

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 25 № 6 2025 Ноябрь–Декабрь

Основан в 2001 году

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 25 No. 6 2025 November–December

Founded in 2001

Литосфера, 2025. Том 25, № 6

Научный журнал

Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика 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

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; 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, ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, 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; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Г.А. Петров, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.И. Силаев, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика 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), 2025. Volume 25, No. 6

Scientific journal

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

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); 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); 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 (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); 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); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Georg A. Petrov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii I. Silaev (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 25, № 6, 2025

Ретроспектива (2010–2024 гг.) исследований по геологии рифея Южного Урала.

Статья 1. Публикации по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород

А. В. Маслов 1221

Хронология в стратиграфии

В. В. Черных 1249

Тектоника, структуры фундамента и минерагения ЮВ части Сибирской платформы по данным опорного профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга

В. А. Гурьянов, А. Н. Диденко, Е. В. Нигай 1264

Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах и перспективы их изучения

Т. В. Литвинова 1282

Минералого-геохимическая зональность и массоперенос между водонасыщенными габбро худолазовского комплекса и песчаниками зилаирской свиты (Восточный Бускун, Южный Урал)

Е. И. Михеев, И. Р. Рахимов 1298

Амфиболиты Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (Полярный Урал)

К. А. Дугушкина, А. Е. Богомолова, П. Б. Ширяев, Н. Н. Фаррахова 1324

Геохимические особенности и условия формирования позднедокембрийских вулканитов южной части Ляпинской тектонической зоны (Северный Урал)

Г. А. Петров 1350

Минералы редких и редкоземельных элементов в кислых метавулканитах саблегорской свиты (Северный Урал)

Т. А. Вовчина, О. В. Удорткина, А. С. Шуйский, С. Н. Сычев 1365

Цинкохромит в золотофукситовых прожилках на Au-Pd месторождении Чудное (Приполярный Урал): генетический аспект

С. А. Онищенко 1384

Интеграция радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга и анализа паводков на примере катастрофических наводнений 2019 года в городе Тулун

А. А. Юрьев, Е. П. Душкин, А. А. Рыбченко 1404

Влияние сейсмических событий на геоэлектрические параметры многолетней мерзлоты в Горном Алтае

Н. Н. Неведрова, П. В. Пономарев, А. М. Санчаа, И. О. Шапаренко 1416

Авторский указатель за 2025 г.

1428

Contents

Volume 25, No. 6, 2025

| | |
|---|------|
| A retrospective review (2010–2024) of research on the Riphean geology of the Southern Urals. Article 1. Publications on stratigraphy, paleontology, paleomagnetism, lithology, and geochemistry of sedimentary rocks <i>A. V. Maslov</i> | 1221 |
| Chronology in stratigraphy <i>V. V. Chernykh</i> | 1249 |
| Tectonics, basement structures, and minerageny of the southeastern Siberian Platform adjacent to the 3-DV Tommot–Khandyga profile <i>V. A. Guryanov, A. N. Didenko, E. V. Nigai</i> | 1264 |
| Biogenic ultramicrostructures in stromatolites and prospects for their study <i>T. V. Litvinova</i> | 1282 |
| Mineralogical and geochemical zoning and mass transfer between the Khudolaz complex water-saturated gabbro and the Zilair Formation sandstones (Vostochnyi Buskun, Southern Urals) <i>E. I. Mikheev, I. R. Rakhimov</i> | 1298 |
| Amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif (Polar Urals) <i>K. A. Dugushkina, A. E. Bogomolova, P. B. Shiryaev, N. N. Farrakhova</i> | 1324 |
| Geochemical features and formation conditions of Late Precambrian volcanics in the southern part of the Lyapin tectonic zone (Northern Urals) <i>G. A. Petrov</i> | 1350 |
| Minerals of rare and rare-earth elements in acidic metavolcanites of the Sablegorskaya Formation (Northern Urals) <i>T. A. Vovchina, O. V. Udoratina, A. S. Shuisky, S. N. Sychev</i> | 1365 |
| Zincochromite in gold–fuchsite veins at the Chudnoe Au–Pd deposit (Subpolar Urals): Genetic aspects <i>S. A. Onishchenko</i> | 1384 |
| Integration of Sentinel radar and optical data for monitoring and analysis of floods on the example of the catastrophic floods of 2019 in Tulun <i>A. A. Yuryev, E. P. Dushkin, A. A. Rybchenko</i> | 1404 |
| Impact of seismotectonic processes on the geoelectrical parameters of permafrost in the Altai mountains <i>N. N. Nevedrova, P. V. Ponomarev, A. M. Sancha, I. O. Shaparenko</i> | 1416 |
| Autor’s Index for 2025 | 1433 |

УДК 551.7

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1221-1248

Ретроспектива (2010–2024 гг.) исследований по геологии рифея Южного Урала. Статья 1. Публикации по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15
Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 14.01.2025 г., принята к печати 20.02.2025 г.

Объектами исследования выступают опубликованные в 2010–октябре 2024 г. и размещенные в Научной электронной библиотеке на платформе eLIBRARY.ru разнообразные статьи и заметки по стратиграфии, палеонтологии, палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород рифея одной из крупнейших структур западного склона Южного Урала – Башкирского мегантиклинория. Разрезы рифея западного крыла названного мегантиклинория были приняты Н.С. Шатским в качестве стратотипических для рифейской группы. *Материал и метод.* Выполнен анализ полученных в результате многолетних работ большой группы авторов новых фактов, представлений и гипотез о стратиграфии, литологии и условиях образования терригенных и карбонатных последовательностей рифея. Рассмотрены новые данные по геохимии осадочных пород рифея, изотопном составе кислорода, углерода и азота в карбонатных породах, а также геохимии связанных с ними проявлений органического вещества. *Результаты.* Знакомство с исследованиями по различным аспектам геологии рифея Башкирского мегантиклинория, размещенными в Научной электронной библиотеке, показало, что за последние 15 лет опубликовано большое количество работ, часть из которых посвящена конкретным вопросам и фактам, а часть открывает новые страницы в истории исследований геологии названной структуры. *Выводы.* Критический анализ всех рассмотренных в данном обзоре публикаций по геологии рифея Башкирского мегантиклинория позволил получить наглядное представление о современных результатах исследований в области стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизма, а также литологии и геохимии осадочных пород. Во многом эти исследования находятся на современном уровне подобного рода работ в мире, но есть и направления, требующие особой поддержки и заботы.

Ключевые слова: Южный Урал, рифей, результаты исследований, 2010–октябрь 2024 г.

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственных заданий ИГТ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6) и ГИН РАН (FMMG-2023-0004)

A retrospective review (2010–2024) of research on the Riphean geology of the Southern Urals. Article 1. Publications on stratigraphy, paleontology, paleomagnetism, lithology, and geochemistry of sedimentary rocks

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia
Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 14.01.2025, accepted 20.02.2025

Research subject. Research articles and notes on stratigraphy, paleontology, paleomagnetism, lithology, and geochemistry of Riphean sedimentary rocks of one of the largest structures on the western slope of the Southern Urals – the Bashkir mega-anticlinorium, published during the period from 2010 to October, 2024 and available at the Scientific Electronic Library on the eLIBRARY.ru platform. The Riphean sections of the western wing of this mega-anticlinorium were accepted by N.S. Shatsky as a stratotype for the Riphean group. *Materials and methods.* An analysis of new facts, ideas,

Для цитирования: Маслов А.В. (2025) Ретроспектива (2010–2024 гг.) исследований по геологии рифея Южного Урала. Статья 1. Публикации по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород. *Литосфера*, 25(6), 1221–1248. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1221-1248>. EDN: QXWSCE

For citation: Maslov A.V. (2025) A retrospective review (2010–2024) of research on the Riphean geology of the Southern Urals. Article 1. Publications on stratigraphy, paleontology, paleomagnetism, lithology, and geochemistry of sedimentary rocks. *Lithosphere (Russia)*, 25(6), 1221–1248. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1221-1248>. EDN: QXWSCE

© А.В. Маслов, 2025

and hypotheses on the stratigraphy, lithology, and formation conditions of terrigenous and carbonate sequences of the Riphean obtained as a result of long-term studies of a large group of authors was performed. New data on the geochemistry of Riphean sedimentary rocks, the isotopic composition of oxygen, carbon, and nitrogen in carbonate rocks, as well as the geochemistry of the associated manifestations of organic matter were considered. *Results.* The conducted review of research on various aspects of the Riphean geology of the Bashkir mega-anticlinorium, available at the eLIBRARY.ru platform, has revealed a large number of works published over the last 15 years. Some of these works are devoted to specific issues and facts, while others open new pages in the history of research into the geology of the Bashkir mega-anticlinorium. *Conclusions.* The critical analysis of publications on the Riphean geology of the Bashkir mega-anticlinorium provides a clear picture of contemporary achievements in the field of stratigraphy, paleontology, and paleomagnetism, as well as lithology and geochemistry of sedimentary rocks. In many respects, these studies are conducted at the international level; however, some areas require special support and care in order to be continued.

Keywords: *Southern Urals, Riphean, research results, 2010–2024*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (No. 123011800013-6) and GIN RAS (FMMG-2023-0004)

Acknowledgements

The author is grateful to the anonymous reviewers, whose comments and advice allowed him to improve this review in one way or another. Illustration for the article was prepared by N.S. Glushkova.

ВВЕДЕНИЕ

В 1998 г. вышла в свет монография “Осадочные последовательности рифея типовой местности”, посвященная ретроспективному обзору седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований осадочных толщ рифея Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 1998). Спустя почти четверть века были опубликованы обзоры исследований венда Южного и Среднего Урала начала XXI в. (Маслов, 2022а, б). Этим, не считая кратких обзоров исследований, присутствующих в ряде монографий и во вводных частях разных статей, список подобного рода публикаций практически исчерпывается. Между тем знакомство с исследованиями различных аспектов геологии рифея Башкирского мегантиклинория, размещенными в Научной электронной библиотеке на платформе eLIBRARY.ru, показывает, что только за последние 15 лет было опубликовано более 300 статей, заметок и тезисов конференций и совещаний. Часть из них посвящена небольшим конкретным вопросам и фактам, а часть является блестящими работами, иногда даже открывающими крупные главы в истории исследований. Охватить их все под единым углом зрения чрезвычайно трудно, но постараться это сделать все же можно.

В настоящей серии из трех работ дан обзор публикаций по самым разным аспектам геологии рифея Башкирского мегантиклинория: статья 1 посвящена исследованиям по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород; статья 2 – результатам датирования магматогенного и обломочного циркона, дан-

ным анализа тектоники и геодинамики, магматизма и метаморфизма; статья 3 – работам по минерализации и минерации, которые увидели свет в период с 2010 по октябрь 2024 г. В обзор не вошли монографии и статьи из ряда журналов РАН, становящиеся достоянием специалистов после 2 лет платного доступа. Нет также в подготовленных обзорах работ ряда авторов, не представленных по каким-либо причинам на указанной платформе. Еще одной особенностью предлагаемых вниманию читателей статей являлось стремление минимизировать упоминание собственных работ. Те же из них, что все-таки присутствуют, посвящены интересной тематике или в чем-то не отвечают обычным для нас работам. В мои задачи не входила и обязанность снабдить собственными комментариями все публикации, но в конце каждого обзора приведены краткие соображения по современному состоянию исследований. В заключение выражаем надежду, что потраченные на систематизацию материала и подготовку обзоров усилия и время не пропадут впустую. Одним из аргументов в пользу сказанного служит то, что в ряде представленных далее работ встречаются выводы предшественников, но ссылок на них уже нет.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Башкирский мегантиклинорий/антиклинорий представляет собой крупнейшую положительную структуру западного склона Южного Урала (Стратотип..., 1983; Пучков, 2000, 2010 и др.; Маслов и др., 2001; Князев и др., 2013). Он протягивается по-

лосой шириной до 200 км от широтного течения р. Белой на юге до г. Нижний Уфалей на северо-востоке (рис. 1а) и сложен преимущественно рифейско-вендскими терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями. В его северо-восточной части породы айской свиты бурзянской серии с разрывом и угловым несогласием залегают на архейско-нижнепротерозойских образованиях.

Западное крыло Башкирского мегантиклинория является, по Н.С. Шатскому (Козлов, 1982)¹ стратотипической местностью рифея. Рифей представлен здесь интра- и перикратонными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными последовательностями, на некоторых уровнях среди которых в осевой зоне мегантиклинория присутствуют вулканы (Стратотип..., 1983; Нижний..., 1989; Маслов и др., 2001, 2002; Семихатов и др., 2009, 2015).

Стратотип рифея объединяет крупные седиментационные серии: бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (рис. 1б), являющиеся эталонами нижнего, среднего и верхнего рифея соответственно. Бурзянская серия на северо-востоке Башкирского мегантиклинория (Бакало-Саткинский район) объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита представлена преимущественно терригенными породами с трахибазальтами в нижней части. Саткинская свита объединяет в основном доломиты. Бакальская свита сложена в нижней части низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней – терригенными и карбонатными пачками. В центральных районах мегантиклинория аналогами названных стратонов считаются большеинзерская, суранская и юшинская свиты (Стратотип..., 1983; Нижний..., 1989).

На отложениях бурзянской серии с перерывом и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные образования юрматинской серии. В осевой зоне мегантиклинория серия объединяет машакскую (в Бакало-Саткинском районе она отсутствует), зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита сложена в основном песчаниками и конгломератами, чередующимися в нижней части с метабазальтами и метариолитами. Зигальгинская свита объединяет преимущественно кварцевые песчаники. Зигазино-комаровская свита представлена пакетами и пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Авзянская свита включает несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. В бассейне р. Куза (приток р. Нугуш) на юго-за-

паде мегантиклинория с нижней частью авзянской свиты сопоставляется кужинская толща (Стратотип..., 1983), но эту точку зрения разделяют не все исследователи.

Каратауская серия в западной и центральной частях Башкирского мегантиклинория объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. На подстилающих породах она залегает с перерывом, длительность которого могла достигать 250 млн лет. Зильмердакская свита включает аркозовые песчаники (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). Катавская свита сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита представлена глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В западной части мегантиклинория в ее основании присутствует толща сероцветных известняков (подинзерские слои). Миньярская свита сложена преимущественно доломитами. Укская свита представлена терригенными и карбонатными породами. Возможно, к рифею принадлежат также бакеевская свита ашинской серии и сопоставляемые с ней толпаровская и суировская свиты окрестностей д. Толпарово.

На востоке Башкирского мегантиклинория в Маярдакском антиклинории нижнерифейский возраст имеет кызылташская свита (аналог суранской свиты), сложенная двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевыми и мусковит-кварцевыми сланцами, часто графитсодержащими, и мраморами (Сначев и др., 2012; см. также ссылки в этой работе; Иванов, Пучков, 2022; см. также ссылки в этой работе). В ядре антиклинория известны также экологиты по дайкам и силлам основного состава машакского возраста. Аналогами машакской свиты более западных районов выступают здесь аюсапканская и белетарская свиты, представленные мусковит-хлорит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми с хлоритоидом сланцами, слюдистыми кварцитами и метаконгломератами, а также хлоритоид-кварцевыми сланцами, амфиболитами и графитистыми кварцитами. Выше наблюдается последовательность стратонов, типичная для всего мегантиклинория, – зигальгинская (кварциты с мусковитом, графит-мусковит-кварцевые сланцы), зигазино-комаровская (двуслюдяно-полевошпат-кварцевые, мусковит-полевошпат-кварцевые, хлоритоид-мусковит-кварцевые сланцы, кварциты, доломиты, мраморы), авзянская (двуслюдяно-полевошпат-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы, доломиты, мраморы, кварциты) и зильмердакская (аркозовые кварцитопесчаники, слюдистые кварциты, мусковит-кварцевые сланцы, метатравелиты и метаконгломераты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, филлитизированные алевролиты, кварцитовидные песчаники, мрамори-

¹ Мы специально даем ссылку не на публикацию Н.С. Шатского (1960), а на работу цитировавшего ее В.И. Козлова, так как точка зрения последнего важна далее для оценки ситуации с так называемым аршинием/завершающим рифеем.

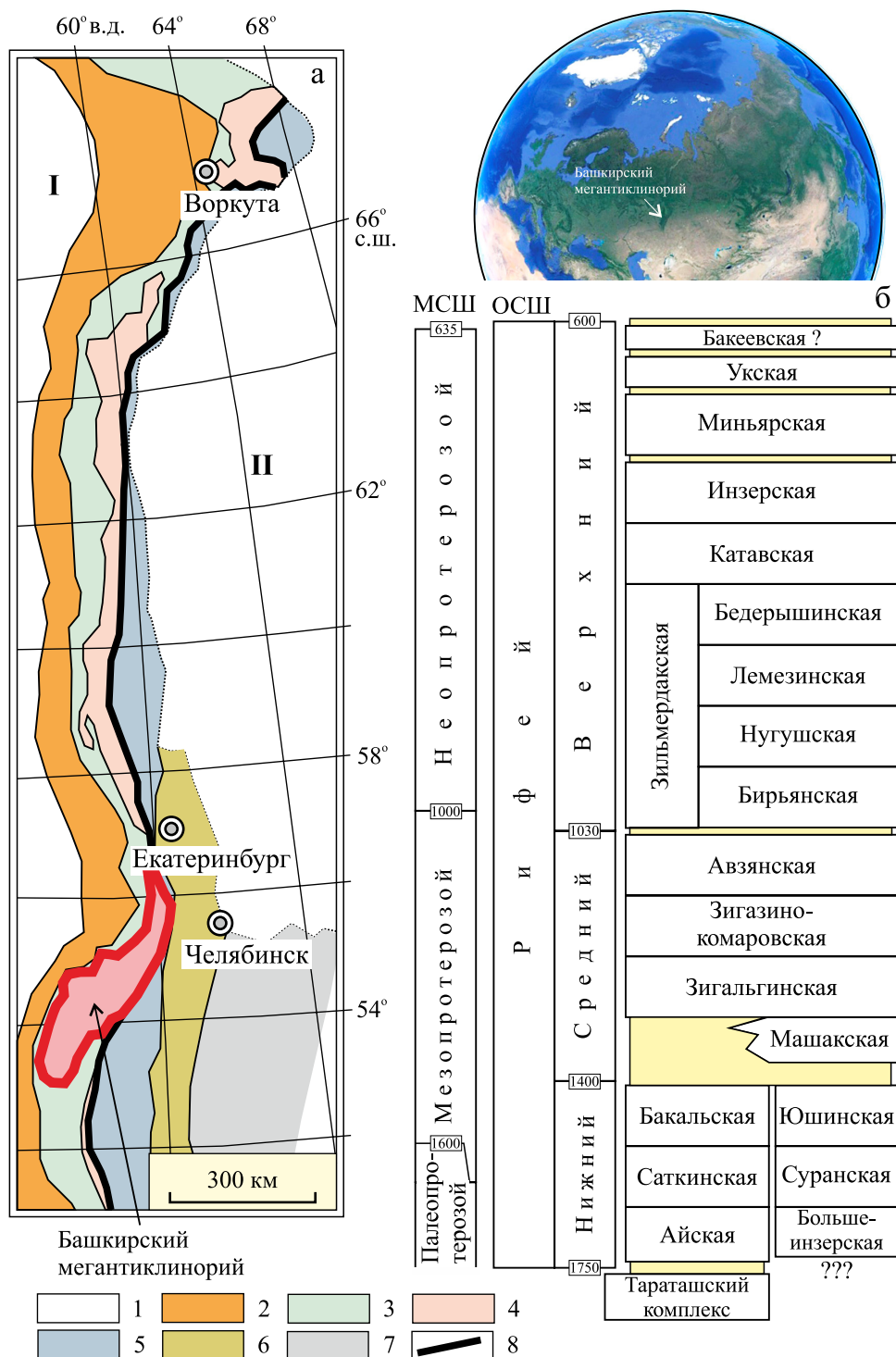


Рис. 1. Схема строения Уральского складчатого пояса (а) (Петров, Маслов, 2024, с изм.) и сводная стратиграфическая колонка стратотипа рифея (б).

МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org); ОСШ – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2019 г., http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale); возраст нижних границ нижнего и среднего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, б; Семихатов и др., 2015).

Бледно-желтый фон – перерывы без указания длительности.

1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования);

5–7 – палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Щучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6 – Восточно-Уральская мегазона, 7 – Зауральская мегазона (палеозойские и докембрийские комплексы); 8 – Главный Уральский разлом.

Fig. 1. The structure of the Ural folded belt (a) (Petrov, Maslov, 2024, with changes) and the summary stratigraphic column of the Riphean stratotype (б).

MCIII – International Stratigraphic Chart (version v2020/03, www.stratigraphy.org); OCIII – General Stratigraphic (Geochronological) Scale of Russia (as of 2019, http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale); the age of the lower boundaries of the Lower and Middle Riphean is shown in accordance with the ideas of (Krasnobaev et al., 2013a, b; Semikhatov et al., 2015).

Pale yellow background – breaks without duration indication.

1 – sedimentary cover of the platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – paleocontinental sector of the Urals: 2 – Cis-Ural foredeep, 3 – West Ural megazone (Paleozoic complexes of the passive continental margin and continental slope), 4 – Central Ural megazone (Precambrian formations); 5–7 – paleoceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voikar-Shchuchya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6 – East Ural megazone, 7 – Trans-Ural megazone (Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – Main Ural Fault.

зованные известняки) свиты. Основанием для выделения восточной зоны является метаморфизм (от зеленосланцевой до эклогитовой фации). В составе зигазино-комаровской и авзянской свитах в Маярдакском и Таганайском антиклинориях, а также в Златоустовском районе значительно возрастает по сравнению с таковой западных разрезов степень метаморфизма и появляются разнообразные сланцы, в том числе графитистые, а алевролиты и песчаники приобретают кварцитовидный облик. Меняется и литологический состав названных свит.

В Златоустовско-Таганайской зоне предполагается наличие всех стратонев рифея начиная с айской свиты, однако фактически на поверхность выходит только полный разрез среднего и верхнего рифея, заметно отличающийся по степени метаморфизма и составу от стратотипических разрезов западного крыла Башкирского мегантиклинория (Иванов, Пучков, 2022). К востоку от Зюраткульского разлома разрез начинается с осадочно-вулканогенной кувашской свиты, сложенной амфиболитами, биотит-гранатовыми гнейсами, кварцитами и альбит-олигоклазовыми порфироидами с прослоями кварц-сланцевых сланцев и конгломератов. Выше предположительно залегают гнейсы и амфиболиты уфалейской свиты. Разрез среднего рифея наращивается таганайской свитой, объединяющей гранат-сланцевые и гранат-ставролит-сланцевые сланцы с прослоями кварцитов, кварциты и кварц-гранат-кианитовые сланцы, и уреньгинской свитой, в составе которой присутствуют ставролит-биотит-кварцевые и дистен-мусковит-кварцевые сланцы. Вышележащая уйташская свита относится к верхнему рифею и объединяет аркозовые кварциты с прослоями конгломератов, кварциты, слюдяные кварциты и кварц-сланцевые сланцы.

В настоящей работе освещены результаты исследований² по двум направлениям: 1) стратигра-

фия, палеонтология и палеомагнетизм; 2) литология и геохимия осадочных пород. Возможности хотя бы кратко остановиться на их предыстории у нас нет, поэтому отчасти они могут казаться “висящими в воздухе”, но это совершенно не так.

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ СТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

Авторы публикации (Сергеев и др., 2010) работали, в том числе с учетом данных по рифею Южного Урала, модель развития органического мира от середины раннего протерозоя до раннего кембрия. В основу ее положены сведения об окремненных и органостенных микробиотах, отпечатках бесскелетных многоклеточных животных и биомаркерах. Выделены семь этапов развития органического мира, отражающих и эволюцию организмов и необратимое изменение атмосферы, гидросферы и литосферы: Лабрадорский, Анабарский, Туруханский, Учуро-Майский, Южно-Уральский, Амадеусский и Беломорский. Наиболее яркий рубеж в развитии микромира демонстрируют органостенные микробиоты нижнего рифея Анабарского поднятия и серии Ропер Австралии. Резкие изменения в составе микрофоссилий наблюдаются в середине позднего рифея и на рубеже рифея и венда.

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr датирования габбро, гранитоидов и магнетит-ильменитовых руд кусинско-копанского комплекса дали основание авторам работы (Холоднов и др., 2010) считать, что все перечисленные образования сформированы 1395–1385 млн лет назад, а Рябиновский и Губенский массивы гранитоидов одновозрастны с габброидами и являются дифференциатами базальтовой магмы.

Анализ минералогических особенностей терригенных пород, вскрытых скв. 1 Кулгунинская, привел Н.Д. Сергееву (2011б) к выводу, что уральский рифей представлен в ней только зильмердакской и катавской свитами. Ниже отметки 990 м залегают

² Внутри каждого раздела публикации размещены в хронологическом порядке.

типично платформенные образования, характерные для востока Русской плиты.

Минералогические данные позволили Н.Д. Сергеевой (2011а) также предположить, что в Ямантауском антиклинории навышской подсвите айской свиты отвечает криволукская свита, которая должна занимать базальное положение в разрезе названного антиклинория. Автор считает, что, возможно, навышская подсвита не является самым древним стратоном рифея, но не исключены и другие варианты объяснения корреляции криволукских и навышских песчаников по результатам минералогического анализа.

В качестве причины частой встречаемости палеозойских датировок магматических образований в пределах Башкирского мегантиклинория авторами работы (Пучков и др., 2011) высказано предположение, что среди древних вулканитов имеются более молодые породы, возраст которых может отвечать границе ордовика и силура.

Характеризуя новый стратон рифея (аршиний/завершающий рифей), В.И. Козлов с соавторами (2011) отмечают, что отвечающая ему одноименная серия включает осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования байнассской, махмутовской, игонинской и шумской свит. В составе серии присутствуют два горизонта тиллитоподобных конгломератов. Циркон из метабазальтов игонинской свиты имеет возраст 709.9 ± 7.3 млн лет (SHRIMP II). По-видимому, в Общей стратиграфической шкале докембрия России можно выделить надкаратауский/довендский стратон с возрастом $720 \pm 7 \dots 600 \pm 10$ млн лет.

Авторами заметки (Мичурин, Шарипова, 2011) на основе результатов химического датирования высказано предположение, что уранинит из пород большеинзерской свиты образован во время эпигенетической перекристаллизации, связанной с греновильской тектоно-магматической активизацией. С более поздней активизацией (600–700 млн лет назад) связано, вероятно, формирование зон серицитизации и Th минерализации.

В статье (Станевич и др., 2012) показано, что во многих случаях таксономические расхождения палеобиот разных свит обусловлены обстановками осадконакопления и, как следствие, разного типа биоценозами, приуроченными к ним. Это в той или иной мере относится и к микрофитопланктону, большая часть которого разрушается по пути к захоронению в зонах с застойным типом седиментации. Имеющийся материал показывает богатство рифейской жизни. Сказанное может быть основой для построения морфологических рядов акритарх, предположительно соответствующих циклам развития представителей крупных таксонов растительного мира. В них можно выявить и эволюционные тренды изменчивости морфологии.

Датирование современными методами вулканитов Башкирского мегантиклинория привело к существенной (иногда до 100 млн лет) корректировке возраста границ стратонов. Это позволило поставить вопрос о принадлежности айских и машакских вулканитов к крупным магматическим провинциям, формирование которых могло быть связано с суперплюмами (Пучков и др., 2012).

Новые данные о находках фауны в докембрийских отложениях западного склона Южного Урала можно найти в статье (Иванушкин, 2012). По мнению автора, имеющийся палеонтологический материал по Западно-Уральскому субрегиону позволяет отнести к венду укскую свиту и коррелируемые с ней подразделения. Этот вывод обосновывается присутствием в верхней части клыкчанской свиты Среднего Урала, коррелируемой с укской свитой, IV комплекса микрофитолитов, а также слепков бесскелетных Metazoa. Кроме того, со ссылкой на данные В.Г. Варганова с коллегами отмечено, что в укской свите в бассейне р. Белой выявлен комплекс мелких скелетных организмов. Собственные палеонтологические находки автора включают желваковые строматолиты *Paniscollenia* sp., нитчатые известковые водоросли *Oscillatoria* sp., *Korilophyton* sp. и *Proaulopora* sp., а также фрагменты известковых нитчатых синезеленых макроводорослей.

Характеристика лимитотипа нижней границы нижнего рифея приведена в публикации (Сергеева и др., 2013). В описываемом разрезе присутствуют две пачки базальтоидов, датирование циркона из которых показало наличие кристаллов неархейского, палео- и неопротерозойского возраста. Две последние группы считаются метаморфически преобразованными. Песчаники и конгломераты айской свиты залегают на базальтоидах трансгрессивно, а их контакт сложно дислоцирован.

Ф.Р. Ардисламов и Д.Е. Савельев (2013) отметили несколько актуальных вопросов изучения машакской свиты. Один из них – положение в стратотипической местности так называемой верхней базальтовой толщи (подстилающие и перекрывающие ее кварцитопесчаники принадлежат к зигальгинской свите или к самым верхам машакской?). Требуется уточнения стратиграфическая позиция конгломератов, известных на западном склоне горы Дунасунган и на водоразделе Бол. и Мал. Казавды, где риолиты и риодациты машакской свиты залегают на них с угловым несогласием. Необходимо определиться с корреляцией так называемого нерасчлененного машака на левом берегу р. Бол. Инзер и аюсапканской и белетарской свит Маярдакского антиклинория. Еще один вопрос – механизм формирования практически непрерывного горизонта кремнекислых эффузивов в основании свиты. Дискуссионны также скорость и обстановки накопления осадочных образований, чередующихся

с вулканитами. Удивительно выдержанное пологое залегание машакской свиты на большой территории, слабая тектоническая нарушенность пород и выраженная связь с современным рельефом, по мнению авторов, не согласуются с древним возрастом и несколькими фазами складчатости, имевшими место после их образования.

Первая U-Pb (Pb-Pb) датировка диагенетических фосфоритов зигазино-комаровской свиты опубликована в работе (Овчинникова и др., 2013). Авторами установлено согласующееся со стратиграфическим положением свиты значение возраста 1330 ± 20 млн лет.

В.Н. Пучков с соавторами (2014) рассматривают в качестве пограничных стратонов рифея–венда аршинскую (завершающий рифей) и ашинскую (венд) серии, слагающие соответственно восточное и западное крылья Башкирского мегантиклинория. Криволукская свита сопоставлена ими с верхней частью аршинской серии. Тиллиты аршинской серии, залегающие ниже вулканитов с возрастом 732–707 млн лет, принадлежат, по-видимому, одному из оледенений криогения.

Новый взгляд на стратификацию машакской свиты хр. Бол. Шатак можно найти в заметке (Ларионов, 2014). Автор отмечает, что свита здесь имеет сегментное строение. Границами сегментов являются разрывные нарушения. В каждом последующем сегменте возможно повторение разреза предыдущего. В общем виде свита на хр. Бол. Шатак объединяет четыре подсвиты: кузельгинскую (метапесчаники, гравелиты, конгломераты, метапелиты, базальтоиды, кислые и субщелочные породы, мощность 400–450 м), казавдинскую (песчаники, метаалевролиты и метапелиты, до 450 м), быковскую (филлитизированные углеродисто-глинистые сланцы с прослойками алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев, до 200 м), малошатакскую (метапесчаники, конгломераты, базальтоиды, метаалевропелиты, метаалевролиты, 1000–1300 м).

Анализ изотопных систем позволил Ю.Л. Ронкину (Ронкин и др., 2015а, б; Ронкин, 2017) сделать вывод, что изотопные Lu-Hf возрасты формирования гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород Южного Урала практически идентичны (≈ 1383 млн лет), совпадая с датировками базальт-риолитового вулканизма Южного Урала, гранитного магматизма Лаврентии и даек Сибирского кратона. Источниками гранитов рапакиви, кварцевых сиенодиоритов и нефелиновых сиенитов Бердяушского плутона выступали в основном породы коры с возрастом 2.2–2.0 млрд лет. Габбро Бердяуша имеют четкие доказательства формирования из вещества с модельными Lu-Hf возрастными 1658–1685 млн лет и значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(1380) = 4.1 \pm 0.7$ – 4.9 ± 0.6 .

В статье А.Г. Иванушкина (2016) суммированы результаты исследований геологического строения и стратиграфии типовых разрезов нижнего и сред-

него рифея Тараташской антиклинали. В стратиграфические схемы западного и восточного обрамления антиклинали, по мнению автора, помимо авзянской свиты, следует ввести зигазино-комаровскую и зигальгинскую свиты, ранее здесь не выделяемые, а все местные стратиграфические подразделения, ранее относимые к авзянской свите (кукшикскую, багрушскую и другие толщи), упразднить. Утверждается также, что зигальгинская свита и бирьянская подсвита в направлении к ядру антиклинали залегают на подстилающих стратонах с разрывом и региональными угловыми несогласиями в 2–3°.

Обновленная схема стратиграфии стратотипа рифея рассмотрена в работе (Пучков и др., 2017а). Как подчеркнули авторы, необходимость ее обновления возникла в связи с получением современных датировок по циркону и бадделиту трех уровней вулканизма (навышского, машакского и аршинского), а также выделением нового стратона (аршиния).

Авторами статьи (Kuznetsov et al., 2017) уточнен изохронный Pb-Pb возраст карбонатных пород инзерской и миньярской свит каратауской серии – 844 ± 24 и 820 ± 77 млн лет. Изотопный состав C в неизменных их разностях варьирует в интервале от –2.8 до 5.9‰ (большинство значений ниже 3.0‰). Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах нижней части инзерской свиты составляют от 0.70522 до 0.70534, тогда как в карбонатных породах верхней части инзерской и миньярской свитах они равны 0.70555–0.70600. Первый из указанных диапазонов значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по представлениям авторов, аналогичен типичному для морской воды 1.03–0.95 млрд лет назад, а это предполагает нерадиогенный изотопный состав Sr морской воды после сборки Родинии. Следовательно, орогенез суперконтинентального масштаба не привел к усиленному потоку радиогенного Sr с суши на протяжении почти 150 млн лет. Для объяснения указанного феномена высказано предположение, что Родиния была окружена континентальными дугами, сток с которых происходил преимущественно внутрь суперконтинента. Данная модель позволяет, по мнению авторов, непротиворечиво объяснить многие факты геологической эволюции Родинии.

Сопоставление микрофоссилий рифея Южного Урала (зигазино-комаровская, авзянская, зильмердакская, инзерская и укская свиты) и протерозоя Восточной Сибири позволило авторам публикации (Станевич и др., 2018) утверждать, что с учетом тенденции к удревнению оценок возраста появления сложных морфотипов, а также современных представлений о возникновении основных типов эукариот преждевременно использовать многие известные формы акритарх для прямого определения возраста отложений без учета геологических и геохронологических данных.

Публикация (Сергеева и др., 2018) посвящена корреляции отложений рифея Волго-Уральской области и Южного Урала и базируется на результатах анализа данных сейсморазведочных работ, проведенных трестом “Башнефтегеофизика” в Предуральском прогибе и западной части Уральской складчатой области. Отмечено, что отражающие площадки в отложениях рифея и венда Камско-Бельского авлакогена прослеживаются через параметрические скважины 5 Шиханская, 6 Ахмеровская и 1 Кулгунинская до Калуского надвига Башкирского мегантиклинория. При этом на профилях выделяются три блока, разделенных листрическими разломами. В наиболее восточном из них, где пробурена скв. 1 Кулгунино, можно видеть зону сопряжения авлакогена и складчатого Урала, однако, как отмечают авторы, особенности перехода образований авлакогена и складчатой области здесь не наблюдаются из-за тектонической нарушенности их первоначального соотношения. Значительное внимание в работе уделено сопоставлению результатов минералогических исследований терригенных пород рифея Волго-Уральской области и Южного Урала. Указано на наличие общего источника кластики для нижней подсвиты кабаковской свиты, бакальской и юшинской свит. Сходные черты состава и строения бурзянской и кыргинской серий свидетельствуют о близких условиях формирования отложений и тесной связи бассейнов осадконакопления бурзяния. Единый осадочный бассейн просуществовал здесь до венда, но площадь его постепенно сокращалась.

Рассматривая вопросы корреляции отложений рифея Южного и Северного Урала, Г.А. Петров (2018а, б) указал, что закономерности строения осадочных последовательностей Южного Урала не являются универсальными, так как обусловлены в той или иной мере циклами плюмовой активности и рифтогенеза. На других окраинах Балтики в это время происходили другие тектонические процессы, поэтому при создании стратиграфических схем необходимо опираться прежде всего на прямые данные о возрасте местных стратон.

На основе данных обзора современной литературы в заметке (Дуб и др., 2018а) рассматриваются текстура *molar tooth* в карбонатных породах верхней части укской свиты. Присутствие таких текстур позволяет авторам считать, что названный стратон отвечает тонию.

Статья (Сергеева и др., 2019) содержит характеристику разрезов верхнего рифея в геопарке Торатау. Авторы отмечают, что полнота разрезов, их доступность и великолепные горные пейзажи делают Южный Урал привлекательным не только для геологов. Эти объекты являются своеобразным полигоном для всестороннего изучения и проведения геологических экскурсий и полевой практики студентов-геологов.

Установление Rb-Sr возраста раннедиагенетических глауконитов бакеевской свиты (642 ± 9 млн лет) позволило авторами статьи (Зайцева и др., 2019) считать, что нижняя граница венда на Южном Урале имеет возраст ≈ 640 млн лет.

