region.

Acknowledgements

We express our gratitude to S.A. Zakharov, A.I. Reshetov, R.A. Diaghilev, V.Yu. Verkholtantsev and O.A. Kusonskii for their assistance in carrying out this research.

ВВЕДЕНИЕ

Катав-Ивановское землетрясение (05.09.2018, M5.8/5.4) является самым сильным за всю историю инструментальных сейсмических наблюдений на Урале. Все исследователи сейсмичности Урала признают (Кашубин и др., 2001; Землетрясения и микросейсмичность..., 2007), что данное событие по характеру существенно отличается от прочих уральских землетрясений. Наличие продолжительного роя афтершоков, среди которых было три с магнитудой более 4.0, возникновение грязевого оползня ($780 \times (100-120 \text{ м})$) в эпицентральной области, нарушение гидрогеологического режима и рост температуры подземных вод в эпицентральной области свидетельствуют об активизации сейсмического режима на значительной территории, чего ранее на Урале не наблюдалось. По данным обсерватории Арти (устное сообщение О.А. Кусонского, 2018 г.), афтершоки, кроме компактного роя в эпицентральной области, отмечались на западе в виде двух полос на расстоянии до 80 км. Изучение одиночных землетрясений ($M < 5$), которые происходят на Урале довольно редко, ограничивалось ранее определением координат события, реже – построением карты изосейст (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940).

Возникновению главного события предшествовал период двукратного усиления сейсмической активности в 2017 г. Ранее, в 2006 г., в этом райо-

не произошли два слабых сейсмических события. В 2000 г., по сообщению одной из местных жительниц (ст. Минка, 22 км от места события 2018 г., отсутствие теплоцентралей и тепловых сетей), подвал ее дома был залит горячей водой с температурой 56°C. Таким явлениям долгое время не придавалось серьезного значения.

Программа исследований в эпицентральной зоне Катав-Ивановского землетрясения включала в себя (Шебалин, 1989):

- анализ сейсмического каталога и оперативно-го каталога эпицентральной области;
- обработку и анализ архивных геофизических и геологических данных;
- выполнение новых геофизических измерений и некоторых видов геодинамического мониторинга.

Использованы региональный Уральский сейсмический каталог, данные обсерватории Арти, каталог KNDC (2012–2019 гг.) и оперативный каталог эпицентральной области, любезно предоставленный сотрудниками Горного института Пермского научного центра УрО РАН Р.А. Дягилевым и В.Ю. Верхованцевым. При целевой обработке архивных геофизических данных использованы цифровые модели гравитационного, магнитного поля для нескольких эпох из базы данных геополей Уральского региона (Овчаренко, 1998), цифровая модель рельефа местности SRTM2 (Shuttle radar...), геологическая карта (Князев и др., 2013) и некоторые другие вспомогательные материалы.



Рис. 1. Открытые протяженные трещины растяжения в левом борту оползня в 30 м от зоны отрыва. Фото А.В. Овчаренко, 2018 г.

Fig. 1. Open extended tensile cracks in the left side of the landslide 30 m from the separation zone. Photo by A.V. Ovcharenko, 2018.

В эпицентральной области впервые на данной территории выполнены профильные измерения методом аудиоманнитотеллурического зондирования (Давыдов, 2015), магнитная съемка по пунктам изучения векового хода, а также профильные измерения модуля магнитной индукции по интерпретационному профилю. Ранее проведено картирование грязевого оползня (Овчаренко и др., 2019). В небольших объемах выполнялся мониторинг гравитационного поля для оценки скорости современных вертикальных движений. Следует отметить, что визуальные и дистанционные наблюдения в эпицентральной области существенно затруднены сложными горно-таежными условиями и большим слоем (до 3 м и более) почвы и коры выветривания. Еще более сложными эти наблюдения становятся в зимний период из-за мощного снегового покрова.

На рис. 1–3 показаны трещины растяжения, обнаруженные при визуальном обследовании эпицентральной зоны и оползня. Следует указать, что зона севернее дороги Катав-Ивановск – Карауловка осталась практически не изучена на местности, поскольку, как уже указано, представляет труднопроходимую в осенний и зимний периоды горную тайгу.

ОБРАБОТКА АРХИВНЫХ ДАННЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И РЕЛЬЕФА

При изучении эпицентральной области землетрясения использовались архивные данные среднемасштабных гравиметрической и магнитных съемок из созданной ранее базы данных (Овчаренко, 1995а), а также числовая модель рельефа SRTM2 (Shuttle radar...). По фрагментам этих баз данных выполнены целевые трансформации для выявления линейментных систем (Тяпкин, 1986; Нусипов, Овчаренко, 1997). Линеаментные системы сопоставлялись с геологическими разломами, показанными (см. рис. 1–3) на геологической карте (Князев и др., 2013). Выявленные линеаменты рельефа и геофизических полей системно более полные и протяженные, чем собственно геологические разломы.

На рис. 4 хорошо дешифрируются линеаменты различных направлений, в том числе совпадающие по направлению с напряжениями растяжения ($AZ = 137\text{--}153^\circ$) по данным механизма очага ФИЦ ЕГС РАН 2018 г.

Учитывая плохую обнаженность территории, препятствующую детальному геологическому кар-



Рис. 2. Открытые трещины в левом борту оползня. Фото А.В. Овчаренко, 2018 г.

Fig. 2. Open cracks in the left side of the landslide. Photo by A.V. Ovcharenko, 2018.



Рис. 3. Высокие уступы (3 м и более) в правом борту средней части оползня. Фото А.В. Овчаренко, 2018 г.

Fig. 3. High ledges (3 m or more) in the right side of the middle part of the landslide. Photo by A.V. Ovcharenko, 2018.

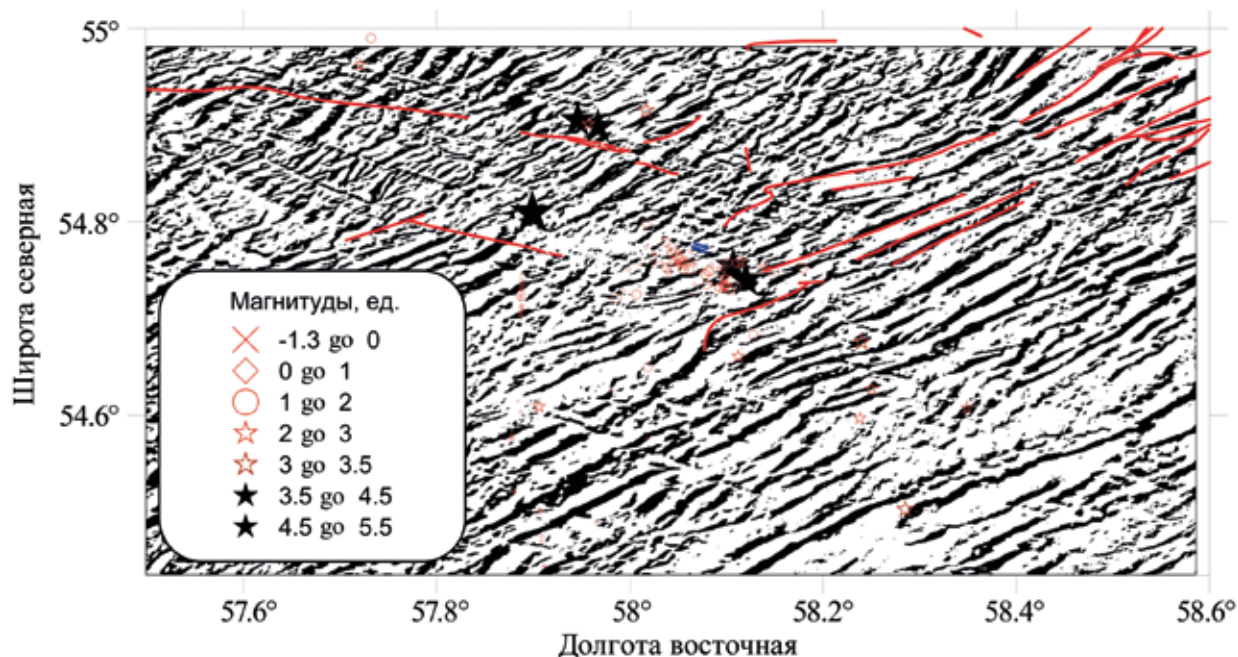


Рис. 4. Выявление линейментных систем по модели рельефа SRTM2.

Тонкими красными линиями показаны разломы по геологическим данным. Значками отмечены сейсмические события из эпицентрального каталога ГИ ПНЦ УрО РАН, дополненного данными обсерватории Арти. Синие стрелки обозначают направление движений в момент землетрясения, по данным механизма очага (ГС РАН).

Fig. 4. The identifying lineament systems on the model of the terrain SRTM2.

Thin red lines show faults from geological data. Icons are shown for seismic events from the epicentral catalogue GI PNC RAS UD. Blue arrows – the direction of movement at the time of the earthquake, according to the mechanism of the hearth.

тированию, вполне можно трассировать многие разломы на участках, продолжающих их линеймент, а главное, выделить новые разломы, которые отсутствуют на геологической карте. Особое значение имеет такой анализ в эпицентральной области основного землетрясения.

Заметное различие в структуре линейментных систем гравитационного, магнитного полей и рельефа мы объясняем различной глубиной тектонических структур, которые отображаются этими полями (Овчаренко, 1995б). Самые глубокие линейменты выражены на трансформанте гравитационного поля, менее глубокие – на трансформанте магнитного поля, самые поверхностные – на трансформанте рельефа. При этом наблюдается некоторое укрупнение линейных элементов с глубиной. Естественно, что наибольшая корреляция с геологическими разломами отмечается для приповерхностных линеймент рельефа.

В области главного сейсмического события сходятся линейменты северо-восточного и северо-западного простирания, которые образуют сложную субмеридиональную “лестничную” зону (рис. 4–6). Размер этой зоны примерно 11 × 20 км. События сейсмического роя и отдельные рассеянные события приурочены, как правило, к концевым участкам линеймент и блокам с меньшей раздробленностью.

Анализ приуроченности сейсмических событий к геологическим особенностям района (рис. 7) показывает, что основное событие и афтершоки произошли в области, где не были картированы геологические разломы и простирание геологических свит резко меняется с СВ–В на СЗ. В этой области выделены линейменты СВ и СЗ простирания, которые пересекаются между собой, образуя субмеридиональную зону. Вероятно, эта зона оказалась наименее нарушена и именно в ней накапливались наибольшие упругие деформации. Характер смещений в эпицентральной зоне, судя по механизму очага, является ортогональным к многолетним региональным смещениям по данным GPS-мониторинга. Стоит отметить, что детальность сети GPS-мониторинга в этом районе крайне недостаточна, чтобы достоверно выявить аномальность эпицентрального участка по полю векторов смещений. Ближайшие пункты региональной сети GPS расположены в Миассе, Аргаяше, Верхнем Уфалее и Арти (рис. 8) (Овчаренко, Баландин, 2009).

Аномальность эпицентральной зоны наиболее ярко проявилась в магнитном поле. На рис. 9 показана карта модуля магнитной индукции на

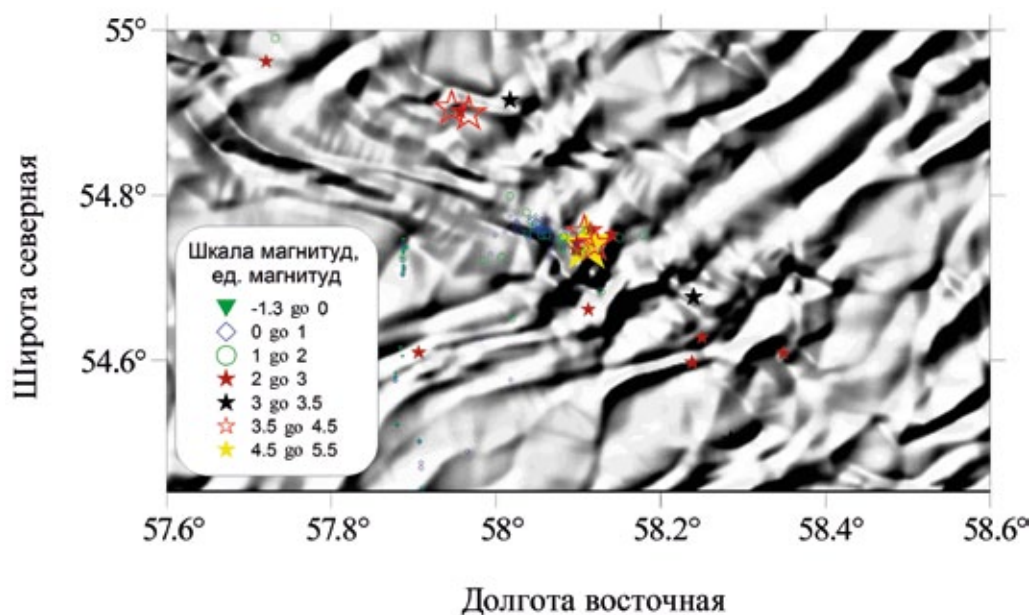


Рис. 5. Выявление линеamentных систем по гравитационному полю.

Землетрясения по локальному каталогу ГИ ПНЦ УрО РАН.

Fig. 5. Identification of lineament systems by gravitational field.

Earthquakes in a local directory GI PNC RAS UD.

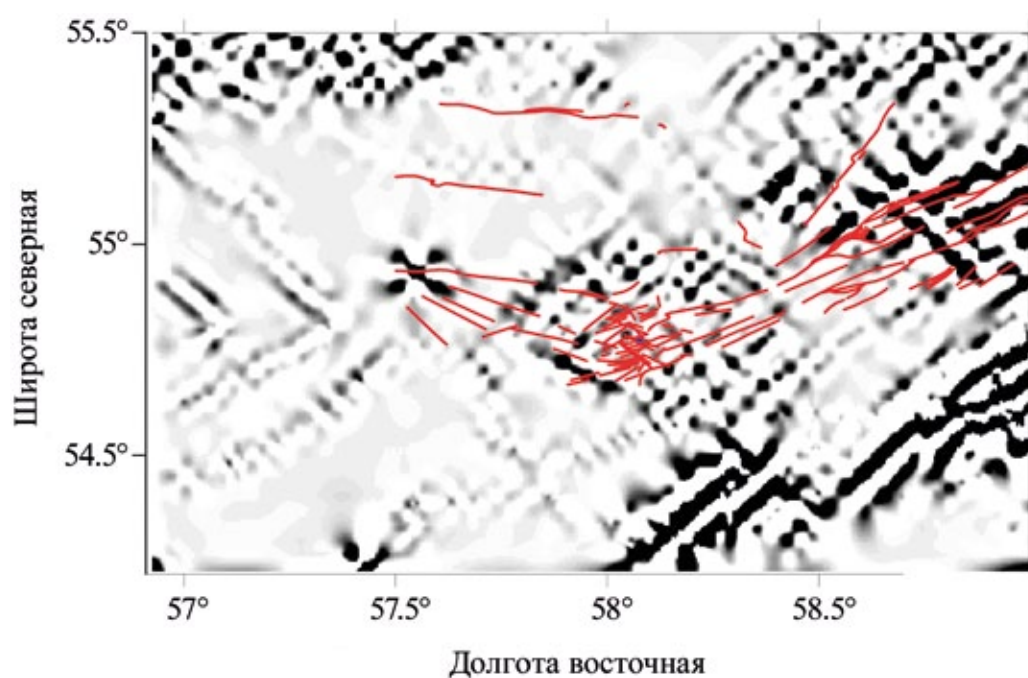


Рис. 6. Выявление линеamentных систем по магнитному полю.

Тонкими красными линиями показаны разломы по геологическим данным. В эпицентральной области дополнены дешифрированием линеament рельефа.

Fig. 6. Detection of lineament systems by magnetic field.

Thin red lines show faults from geological data. In the epicentral region are supplemented by decoding the lineaments of the relief.