В публикации (Горохов и др., 2019) охарактеризованы результаты исследования методами просвечивающей электронной микроскопии, рентгеноструктурным методом, а также рассматривается U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar систематика глинистых субфракций аргиллитов инзерской свиты. Установлено, что как глинистая, так и мобильная составляющие представляют собой смесь по меньшей мере двух некогенетичных генераций иллита, а силикатная фаза содержит разновозрастные аутигенные иллиты. Иллит первой генерации, присутствующий во фракциях 2–5 и 0.6–2.0 мкм, образовался вскоре после накопления осадков, и его изотопный возраст 836–803 млн лет согласуется со стратиграфическим возрастом свиты.

На основе данных спектрального анализа верхней части разреза катавской свиты у г. Юрюзань в работах (Голованова и др., 2019, 2022) идентифицированы циклы Миланковича и показано, что интервал разреза мощностью около 66 м накопился в течение ≈ 3.2 млн лет. Оценена частота инверсий магнитного поля, составившая, по расчетам авторов, 11 за миллион лет, но, возможно, она могла быть и больше. По мнению авторов, это может указывать на возбужденное состояние геомагнитного поля как в кембрии и эдиакарии, так и в позднем рифее.

Начало “машакского магматического события” на основе Sm-Nd датирования и расчетных данных по давлению и температуре кристаллизации минеральных парагенезисов пикритов лысогогорского комплекса, предполагающих принадлежность их к инициальному типу магматизма, определено как 1409 ± 89 млн лет (Ковалев и др., 2019). Эффузивный магматизм Шатакской и Машакской палеорифтогенных структур проявлен несколько позднее (≈ 1380 млн лет назад).

Палеомагнитные исследования красноцветных известняков катавской свиты и такой же окраски песчаников зильмердакской и инзерской свит позволили авторам работы (Данукалов и др., 2020) выделить в них биполярную высокотемпературную компоненту намагниченности. Установлено, что направления намагниченности в разрезах Толпарово и Карамалы смещены на $\approx 20^\circ$ по склонению относительно направлений в разрезах Юрюзань, Галиакберово и др. Вероятно, это связано с тектоническими перемещениями блоков. Полученные факты позволили подтвердить вывод предыдущих исследователей о том, что намагниченность пород катавской свиты первична.

В заметке (Сергеева, 2021) приведена детальная характеристика разрезов зильмердакской и катавской свит в окрестностях д. Толпарово.

В статье (Дуб, 2021a) на основе современных представлений об изменениях био-, атмо- и гидросферы ≈ 1000 –540 млн лет назад предложен альтернативный вариант стратиграфического расчленения верхнерифейско-вендских отложений Башкирского мегантиклинория. Зильмердакская свита переведена автором в ранг серии, а три ее нижние свиты (ранее – подсвиты) отнесены к среднему рифею. Показано, что время накопления катавской, инзерской, миньярской и укской свит существенно меньше продолжительности позднего рифея. Бакеевскую, толпаровскую, суировскую и кургашлинскую свиты автор отнес к аршинию. Урюкская свита, возможно, имеет довендский возраст.

Анализ некоторых проблем Общей стратиграфической шкалы докембрия, в том числе неопределенностей в иерархии подразделений представлен в публикации (Дуб, 2021b). Автор предложил упразднить акротемы/акроны, рассматривать протерозой и архей эонотемами/эонами, минимизировать использование терминов “верхний протерозой” и “нижний протерозой”, придать рифею и венду ранг эратем/эр, сохранив для последнего статус системы/периода, а бурзяний, юрматиний, каратавий и аршиний считать системами/периодами рифея. Нижнюю границу верхнего рифея следует проводить по первому появлению микрофоссилий *Trachyhystrichosphaera* sp., а терминального рифея/аршиния – по подошве тиллитов, образовавшихся во время оледенения Стерт. Нижнюю границу венда, вероятно, необходимо поднять до кровли тиллитов Гаскье.

Н.Д. Сергеева и В.Н. Пучков (2022) обосновали необходимость корректировки отдельных стратиграфических уровней утвержденной в 1993 г. Стратиграфической схемы верхнедокембрийских отложений Урала появлением новых литолого-стратиграфических, геотектонических и изотопно-геохронологических материалов. В качестве опорных хронологических рубежей при корреляции указаны магматизм навьшского (1752 млн лет) и машакского (1380–1386 млн лет) этапов, а также аршинское магматическое событие (709.9 ± 7.3 – 732.0 ± 17.0 млн лет). Датирование последнего позволило выделить новый стратон: завершающий рифей (аршиний), отвечающий аршинской серии.

Статья (Сергеева, Дьякова, 2022a) посвящена характеристике катавской свиты северной части Инзерского синклинория в районе б/п Сплавной. Показано, что разрезы катавской свиты этой части синклинория имеют сходные черты строения с разрезами свиты в ядре Инзерского синклинория. Авторы считают, что дальнейшие исследования катавской и других свит верхнего рифея позволят уточнить особенности формирования верхнерифейского осадочного бассейна на Южном Урале.

Детальные описания и зарисовки разрезов катавской и инзерской свит Инзерского синклинория

можно найти в работе (Сергеева, Дьякова, 2022b). Использование дорожных карьеров и выемок позволило авторам значительно дополнить представления о вещественном составе и мощности пород, слагающих свиты, и их взаимоотношениях. Для стратотипических разрезов инзерской свиты в районе пос. Инзер впервые приведена подробная характеристика, подсчитана мощность свиты в описанных фрагментах и указано местоположение их в страторегионе.

В публикации (Мичурин и др., 2022a) обобщены результаты исследования стратотипического разреза тюльменской подсвиты авзянской свиты (бассейн р. Тюльмень) и прорывающих его габбро-долеритов. Показано, что границы практически всех слоев в разрезе не стратиграфические, а тектонические (взбросы? надвиги?). Сказанное не позволяет корректно судить о мощности слагающих разрез пород и постепенном переходе от авзянской свиты к зильмердакской. Предполагается также, что присутствие в осадочных породах хлорита, аннита, флогопита и обогащение F могли быть связаны с воздействием постмагматических флюидов.

Анализ Rb-Sr систематики глауконита укской свиты позволил авторам заметить (Зайцева и др., 2022) получить возраст 709 ± 14 млн лет. Предполагается, что он меньше возраста диагенеза осадков, но тем не менее может быть использован для оценки верхней границы укской свиты.

Методы стратиграфического расчленения докембрийских отложений рассмотрены в статье (Дуб, 2022). Автор считает, что региональными работами невозможно решить проблемы, накопившиеся в стратиграфии верхнего докембрия России и сопредельных стран. Приведены аргументы в пользу того, что докембрийский фрагмент ОСШ должен иметь хроностратиграфический каркас, как и шкала фанерозоя. Особое внимание уделено границе рифея и венда.

Авторы работы (Golovanova et al., 2023) проанализировали подробные магнито- и циклостратиграфический профили катавской свиты (время формирования между 900 и 800 млн лет), подтвердив первичную природу намагниченности в этих породах. Циклостратиграфическое исследование выявило несколько орбитальных периодов, включая эксцентриситет длительностью 405 тыс. лет. Оценена частота инверсий магнитного поля в катавское время (7–12 млн лет). Это дало возможность выделить интервал гиперактивности инверсии магнитного поля в неопротерозое, и, если предположения авторов корректны, подтвердить представления, что гиперактивные и стабильные периоды магнитного поля чередуются через 200–250 млн лет.

В статье (Сергеева и др., 2023) описан опорный разрез укской свиты в окрестностях хут. Кулмас. Показано, что его строение однотипно со стратотипом (район г. Усть-Катав). Отмечено, что в послед-

нем песчаники и алевролиты нижеульской подсвиты имеют полимиктовый состав, тогда как в первом – существенно кварцевый. Указанные различия связаны, вероятно, с разным составом пород питающих провинций. Так как в разрезе укской свиты у хут. Кулмас нижняя подсвита укской свиты представлена наиболее полно, он предложен в качестве гипостратотипа. Возраст укской свиты не выходит, по представлениям авторов, за временные рамки 820–732 млн лет.

Палеомагнитные исследования плоскообломочных карбонатных брекчий подтвердили первичную природу высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности пород катавской свиты (Парфирьев и др., 2023).

В заметке (Сергеева и др., 2024) отмечено, что аршинская серия по особенностям состава и условий формирования отвечает этапу тектонического развития региона. Серия занимает вполне определенное стратиграфическое положение и имеет надежную возрастную характеристику. Все это дало основание выделить в стратотипе рифея новое стратиграфическое подразделение (аршиний) в границах 750–650 млн лет. Так как возрастные аналоги вулканических пород серии известны на разных континентах, авторы полагают возможным в рамках событийной стратиграфии использовать их в глобальных геологических корреляциях.

В работе (Сергеева, Дьякова, 2024) опубликованы описания и зарисовки разрезов катавской, инзерской и миньярской свит вдоль автотрассы Уфа – Инзер. Констатируется, что особенности состава и строения разрезов названных свит здесь аналогичны тем, что наблюдаются в их опорных и стратотипических разрезах. Это позволяет использовать полученные данные для стратиграфической корреляции отложений и реконструкции условий осадконакопления в различных частях палеобассейна.

На примере разреза катавской свиты в окрестностях г. Юрюзань авторы публикации (Сальманова и др., 2024) установили, что изученный ими интервал глинистых известняков мощностью 62.6 м сформирован примерно за 4.5 млн лет (средняя скорость осадконакопления 13.8 м/млн лет). В работе (Парфирьев и др., 2024) представлены результаты палеомагнитного изучения катавской свиты в центральной части Инзерского синклинория. Показано, что смещение здесь средних палеомагнитных направлений относительно других районов указывает на вращение Инзерского блока. Подтверждено, что магнитная запись имеет доскладчатую природу.

В результате изучения более 15 инверсий геомагнитного поля катавского времени К.Н. Данукаловым с соавторами (2024) установлено, что большая часть их имеет закономерный характер протекания, но инверсии несколько отличаются друг от друга. Отмечены сравнительно постепенные мед-

ленные изменения параметров при выходе из стационарного состояния поля и при подходе к нему и скачкообразное изменение направления геомагнитного поля в середине процесса их протекания. Существенных отличий инверсий геомагнитного поля катавского времени от более молодых смен полярности не выявлено. При будущих палеомагнитных исследованиях свиты необходимо уточнить время возникновения высокотемпературной компоненты намагниченности, определить скорости осадконакопления для оценки частоты инверсий и длительности переходных процессов, изучить характер геомагнитных инверсий (Голованова и др., 2024).

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Установлено, что типоморфные признаки кварца из песчаников айской, зигальгинской и зильмердакской свит позволяют считать их преимущественно литогенными (Ялышева, 2010б). Источниками кварца были в основном зрелые осадочные и осадочно-метаморфические породы раннепротерозойского проточехла Восточно-Европейской платформы. Их состав и соотношение в области сноса оставались практически постоянными на протяжении всего рифея.

Сопоставление морфометрических особенностей кварца песчаников айской и бакальской свит с одной стороны и большеинзерской и юшинской свит с другой показало, что кварц названных стратонов имеет разный генезис (в двух первых это в основном литогенный кварц, в двух других – преимущественно петрогенный) (Ялышева, 2010а).

Исследование изотопного состава S гипса из карбонатных пород кужинской толщи показало его первично-осадочную природу (Мичурин, Горожанин, 2010).

Как показано в работе (Горожанин и др., 2012), изотопно-геохимические особенности (С-изотопная аномалия, пирит, обогащенный ^{34}S) “венчающих доломитов” суировской свиты в бассейне р. Мал. Реват отражают преимущественно условия их накопления. По мнению авторов, их формирование имело место в замкнутом континентальном водоеме в окислительных и тепловодных обстановках. Вероятно, между рифеем и вендом существовал бассейн с расчлененным рельефом, в котором накапливались подводно-оползневые отложения с диамиктитами.

Исследование текстур поверхности обломочного кварца песчаников рифея позволило выяснить, что на подавляющем большинстве зерен имеются следы эпигенетических изменений (Ялышева, 2013а, б). Это могут быть борозды, канавки, новообразования глобул аморфного кремнезема, листочки и тонкие кристаллики кристабалита, следы шелушения, структуры травления, раковистые из-

ломы. “Седиментационный сигнал” на поверхности зерен не сохранился или искажен процессами эпигенеза.

Публикации (Горожанин и др., 2013б, 2014б) посвящены анализу разрезов навыйшской подсвиты айской свиты. Авторы считают, что формирование этого стратона происходило в асимметричном грабен-рифте. На ранней стадии рифтогенеза в результате обрушения и размыва тектонических уступов с последующим разносом кластики временными потоками и реками накопилась толща грубообломочных пород. На второй (основной) стадии в обстановке аллювиально-прибрежного мелководья произошли трещинные излияния базальтов. На завершающей стадии накопились песчаники липовской подсвиты, полностью заполнившие Навыйшский грабен-рифт.

Результаты изучения “венчающих доломитов” аршинской свиты, предпринятого авторами работы (Горожанин и др., 2013а), показали, что они и кэп-карбонаты неопротерозоя многих регионов мира схожи по изотопному составу С. В то же время изотопный состав О в них изменен вторичными процессами. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в описываемых породах характерно для шельфовых отложений аридного климата.

Выполненное авторами работы (Ялышева, Сергеева, 2014) изучение морфометрии обломков в конгломератах навыйшской подсвиты айской свиты дало возможность предположить, что нижняя ее часть в районе горы Бол. Миасс сложена преимущественно пролювиальными и/или элювиально-делювиальными образованиями. Напротив, конгломераты горы Голый имеют, скорее, аллювиальную природу. Такой же подход был использован А.И. Ялышевой для анализа обломков конгломератов кузьелгинской подсвиты машакской свиты (Ялышева, Крупенин, 2014). Названные конгломераты отнесены к прибрежно-морским подводно-коллювиальным образованиям, формировавшимся в результате обвалов и разрушения крутых склонов и уступов на побережьях озер или морей. Конгломераты зигальгинской свиты принадлежат, по всей видимости, прибрежно-морским волновым/прибойным образованиям. Материал для конгломератов машакской свиты был, вероятно, в основном местным, а в зигальгинское время он поступал из удаленных областей.

Исследование микроморфологии зерен кварца и циркона из конгломератов и песчаников рифея Башкирского мегантиклинория, Камско-Бельского авлакогена, а также шокшинских кварцито-песчаников позволило установить, что кварц базальных толщ рифея несет следы химического травления и довольно сильно корродирован (Ялышева и др., 2014). Авторы связывают это с агрессивным составом цемента (карбонат и ангидрит), а не со степенью преобразования песчаных пород. Циркон

в изученных породах принадлежит к трем группам: 1) хорошо окатанные зерна темно-розовой и малиново-красной окраски; 2) менее окатанные розовые и светло-розовые кристаллы; 3) слабо окатанные зерна. Предполагается, что источники циркона были различными.

Д.Е. Савельев (2014) в Трудах Южно-Уральского заповедника привел характеристику конгломератов машакской свиты на горе Нараташ (хр. Нараташ). Отмечено, что более 60–70% их объема сложено гальками кварцито-песчаников диаметром 5–30 см, а в конгломератах пограничной между юшинской и машакской свитами толщи, мощность которой оценивается автором примерно в 200–250 м, часто можно видеть валуны размером более 0.5–1.0 м, а также уплотненные обломки алевролитов. Замеры их ориентировки указывают на поступление обломочного материала в область осадконакопления с запада.

В заметке (Мичурин и др., 2014) рассмотрено распределение Zn в карбонатных породах суранской свиты. Установлено, что содержание Zn возрастает от относительно чистых разностей к терригенно-карбонатным породам и породам приразломных зон. Наблюдается положительная корреляция Zn с Cu, Cr, Pb, Co и Ni.

В.М. Горожанин с соавторами (2014а) описали проявление УВ в доломитах миньярской свиты на правом берегу Миньярского пруда. Авторы связали темно-бурю окраску доломитов и сильный запах УВ с остаточным нефтегазонасыщением. Высказана гипотеза, что это проявление связано с миграцией УВ из пород рифея по разломам во время неотектонической активизации.

Показано, что кварц песчаников зигальгинской свиты обладает величинами сферичности и изометричности, характерными для литогенного материала (Ялышева, Сергеева, 2015). Величина ZTR-индекса предполагает высокую степень зрелости тяжелой фракции. Хорошо округленная или округленная форма зерен циркона и следы механогенной обработки его поверхности указывают на неоднократное переотложение кластики.

Как следует из заметки (Мусина и др., 2015), распределение Cl в породах нижнего рифея подчинено литологическому контролю – максимальные его концентрации свойственны наиболее чистым карбонатным породам и возрастают от известняков к магнезитам, самые низкие присущи песчаникам. Авторы считают, что эти закономерности согласуются с метасоматической природой доломитов и инфильтрационно-рассольным гидротермально-метасоматическим механизмом образования магнезитов.

В статье (Ивановская и др., 2015) выполнено обобщение результатов исследования структурно-кристаллохимических особенностей глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава.

ва, в том числе присутствующих в породах каратауской серии.

Авторами работы (Горожанин и др., 2015) охарактеризованы литологические признаки диамиктитов толпаровской и суировской свит. Показано, что названные свиты образуют трансгрессивный цикл, в котором обстановки осадконакопления менялись от окислительных мелководно-морских приливно-отливного типа (нижняя часть толпаровской свиты) до глубоководных эвксинных с подводными оползнями (суировская свита). Конгломераты в суировской свите слагают быстро выклинивающиеся тела, сконцентрированные в каналах/промоинах, и, возможно, представляют сгруженный тилл. В публикациях В.М. Горожанина с соавторами (2016, 2019) сделан вывод, что марино-гляциальные образования толпаровского уровня образованы в результате поступления большого объема песчано-диамиктитового материала на шельф и его размыва приливно-отливными течениями и штормами. Описанные марино-гляциальные отложения скоррелированы авторами с аналогичными образованиями Криволукского грабена. Они формировались во время оледенений Стерт или Марино.

Геологическая позиция дофанерозойских силицитов, образующих характерные кремнисто-карбонатные парагенезисы, проанализирована в статье Ю.Р. Беккера (2015). Опираясь на данные по стратотипу рифея, автор выявил особенности древнего кремнеобразования, а также главные его эпохи. Показаны отличия строения и состава позднедокембрийских и фанерозойских кремнисто-карбонатных комплексов. Основным выводом работы состоит в том, что силицито-карбонатные парагенезисы образуют самостоятельную геологическую формацию, рифейские представители которой перспективны на обнаружение значительных залежей нефти и газа.

В заметке (Сначев, 2015) указано, что по результатам термического анализа методом Rock-Eval содержание $C_{орг}$ в сланцах зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса варьирует от 0.76 до 7.22 мас. %. Углеродистое вещество имеет тонкорассеянную форму выделения и соответствует шунгиту. Несколько позже, рассматривая содержание $C_{орг}$ в углеродистых отложениях Башкирского мегантиклинория, А.В. Сначев (2016) отметил, что наиболее высокие его концентрации характерны для пород юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит, распространенных в пределах Маярдакского и Ямантауского антиклинориев, тогда как осадочные толщи более южных районов обладают заметно меньшим содержанием $C_{орг}$.

Изучение литологических, петрографических и геохимических характеристик терригенных пород Ишлинского грабена позволило предположить, что они накапливались в более глубоководных и, соответственно, располагавшихся в более дистальных

обстановках, нежели отложения Шатакской структуры (Ковалев, 2016).

По данным авторов работы (Ковалев, Ковалев, 2016), изотопный состав С в черносланцевых породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны изменяется от -24.3 до -29.1‰ ; с глубиной происходит его “утяжеление”. Вероятно, это следствие опережающей становление интрузивных тел флюидной проработки осадочного субстрата и более позднего метаморфизма, усложняющего общую картину и приводящего к графитизации первично биогенного УВ и росту доли ^{13}C .

В публикации (Горожанин и др., 2017) в верхней части миньярской свиты у д. Толпарово описаны брекчии, имеющие, скорее всего, карстовое происхождение. В пользу такой гипотезы свидетельствует то, что брекчии найдены в карбонатных породах, слагающих борт подводно-эрозионной палеодолины, наличие коллапс-брекчии из местных глыб и обломков, примесь терригенного материала в ее матриксе, доломитовый цемент и реликты крустификационных каемок обрастания в нем, а также стилолиты. Палеокарст на границе рифея и венда может указывать на длительный субаэральный перерыв.

Авторами работы (Маслов и др., 2017) на примере низкоуглеродистых глинистых сланцев рифея Южного Урала рассмотрена взаимосвязь крупных магматических событий, периодов теплого климата и эпох накопления отложений, в той или иной мере обогащенных $C_{орг}$. Предполагается, что в позднем докембрии формирование обогащенных ОВ отложений, контролировалось иными, нежели в раннем, факторами, связь между которыми выявлена еще недостаточно отчетливо. Ряд фактов позволяет думать, что меньший, чем в предшествующие эпохи, масштаб плюмовых событий в позднем докембрии мог микшировать их влияние на процессы формирования обогащенных $C_{орг}$ осадочных образований.

В заметках (Маслов и др., 2018а; Маслов, Дуб, 2019) проанализировано распределение РЗЭ и Y в валовых пробах карбонатных пород верхнеуральской подсвиты и вытяжках из них. Сделан вывод, что в относительно чистых от силикокластической примеси известняках и ацетатных вытяжках из них оно сопоставимо. Нормированные на PAAS спектры РЗЭ и Y характеризуются положительными аномалиями La, Gd и Y и отрицательными – Eu и Ce. Последние позволяют считать, что накопление известковых илов шло в морском бассейне, сообщавшемся с Мировым океаном.

С.А. Дуб с соавторами (2018б, 2019) выяснили, что основными носителями РЗЭ в карбонатных породах укской свиты являются глинистое вещество, аксессуарные минералы (в том числе фосфатсодержащие зерна), тонкорассеянные (окси)гидроксиды Fe и Mn и вторичный доломит. Предполагается,

что содержание в породах последнего во многом контролирует форму нормированных по составной пробе глинистых пород Русской платформы (RPSC) кривых распределения РЗЭ. Рассмотрены особенности обработки проб, которые могут обеспечить информацию о РЗЭ-систематике морской воды уксского времени.

В публикациях (Дуб, Гражданкин, 2018, 2021) увидели свет результаты литолого-фациального анализа карбонатных отложений верхней подсвиты уксской свиты (разрез Шубино). Детальное изучение разреза позволило выделить четыре толщи: юрюзанскую, медвежью I, манайсинскую и медвежью II. Для первой из них характерны тонкостолбчатые строматолиты *Patomella*. Толщи медвежьей I и II представлены в основном биогермами столбчатых строматолитов *Linella*, межбиогермными породами и пачками калькаренитов. Манайсинская толща состоит главным образом из циклически построенных отложений с многочисленными текстурами *molar tooth*. Показано, что рост строматолитов юрюзанской толщи происходил, скорее всего, в зоне нижней литорали – верхней сублиторали, в пределах внутреннего карбонатного рампа. Органогенные постройки толщ медвежьей I и II формировались ниже базиса действия обычных волн (ниже границы внутреннего и среднего рампа), в пределах широких фациальных поясов фотической зоны. Пакеты слоистых известняков медвежьей толщи I представляют отложения периодически возникавших штормовых течений. Осадки манайсинской толщи, несущие признаки воздействия обычных и штормовых волн, формировались в обстановках внутреннего рампа – верхней части среднего рампа.

В заметках (Казбулатова и др., 2019; Мичурин и др., 2019; Султанова и др., 2019) указано, что в карбонатных и терригенно-карбонатных породах большеинзерской и суранской свит наблюдается высокое содержание F (основные носители – F-мусковит и F-апатит), с которым связаны и концентрации Rb, Li, K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Zn, P₂O₅ и SiO₂. Результаты исследований и данные предшественников не позволяют считать, что высокое содержание F коррелирует с эвапоритовыми обстановками осадконакопления. Напротив, относительно высокое содержание Cl в породах тех же свит авторы связывают с воздействием метасоматических эвапоритовых флюидов/рассолов.

В статье (Маслов и др., 2019) кратко охарактеризованы фации карбонатных пород верхней подсвиты уксской свиты, а также особенности распределения РЗЭ и Y в строматолитовых, обломочных и карбонатно-глинистых породах. Показано, что на восточной окраине г. Усть-Катав подсвита включает несколько различающихся по литологии и по мощности толщ. Присутствие текстур *molar tooth* в карбонатных породах дало авторам основание счи-

тать, что укская свита имеет, скорее всего, докриогениевый возраст. Особенности распределения РЗЭ и Y указывают на накопление известковых осадков в морском бассейне. Источниками ОБ карбонатных и карбонатно-глинистых пород были сообщества, в состав которых входили эукариоты и прокариоты, обитавшие в условиях нормальной аэрации и, возможно, пониженной солености вод.

Публикация (Маслов, 2019) посвящена сопоставлению распределения РЗЭ и Th в глинистых породах рифея Южного Урала и пелитовых илах приустьевых частей различных категорий современных рек. Сделан вывод, что слагающие типовой разрез рифея глинистые породы образованы за счет размыва в основном или преимущественно осадочных и/или осадочно-метаморфических комплексов, существовавших в дорифее или рифее на востоке Восточно-Европейской платформы. Агентами транспортировки тонкой алюмосиликокластики выступали крупные реки и реки, дренировавшие области распространения осадочных ассоциаций.

С.А. Дуб и Н.П. Горбунова (2019) рассмотрели связь химического состава карбонатных пород верхнеукской подсвиты с обстановками накопления и преобразования исходных осадков. Выяснено, что, несмотря на фациальную неоднородность верхнеукской подсвиты, различные литотипы карбонатных пород заметно не отличаются друг от друга по химическому составу. Только в известняках со столбчатыми строматолитами содержится несколько больше терригенного материала, чем в известняках с пластовыми строматолитами или в калькаренитах, что указывает, вероятно, на их формирование в обстановках с более активной гидродинамикой.

В статье (Бадида, Дуб, 2019) можно найти результаты исследования химического состава турмалина, хромовой шпинели и пироксена из песчанников катавской свиты. По данным авторов, он указывает на присутствие в областях размыва катавского времени как минимум трех блоков, сложенных различными комплексами пород. Основным источником неокатанного турмалина и хромитов служили, вероятно, породы кристаллического фундамента. Окатанный турмалин мог пройти несколько циклов седиментации, а источник его – быть более далеким, чем для неокатанного турмалина. Третий источник поставлял пироксен, степень сохранности которого предполагает недалекий перенос, а химический состав указывает на размыв внутриплитных базальтов.

Минералогические и геохимические особенности карбонатных пород лапыштинской подсвиты суранской свиты в окрестностях д. Багарышта рассмотрены в статье (Мичурин и др., 2020). Наиболее высокое содержание F (5–12 раз больше кларка) установлено авторами в карбонатах в зоне разрывного нарушения, тогда как максимальные кон-

центрации Cl наблюдаются в их наименее измененных разностях. F концентрируется преимущественно во флогопите, F-мусковите и F-апатите. Предполагается, что обогащение карбонатных пород F имело место в результате деятельности магматогенных флюидов в зонах разломов или, что более вероятно, вследствие разгрузки флюидов эвапоритовой природы, претерпевших катагенетическую эволюцию.

В заметках (Маслов и др., 2020; Парфенова, Мельник, 2020) отмечено, что групповой состав битумоидов, состав и распределение гомологов насыщенных биомаркеров в породах укской свиты не зависят от литотипов. Битумоиды имеют автохтонно-остаточную природу. Впервые установлено присутствие во фракциях насыщенных углеводородов битумоидов реликтовых 12- и 13-монометилалканов, связанных с докембрийской биотой, а также стеранов и гопанов, что указывает на распространение как прокариотических, так и эукариотических сообществ в море укского времени. Поскольку для образования стеролов (предшественников стеранов) эукариотам необходим молекулярный кислород, растворенный в морской воде, то в бассейне отсутствовали, по всей видимости, стратификация водной толщи и сероводородное заражение придонных вод.

Измеренный авторами публикации (Stüeken et al., 2021) изотопный состав N в породах саткинской свиты подтвердил низкую первичную продуктивность глубокого океана мезопротерозоя и преобладание в нем бескислородных железистых обстановок, хорошо выраженную редокс-стратификацию и низкое содержание C_{org} . Более молодые отложения (зигазино-комаровская свита) обладают относительно высокими концентрациями C_{org} , а величина $\delta^{15}N$ предполагает существование значительного резервуара нитратов. Если связать сказанное с действием апвеллинга, то очевидно, что глубокий океан середины мезопротерозоя был по крайней мере местами насыщен кислородом. По-видимому, в нем существовали кислородные, богатые питательными веществами оазисы, которые могли иметь важное значение для экспансии эукариот.

Авторы публикации (Мичурин и др., 2021) исследовали минералогию и геохимию карбонатных пород подинзерских слоев инзерской свиты. Высказано предположение, что их доломитизация происходила как в раннем диагенезе, так и на стадии эпигенеза. Установлено локальное обогащение пород F и Sr, что может быть следствием эпизодов эвапоритовой седиментации или отражает воздействие эвапоритовых флюидов.

Результаты минералогического и геохимического изучения известняков катавской свиты Акташской площади можно найти в статье (Мичурин и др., 2022б). В их составе установлено присутствие 4–15% кварца, доломита и калиевых полевых шпа-

тов (до 1%), хлорита и альбита (1–7%), а также изменчивое количество гематита (0.3–1.6%). Последний рассматривается в качестве возможного индикатора аридных условий и эвапоритовых обстановок осадконакопления в катавское время. Содержание F, Cl, V, Cr, Ni и Sr в известняках ниже кларка, Pb – близко к кларку, а Cu, Zn и Zr – выше в 1.5–2.0 раза. Максимально превышают кларковые значения концентрации Co и Ba.

В сообщении (Ахмедова и др., 2022) приведены результаты рентгенографических исследований доломитов миньярской свиты из окрестностей д. Толпарово.

В.М. Горожаниным (2023) опубликованы результаты изучения автохтонного ОВ из карбонатных пород миньярской свиты. Комплексом методов в экстрагированных углеводородах диагностированы диамантаны, алканы и биомаркеры – трициклические терпаны, гопаны и стераны. Соотношение C19/C20 предполагает сингенетичность ОВ. Его термическая зрелость отвечает верхам нефтяного окна. Концентрация дибензотиофена в ОВ существенно выше, чем в докембрийских отложениях других регионов. Это интерпретировано как свидетельство заметных региональных вариаций содержания сульфата в позднедокембрийской морской воде.

Р.Р. Ахмедовой с соавторами (2023) определены кристаллохимические характеристики доломитов авзянской свиты, в различной степени измененных эпигенетическими процессами. Авторами установлено, что увеличение параметров кристаллической решетки доломитов по сравнению со стехиометрическими их разностями прямо коррелирует с повышением содержания Fe и Mn, тогда как значения субструктурного рефлекса имеют с ними обратную связь. Образование кальцит-доломитовых прожилков происходило при температуре 260–530°C и давлении 0.3–2.3 кбар. Сделан вывод, что доломиты разных стратиграфических уровней авзянской свиты подвержены интенсивным эпигенетическим преобразованиям, обусловленным воздействием на них Fe- и Mn-содержащих средне- и высокотемпературных флюидов, а изменение кристаллохимических характеристик доломитов связано с влиянием постмагматических и катагенетических флюидов.

А.Г. Султанова и С.В. Мичурин (2024) проанализировали современное состояние литиевой проблемы в мире, а также рассмотрели распределение Li в породах рифея Южного Урала. В соответствии с их данными, здесь выделяются два стратиграфических интервала с повышенным содержанием Li. Первый приурочен к суранской свите, второй – к кужинской толще. Особо подчеркнуто, что слабая изученность геохимии Li в регионе диктует проведение целенаправленных геологических и геохимических исследований.

Литогеохимические характеристики известняков укской свиты рассмотрены в статье (Маслов, Дуб, 2024). Авторами показано, что фигуративные точки известняков, накапливавшихся в обстановках среднего и внутреннего рампа, имеют различное распределение на диаграммах с параметрами $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ и $(Sm/Yb)_{sh}$. Точки известняков, формировавшихся по данным детального литолого-фациального анализа в обстановках среднего рампа, тяготеют на указанных диаграммах к полю осадков открытого океана. Известняки внутреннего рампа по геохимическим характеристикам более соответствуют известнякам прибрежных обстановок. Высказано предположение, что распределение редких и рассеянных элементов в известняках внутреннего рампа контролировалось поступающей с континента тонкой алюмосиликокластикой, а в известняках среднего рампа ощущается влияние открытого океана.

Заметка (Дуб, 2024) суммирует современные представления автора об укской свите. Кратко их можно представить так: 1) свита сформирована до оледенения Стерт (≈ 717 – 660 млн лет); 2) слагающие стратотипический разрез свиты осадки накапливались в удаленных от берега обстановках по сравнению с теми, что присутствуют в Алатауском антиклинории и Инзерском синклинории; 3) нижняя подсвита в стратотипе имеет терригенно-карбонатный состав, тогда как в других разрезах преобладают терригенные проксимальные отложения; 4) в раннеукское время имела место смена обстановок от прибрежно-морских терригенных к мелководно-морским терригенно-карбонатным за счет колебаний относительного уровня моря и, вероятно, изменений климата; 5) верхнеукская подсвита в стратотипе представлена в основном строма-толитовыми постройками, которые формировались ниже базиса действия обычных волн при подъеме уровня моря и периодическом воздействии штормов; 6) величины Se/Se^* в известняках с гидрогеном распределением РЗЭ указывают на бескислородные обстановки в укском бассейне.

Калиевые полевые шпаты из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты исследованы методом ИК-спектрии (Ахмедова, Мичурин, 2024). Установлено, что они относятся преимущественно к максимально упорядоченным микроклинам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемый нами период ознаменовался серьезными, а в ряде случаев – первоклассными, достижениями в области стратиграфии рифея. Хотя общая конструкция стратотипа осталась неизменной, был существенно уточнен возраст маркирующих нижние границы бурзяния и юрматиния вулканогенных комплексов. При этом нижняя гра-

ница бурзяния и соответственно всего рифея оказалась удревлена примерно на 100 млн лет. Теперь в привязке к Международной хроностратиграфической шкале рифей охватывает верхи палеопротерозоя, мезопротерозой и почти весь неопротерозой. Получена датировка диагенетических фосфатных конкреций из основания зигазино-комаровской свиты, уточнен возраст карбонатных пород миньярской и укской свит верхнего рифея.

Многолетние исследования отложений аршинской свиты, распространенной на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, привели к переводу ее в ранг одноименной серии, выделению в ее составе ряда новых свит, а также датированию присутствующих в ее разрезах вулканитов (≈ 732 и ≈ 710 млн лет). Авторы этих работ считают возможным на основании всего сказанного выделить в Общей стратиграфической шкале докембрия России новый надкаратауский/довендский стратон (завершающий/терминальный рифей/аршиний) с возрастом 760?...600 млн лет. При этом отмечается, что “завершающий рифей (аршиний) включает аршинскую серию, образования которой распространены только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Тирлянской синклинали (страторегион) и ее аналоги (криволукская свита) в Криволукской синклинали” (Пучков и др., 2017б, с. 21). Ранее, приводя цитату из работы В.И. Козлова, мы уже отмечали, что Н.С. Шатский, выделивший в 1940-х гг. рифей, считал его стратотипической местностью западную часть Башкирского мегантиклинория. Затем многие авторы стали писать, что весь Башкирский мегантиклинорий – это стратотипическая местность рифея. В недавнем обзоре К.С. Иванова и В.Н. Пучкова (2022) указано, что стратотипические разрезы рифея находятся в северной зоне мегантиклинория (Тараташский антиклинорий), но нам представляется правильным исходить из представлений Н.С. Шатского. В таком случае очевидна невозможность “встроить” в стратотип рифея то, что по формальным признакам встроено в него быть не может.

Существенное значение имеет, на наш взгляд, вывод авторов, получивших возможность в тяжелый ковидный год впервые за многие десятилетия еще раз исследовать типовой разрез тюльменской подсвиты авзянской свиты в бассейне р. Ср. Тюльма. Послойно описавший его в конце XX в. В.И. Козлов считал, что в нем можно видеть постепенный переход от среднего (авзянская свита) к верхнему (зильмердакская свита) рифею. С.В. Мичурин с соавторами, напротив, увидели здесь признаки многочисленных послойных срывов, что не свидетельствует в пользу непрерывности юрматинско-каратауской последовательности.

К сожалению, все еще под вопросом остается возраст завершающей юрматинскую серию авзянской свиты. По хемотратиграфическим данным,

полученным уже давно, накопление слагающих ее терригенных и карбонатных отложений имело место не позднее 1270 млн лет назад. Если считать это корректным, то тогда между средним и поздним рифеем в стратотипической местности существует перерыв длительностью почти в 250 млн лет. Однако базальные уровни верхнего рифея на территории Башкирского мегантиклинория везде залегают на подстилающих образованиях хотя и с размывом, но последний не затрагивает даже верхов реветской подсвиты авзянской свиты, т. е. амплитуда его мала. Поэтому так важно датировать авзянский уровень стратотипа каким-то иным методом.