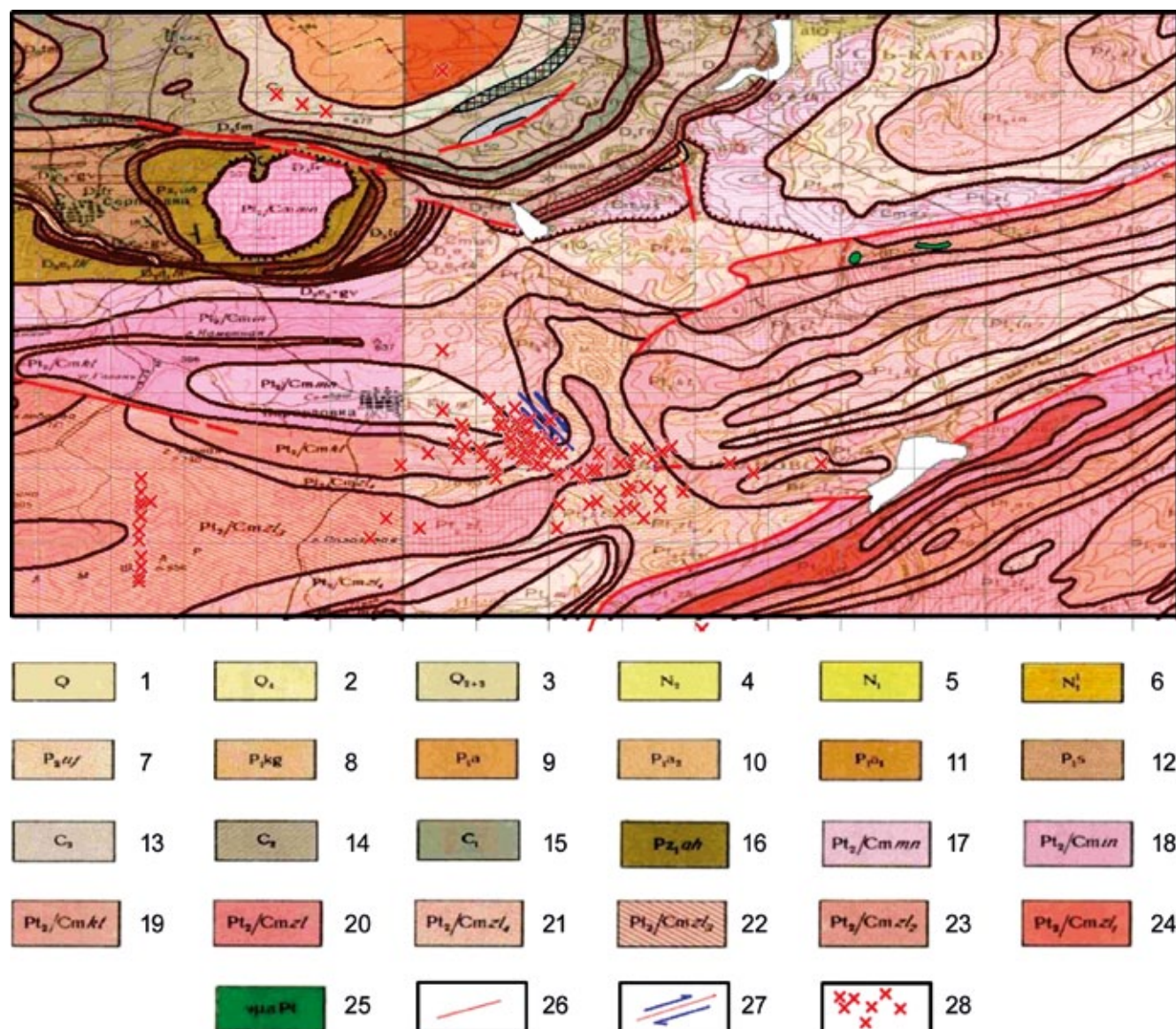


Рис. 7. Геологическая карта (Князев и др., 2013), разломы и сейсмический рой в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения.

1–3 – четвертичные отложения нерасчлененные: 1 – аллювиальные пески, галечники и суглинки; 2 – современный отдел – пески галечники и суглинки; 3 – средний и верхний отделы объединенные – пески, глины и галечники; 4–6 – третичная система: 4 – плиоцен – пески, глины и галечники; 5 – миоцен – пески, глины и галечники; 6 – нижний миоцен – пески, глины и галечники; 7–12 – пермская система: 7 – уфимская свита – песчаники, глины, мергели, конгломераты; 8 – кунгурский ярус – гипсы, ангидриты, известняки, марганцевые руды; 9 – артинский ярус – известняки, доломиты, песчаники, фосфориты; 10 – верхнеартинский подъярус – известняки, доломиты, песчаники; 11 – нижнеартинский подъярус – известняки, доломиты, глины, песчаники, сланцы; 12 – сакмарский ярус – известняки, доломиты, глины, песчаники, сланцы; 13–15 – каменноугольная система: 13 – верхний отдел – известняки, доломиты, кремнисто-глинистые сланцы; 14 – средний отдел, башкирский и московский ярусы объединенные – известняки и прослои доломитов; 15 – нижний отдел – турнейский, визейский и намюрский ярусы объединенные; 16 – нижний палеозой, ашинская свита – песчаники, алевролиты, сланцы; 17–24 – верхний протерозой или кембрий: 17 – миньярская свита – известняки и доломиты с единичными прослоями песчаников и глинистых сланцев; 18 – инзерская свита – переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 19 – катавская свита – известняки, мергели, прослои глинистых сланцев; 20 – нерасчлененные отложения зильмердакской свиты – песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 21 – бедярышинская подсвита – песчаники, глинистые сланцы; 22 – лемезинская подсвита – песчаники; 23 – нугушская подсвита – песчаники, сланцы; 24 – бирьянская подсвита – песчаники, мелкогалечные конгломераты; 25 – диабазы допалеозойского интрузивного цикла; 26 – разломы по геологическим данным; 27 – правостороннее смещение по плоскости разрыва (по данным механизма очага землетрясения ГС РАН и NEIS); 28 – сейсмические события сентября–декабря 2018 г. без различия магнитуд.

Fig. 7. Geological map (Knyazev et al., 2013), the faults and swarm the epicenters of the Katav-Ivanovsk earthquake.

1–3 – Quaternary system: 1 – undismembered alluvial sands; 2 – Modern department – sands, pebbles and loams; 3 – Middle and Upper division association – sands, clays and pebbles; 4–6 – Tertiary system: Pliocene – sands, clays and pebbles; 5 – Miocene – sands, clays and pebbles; 6 – Lower Miocene – sands, clays and pebbles; 7–12 – Perm system: 7 – Ufa Formation – sandstones, clays, marls, conglomerates; 8 – Kungur stage – gypsum, anhydrite, limestone, manganese ore; 9 – Arti stage – limestone, dolomites, sandstones, phosphorites; 10 – Verkhnearti substage – limestones, dolomite, sandstones; 11 – Lower Arti substage – limestone, dolomites, clays, sandstones, shale; 12 – Sakmara stage – limestone, dolomites, clays, sandstones, shale; 13–15 – Carboniferous system: 13 – Upper division – limestone, dolomites, siliceous-clay shales; 14 – Middle division, Bashkirian and Moscow stages united – limestone and dolomite layers; 15 – Lower division, Turnean, Visean and Namurian stages united; 16 – Lower Paleozoic, Asha Formation – sandstones, aleurolites, shales; 17–24 – Upper Proterozoic or Cambrian: 17 – Minyar Formation – limestone and dolomites with single interlayers of sandstones and clay shale; 18 – Inzer Formation – interlayer sandstones, aleurolites and clay shale; 19 – Katav Formation – limestone, marbles, layers of clay shale; 20 – Zilmerdak Formation – sandstones, aleurolites, clay shale; 21 – Bed'yarysh subformation – sandstones, clay slates; 22 – Lemezinsk subformation – sandstones; 23 – Nugush subformation – sandstones, slates; 24 – Biryas subformation – sandstones, conglomerates; 25 – Diabases of Prepaleozoic intrusive cycle; 26 – faults according to geological data; 27 – right-hand displacement along the fracture plane (according to the earthquake focus mechanism of the GS RAS and NEIS); 28 – seismic events of September–December 2018 without distinction of magnitudes.

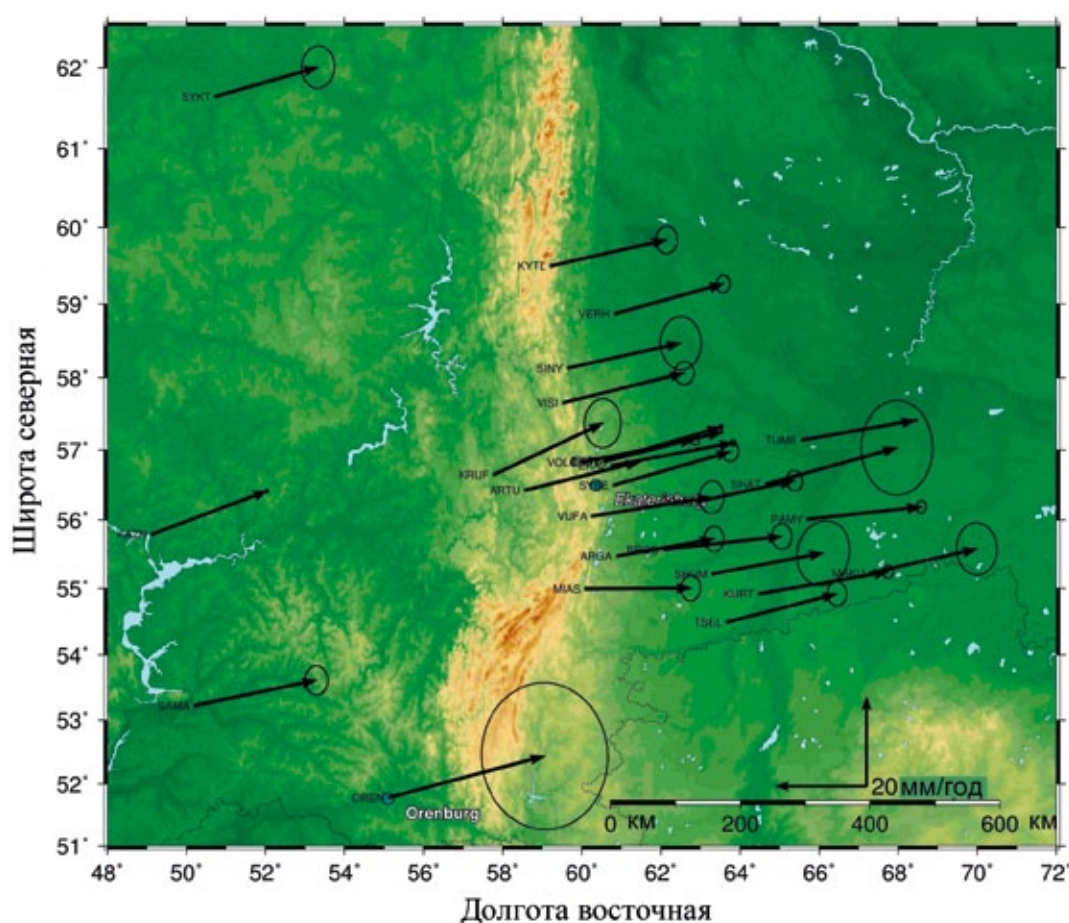


Рис. 8. Векторы скоростей современных горизонтальных движений Урала по данным многолетних наблюдений GPS (Овчаренко, Баландин, 2009).