Более или менее корректно датированы в настоящее время только три верхние свиты каратауской серии (инзерская, миньярская и укская). Возраст катавской и зильмердакской свит фактически не известен. Так как для коррелируемой ранее с зильмердакской свитой и литологически на нее в существенной мере похожей ишеримской свиты Северного Урала установлен возраст 1150–1080 млн лет (Петров и др., 2015), возраст зильмердакской свиты может удревниться, хотя этому противоречит минимальный возраст обломочного циркона из аркозовых песчаников ее бирьянской подсвиты (Маслов и др., 2018б).

С территории мегантиклинория практически “ушли” когда-то начинавшиеся впервые именно здесь работы хеомстратиграфического плана.

Вызывают вопросы также длительность и само наличие перерывов между катавской и толпаровской, инзерской и миньярской, миньярской и уксской, а также уксской и бакеевской свитами. Еще один сугубо стратиграфический вопрос – принадлежность к рифею бакеевской свиты, начинающей разрез ашинской серии. Возраст ее в последние годы определен как 642 ± 9 млн лет, и это автоматически привело авторов датировки к выводу о том, что нижняя граница венда на Южном Урале имеет возраст ≈ 640 млн лет, тогда как в последнем издании Стратиграфического кодекса России она все еще датирована на уровне 600 млн лет. С учетом неизвестной суммарной длительности названных перерывов овеществленное в породах каратауской серии время может быть существенно меньше, чем теоретическая длительность верхнего рифея.

С указанной проблемой тесно связана и проблема “масштаба” свит нижнего рифея. Длительность его по современным оценкам достигает 400 млн лет. Этот фантастический по своему масштабу интервал времени в стратотипе вмещает всего три свиты. Формально, таким образом, каждая из свит формировалась порядка 100 млн лет, или, если точнее, на долю саткинской свиты как самой мощной и сложенной почти исключительно карбонатными породами приходится около двух третей этого времени. Такой временной масштаб для свит фанерозоя просто немыслим.

Характеризуя ситуацию в целом, хотелось бы отметить, что за последние десятилетия общий уровень исследований стратотипа рифея так и не приблизился к той “детальной развертке по латерали” строения слагающих его литостратиграфических подразделений, что была сделана в начале 1980-х гг. для сибирского гипостратотипа рифея (Семихатов, Серебряков, 1983). Да, мы видим, что среди опубликованных материалов есть много заметок, в которых приведены послойные описания и зарисовки тех или иных разрезов верхнего рифея. Их авторы утверждают, что полученные ими данные позволят уточнить особенности формирования верхнерифейского осадочного бассейна на Южном Урале, а также будут полезны для стратиграфической корреляции отложений и реконструкции условий осадконакопления в различных частях палеобассейна³. Возможно, это и так, если не знать или забыть, что послойные описания подавляющего большинства естественных разрезов рифея Башкирского мегантиклинория уже были опубликованы (Маслов, Крупенин, 1991; Маслов и др., 2001), а литология и закономерности формирования верхнерифейских отложений названной структуры освещены в монографии (Маслов, 1988) и многократно позднее. В первом томе четырехтомной монографии по рифею Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 2001) можно видеть и блок-диаграммы распределения крупных осадочных ассоциаций различного состава и генезиса на территории современного Башкирского мегантиклинория для большинства стратиграфических уровней стратотипа, что хорошо иллюстрирует основные особенности развития ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления.

В области палеонтологии рифея Южного Урала за прошедшие 15 лет никаких прорывов не случилось. Сейчас практически ни один из общего крайне небольшого числа их в России специалист по микрофоссилиям (а это единственная группа организмов, данные по эволюции которой в докембрии считаются валидными для использования в стратиграфии) не занимается на постоянной основе исследованием терригенных уровней стратотипа рифея. Можно, конечно, думать, что результатов, когда-то полученных Т.В. Янкаускасом, А.Ф. Вейсом и В.Н. Сергеевым, вполне достаточно, но с тех пор палеонтология докембрия ушла далеко вперед. То, что это и сейчас дает интересные результаты и предполагает нестандартные выводы, в нашем обзоре показывают лишь несколько публикаций А.М. Станевича с соавторами.

³ Очевидно, что такая ситуация сохранится, увы, и в будущем, так как передвигаться по нескольким асфальтовым трассам, пересекающим территорию Башкирского мегантиклинория, гораздо комфортнее, чем забираться в бассейны рек Бол. Шаика и Нугуша или на хр. Машак, где автор этих строк и сам никогда не был.

Напротив, палеомагнитные исследования красноцветных (карбонатных и терригенных) уровней рифея, выполненные в последние годы специалистами ИГ УФИЦ РАН и ГИН РАН с участием зарубежных коллег, принесли первоклассные результаты. Было выяснено, что в красноцветных глинистых известняках катавской свиты верхнего рифея присутствует высокотемпературная первичная компонента естественной остаточной намагниченности пород. Установлено, что верхняя часть катавской свиты характеризуется частой сменой магнитной полярности. Средняя длительность одной магнитозоны оценена И.В. Головановой с коллегами в 51.5 тыс. лет, что сопоставимо с ранее полученными данными для зиганской свиты верхнего венда, считающейся уникальной по частоте инверсий. Этот вывод дает основание считать, что необычно высокая частота магнитных инверсий имела место не только вблизи границы докембрия и фанерозоя, но и во время накопления катавской свиты (датировок для пород которой, как мы уже отметили, все еще нет). Возможное существование аномального (гиперактивного) состояния геомагнитного поля в середине позднего рифея и на границе докембрия и кембрия могло играть существенную роль в эволюции различных представителей докембрийской биоты и биоты фанерозойского типа, а также выступать триггером многих других событий. Этот принципиальный вопрос требует, несомненно, пристального внимания в будущем.

Есть и другой, довольно неожиданный, аспект палеомагнитных исследований. На основе данных спектрального анализа серии магнитной восприимчивости пород верхней части катавской свиты у г. Юрюзань оказалось возможным идентифицировать циклы Миланковича и показать, что интервал разреза мощностью ≈ 66 м накопился в течение ≈ 3.2 млн лет (т. е. ≈ 21 м/млн лет). Если теперь предположить, что такая “скорость породообразования” была характерна для всего времени накопления катавской свиты (ее максимальная мощность составляет, по оценке В.И. Козлова, около 400 м), а фациальный облик ее исходных осадков принципиально не менялся, то длительность формирования свиты может быть оценена в 20 млн лет. Применяв тот же подход к миньярской (800 м) и укской (450 м) свитам, в разрезах которых также велика доля мелководно-морских карбонатных пород, получим длительность формирования обеих свит – $40 + 22 = 62$ млн лет. “Скорость породообразования” для терригенных мелководно-морских толщ больше, чем толщ карбонатных, но, используя и для них данные, полученные для катавской свиты, мы увидим следующее. Суммарная мощность зильмердакской свиты составляет 3000 м, инзерской – 800 (1000) м (оценки В.И. Козлова). Длительность породообразования для первой из названных свит равна $3000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 143$ млн лет (что, скорее всего,

завышено), для второй – $1000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 48$ млн лет. Итого суммарное время накопления всех пяти свит каратауской серии составило по приведенным крайне грубым расчетам около 270 млн лет, тогда как постулируемая длительность позднего рифея равна $1030 - 600 = 430$ млн лет. “Пропавшее, т. е. лишенное своего вещественного выражения” время при таких подсчетах достигает 160 млн лет.

Анализировать результаты литологических исследований, пожалуй, труднее всего, так как мы заранее постарались исключить из обзора львиную долю своих работ. Среди упомянутых в обзоре публикаций представляются интересными работы по изучению морфометрических характеристик и поверхностных особенностей как обломочного кварца и циркона песчаников рифея, так и галек конгломератов, известных в разрезах айской, машакской, зигальгинской и зильмердакской свит. Полученные при этом новые данные принципиально не противостоят результатам литолого-фациального анализа.

Много сделано за прошедшие годы в области изучения литологии и условий образования нескольких самых верхних свит рифея, прежде всего толпаровской и суировской. Авторам удалось показать, что среди слагающих их пород велика доля диамиктитов, возраст которых может соответствовать гляциопериоду как Стерт, так и Марино.

Исследована взаимосвязь низкоуглеродистых глинистых сланцев рифея Южного Урала с крупными магматическими событиями, периодами теплого климата и эпохами существенного накопления $S_{\text{орг}}$. Авторы полагают, что формирование обогащенных органикой отложений в позднем докембрии контролировалось другими, нежели в раннем, факторами, а иной, что ранее, масштаб плюмовой активности мог микшировать влияние последней на накопление обогащенных $S_{\text{орг}}$ осадочных толщ.

Существенное внимание в последние 7–8 лет было уделено литостратиграфии, составу, условиям образования и геохимии карбонатных пород укской свиты верхнего рифея. Работ подобной плана, посвященных уровням/эпохам интенсивного карбонатонакопления в рифее, ранее просто не было. Их появление можно только приветствовать. Ждут такого же подхода карбонатные последовательности миньярской и катавской свит, авзянского уровня и саткинской свиты. Представляется также, что не до конца исследованы лито-фациальные особенности и бакальской свиты.

Интересные результаты получены при анализе химического состава минералов тяжелой фракции, выделенных из песчаников, иногда встречающихся в разрезах катавской свиты. Они так или иначе дополняют данные о составе пород питающих провинций, полученные традиционными минералогическими петрографическими методами. Эти работы, несомненно, должны быть продолжены.

Геохимические исследования осадочных пород рифея Башкирского мегантиклинория в 2010–2024 гг. были сосредоточены на ряде вопросов. Это изучение пород в зонах влияния региональных разломов и разнообразного метаморфизма. Хорошим примером такого рода исследований являются многочисленные публикации об Улуелгинско-Кудашмановской зоне. Выполнен ряд исследований геохимических характеристик карбонатных пород нескольких свит, но их все еще мало. Интересным представляется изучение геохимии органического вещества, встречающегося в карбонатных породах как в концентрированной, так и в рассеянной формах. Можно ожидать, что подобные работы приведут к неожиданным результатам. Продолжались в рассматриваемый период и исследования особенностей распределения в осадочных породах рифея $C_{орг}$. Они в основном “сместились” на восток мегантиклинория, где с низкоуглеродистыми и углеродистыми сланцами в зонах зеленосланцевого метаморфизма связаны рудопроявления Аи.

В ряде публикаций рассмотрено распределение галогенов в карбонатных породах. Экзотичным выглядит исследование изотопного состава азота в карбонатных породах саткинской свиты. Хотя выполнено оно не в России, но ясно показывает возможности, которые получает исследователь при работе с нетрадиционными изотопными системами.

Только одна статья из многих просмотренных нами при подготовке этого обзора касалась современного состояния литиевой проблемы вообще, а также распределения Li в породах рифея. Как показало проведенное в октябре 2024 г. в ВИМСе совещание (доклад П.С. Кузьменко), на начало 2024 г. в России нет разведанных месторождений литиеносных глин (туфов), одного из наиболее перспективных объектов для извлечения Li. В типовом разрезе рифея сейчас намечены два стратиграфических уровня с повышенным содержанием Li (суранская свита и кужинская толща/инофациальный аналог авзянской? свиты). Однако предельно слабая разработанность этой проблемы для территории Башкирского мегантиклинория, несомненно, требует целенаправленных геолого-геохимических исследований.

Благодарности

Автор признателен анонимным рецензентам, замечания и советы которых позволили так или иначе улучшить данный обзор. Иллюстрация к статье подготовлена Н.С. Глушковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е. (2013) О нерешенных проблемах среднерифейского вулканизма на примере машакской свиты (Южный Урал). *Современные наукоемкие технологии*, (12), 151.
- Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В. (2024) Калиевые полевые шпаты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал): данные ИК-спектроскопии. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 23-25.
- Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М. (2022) Кристаллохимические особенности доломитов нижней подсвиты миньярской свиты верхнего рифея (д. Толпарово, Южный Урал). *Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XIV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 132-135.
- Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В., Шиянова Е.О., Сергеева Н.Д., Шарипова А.А. (2023) Кристаллохимические, минералогические и геохимические особенности доломитов авзянской свиты среднего рифея (Южный Урал). *Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология*, (3), 40-56.
- Бадида Л.В., Дуб С.А. (2019) Минералы тяжелой фракции песчаников катавской свиты: особенности химического состава и возможные источники сноса. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 165, 46-51.
- Беккер Ю.Р. (2015) Силициты рифея (этапы, особенности, кремнистые пояса и нефтегазоносность). *Региональная геология и металлогения*, (64), 28-40.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Парфирьев Н.П., Сальманова Р.Ю. (2024) Актуальные вопросы палеомагнетизма катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 42-45.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. (2022) Новые результаты палеомагнитных исследований катавской свиты верхнего рифея Южного Урала. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XIV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 42-46.
- Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Данукалов К.Н., Сергеева Н.Д. (2019) О возможности применения циклостратиграфического анализа при изучении продолжительности зон магнитной полярности в отложениях катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал). *Геол. вестн.*, (2), 102-110.
- Горожанин В.М. (2023) Геохимические особенности УВ-проявления в карбонатах миньярской свиты верхнего рифея, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал. *Геол. вестн.*, (1), 13-23.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р. (2012) Изотопно-геохимические особенности “венчающих доломитов” в вендских отложениях Южного Урала. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (18), 42-51.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р. (2013а) Изотопно-геохимические особенности “венчающих доломитов” аршинской свиты (Южный Урал). *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (19), 61-67.
- Горожанин В.М., Холлман К., Кузнецов Н.Б. (2014а) Проявление УВ в верхнепротерозойских отложениях Южного Урала. *Геология, полезные ископаемые*

- и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы X Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 99-101.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Войкина З.А., Шарипова А.А., Биктимерова З.Р., Султанова А.Г. (2019) Марино-гляциальные отложения в Толпаровском разрезе верхнего докембрия (реки Зилим и Малый Толпар). *Геол. вестн.*, (3), 69-92.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. (2015) Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал). *Геол. сб.*, вып. 12. Уфа: ИГ УФИЦ РАН, 23-34.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. (2017) Палеокарст в толпаровском разрезе верхнего докембрия, Южный Урал. *Геол. сб.*, вып. 13. СПб.: Свое издательство, 176-185.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. (2016) Толпаровский разрез верхнего докембрия как типовой разрез криогения на Южном Урале. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XI Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 36-38.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. (2014б) Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена. *Докл. АН*, **458**(2), 182-187.
- Горожанин В.М., Сергеева Н.Д., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Кузнецов Н.Б., Ратов А.А. (2013б) Тектоно-седиментационные модели образования вулканогенно-осадочных отложений айской свиты в навышское время (Южный Урал). *Геол. сб.*, вып. 10. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 3-20.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. (2019) Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(2), 3-30.
- Данукалов К.Н., Голованова И.В., Парфирьев Н.П., Сальманова Р.Ю. (2024) Изучение морфологии геомагнитных инверсий в катавской свите. Первые результаты. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 60-62.
- Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. (2020) Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала. *Геол. вестн.*, (3), 47-54.
- Дуб С.А. (2021а) Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение. *Геология и геофизика*, **62**(11), 1511-1530.
- Дуб С.А. (2021б) Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенствованию. *Литосфера*, **21**(4), 449-468.
- Дуб С.А. (2022) О методах стратиграфического расчленения докембрия. Взгляд из фанерозоя. *Региональная геология и металлогения*, (90), 33-40. <https://doi.org/10.52349/0869-7892-2022-90-33-40>
- Дуб С.А. (2024) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: возраст, обстановки седиментации, рудогенез. *Металлогения древних и современных океанов*, (30), 33-36.
- Дуб С.А., Горбунова Н.П. (2019) Химический состав пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала: связь с обстановками осадконакопления и постседиментационными преобразованиями. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 52-58.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2018) Карбонатные фации укской свиты верхнего рифея в разрезе "Медведь" (Шубино): краткий обзор. *Литология и я: от идеи до выводов*. Мат-лы 3 Всерос. школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 69-72.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2021) Литология и обстановка осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 513-537.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В., Бобков Н.И. (2018а) Molar tooth structures в укской свите (верхний рифей, Южный Урал) и их стратиграфическое значение. *Литология и я: от идеи до выводов*. Мат-лы 3 Всерос. школы аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 72-74.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Дерюгина Л.К. (2019) Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала. *Литосфера*, **19**(6), 919-944.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В., Дерюгина Л.К. (2018б) Распределение редкоземельных элементов в породах укской свиты верхнего рифея Южного Урала: анализ валовых проб и кислотных вытяжек. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 165, 93-99.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(5), 82-96.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Ивановская Т.А., Каурова О.К. (2022) Минералого-кристаллохимические характеристики и Rb-Sr возраст глобулярных слоистых силикатов из оолитовых известняков укской свиты (Южный Урал). *Глины и глинистые минералы – 2022*. Мат-лы V Рос. школы по глинистым минералам и VII Рос. сов. по глинам и глинистым минералам. М.: ИГЕМ РАН, 92-94.
- Иванов К.С., Пучков В.Н. (2022) Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей. *Геотектоника*, (6), 78-113.
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В. (2015) Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 510-537.
- Иванушкин А.Г. (2012) Новые данные по стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских отложений Южного Урала. *Региональная геология и металлогения*, (51), 41-51.