Временные и постоянные станции мониторинга GPS/Glonass: oren – Оренбург, sama – Самара, tsel – Целинное, mias – Миасс, shum – Шумиха, kurt – Куртамыш, maku – Макушино, arga – Аргаяш, kazn – Казань, brod – Бродокалмак, pamy – Памятное, vufa – Верхний Уфалей, shat – Шатрово, artu – Арти, syse – Сысерть, kruf – Красноуфимск, volch – г. Волчиха, eka2 – Екатеринбург, tume – Тюмень, visi – Висим, siny – г. Синячиха, verh – Верхотурье, kytl – Кытлым, sykt – Сыктывкар.

Fig. 8. Velocity vectors of modern horizontal movements of the Urals according to long-term GPS observations (Ovcharenko, Balandin, 2009).

The temporary and permanent GPS/Glonass monitoring stations: oren – Orenburg, sama – Samara, tsel – Celinnyi, mias – Miass, shum – Shumicha, kurt – Kurtamysh, maku – Makushino, Arga – Arghayash, kazn – Kazan', brod – Brodokalmak, pamy – Pamyatnoe, vufa – Verkhniy Ufalei, shat – Shatrovo, artu – Arti, syse – Sysert, kruf – Krasnoufimsk, volch – Gora Volchikh, eka2 – Ekaterinburg, tume – Tyumen', visi – Visim, siny – Gora Sinyachikha, verh – Verkhotur'e, kytl – Kytlym, sykt – Syktyvkar.

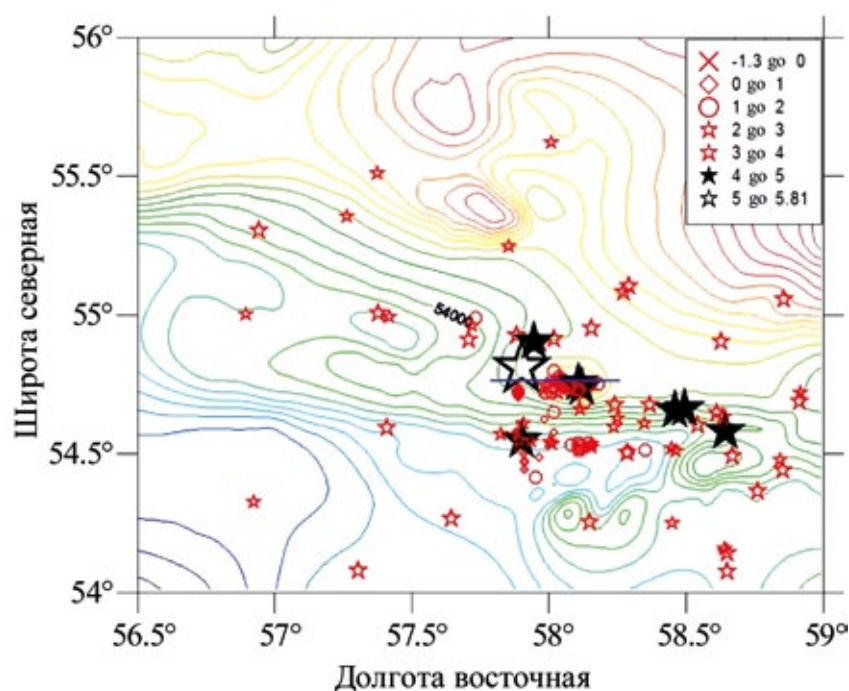


Рис. 9. Карта модуля магнитной индукции на эпоху 1964 г. и сейсмический рой в эпицентральной зоне. Синяя линия – интерпретационный профиль магнитного поля.

Fig. 9. Map of the magnetic induction module for the epoch of 1964 and seismic swarm in the epicenter zone. Blue line – interpretation magnetic field profile.

эпоху 1964 г. Эпицентральной области землетрясения соответствует магнитная аномалия интенсивностью порядка 300 нТл. Анализ аналогичных карт для эпох 1960, 1964, 1974, 1980 и 2018 гг. указывает на закономерное изменение локальной магнитной аномалии модуля магнитной индукции в данном районе, которое в целом соответствует модели IGRF, но имеет гораздо более значительные градиенты (см. рис. 10). Измерения на эпоху 2019 г., выполненные в 29 пунктах изучения векового хода и нескольких тысячах пунктов профильных наблюдений вокруг оползня, показывают практически полное отсутствие локальной магнитной аномалии в эпицентральной области. Мы объясняем это аномальным повышением температуры в очаге на глубине 10 км. В настоящее время в эпицентральной области модуль магнитной индукции имеет структуру, близкую к нормальному полю с несколько пониженным (на 300 нТл) уровнем и незначительными локальными аномалиями (рис. 10–12).

Магнитотеллурические зондирования

Аудиомагнитотеллурические (АМТ) зондирования (АМТЗ) относятся к высокочастотному варианту метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Специфика их развития обусловлена средней глубиной и относительно сильным

влиянием промышленных помех. Полевые исследования проводились приемно-регистрирующей аппаратурой ОМАР-2м, разработанной в Институте геофизики УрО РАН (Давыдов, 2015). Аппаратура обеспечивает усиление, аналого-цифровое преобразование и запись широкополосных геофизических сигналов в реальном масштабе времени.

Регистрация проводилась в частотном диапазоне 1–24 000 Гц по методике изучения продольного импеданса среды с измерением ортогональных компонент естественного электромагнитного поля H_x и E_y . Глубина исследований, которая зависит от удельного электрического сопротивления среды, в нашем случае составила от 2 до 4 км. Для решения оперативных задач достаточно получения импеданса в одном направлении (по линии профиля). Данная технология является довольно распространенной, например, при поисках подземных термальных вод (Blake et al., 2015). Магнитная компонента H_x измерялась с помощью активного индукционного датчика АМДФ-70 с линеаризованной амплитудно-частотной характеристикой (АЧХ) и изменяемой чувствительностью (5–70 В × м/А). Электрическая составляющая E_y снималась с 20-метровой заземленной линии, протягиваемой вдоль профиля. Время наблюдения на одной точке составляло 15–20 мин, в течение которых велась непрерывная запись усиленных и оцифрованных компонент H_x и E_y в специализи-

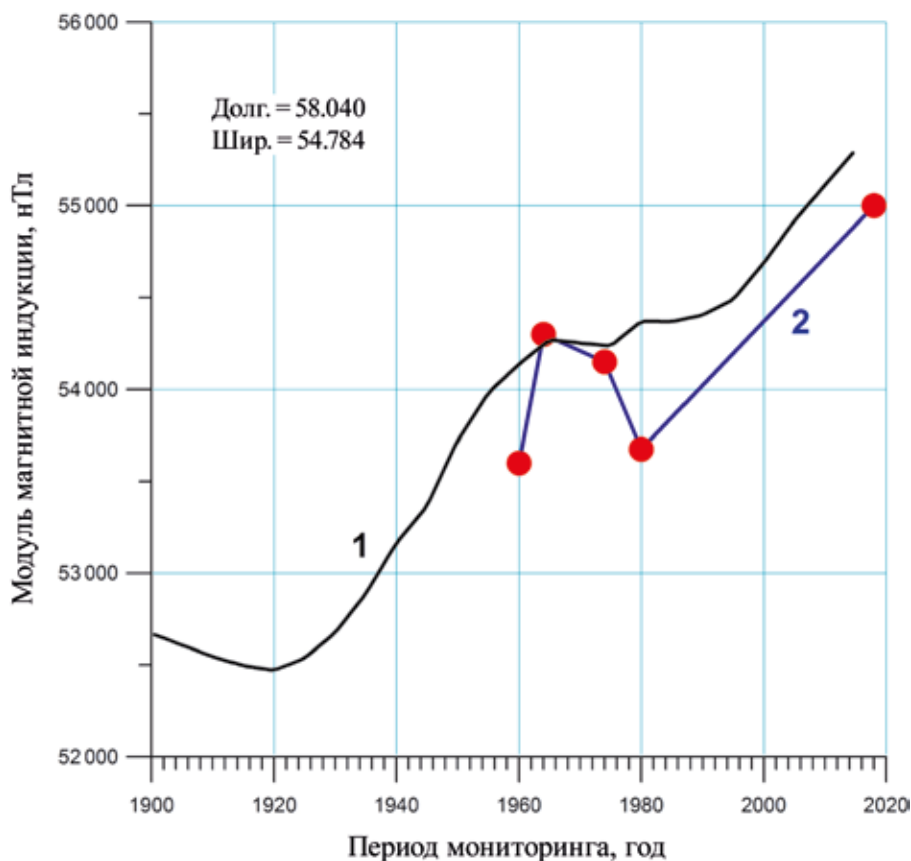


Рис. 10. Исчезновение аномалии векового хода модуля магнитной индукции в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения.

1 – спутниковая модель геомагнитного поля IGRF, 2 – фактические аэромагнитные (до 2018 г.) и наземные (2018 г.) наблюдения.

Fig. 10. The disappearance of the anomalies century the progress of the module of magnetic induction in the epicentral area of Katav-Ivanovskoe earthquake.

1 – satellite geomagnetic field model IGRF, 2 – actual aeromagnetic (to 2018) and ground (2018) monitoring.

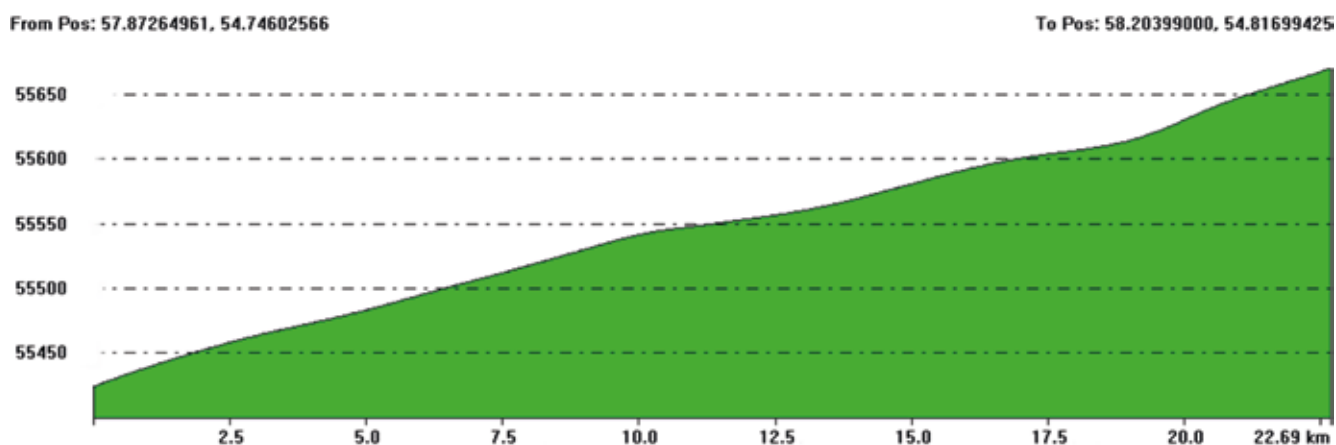


Рис. 11. Отсутствие аномалии модуля магнитной индукции в эпицентральной зоне по измерениям на пунктах ПВХ 2018 г. (положение профиля см. на рис. 12).

Fig. 11. The absence of anomalies of the module of magnetic induction in the epicentral area according to the measurements of paragraphs PVC 2018 (the position of the profile see at Fig. 12).

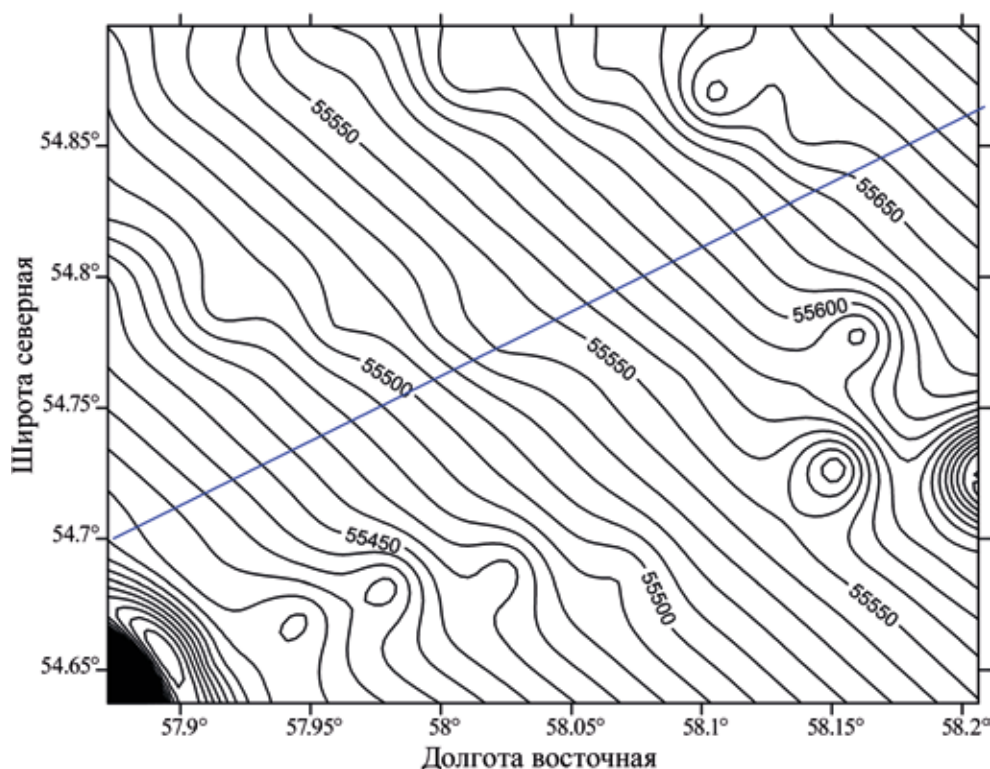


Рис. 12. Карта модуля вектора магнитной индукции в эпицентральной зоне по измерениям на пунктах ПВХ в 2018 г.

Отмечается отсутствие аномалии, наблюдаемой в 1960–1980 гг.

Fig. 12. Map of magnetic induction vector module in the epicenter zone by measurements at points for studying the age-old course of the magnetic field points in 2018.

There is no anomaly that was observed in 1960–1980.

рованный ноутбук с твердотельной флеш-памятью. Уровень сигнала в каналах контролировался по индикаторам на пульте аппаратуры и экрану ноутбука.

Камеральная обработка аудиоманнитотеллурических данных включала в себя:

- фильтрацию сетевых промышленных помех;
- получение частотных спектров на основе быстрого преобразования Фурье;
- восстановление истинных амплитуд сигналов с учетом амплитудно-частотных характеристик измерительных каналов;
- расчет продольного импеданса среды $Z = E_y/H_x$ на разных частотах f ;

• расчет кажущегося сопротивления $\rho_k = |Z|^2/(2\pi f\mu_0)$ и получение частотных кривых $\rho_k(f)$, по которым можно построить псевдоразрез сопротивлений;

• трансформацию частотных кривых $\rho_k(f)$ в зависимости удельного электрического сопротивления от глубины $\rho_r(h)$ с помощью специального преобразования АМТ данных с учетом априорной информации о верхней части разреза (Давыдов, 2015).

На основании полученных данных $\rho_r(h)$ по профилю исследований построен глубинный разрез удельных электрических сопротивлений.

Результаты АМТЗ

Субширотный профиль исследований (рис. 13) располагался вблизи дороги Карауловка–Катав-Ивановск и проходил приблизительно в 0.5 км к северу от оползня. В состав работ входили электромагнитные исследования бесконтактным методом профилирования и АМТЗ. Профиль начинается на водоразделе, в межгорной седловине Песчаная–Катавская, и имеет протяженность более 3.5 км. В пределах профиля залегают карбонатно-терригенные отложения каратауской серии верхнего рифея: кварциты зильмердакской свиты (RF_3zl), мергелистые известняки катавской свиты (RF_3kt), алевролиты и сланцы инзерской свиты (RF_3in), доломиты и известняки миньярской свиты (RF_3mn) (Князев и др., 2013). Кварциты, доломиты и известняки отличаются высокими значениями удельных сопротивлений (1500–3000 Ом·м). Мергели, алевролиты и сланцы характеризуются величинами 300–1000 Ом·м, снижающимися до 100–200 Ом·м при повышенной трещиноватости и обводненности горных пород (см. рис. 10).