- Иванушкин А.Г. (2016) Новые данные по стратиграфии рифейских отложений северной части Башкирского антиклинория на Южном Урале. *Региональная геология и металлогения*, (65), 60-70.
- Казбулатова Г.М., Карамова А.М., Мичурин С.В., Султанова А.Г. (2019) Распределение фтора и хлора в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале. *Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VII Всерос. молодеж. геол. конф. Уфа: РН-БашНИПИнефть, 77-81.
- 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 с.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2019) Sm-Nd-возраст пикритов лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднерифейского магматизма. *Докл. АН*, **488**(1), 58-61.
- Ковалев С.С. (2016) Литолого-петрографическая и геохимическая характеристика среднерифейских отложений Ишлинского грабена (Башкирский мегантиклинорий). *Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия*. Мат-лы 2 Всерос. школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 140-142.
- Ковалев С.С., Ковалев С.Г. (2016) Характеристика углерода из черносланцевых отложений Башкирского мегантиклинория. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XI Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 96-98.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехоршева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геол. сб.*, вып. 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 3-8.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний–средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **21**(5), 3-20.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013б) Цирконология навыйских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН*, **448**(4), 437-442.
- Ларионов Н.Н. (2014) О стратиграфии машакской свиты в парастратотипическом разрезе на хребте Большой Шатак. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы X Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 69-72.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (2019) К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (5), 28-36.
- Маслов А.В. (2022а) Венд Среднего Урала: обзор некоторых исследований начала XXI в. *Литосфера*, **22**(5), 555-578.
- Маслов А.В. (2022б) Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI в. *Литосфера*, **22**(4), 409-431.
- Маслов А.В., Дуб С.А. (2024) Литогеохимические характеристики и обстановки осадконакопления известняков укской свиты верхнего рифея Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 317-339.
- Маслов А.В., Дуб С.А. (2019) Распределение редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты (верхний рифей, Южный Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 114-121.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. (1991) Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 172 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. (1998) Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП “Принт”, 225 с.
- Маслов А.В., Ковалев С.Г., Гареев Э.З. (2017) Низкоуглеродистые глинистые сланцы рифея Южного Урала в контексте формирования крупных магматических провинций. *Геохимия*, (7), 594-608.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. (2002) Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей. *Литосфера*, (2), 54-95.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, **19**(5), 659-686.
- Маслов А.В., Дуб С.А., Парфенова Т.М., Мельник Д.С. (2020) Укская свита (верхний рифей, Южный Урал): новые данные. *От анализа вещества – к бассейновому анализу*. Мат-лы 13 Урал. литол. сов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 150-153.
- Маслов А.В., Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2018а) Первые данные о распределении редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 165, 41-47.
- Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018б) Первые результаты U-Pb La-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Докл. АН*, **482**(5), 558-561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, I, 351 с.; II, 134 с.; III, 130 с.; IV, 103 с.
- Мичурин С.В., Горожанин В.М. (2010) Изотопный состав серы гипса из среднерифейских отложений Баш-

- кирского мегантиклинория. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (15), 122-125.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А. (2011) Химическое датирование уран-ториевой минерализации из нижнерифейских отложений Башкирского антиклинория. *Геол. сб.*, вып. 9. Уфа: ИГГ УНЦ РАН, 216-219.
- Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Даниленко С.А. (2014) Цинк в карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы X Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 150-154.
- Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М., Горожанин В.М., Султанова А.Г., Каримова А.М., Войкина З.А., Шарипова А.В. (2021) Минералогические и геохимические особенности карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал). *Геол. вестн.*, (1), 80-97.
- Мичурин С.В., Каримова А.М., Казбулатова Г.М., Султанова А.Г., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. (2019) Фтор в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ*, (26), 76-90.
- Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Шиянова Е.О., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Дуб С.А., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Ахмедова Р.Р. (2022а) Разрез тюльменской подсвиты авзянской свиты среднего рифея (хр. Белягуш, Южный Урал): геология, стратиграфия, магматические образования. *Геол. вестн.*, (3), 16-33.
- Мичурин С.В., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Каримова А.М., Войкина З.А. (2020) Фтор и хлор в карбонатных породах лапштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (Багарыштинский разрез, Южный Урал). *Геол. вестн.*, (3), 3-26.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А., Казбулатова Г.М., Юлдашбаева В.Ф. (2022б) Минералогические и геохимические особенности известняков катавской свиты Акташской площади (Ямантауский антиклинорий, Южный Урал). *Геол. вестн.*, (1), 83-93.
- Мусина А.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Канипова З.А. (2015) Хлор в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория. *Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы III Всерос. молодеж. геол. конф. СПб.: Свое издательство, 144-148.
- Нижний рифей Южного Урала. (1989) (Отв. ред. М.А. Семихатов). М.: Наука, 208 с.
- 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), 430-434.
- Парфенова Т.М., Мельник Д.С. (2020) Геохимия рассеянного органического вещества пород укской свиты (верхний рифей, Южный Урал). *От анализа вещества – к бассейновому анализу*. Мат-лы 13 Урал. литол. сов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190-192.
- Парфиров Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Дьякова С.А. (2023) Первые результаты теста внутриформационных конгломератов в катавской свите позднего рифея (Южный Урал). *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естественные науки*, **165**(4), 550-562.
- Парфиров Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. (2024) Первые результаты палеомагнитного опробования красноцветных пород катавской свиты в окрестностях с. Инзер (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 150-153.
- Петров Г.А. (2018а) К проблеме корреляции рифейских толщ Южного и Северного Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 165, 67-70.
- Петров Г.А. (2018б) К проблеме корреляции рифейских толщ Южного и Северного Урала. *Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра*. Мат-лы 12 Урал. литол. сов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 259-261.
- Петров Г.А., Маслов А.В. (2024) Обстановка формирования нижнекаменноугольных вулканогенно-терригенных толщ восточного склона Среднего и Северного Урала. *Докл. АН. Науки о Земле*, **515**(7), 27-36.
- 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.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. (2011) Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория. *Геол. сб.*, вып. 9. Уфа: ИГГ УНЦ РАН, 36-43.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. (2014) Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы X Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 77-87.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. (2017а) Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (23), 3-26.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. (2012) Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы IX Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 52-56.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Аржавитина М.Ю., Ратов А.А. (2017б) Стратиграфические следствия новых изотопно-геохронологических данных по багрушинскому комплексу риодацитовых порфиров (Тараташский антиклинорий, Юж-

- ный Урал). *Геол. сб.*, вып. 13. СПб.: Свое издательство, 3-15.
- Ронкин Ю.Л. (2017) Изотопная геология гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Южного Урала: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf и U-Pb ограничения. *Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании*. Мат-лы III Междунар. геол. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 237-241.
- Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015а) R3Э- и Lu-Hf-систематика циркона гранитов рапакиви и ассоциирующих пород суперконтинента Нуна (Колумбия). *Докл. АН*, **461**(2), 214-219.
- Ронкин Ю.Л., Гердес А., Несбит Р. (2015б) Циркон гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Южного Урала: REE и Lu-Hf изотопные ограничения. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 222-228.
- Савельев Д.Е. (2014) Конгломераты машакской свиты на горе Нараташ. *Тр. Южно-Уральского гос. природного заповедника*, вып. 2. Уфа: Гилем, 151-161.
- Сальманова Р.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Парфирьев Н.П. (2024) Циклостратиграфический анализ катавской свиты (на примере нижней части разреза Юрюзань). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 196-198.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. (1983) Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 224 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **23**(6), 16-27.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горюхов И.М., Овчинникова Г.В. (2009) Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(6), 17-45.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. (2010) Основные этапы развития докембрийского органического мира. Сообщ. 2. Поздний протерозой. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **18**(6), 3-34.
- Сергеева Н.Д. (2011а) Криволукская свита в разрезе рифея Южного Урала (корреляция отложений по акцессорным минералам). *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (17), 104-109.
- Сергеева Н.Д. (2011б) Минералогические особенности терригенных отложений рифея, вскрытых в скважине 1 Кулгунинская (Южный Урал). *Геол. сб.*, вып. 9. Уфа: ИГГ УНЦ РАН, 9-13.
- Сергеева Н.Д. (2021) Отложения нижнекаратауской подсерии каратауской серии Алатауского антиклинория в разрезе по р. Зилим в районе д. Толпарово (Южный Урал). *Геол. вестн.*, (1), 3-13.
- Сергеева Н.Д., Дьякова С.А. (2022а) Разрез отложений катавской свиты по рекам Большой и Малый Казамаш в северной части Инзерского синклиниория (Южный Урал). *Геол. вестн.*, (3), 34-42.
- Сергеева Н.Д., Дьякова С.А. (2022б). Стратотипические и опорные разрезы катавской и инзерской свит каратауской серии верхнего рифея в Инзерском синклиниории (Южный Урал). *Геол. вестн.*, (1), 94-110.
- Сергеева Н.Д., Дьякова С.А. (2024) Катавская, инзерская и миньярская свиты Авдырдакской антиклинали по автодороге Уфа – Инзер – Белорецк (Алатауский антиклинорий, Южный Урал). *Геол. вестн.*, (1), 91-102.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. (2022) Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего рифея и венда Южного Урала (Проект 2022). *Геол. вестн.*, (2), 3-14.
- Сергеева Н.Д., Козлова О.В., Солодова С.А. (2019) Основные черты геологического строения и стратиграфии отложений верхнего докембрия на территории геопарка “Торатау” (Южный Урал). *Геол. вестн.*, (3), 50-61.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А. (2024) Аршиний – четвертое подразделение рифея уральской шкалы. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы XV Межрегион. науч.-практ. конф. М.: Перо, 205-209.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. (2023) Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(1), 38-51.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Ратов А.А. (2013) Лимитотип стратиграфической границы нижнего рифея на Южном Урале. *Геол. сб.*, вып. 10. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 64-70.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Ратов А.А., Козлова О.В. (2018) Стратиграфическая корреляция отложений рифея Волго-Уральской области и Южного Урала и их пространственное взаимоотношение в зоне сопряжения платформенных и складчатых структур по сейсмическим материалам. *Геол. вестн.*, (2), 79-95.
- Сначев А.В. (2015) Геология и петрохимические особенности углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического купола (Южный Урал). *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Мат-лы Научных чтений памяти П.Н. Чирвинского, вып. 18. Пермь: ПГНИУ, 328-333.
- Сначев А.В. (2016) Геология и содержание $C_{орг}$ в углеродистых отложениях Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*. Мат-лы Всерос. науч.-практ. конф. Пермь: ПГНИУ, (16), 88-91.
- Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. (2012) Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 208 с.
- Станевич А.М., Козлов В.И., Пучков В.Н., Корнилова Т.А., Сергеева Н.Д. (2012) Палеобиоценозы среднего и позднего рифея в стратотипе Южного Урала. *Докл. АН*, **446**(3), 313-317.
- Станевич А.М., Пучков В.Н., Корнилова Т.А., Сергеева Н.Д., Максимова Е.Н. (2018) Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала и протерозоя Восточной Сибири (палеобиологические аспекты). *Геол. вестн.*, (3), 3-41.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Султанова А.Г., Мичурин С.В. (2024) Некоторые вопросы геохимии лития и его распределение в рифейских породах Южного Урала. *Геол. вестн.*, (2), 65-80.

- Султанова А.Г., Мичурин С.В., Каримова А.М., Казбулатова Г.М., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. (2019) Фторсодержащие минералы в нижнерифейских отложениях Ямантауского антиклинория (Южный Урал). *Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VII Всерос. молодеж. геол. конф. Уфа: РН-БашНИПИнефть, 113–118.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л., Бородин Н.С., Прибавкин С.В., Лепихина О.П. (2010) Sm-Nd-, Rb-Sr-возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кулинско-Копанского комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, **432**(5), 650–654.
- Шатский Н.С. (1960) Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. *Стратиграфия позднего докембрия и кембрия*. Междунар. геол. конгресс, 21-я сессия. Докл. сов. геологов. М.: АН СССР, 5–15.
- Ялышева А.И. (2010а) Морфометрические характеристики кластогенного кварца псаммитов бурзянской серии Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*. Мат-лы сов. Пермь: ПГНИУ, (10), 49–53.
- Ялышева А.И. (2010б) Типоморфизм кластогенного кварца из докембрийских отложений Южного и Среднего Урала. *Литосфера*, (1), 64–83.
- Ялышева А.И. (2013а) Особенности микроморфологии поверхностей кластогенного кварца из рифейских и вендских песчаников Башкирского мегантиклинория. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Мат-лы Научных чтений памяти П.Н. Чирвинского, вып. 16. Пермь: ПГНИУ, 190–196.
- Ялышева А.И. (2013б) Постседиментационные (хемогенные) микротекстуры кластогенного кварца рифейских песчаников Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). *Проблемы геологии и освоения недр*. Тр. XVII Междунар. симп. им. акад. М.А. Усова. Т. 1. Томск: НИ ТПУ, 163–165.
- Ялышева А.И., Крупенин М.Т. (2014) Обстановки осадконакопления базальных толщ среднего рифея Башкирского мегантиклинория. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 161, 133–139.
- Ялышева А.И., Сергеева Н.Д. (2014) Анализ данных морфометрии обломков пород из конгломератов навыйской подсистемы айской свиты Башкирского мегантиклинория. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 161, 149–153.
- Ялышева А.И., Сергеева Н.Д. (2015) Морфология детритовых цирконов и минералогическая зрелость песчаников тукаевской (Волго-Уральская область) и зигальгинской (Южный Урал) свит среднего рифея. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 82–89.
- Ялышева А.И., Сергеева Н.Д., Главатских С.П. (2014) Микроморфология зерен кварца и цирконов из терригенных пород базальных уровней нижнего рифея Башкирского мегантиклинория и Камско-Бельского авлакогена. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 161, 140–148.
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiryev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. (2023) Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia. *Geosci. Front.*, **14**(4), 101558. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558>
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precambrian Res.*, **298**, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Stüeken E.E., Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Krupenin M.T., Bekker A. (2021) Transient deep-water oxygenation recorded by rare Mesoproterozoic phosphorites, South Urals. *Precambrian Res.*, **360**, 106242. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106242>

REFERENCES

- Akhmedova R.R., Michurin S.V. (2024) Potassium Feldspars of the Biryán Subformation of the Zilmerdak Formation of the Upper Riphean (Southern Urals): IR Spectroscopy Data. *Geology, Mineral Resources and Problems of Geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 23–25. (In Russ.)
- Akhmedova R.R., Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M. (2022) Crystallochemical features of dolomites of the lower subformation of the Minyar suite of the Upper Riphean (Tolparovo village, Southern Urals). *Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XIV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 132–135. (In Russ.)
- Akhmedova R.R., Michurin S.V., Shiyanova E.O., Sergeeva N.D., Sharipova A.A. (2023) Crystallochemical, mineralogical and geochemical features of dolomites of the Avzyan suite of the Middle Riphean (Southern Urals). *Vestn. Voronezh. gos. un-ta. Ser.: Geologiya*, (3), 40–56. (In Russ.)
- Ardislamov F.R., Saveliev D.E. (2013) On the Unsolved Problems of Middle Riphean Volcanism on the Example of the Mashak Formation (Southern Urals). *Sovremennyye naukoemkie tekhnologii*, (12), 151. (In Russ.)
- Badida L.V., Dub S.A. (2019) Minerals of the heavy fraction of sandstones of the Katav suite: features of the chemical composition and possible sources of demolition. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 46–51. (In Russ.)
- Bekker Yu.R. (2015) Riphean silicites (stages, features, siliceous belts and oil and gas potential). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, (64), 28–40. (In Russ.)
- Danukalov K.N., Golovanova I.V., Parfiryev N.P., Sal'manova R.Yu. (2024) Study of the morphology of geomagnetic reversals in the Katav formation. First results. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 60–62. (In Russ.)
- Danukalov K.N., Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Parfiryev N.P. (2020) Paleomagnetic study of red-colored rocks of the Upper Riphean of the Southern Urals. *Geol. Vestn.*, (3), 47–54. (In Russ.)
- Dub S.A. (2021a) Upper Riphean-Vendian deposits of the Bashkir megaanticlinorium of the Southern Urals: state of knowledge and stratigraphic subdivision. *Geol. Geofiz.*, **62**(11), 1511–1530. (In Russ.)
- Dub S.A. (2021b) General stratigraphic scale of the Upper Precambrian: problems and proposals for improvement.

- Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 449-468. (In Russ.)
- Dub S.A. (2022) On the methods of stratigraphic subdivision of the Precambrian. A view from the Phanerozoic. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, (90), 33-40. (In Russ.) <https://doi.org/10.52349/0869-7892-2022-90-33-40>
- Dub S.A. (2024) Upper Riphean Uk Formation of the Southern Urals: Age, Sedimentation Environments, Ore Genesis. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov*, (30), 33-36. (In Russ.)
- Dub S.A., Gorbunova N.P. (2019) Chemical composition of rocks of the Upper Riphean Uk Formation of the Southern Urals: Relationship with Sedimentation Environments and Post-sedimentary Transformations. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 52-58. (In Russ.)
- Dub S.A., Grazhdankin D.V. (2018) Carbonate facies of the Upper Riphean Uk Formation in the Medved (Shubino) section: Brief review. *Lithology and I: from idea to conclusions*. Proceedings of the 3rd All-Russian School of Students, Postgraduates, Young Scientists and Specialists in Lithology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 69-72. (In Russ.)
- Dub S.A., Grazhdankin D.V. (2021) Lithology and sedimentation environments of carbonate deposits of the Uk Formation of the Upper Riphean (Neoproterozoic) of the Southern Urals. *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 513-537. (In Russ.)
- Dub S.A., Grazhdankin D.V., Bobkov N.I. (2018a) Molar tooth structures in the Uk Formation (Upper Riphean, Southern Urals) and their stratigraphic significance. *Lithology and I: from idea to conclusions*. Proceedings of the 3rd All-Russian School of Postgraduates, Young Scientists and Specialists in Lithology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 72-74. (In Russ.)
- Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V., Deryugina L.K. (2018b) Distribution of rare earth elements in rocks of the Uk Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals: analysis of bulk samples and acidic extracts. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 93-99. (In Russ.)
- Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V., Gorbunova N.P., Gulyaeva T.Ya., Deryugina L.K. (2019) Behavior of trace elements in acidic extracts (acetic, nitric and hydrochloric) from terrigenous-carbonate rocks of the Uk Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 919-944. (In Russ.)
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Parfiriev N.P., Salmanova R.Yu. (2024) Actual issues of paleomagnetism of the Katav formation (Upper Riphean, Southern Urals). *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 42-45. (In Russ.)
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. (2023) Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia. *Geosci. Front.*, **14**(4), 101558. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558>
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Parfiriev N.P., Levashova N.M. (2022) New results of paleomagnetic studies of the Katav Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XIV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 42-46. (In Russ.)
- Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Danukalov K.N., Sergeeva N.D. (2019) On the possibility of using cyclostratigraphic analysis in studying the duration of magnetic polarity zones in the deposits of the Katav Formation (Upper Riphean, Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (2), 102-110. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M. (2023) Geochemical features of hydrocarbon manifestations in carbonates of the Minyar Formation of the Upper Riphean, Bashkir meganticlinorium, Southern Urals. *Geol. Vestn.*, (1), 13-23. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Hollman K., Kuznetsov N.B. (2014a) Hydrocarbon occurrence in Upper Proterozoic deposits of the Southern Urals. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the X Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 99-101. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Biktimerova Z.R. (2013a) Isotope-geochemical features of the "cap dolomites" of the Arsha Formation (Southern Urals). *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AN RB*, (19), 61-67. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Biktimerova Z.R. (2012) Isotope-geochemical features of the "cap dolomites" in the Vendian deposits of the Southern Urals. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AN RB*, (18), 42-51. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktimerova Z.R. (2015) Lithological features of diamictites at the Riphean-Vendian boundary in the Tolparovo section (Southern Urals). *Geol. Sb.*, vyp. 12. Ufa, IG UFTs RAN, 23-34. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktimerova Z.R. (2017) Paleokarst in the Tolparovsky section of the Upper Precambrian, Southern Urals. *Geol. Sb.*, vyp. 13. St.Petersburg, Svoe izdatelstvo Publ., 176-185. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktimerova Z.R. (2016) The Tolparovsky section of the Upper Precambrian as a typical section of the Cryogenian in the Southern Urals. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XI Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 36-38. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Voikina Z.A., Sharipova A.A., Biktimerova Z.R., Sultanova A.G. (2019) Marine-glacial deposits in the Tolparovsky section of the Upper Precambrian (Zilim and Maly Tolpar rivers). *Geol. Vestn.*, (3), 69-92. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Puchkov V.N., Gorozhanina E.N., Sergeeva N.D., Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B. (2014b) Navysht graben-rift in the Southern Urals as a fragment of the Early Riphean aulacogen. *Dokl. AN*, **458**(2), 182-187. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Sergeeva N.D., Gorozhanina E.N., Puchkov V.N., Kuznetsov N.B., Ratov A.A. (2013b) Tectonic-sedimentary models of the formation of volcanogenic-sedimentary deposits of the Ai Formation in the Navysht time (Southern Urals). *Geol. Sb.*, vyp. 10. Ufa, IG UNTs RAN, 3-20. (In Russ.)
- Gorokhov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Arakelyants M.M., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasilyeva I.M. (2019) Isotope