Геологическая карта района (см. рис. 7) свидетельствует (Князев и др., 2013) о широком развитии

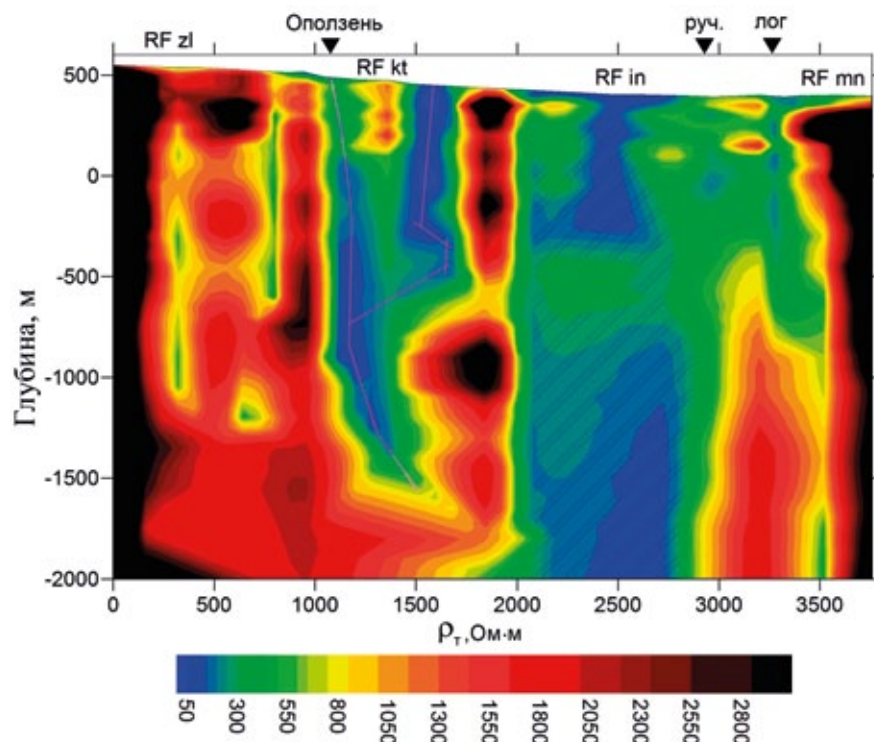


Рис. 13. Результаты аудиоманнитотеллурических зондирований и интерпретации магнитной съемки по участку дороги Карауловка–город Катав-Ивановск. Верхняя часть разреза до глубины 2000 м по данным АМТ.

Пунктирными линиями отмечены предполагаемые тектонические нарушения, штриховкой выделены трещиноватые породы. Расшифровка названий рифейских свит приведена в тексте.

Fig. 13. Results audiomagnetotellurics soundings and interpretation magnetic survey the road Karaulovka–the city of Katav-Ivanovsky. The upper part of the incision to a depth of 2000 m according AMTS.

The dotted lines mark the inferred tectonic disturbance, hatching highlighted the fissured rock. The transcript of the names of the Riphean suites is given in the text.

складчатости и сопутствующей ей разрывной тектонике к востоку и западу от эпицентра. Два региональных взбросо-надвига северо-восточного направления располагаются в 5–6 км к югу и северу от профиля. К ним могут быть приурочены второстепенные опеляющие разломы, пересекающие исследовательский профиль. Тектонические нарушения фиксируются прежде всего наличием зон “разуплотнения” пород: брекчирования, катаклаза, милонитизации. На геоэлектрических разрезах это проявляется в виде линейных аномалий *пониженных* сопротивлений, вследствие повышения общего объема порового пространства, заполняемого влагой. Так, в районе возникновения оползня наблюдается подобная низкоомная аномалия, прослеживающаяся от поверхности до глубины порядка 1 км. Значения удельного электрического сопротивления в этой зоне снижаются до 15–20 Ом·м, что свидетельствует не только о высокой влажности, но и о повышенном содержании глинистой компоненты. Положение дизъюнктивного нарушения на геологической карте соответствует контакту катавской и инзерской свит, в составе которых имеются породы

с пелитовой фракцией. По-видимому, сейсмическая активность вызвала сокращение стенок тектонической трещины, что привело к разжижению и выталкиванию наружу мелкодисперсной пульпы, образовавшей грязевой поток (Blake et al., 2015). Контакт катавской и зильмердакской свит, вероятно, тоже тектонический. Он прослеживается до глубины 2 км по характерной аномалии пониженных сопротивлений 75–250 Ом·м. Строение геоэлектрического разреза указывает на то, что катавская свита с обеих сторон отделена клинообразными вертикальными разрывами, а на глубине около 1 км – субгоризонтальной границей отрыва. Ограниченный тектоническими нарушениями структурный блок мог сыграть роль резонатора при землетрясении, усилив амплитуду сейсмических колебаний, что и привело к возникновению оползня. При сильном толчке блок пород мог сместиться, создав напряженное состояние на границах, которое теперь постепенно сбрасывается с генерацией слабых афтершоков. Характер геоэлектрического строения разреза до глубины 2 км позволяет выделить катавский структурный блок пород с повышенным удельным сопротивлением, отделен-

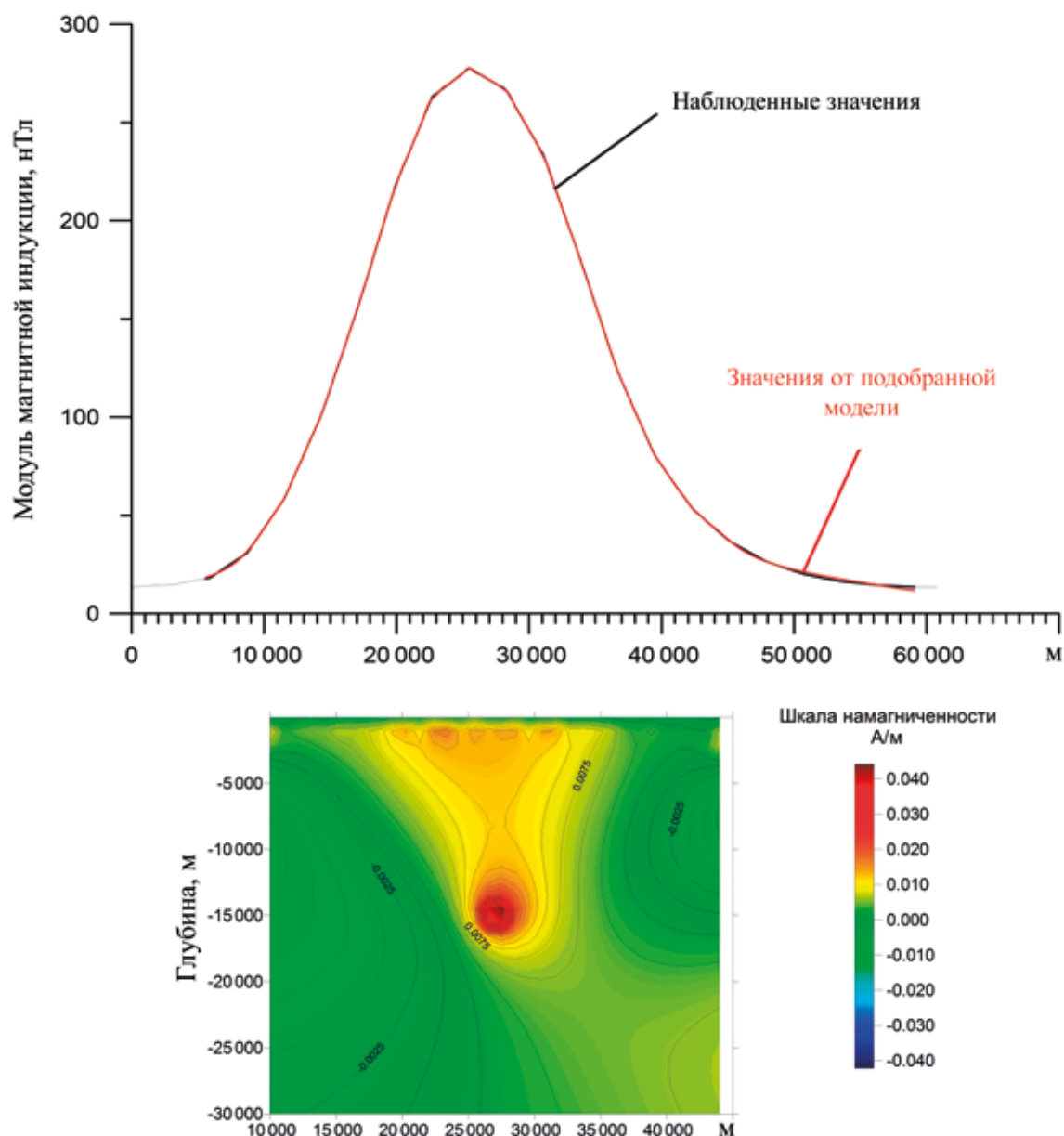


Рис. 14. Глубинный разрез намагниченности до глубины 30 км по данным интерпретации магнитного поля.

Fig. 14. Depth cross section of magnetization up to a depth of 30 km, according to the magnetic field interpretation.

ный со всех сторон тектоническими нарушениями/ зонами пониженного удельного сопротивления. С подвижкой данного блока может быть связано образование оползня и грязевого потока. В текущее время этот блок может являться одним из источников слабых афтершоков.

Магнитометрические исследования. Аппаратура и методика исследований

При обследовании оползня и работах в эпицентральной области использовался квантовый магнитометр G859 фирмы Geometrix со встроенной си-

стемой спутниковой привязки Novatel. Для оползня решалась задача топографического картирования и привязки его расположения на местности с последующей оценкой площади и объема (Овчаренко и др., 2019). Планировалось также оценить проявление в магнитном поле вероятного разлома в районе объекта. На втором этапе выполнена съемка модуля магнитной индукции по профилю Катав-Ивановск–Карауловка для картирования вероятных разломов на этом участке и, возможно, геологических свит, различающихся по магнитным свойствам. Результаты интерпретации магнитного поля для этого профиля показаны на рис. 14.

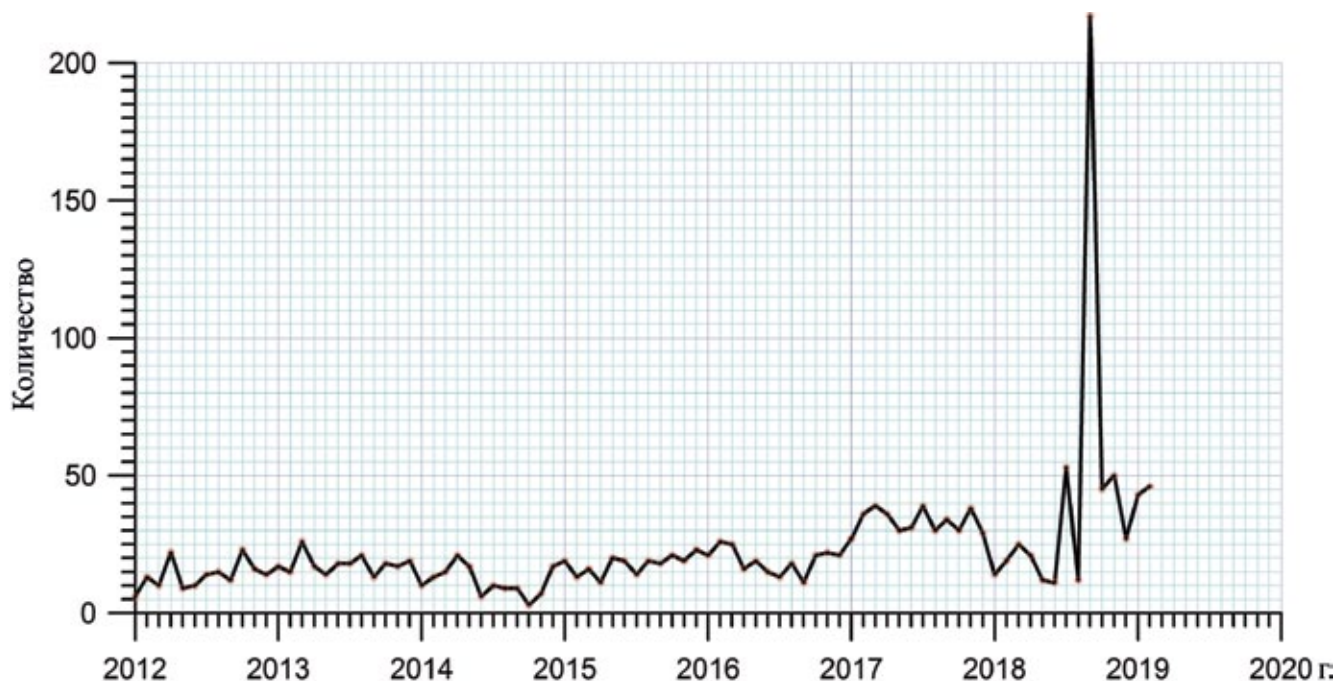


Рис. 15. Количество сейсмических событий в R 500 км каждый месяц.

Fig. 15. The number of seismic events in R 500 km every month.

Вместе с результатами АМТЗ они ясно указывают на двухъярусное строение (0–4, 4–30 км) района. Разрушение глубинной магнитной неоднородности могло послужить причиной изучаемого землетрясения. Интерпретация по широтному магнитометрическому профилю через эпицентр аномалии (см. синий профиль на рис. 12) на эпоху 1964 г. проводилась методом “сетки” с регуляризацией по А.Н. Тихонову (Овчаренко и др., 2019). Получены небольшие значения эффективной намагниченности (0.040–0.040 А/м) глубинного источника, который является изометричным. Судя по эффективной намагниченности, он может быть гранитно-гранодиоритового состава.

Методика обработки и анализа сейсмических каталогов

Сейсмические каталоги, любезно предоставленные Р.А. Дягилевым, В.Ю. Верхованцевым, О.А. Кусонским (2018, 2019 гг.) и дополненные каталогами KNDC/EMSC (Европейский средиземноморский сейсмологический центр; Сейсмологическая сеть KNDC), подвергались вначале вспомогательной обработке. Дата и время событий были пересчитаны в формат десятичного представления, более удобный для последующих компьютерных расчетов и моделирования. Для выявления динамики сейсмического процесса в очаговой зоне затем подсчитывались временные ряды числа собы-

тий в единицу времени и энергия, выделенная землетрясениями в единицу времени. За единицу расчетного времени принят календарный месяц, а при более детальных расчетах – календарные сутки. Эти показатели динамики сейсмического процесса приведены на рис. 15, 16.

В 2017 г. наблюдалось двукратное увеличение числа сейсмических событий. Затем в 2018 г., за 3 месяца до основного события, наступило первое затишье. После этого отмечались короткое двукратное увеличение числа землетрясений, основное затишье и главный удар. После главного события около половины года наблюдалась повышенная сейсмичность, а затем – спад сейсмичности до фоновых многолетних значений.

На рис. 17 показан график выделенной энергии сейсмическими событиями за каждый месяц. Средний темп выделения энергии составляет 5×10^{10} Дж. Отмечаются слабое повышение выделения в 2014, 2016 гг. и увеличение почти на 2 порядка в 2018 г. В конце 2018 г. и начале 2019 г. наблюдается экспоненциальный спад до фонового уровня.

Температурный мониторинг

Мониторинг проводился в скважине на расстоянии 9 км от эпицентра. Датчики были установлены на глубинах 20, 40, 60, 80 и 100 м. Температура за ноябрь 2018 г. – февраль 2019 г. на всех датчиках синхронно возрастала с темпом $0.02^\circ/\text{мес.}$ (см. рис. 17).



Рис. 16. Энергия сейсмических событий, выделенная в каждый месяц в 2012–2018 гг.

Fig. 16. Energy of seismic events allocated every month of 2012–2018.

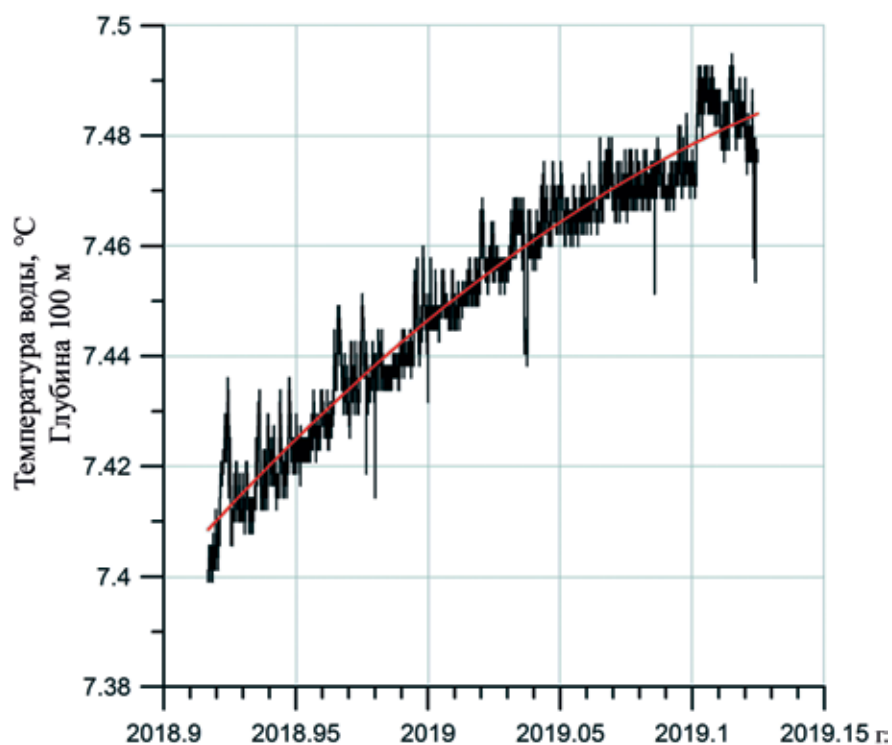


Рис. 17. Повышение температуры воды в скважине на глубине 100 м на расстоянии 9 км от эпицентра (данные А.К. Юркова).

Fig. 17. Water temperature rise in the well at a depth of 100 m at a distance of 9 km from the epicenter (data of A.K. Yurkov).

По устным сообщениям частных лиц, ранее наблюдались кратковременные увеличения температуры (ст. Минка, 2000 г., 23 км на СВ от эпицентра, горячая вода в подвале 56°C при отсутствии в поселке теплоцентрали и горячего водоснабжения; Миасс, 136 км на СВ, увеличение температуры воды в скважине на глубине 40 м с +7°C до 9°C после землетрясения и возврат к прежнему через 2 мес.). Сообщалось также о сильном загрязнении воды в скважине после сильных афтершоков (Аратское, 20 км на СЗ, скважина вблизи разлома).