- systematics and age of authigenic minerals in mudstones of the Upper Riphean Inzerskaya suite of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(2), 3–30. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Puchkov V.N. (2022) Structural-formational zones of the Ural folded belt: data review and development of new ideas. *Geotectonika*, (6), 78–113.
- Ivanovskaya T.A., Zvyagina B.B., Sakharov B.A., Zaitseva T.S., Pokrovskaya E.V., Dorzhieva O.V. (2015) Globular layered silicates of glauconite-illite composition in Upper Proterozoic and Lower Cambrian deposits. *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 510–537. (In Russ.)
- Ivanushkin A.G. (2012) New data on the stratigraphy of Precambrian and Lower Paleozoic deposits of the Southern Urals. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, (51), 41–51. (In Russ.)
- Ivanushkin A.G. (2016) New data on the stratigraphy of Riphean deposits in the northern part of the Bashkir anticlinorium in the Southern Urals. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, (65), 60–70. (In Russ.)
- Kazbulatova G.M., Karamova A.M., Michurin S.V., Sultanova A.G. (2019) Distribution of fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Bolshoi Inzer and Suran formations of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the VII All-Russian youth Geological Conf. Ufa, RN-BashNIPIneft, 77–81. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Ronkin Yu.L., Borodina N.S., Pribavkin S.V., Lepikhina O.P. (2010) Sm-Nd, Rb-Sr-age of gabbroids, granitoids and titanomagnetite ores from layered intrusions of the Kusinsko-Kopansky complex (Southern Urals). *Dokl. AN*, **432**(5), 650–654. (In Russ.)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aidarov E.M., Masagutov R.Kh., Arslanova E.R. (2013) State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Ural series. Sheet N-40 – Ufa. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI, 512 p. (In Russ.)
- Kovalev S.S. (2016) Lithological-petrographic and geochemical characteristics of the Middle Riphean deposits of the Ishlinsky graben (Bashkir mega-anticlinorium). *Unique lithological objects through the prism of their diversity*. Proceedings of the 2nd All-Russian School of Students, Postgraduates and Young Scientists on Lithology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 140–142. (In Russ.)
- Kovalev S.S., Kovalev S.G. (2016) Characteristics of carbon from black shale deposits of the Bashkir mega-anticlinorium. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XI Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 96–98. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2019) Sm-Nd age of picrites of the Lysogorsk complex (Southern Urals): evidence of initial Middle Riphean magmatism. *Dokl. AN*, **488**(1), 58–61. (In Russ.)
- Kozlov V.I. (1982) Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshiniy – a new Riphean straton in the stratotype sections of the Southern Urals. *Geol. Sb.*, vyp. 9. Ufa, IG UNTs RAN, 3–8. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013a) Zircon geochronology of Mashak volcanics and the problem of the age of the Lower-Middle Riphean boundary (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(5), 3–20. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013b) Zirconology of the Navysh volcanics of the Ai Formation and the problem of the age of the lower boundary of the Riphean in the Southern Urals. *Dokl. AN*, **448**(4), 437–442. (In Russ.)
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precambrian Res.*, **298**, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Larionov N.N. (2014) On the stratigraphy of the Mashak Formation in the parastratotype section on the Bolshoy Shatak Ridge. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the X Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 69–72. (In Russ.)
- Lower Riphean of the Southern Urals. (1989) (Ed. by M.A. Semikhatov). Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (1988) Lithology of Upper Riphean deposits of the Bashkir megaanticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2019) On the reconstruction of the categories of rivers that formed the filling of the Riphean sedimentary basins in the junction of the East European Platform and the modern Southern Urals. *Proceedings of higher educational establishments. Geology and exploration*, (5), 28–36. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2022a) Vendian of the Middle Urals: a review of some studies of the early 21st century. *Lithosphere (Russia)*, **22**(5), 555–578. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2022b) Vendian of the Southern Urals: a review of studies of the early 21st century. *Lithosphere (Russia)*, **22**(4), 409–431. (In Russ.)
- Maslov A.V., Dub S.A. (2019) Distribution of rare earth elements and yttrium in carbonate rocks of the Uk Formation (Upper Riphean, Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 114–121. (In Russ.)
- Maslov A.V., Dub S.A. (2024) Lithogeochemical characteristics and sedimentation settings of limestones of the Uk Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals. *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 317–339. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T. (1991) Riphean sections of the Bashkir megaanticlinorium (Western slope of the Southern Urals). Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 172 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T. (1998) Sedimentary sequences of the Riphean type area (retrospective review of sedimentological, paleogeographic, lithological-mineralogical and petrogeochemical studies). Ufa, Print Publ., 225 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Kovalev S.G., Gareev E.Z. (2017) Low-carbon clay shales of the Riphean of the Southern Urals in the context of the formation of large igneous provinces. *Geokhimiya*, (7), 594–608. (In Russ.)
- Maslov A.V., Olovyanishnikov V.G., Isherskaya M.V. (2002) Riphean of the eastern, northeastern and northern periphery of the Russian platform and the western megazone of the Urals: lithostratigraphy, formation conditions and types of sedimentary sequences. *Lithosphere (Russia)*, (1), 1–10. (In Russ.)

- sia), (2), 54-95. (In Russ.)
- Maslov A.V., Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2018a) First data on the distribution of rare earth elements and yttrium in carbonate rocks of the Upper Riphean Uk Formation (Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 41-47. (In Russ.)
- Maslov A.V., Dub S.A., Parfenova T.M., Melnik D.S. (2020) Uk Formation (Upper Riphean, Southern Urals): new data. *From substance analysis to basin analysis*. Proceedings of the 13th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 150-153. (In Russ.)
- Maslov A.V., Erokhin Yu.V., Gerdes A., Ronkin Yu.L., Ivanov K.S. (2018b) First results of U-Pb LA-ICP-MS isotope dating of detrital zircons from arkosic sandstones of the Biryán subformation of the Zilmerdak Formation of the Upper Riphean (Southern Urals). *Dokl. AN*, **482**(5), 558-561. (In Russ.)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Melnik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Uk Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals: sedimentology and geochemistry (first research results). *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) Riphean of the western slope of the Southern Urals (classical sections, sedimentogenesis and lithogenesis, minerageny, geological natural monuments). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, **I**, 351 p.; **II**, 134 p.; **III**, 130 p.; **IV**, 103 p. (In Russ.)
- Michurin S.V., Gorozhanin V.M. (2010) Sulfur isotope composition of gypsum from the Middle Riphean deposits of the Bashkir megaanticlinorium. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnikh resursov AN RB*, (15), 122-125. (In Russ.)
- Michurin S.V., Sharipova A.A. (2011) Chemical dating of uranium-thorium mineralization from the Lower Riphean deposits of the Bashkir anticlinorium. *Geol. Sb.*, vyp. 9. Ufa, IGG UNTs RAN, 216-219. (In Russ.)
- Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kanipova Z.A., Danilenko S.A. (2014) Zinc in carbonate rocks of the Suran suite of the Lower Riphean (Southern Urals). *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the X Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 150-154. (In Russ.)
- Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M., Gorozhanin V.M., Sultanova A.G., Karimova A.M., Voykina Z.A., Sharipova A.V. (2021) Mineralogical and geochemical features of carbonate rocks of the lower subsuite of the Inzerskaya suite of the Upper Riphean in the area of the village. *Geol. Vestn.*, (1), 80-97. (In Russ.)
- Michurin S.V., Karimova A.M., Kazbulatova G.M., Sultanova A.G., Savelyev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine in carbonate rocks of the Bolsheiner and Suran formations of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnikh resursov AN RB*, (26), 76-90. (In Russ.)
- Michurin S.V., Krupenin M.T., Shiyanova E.O., Savelyev D.E., Gorozhanin V.M., Dub S.A., Kazbulatova G.M., Sharipova A.A., Akhmedova R.R. (2022a) Section of the Tyulmen Subformation of the Avzyan Formation of the Middle Riphean (Belyagush Range, Southern Urals): geology, stratigraphy, igneous formations. *Geol. Vestn.*, (3), 16-33. (In Russ.)
- Michurin S.V., Sharipova A.A., Kazbulatova G.M., Yuldashbaeva V.F. (2022b) Mineralogical and geochemical features of limestones of the Katav formation of the Aktash area (Yamantau anticlinorium, Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (1), 83-93. (In Russ.)
- Michurin S.V., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M., Sharipova A.A., Savelyev D.E., Gorozhanin V.M., Karimova A.M., Voykina Z.A. (2020) Fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Lapshta subformation of the Suran Formation of the Lower Riphean (Bagarysha section, Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (3), 3-26. (In Russ.)
- Musina A.M., Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kanipova Z.A. (2015) Chlorine in carbonate rocks of the Riphean of the Bashkir megaclinorium. *Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the III All-Russian youth Geol. Conf. St.Petersburg, Svoe izdatelstvo Publ., 144-148. (In Russ.)
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Gorokhov I.M., Krupenin M.T., Gorokhovskiy B.M., Maslov A.V. (2013) Pb-Pb age and Sr isotope characteristics of Middle Riphean phosphorite nodules: Zigazak-Komarov Formation of the Southern Urals. *Dokl. AN*, **451**(4), 430-434. (In Russ.)
- Parfenova T.M., Melnik D.S. (2020) Geochemistry of dispersed organic matter in rocks of the Uk suite (Upper Riphean, Southern Urals). *From substance analysis to basin analysis*. Proceedings of the 13th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 190-192. (In Russ.)
- Parfiryev N.P., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Dyakova S.A. (2023) First results of intraformational conglomerate testing in the Katav Formation of the Late Riphean (Southern Urals). *Uch. zap. Kazan. un-ta. Ser.: Estestvennye nauki*, **165**(4), 550-562. (In Russ.)
- Parfiryev N.P., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu. (2024) First results of paleomagnetic sampling of red-colored rocks of the Katav Formation in the vicinity of the village of Inzer (Southern Urals). *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 150-153. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2018b) On the Problem of Correlation of Riphean Structural Units of the Southern and Northern Urals. *Sedimentary Geology of the Urals and Adjacent Regions: Today and Tomorrow*. Proceedings of the 12th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 259-261. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2018a) On the Problem of Correlation of Riphean Structural Units of the Southern and Northern Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 67-70. (In Russ.)
- Petrov G.A., Maslov A.V. (2024) Formation Setting of Lower Carboniferous Volcanic-Terrigenous Structural Units of the Eastern Slope of the Middle and Northern Urals. *Dokl. AN. Nauki o Zemle*, **515**(7), 27-36. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (Northern Urals). *Dokl. AN*, **464**(5), 589-593. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)

- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, GILEM Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A. (2011) Paleozoic U-Pb SHRIMP dating of igneous rocks of the Bashkir meganticlinorium. *Geol. Sb.*, vyp. 9. Ufa, IGG UNTs RAN, 36-43. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2014) Boundary stratigraphic units of the Riphean and Vendian in the Southern Urals. additions and changes to the regional stratigraphic scheme. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the X Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 77-87. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2017a) Stratigraphic scheme of the Riphean stratotype of the Southern Urals. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AN RB*, (23), 3-26. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2012) New determinations of the isotopic age of volcanic eruptions in the typical section of the Riphean and Vendian of the Southern Urals: consequences for stratigraphy and tectonics. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the IX Int. Sci. Pract. Conf. Ufa, DesignPress Publ., 52-56. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A., Arzhavitsina M.Yu., Ratov A.A. (2017b) Stratigraphic consequences of new isotope-geochronological data on the Bagrushtinsky rhyodacitic porphyry complex (Taratash anticlinorium, Southern Urals). *Geol. Sb.*, vyp. 13. St.Petersburg, Svoe izdatelstvo Publ., 3-15. (In Russ.)
- Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L. (2017) Isotope geology of rapakivi granites and associated rocks of the Southern Urals: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb constraints. *Granites and the evolution of the Earth: mantle and crust in granite formation*. Proceedings of the III Int. Geol. Conf. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 237-241. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015a) REE and Lu-Hf systematics of zircon from rapakivi granites and associated rocks of the Nuna supercontinent (Columbia). *Dokl. AN*, 461(2), 214-219. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Gerdes A., Nesbit R. (2015b) Zircon from rapakivi granites and associated rocks of the Southern Urals: REE and Lu-Hf isotope constraints. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 162, 222-228. (In Russ.)
- Sal'manova R.Yu., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Parfiryev N.P. (2024) Cyclostratigraphic analysis of the Katav Formation (using the lower part of the Yuryuzan section as an example). *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 196-198. (In Russ.)
- Saveliev D.E. (2014) Conglomerates of the Mashak Formation on Mount Naratash. *Tr. Yuzhno-Ural'skogo gos. prirodnogo zapovednika*, vyp. 2. Ufa, Gilem Publ., 151-161. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Serebryakov S.H. (1983) Siberian Riphean hypostratotype. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotopic age of the boundaries of common stratigraphic units of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) of Russia: evolution of views and modern assessment. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 23(6), 16-27. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Maslov A.V., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V. (2009) Lower Riphean stratotype – Burzyan Group of the Southern Urals: lithostratigraphy, paleontology, geochronology, Sr- and C-isotope characteristics of carbonate rocks. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 17(6), 17-45. (In Russ.)
- Sergeev V.N., Semikhatov M.A., Fedonkin M.A., Vorobyeva N.G. (2010) The main stages of development of the Precambrian organic world: Communication 2. Late Proterozoic. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 18(6), 3-34. (In Russ.)
- Sergeeva N.D. (2011a) Krivaya Luka Formation in the Riphean Section of the Southern Urals (Correlation of Deposits by Accessory Minerals). *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AN RB*, (17), 104-109. (In Russ.)
- Sergeeva N.D. (2011b) Mineralogical Features of the Riphean Terrigenous Deposits Uncovered in Well 1 Kulgunino (Southern Urals). *Geol. Sb.*, vyp. 9. Ufa, IGG UNTs RAN, 9-13. (In Russ.)
- Sergeeva N.D. (2021) Deposits of the Lower Karatau Subseries of the Karatau Series of the Alatau Anticlinorium in the Section along the Zilim River in the Area of the Village of Tolparovo (Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (1), 3-13. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Dyakova S.A. (2022a) Section of Katav Formation Deposits along the Bolshoi and Maly Kazamash Rivers in the Northern Part of the Inzer Synclinorium (Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (3), 34-42. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Dyakova S.A. (2022b) Stratotype and Reference Sections of the Katav and Inzer formations of the Upper Riphean Karatau Group in the Inzer Synclinorium (Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (1), 94-110. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Dyakova S.A. (2024) Katav, Inzer and Minyar formations of the Avdyrdak Anticline along the Ufa-Inzer-Beloretsk Highway (Alatau Anticlinorium, Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (1), 91-102. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2022) Regional stratigraphic scheme of the Upper and Final Riphean and Vendian deposits of the Southern Urals (Project 2022). *Geol. Vestn.*, (2), 3-14. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Kozlova O.V., Solodova S.A. (2019) Main features of the geological structure and stratigraphy of the Upper Precambrian deposits in the Toratau Geopark (Southern Urals). *Geol. Vestn.*, (3), 50-61. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A. (2024) Arshiniy – the fourth subdivision of the Riphean of the Ural scale. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the XV Int. Sci. Pract. Conf. Moscow, Pero Publ., 205-209. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Zaitseva T.S. (2023) Key section of the Ukskaya suite of the Upper Riphean (Karataviya) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 23(1), 38-51. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Ratov A.A. (2013) Limitotype of the stratigraphic boundary of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Geol. Sb.*, vyp. 10. Ufa, IGG UNTs RAN, 64-70. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Ratov A.A., Kozlova O.V. (2018) Stratigraphic correlation of the Riphean deposits of the Volga-Ural region and the Southern Urals and

- their spatial relationship in the junction zone of platform and folded structures based on seismic materials. *Geol. Vestn.*, (2), 79-95. (In Russ.)
- Shatsky N.S. (1960) Principles of Late Precambrian stratigraphy and the volume of the Riphean group. *Late Precambrian and Cambrian stratigraphy*. Int. Geol. Congress, 21 session. Reports of the Soviet geologists. Moscow, AN SSSR, 5-15. (In Russ.)
- Snachev A.V. (2016) Geology and C_{org} content in carbonaceous sediments of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). *Geology and mineral resources of the Western Urals*. Proceedings of the All-Russian Sci. Pract. Conf. Perm, PGU, (16), 88-91. (In Russ.)
- Snachev A.V. (2015) Geology and petrochemical features of carbonaceous deposits of the Zigaza-Komarovo Formation of the Beloretsk metamorphic dome (Southern Urals). *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny*. Proceedings of the Scientific Readings in Memory of P.N. Chirvinsky, vyp. 18. Perm, PGU, 328-333. (In Russ.)
- Snachev A.V., Snachev V.I., Rykus M.V., Saveliev D.E., Bazhin E.A., Ardislamov F.R. (2012) Geology, petrogeochemistry and ore content of carbonaceous deposits of the Southern Urals. Ufa, DesignPress Publ., 208 p. (In Russ.)
- Stanevich A.M., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Kornilova T.A., Sergeeva N.D. (2012) Paleobiocenoses of the Middle and Late Riphean in the stratotype of the Southern Urals. *Dokl. AN*, **446**(3), 313-317. (In Russ.)
- Stanevich A.M., Puchkov V.N., Kornilova T.A., Sergeeva N.D., Maksimova E.N. (2018) Microfossils of the Riphean stratotype of the Southern Urals and the Proterozoic of Eastern Siberia (paleobiological aspects). *Geol. Vestn.*, (3), 3-41. (In Russ.)
- Stüeken E.E., Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Krupenin M.T., Bekker A. (2021) Transient deep-water oxygenation recorded by rare Mesoproterozoic phosphorites, South Urals. *Precambrian Res.*, **360**, 106242. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106242>
- Sultanova A.G., Michurin S.V. (2024) Some issues of lithium geochemistry and its distribution in the Riphean rocks of the Southern Urals. *Geol. Vestn.*, (2), 65-80. (In Russ.)
- Sultanova A.G., Michurin S.V., Karimova A.M., Kazbulatova G.M., Savelyev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine-bearing minerals in the Lower Riphean deposits of the Yamantau anticlinorium (Southern Urals). *Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories*. Proceedings of the VII All-Russian Youth Geol. Conf. Ufa, RN-BashNIPIneft, 113-118. (In Russ.)
- Yalysheva A.I. (2010a) Morphometric characteristics of clastogenic quartz of psammites of the Burzyan Group of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). *Geology and mineral resources of the Western Urals*. Proceedings of the Meeting. Perm, PGU, (10), 49-53. (In Russ.)
- Yalysheva A.I. (2010b) Typomorphism of clastogenic quartz from Precambrian deposits of the Southern and Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 64-83. (In Russ.)
- Yalysheva A.I. (2013a) Features of the micromorphology of clastogenic quartz surfaces from the Riphean and Vendian sandstones of the Bashkir meganticlinorium. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny*. Proceedings of the Scientific Readings in Memory of P.N. Chirvinsky, vyp. 16. Perm, PGU, 190-196. (In Russ.)
- Yalysheva A.I. (2013b) Post-sedimentation (chemogenic) microtextures of clastogenic quartz from Riphean sandstones of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). *Problems of Geology and Subsoil Development*. Proceedings of the XVII Inte. Symp. named after academician M.A. Usov. V. 1. Tomsk, NII TPU, 163-165. (In Russ.)
- Yalysheva A.I., Krupenin M.T. (2014) Sedimentation environments of the Middle Riphean basal strata of the Bashkir meganticlinorium. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 161, 133-139. (In Russ.)
- Yalysheva A.I., Sergeeva N.D. (2014) Analysis of morphometry data of rock fragments from conglomerates of the Navysh subformation of the Ai Formation of the Bashkir meganticlinorium. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 161, 149-153. (In Russ.)
- Yalysheva A.I., Sergeeva N.D. (2015) Morphology of detrital zircons and mineralogical maturity of sandstones of the Tukaev (Volga-Ural region) and Zigalga (Southern Urals) formations of the Middle Riphean. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 162, 82-89. (In Russ.)
- Yalysheva A.I., Sergeeva N.D., Glavatskikh S.P. (2014) Micromorphology of quartz and zircon grains from terrigenous rocks of the basal levels of the Lower Riphean of the Bashkir meganticlinorium and the Kama-Belsk aulacogen. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 161, 140-148. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) Vendian basement in the Southern Urals: Rb-Sr age of glauconites of the Bakeevo Formation. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 82-96. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Sergeeva N.D., Ivanovskaya T.A., Kaurova O.K. (2022) Mineralogical and crystallochemical characteristics and Rb-Sr age of globular layered silicates from oolitic limestones of the Uk Formation (Southern Urals). *Clays and clay minerals – 2022*. Proceedings of the V Russian School on Clay Minerals and the VII Russian Conference on Clays and Clay Minerals. Moscow, IGM RAN, 92-94. (In Russ.)