ВЫВОДЫ

Анализ хода геодинамического и сейсмического процессов указывает на завершенность цикла. В процессе данного цикла не возникли близкие побочные очаги и рои сейсмических событий. Мониторинг температуры в скважине на глубине 100 м на расстоянии 9 км от эпицентра показывает слабое повышение температуры на 0.02°C каждый месяц. Возрастание температуры в очаге основного землетрясения на глубине 10 км будет существенно большим и, вероятно, может являться причиной размагничивания магнитной неоднородности. Вариации скорости современных вертикальных движений, по данным гравиметрического мониторинга, накануне землетрясения и в момент события достигали 2 см/сут. Основное сейсмическое событие и образование сейсмического роя произошли в блоке наименее нарушенных пород размером примерно 11 × 20 км. В пределах этого блока простираются протерозойских свит горных пород резко меняется с СВ на ССЗ. В эпицентральной зоне на глубине 10–15 км существовала магнитная неоднородность, которая постепенно уменьшала свою намагниченность, вплоть до полного исчезновения к ноябрю 2018 г. (первые измерения после землетрясения). Отдельно нужно подчеркнуть, что для объективного изучения и прогнозирования развития аналогичных очагов на Южном и Среднем Урале необходимо развернуть сеть долговременного современного геодинамического мониторинга (сейсмического, GNSS, магнитометрического по сети пунктов изучения ВХ, температурного по сети скважин, стационарного гравиметрического). Целесообразно выполнить также анализ обширных архивных данных и обновленной комплексной 4D-деформационной модели.

Благодарности

Выражаем благодарность С.А. Захарову и А.И. Решетову за помощь в обеспечении работ. Мы благодарны также Р.А. Дягилеву, В.Ю. Верховланцеву, О.А. Кусонскому и всем другим, оказавшим нам содействие в выполнении работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вейс-Ксенофонта З.Г., Попов В.В. (1940) К вопросу о сейсмической характеристике Урала. *Тр. Сейсмологического института АН СССР*, **104**, 1-12.
- Давыдов В.А. (2015) Измерительная аппаратура ОМАР-2 для электромагнитных методов исследований. *Урал. геофиз. вестн.*, **25**(1), 37-41.
- Дружинин В.С., Парыгин Г.И., Колмогорова В.В., Пустовалов Н.А., Кусонский О.А., Гуляев А.Н. (2005) Информация о двух сейсмических событиях 7 июля 2004 г. *Урал. геофиз. вестн.*, **7**, 25-29.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. (2007) (Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина). Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 381 с.
- Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.И., Рыжий Б.П., Уткин В.И. (2001) Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург, УрО РАН, 124 с.
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Л. N-40 – Уфа. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 512.
- Нусипов Е., Овчаренко А.В. (1997) Сейсмичность и динамика напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня. Алма-Аты: ИИА “Айкос”, 442 с.
- Овчаренко А.В. (1995а) Компьютерная база геополей Урала – информационная основа нового этапа в изучении земной коры региона. *Докл. АН*, **342**(5), 675-679.
- Овчаренко А.В. (1995б) Разделение геополей на компоненты с априорно заданными свойствами. *Докл. АН*, **359**(5), 537-539.
- Овчаренко А.В. (1998) Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. *Докл. АН*, **359**(2), 251-254.
- Овчаренко А.В., Баландин Д.В. (2009) Высокоточный мониторинг на Среднем Урале. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы XXXVI сессии Междунар. семинара*. Казань: КазГУ, 402-405.
- Овчаренко А.В., Шапов В.А., Юрков А.К. (2019) Изучение оползня в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения (5.09.2018, М5.8). *Урал. геофиз. вестн.*, **35**(1), 28-32.
- Тяпкин К.Ф. (1986) Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. Киев: Наук. думка, 168 с.
- Шебакин Н.В. (1989) Эпицентральная сейсмология. *Комплексные исследования по физике Земли*. М.: Наука, 134-149.
- Blake S., Jones A.G., Henry T., Kalscheuer T.A. (2015) Multi-Disciplinary Investigation of Irish Warm Springs and Their Potential for Geothermal Energy Provision. *Proc. World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April, 2015, 1-11.
- EMSC – Европейский средиземноморский сейсмологический центр [Электронный ресурс]. URL: <http://>

www.emsc-csem.org.
KNDC – Сейсмологическая сеть [Электронный ресурс].
URL: <http://www.kndc.kz>.
Shuttle radar topographic mission (SRTM) [Электронный ресурс]. URL: <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>.

REFERENCES

- Blake S., Jones A.G., Henry T., Kalscheuer T.A. (2015) Multi-Disciplinary Investigation of Irish Warm Springs and Their Potential for Geothermal Energy Provision. *Proc. World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 1-11.
- Davydov V.A. (2015) OMAR-2 measuring equipment for electromagnetic research methods *Ural. Geofiz. Vestn.*, **25**(1), 37-41. (In Russian)
- Druzhinin V.S., Parygin G.I., Kolmogorova V.V., Pustovalov N.A., Kusonskii O.A., Gulyaev A.N. (2005) Information on two seismic events on July 7, 2004. *Ural. Geofiz. Vestn.*, **7**, 25-29. (In Russian)
- EMSC European Mediterranean seismological center [Electronic resource]. URL: <http://www.emsc-csem.org>.
- Kashubin S.N., Druzhinin V.S., Gulyayev A.N., Kusonskii O.A., Lomakin V.S., Malovichko A.A., Nikitin S.N., Parygin G.I., Ryzhii B.P., Utkin V.I. (2001) *Seismichnost' i seismicheskoe raionirovanie Ural'skogo regiona* [Seismicity and seismic zoning of the Ural region]. Ekaterinburg, UrO RAN, 124 p. (In Russian)
- KNDC – Seismological network [Electronic resource]. URL: <http://www.kndc.kz>.
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu., Snachev V.I., Zhdanov A.V. et al. (2013) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Ser. Uralskaya. L. N-40 – Ufa*. Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (3rd generation). Ser. Ural'skaya. L. N-40. Ufa. Explain note. SPb., VSEGEI Publ. 512 p. (In Russian)
- Nusipov E., Ovcharenko A.V. (1997) *Seismichnost' i dinamika napryazhenno-deformirovannogo sostoyaniya zemnoi kory Severnogo Tyan'-Shanya* [Seismicity and dynamics of the stress-strain state of the earth's crust of the Northern Tien Shan]. Alma-Aty, IIA "Aikos" Publ., 442 p. (In Russian)
- Ovcharenko A.V. (1995a) Computer database of the Ural geofields – the information basis for a new stage in the study of the Earth's crust in the region. *Dokl. Akad. Nauk*, **342**(5), 675-679. (In Russian)
- Ovcharenko A.V. (1995b) Dividing of geo fields into components with a priori specified properties. *Dokl. Akad. Nauk*, **359**(5), 537-539. (In Russian)
- Ovcharenko A.V. (1998) Dynamic models of deformation processes in the Earth's crust and seismological forecast] *Dokl. Akad. Nauk*, **359**(2), 251-254. (In Russian)
- Ovcharenko A.V., Balandin D.V. (2009) High-precision monitoring in the Middle Urals. *Voprosy teorii i praktiki geologicheskoi interpretatsii gravitatsionnykh, magnitnykh i elektnricheskikh polei Mat-ly XXXVI session of the International seminar* [Questions of theory and practice of geological interpretation of gravitay, magnetic and electric fields. Proc. XXXVI session Intern. sem.] Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 402-405. (In Russian)
- Ovcharenko A.V., Shchapov V.A., Yurkov A.K. (2019) Study of a landslide in the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (5.09.2018, M 5.8) *Ural. Geofiz. Vestn.*, **35**(1), 28-32. (In Russian)
- Shebalin N.V. (1989) *Epitsentralnaya seysmologiya. Kompleksnye issledovaniya po fizike Zemli* [Comprehensive studies on the physics of the Earth]. Moscow, Nauka Publ., 134-149. (In Russian)
- Shuttle radar topographic mission (SRTM) [Electronic resource]. URL: <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>.
- Tyapkin K.F. (1986) *Izuchenie razlomnykh i skladchatykh struktur dokembriya geologo-geofizicheskimi metodami* [Study of Pre-Cambrian fault and fold structures using geological and geophysical methods]. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 168 p. (In Russian)
- Veys-Ksenofontova Z.G., Popov V.V. (1940) About seismic character of the Urals. *Tr. Seismol. Inst. AN SSSR*, **104**, 1-12. (In Russian)
- Zemletryaseniya i mikroiseismichnost' v zadachakh sovremennoi geodinamiki Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Pod red. N.V. Sharova, A.A. Malovichko, Yu.K. Shchukina) [Earthquakes and microseismicity in the problems of modern geodynamics of the East European platform (Eds. N.V. Sharov, A.A. Malovichko, Yu.K. Shchukin). Book 1. Earthquakes]. (2007). Petrozavodsk, Kar. STs RAS, 381 p. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА Том 20 № 3

Май–Июнь 2020

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 № 102	Дата выхода в свет 30.06.2020	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,75	Уч.-изд. л. 18,75	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп.
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, 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. 20 No. 3

May–June 2020

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
Corrector N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 102	Signed in print 30.06.2020	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 18,75	Found.-publ. sh. 18,75	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
		Order	_____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

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