Хронология в стратиграфии

В. В. Черных

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: chernykh@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 07.04.2025 г., принята к печати 14.05.2025 г.

Объект исследования. Обсуждаются вопросы, связанные с хронологическим представлением времени в стратиграфии: особенности биохронологического исчисления геологического времени, природа зональных биохронологических шкал, двойной характер стратиграфических классификаций, биологическая основа хроностратиграфических подразделений, содержание понятий “хронологическая шкала” и “хронологическая классификация”. **Материал и методы.** Анализируется традиционное решение этих вопросов. Сделана попытка вскрыть логические источники разногласий и наметить пути к их преодолению. **Результаты.** Для успешного решения названных вопросов необходимо дифференцировать биохронологическую шкалу как инструмент измерения геологического времени и геологический разрез как объект измерения. Как циклы палеонтологического развития должны быть эквивалентны одноранговые подразделения биохронологических шкал, но не стратиграфические подразделения одинакового порядка. **Выводы.** Истинными хронологическими шкалами в стратиграфии являются зональные биохронологические шкалы, при построении которых используется эволюционная последовательность однотипных событий (“существование видов”), что позволяет получить шкалу порядка, состоящую из равноценных (соразмерных, эквивалентных, конгруэнтных) подразделений – зон. Международная стратиграфическая шкала (сводный разрез стратисферы) является по содержанию календарем геологических событий и дат. Названия подразделений Международной стратиграфической шкалы служат в качестве международного хронологического языка.

Ключевые слова: хронология, хронометрия, хронологические шкалы, зональные биохронологические шкалы, стратиграфическая классификация, хронологическая классификация

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800010-5

Chronology in stratigraphy

Valerii V. Chernykh

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

Received 07.04.2025, accepted 14.05.2025

Research subject. Issues related to the chronological representation of time in stratigraphy are discussed, including the features of biochronological calculation of geological time, the nature of zonal biochronological scales, the dual nature of stratigraphic classifications, the biological basis of chronostratigraphic divisions, as well as the concepts of “chronological scale” and “chronological classification”. **Material and methods.** Conventional approaches to the above issues are analyzed. An attempt is made to reveal the logical sources of disagreement on the issues under discussion and to outline possible compromise solutions. **Results.** In order to successfully resolve the abovementioned issues, it is necessary to distinguish the biochronological scale as an instrument for measuring geological time and the geological section – as an object of measurement. Being cycles of paleontological development, peer subdivisions of biochronological scales should be equivalent, but not stratigraphic subdivisions of the same order. **Conclusions.** The true chronological scales in stratigraphy are zonal biochronological scales, the construction of which uses the evolutionary sequence of similar events (“existence of species”), which allows us to obtain a scale of order consisting of equivalent (commensurate, equivalent, congruent) divisions – zones. The International Stratigraphic Scale (a summary section of the stratisphere) is, in its essence, a calendar of geological events and dates. The names of the subdivisions of the International Stratigraphic Scale serve as an international chronological language.

Keywords: chronology, chronometry, chronological scales, zonal biochronological scales, stratigraphic classification, chronological classification

Для цитирования: Черных В.В. (2025) Хронология в стратиграфии. *Литосфера*, **25**(6), 1249–1263. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1249-1263>. EDN: QVZUPI

For citation: Chernykh V.V. (2025) Chronology in stratigraphy. *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1249–1263. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1249-1263>. EDN: QVZUPI

Funding information

The work was conducted within framework of state assignment of IGG UB RAS (No. 123011800010-5)

...в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности.

С.В. Мейен

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье подводятся итоги наших разработок по общей стратиграфии, опубликованные за последние два десятилетия. В связи с этим неизбежны повторы тех или иных положений, которые были сформулированы ранее, и частые ссылки на публикации, где были приведены в той или иной форме излагаемые здесь соображения. Однако необходимость в сводке наиболее важных, по существу аксиоматических положений, разбросанных в большом количестве публикаций, продиктована и оправдана желанием дать некую целостную концепцию хронологических установок в стратиграфических построениях.

1. ХРОНОЛОГИЯ, ХРОНОМЕТРИЯ, ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Далеко не все авторы четко разделяют хронологию и хронометрию. Леонтий Леонтьевич Халфин считал, что геохронология – это “обобщающий термин для различных типов абсолютного и относительного летоисчисления, в частности и биохронологии” (1980, с. 9).

Своеобразную трактовку хронологии дает Георгий Павлович Леонов (1973). Он пишет: “В рамках условной, хронологической классификации явления группируются по времени их свершения... например, по месяцам, годам, столетиям и т. д. В рамках естественной, собственно исторической классификации те же явления группируются по принадлежности их к тому или другому естественному отрезку исторического ряда явлений, объединенного единством их внутреннего содержания. Группировка в первом из данных аспектов отражает *хронологическую последовательность* явлений; группировка во втором из них – *естественную периодизацию* соответствующего исторического процесса” (Леонов, 1973, с. 13–14).

В работе Дмитрия Леонидовича Степанова и Михаила Семеновича Месежников (1979) ясно выражено согласие авторов с позицией и терминологией Г.П. Леонова, выделившего два указанных приема построения хронологических шкал – клас-

сификаций. Они пишут: “Первый путь соответствует задаче создания общей хроностратиграфической и адекватной ей геохронологическим шкал. Второй путь реализуется разработкой региональных стратиграфических шкал” (Степанов, Месежников, 1979, с. 11).

Судя по содержанию приведенных фрагментов из работ указанных авторов, они так же, как и Л.Л. Халфин, понимают под термином “хронологическая” (хронологическая классификация, хронологическая последовательность явлений, хроностратиграфическая шкала) просто понятие “временная” и включают в хронологию как собственно хронологию, так и хронометрию.

Отметим попутно, что использование понятия “хронологическая классификация” вместо “расчленение” встречает законное возражение, так как выделение “частей в целостном объекте в логике называется расчленением (Шарапов, 1977). <...> Выделяя стратоны и прослеживая их в обнажении, мы выполняем операцию расчленения” (Мейен, 1989, с. 124). Вопрос о соотношении хронологических шкал и хронологических классификаций будет рассмотрен в дальнейшем в специальном разделе настоящей работы.

Отто Генрих Шиндевольф строго различает собственно хронологию, использующую в качестве реперов времени “события истории органического мира (биохронология)”, которые “могут быть заменены геологическими событиями (геохронология), но только после того, как будет произведено их датирование биостратиграфическим методом” (1975, с. 10); хронометрию (главным образом радиометрию), дающую “нам голый физический масштаб времени с равными промежутками, прилагаемый извне к истории Земли и истории органического мира” (1975, с. 10).

Вслед за О. Шиндевольфом последовательность исторических событий во времени, перечень каких-либо событий в их временной последовательности мы относим к области хронологии. При построении хронологической шкалы “естественные единицы подразделения заимствуются из самого исторического процесса вне зависимости от их абсолютной продолжительности” (Шиндевольф, 1975, с. 10).

Одинаковую последовательность тождественных событий (гомотаксис), установленную в конкретных разрезах конкретного региона, назовем стратиграфической шкалой. Учтем, что “в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности” (Мейен, 1989, с. 27). Таким образом, понятие “стратиграфическая шкала” для фанерозоя, по существу, синоним понятия “хронологическая шкала”. Однако строгому определению данного понятия отвечают только зональные биохронологические шкалы (БХШ), о чем далее сказано подробно.

Сергей Викторович Мейен считал, что с помощью стратиграфических шкал измерить ничего нельзя (1989, с. 27). Однако, если под измерением понимать, как это обычно принято, совокупность действий для определения отношения одной измеряемой величины к другой, принятой за единицу, то элементы измерения (хотя, конечно, не в таком аспекте, как измерение с помощью шкалы интервалов) можно усмотреть и в использовании шкалы порядка, каковой является зональная биохронологическая шкала. В качестве единицы (в этом случае лучше сказать *эталона*) принимается, например, граница А конкретного стратиграфического подразделения в стратотипическом разрезе. С этой границей, отмеченной на шкале как зона А, с помощью зональной биохронологической шкалы сравниваются (сопоставляются) интересующие границы в некоторых других разрезах Б, В и т. д. Граница А может оказаться возникшей раньше, чем граница Б, на два подразделения используемой шкалы, или границы А и В хронологически окажутся синонимичными (т. е. хронологически одновозрастными, равными), если относятся к одному и тому же подразделению шкалы.

Хронологическое измерение времени и используемые с этой целью шкалы имеют ряд особенностей, которые недостаточно ясно прописаны в существующей по этому вопросу литературе. В настоящей работе рассмотрены зональные биохронологические шкалы, построенные на эволюционной основе, которые, строго говоря, служат единственными в практике стратиграфии истинными хронологическими шкалами (Черных, 2023). Именно эти шкалы являются основным, наиболее эффективным инструментом при маркировке и корреляции стратиграфических границ.

2. ЗОНАЛЬНЫЕ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Зональные биохронологические шкалы относятся к шкалам порядка, которые устанавливают фиксированный порядок расположения событий (процессов) в соответствии с уровнем интенсивности рассматриваемого свойства, используемого для построения шкалы. В случае биохронологических

шкал в стратиграфии в качестве наиболее общей основы для их построения служит свойство “раньше, чем” в отношении порядка следования используемых для построения шкалы палеонтологических событий.

К зональным биохронологическим шкалам мы относим шкалы, построенные по результатам изучения эволюционного развития ископаемых организмов (Черных, 2005).

Необходимо отметить ряд особенностей таких шкал. В числе таковых и наиболее важных укажем, что зона является наименьшим подразделением биохронологической шкалы и принимается в качестве момента хронологического времени. В связи с этим на временной оси, т. е. на собственно хронологической шкале, зональное подразделение представляет собой безразмерную метку-риск: зоны на шкале не делятся на части, между смежными зонами нет временных переходов, все зоны равноценны и различаются только местом расположения на шкале.

Кроме этого, в зональных шкалах явно присутствует временной событийный базис – ряд сменяющих друг друга в стратиграфической последовательности событий: “существование вида А”, “существование вида Б”, “существование вида В” и т. д. Зональным временем на этой шкале является не “время существования вида” (как отмечается в большинстве стратиграфических работ), а само событие “существование вида”, которое фиксируется по находке ископаемых каждого вида. Именно эволюционная событийная основа зональных подразделений определяет хронологическую природу такого типа шкал, в которых зафиксирован только порядок следования этих событий и ничего не известно об их временной продолжительности.

Обращение к эволюционному базису при построении зональных БХШ позволяет выбрать наименьшее подразделение шкалы, которое “можно выделить и применить” (Шиндевольф, 1975, с. 47). Эволюционная линия, связующая хронологическую последовательность генетически родственных форм, вскрывает наиболее полную картину изменения стратифицирующего признака, что позволяет выбрать оптимальный масштаб для установления элементарной таксономической единицы и тем самым подразделения строящейся на этой основе шкалы. Кроме этого, филогенетическая последовательность ископаемых форм часто обнаруживает направленное развитие (эволюционный тренд) определенных признаков гомологичной части скелета организмов. Использование эволюционных трендов позволяет перейти от таксономических шкал к наиболее детальным шкалам, построенным по результатам изучения эволюционного направленного морфогенеза отдельной части скелета, гомологичной для длительно существующей группы ископаемых организмов (Черных, 2016). Зональ-

ные подразделения таких шкал устанавливаются на пределе делимости стратифицирующих признаков.

Наиболее часто встречающийся дивергентный характер процесса эволюционных преобразований в определенной мере обеспечивает непрерывность шкалы (Черных, 2010). Наконец, положенная в основу построения шкалы эволюционная последовательность ископаемых в значительной степени исключает повторение идентичных форм на разных стратиграфических уровнях (в силу необратимости эволюционного процесса).

Следует особо выделить шкалы, которые построены на основе изучения направленного характера эволюционного развития данной группы организмов. Именно такие шкалы наиболее строго отвечают требованиям, предъявляемым к шкалам порядка. Подразделения таких шкал располагаются в соответствии с уровнем интенсивности рассматриваемого признака, изменение которого положено в основу построения шкалы. Каждое следующее подразделение шкалы приближает состояние используемого признака от его начального значения к конечному в данном филетическом ряду форм. Знание общего направления изменения во времени признака в строении представителей используемой для построения шкалы группы организмов позволяет определять отношения “раньше, чем” между отдельными состояниями этого признака без привлечения критерия суперпозиции (“ниже, чем”) уровней нахождения носителей этого признака в разных геологических разрезах. Зональные шкалы на базе установленных морфологических трендов дифференцирующих признаков строения определенной части скелета, гомологичной в течение длительного времени существования данной группы организмов, наиболее точно отвечают понятию “шкала порядка”. Мы предложили называть такие шкалы меромическими (Черных, 2008, 2016, 2024) – от понятия “мерон”, введенного С.В. Мейеном (1974, 1977) в таксономию для обозначения класса частей целого, обладающих сходными признаками. Как показывает практика, такие шкалы являются наиболее эффективным инструментом для маркировки и отдаленной корреляции границ стратиграфических подразделений (Черных, 2012, 2016).

3. БИОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИСЧИСЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ И ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

Видообразование служит элементарным актом необратимого эволюционного процесса, лежащего в основе биохронологического исчисления геологического времени.

Изучение ретроспективных систем прошлого неполной сохранности, каковыми являются геологические разрезы, из которых мы получаем информацию, необходимую для построения БХШ, не да-

ет возможности различать *в разрезе* истинное положение событий, связанных с эволюционной последовательностью видов организмов, используемых для построения БХШ. Так, факт первой находки остатков вида А в конкретном разрезе не может служить свидетельством события “возникновение” этого вида, как и факт исчезновения фоссилий вида А из разреза не может быть истолкован как событие “вымирание вида А”. Все, о чем говорит находка ископаемых остатков вида, это о факте его существования. По этой причине элементарным событием, которое применяется для установления наименьшего (зонального) подразделения БХШ и которое не может делиться на части из-за риска быть потерянным, является событие “существование вида” (Черных, 2016, с. 37). Временная последовательность событий “существование видов А, Б, В и т. д.” положена в основу построения зональных биохронологических шкал: событие “существование” каждого последующего вида в эволюционном ряду форм завершает предшествующее зональное подразделение на шкале и открывает следующую за ним зону.

Все прочие варианты конструирования зональных биостратиграфических шкал на основе биостратиграфических зон (зоны совместного распространения, акмезон, комплексных зон, экозон) являются вынужденными ввиду невозможности восстановить эволюционную последовательность видов. Эти шкалы следует рассматривать как вспомогательные, которые должны по мере все более тщательного изучения используемой группы ископаемых форм либо превратиться в биохронологические, либо уступить место таковым, построенным по результатам изучения эволюции других групп ископаемых.

Таким образом, зональная БХШ – инструмент биологического исчисления геологического времени, а элементарным событием, которое используется для ее построения, выступает событие “существование вида”, маркирующее данную зону и дающее ей имя этого вида в качестве собственного названия. Смена видов в процессе эволюционного развития группы позволяет представить темпоральную последовательность таких событий в виде зональной биохронологической шкалы. Как уже отмечено, каждое последующее событие завершает предыдущую зону и открывает новую, следующую за ней зону.

Зональный масштаб при маркировке биохронологической шкалы мы получаем исключительно из особенностей процесса эволюции выбранной группы организмов, абсолютно не зависящего от того, как выполнено стратиграфическое расчленение разреза, которое мы используем только для определения временной последовательности извлекаемых из этого разреза ископаемых. В связи с этим применение эволюционной последовательности видов

как основы для построения хронологической шкалы в значительной степени обеспечивает независимость измерений, выполняемых с помощью такой шкалы, от фациальной изменчивости расчленяемых и сопоставляемых геологических разрезов (Черных, 2024).

Далее приведен ряд положений, которые предлагается рассматривать как основные при построении и использовании зональных биохронологических шкал.

3.1. Биохронологическая шкала является моделью биохронологического исчисления геологического времени, запечатленного в разрезе, и не может быть тождественна тому, что моделирует. Попытка присвоить роль биохронологической шкалы сводному (региональному или глобальному) геологическому разрезу является, очевидно, подменой реально существующей биохронологической шкалы, неявно включенной в подразделения стратотипических разрезов, составляющих сводный разрез региона или стратисферы. Названия хроностратиграфических подразделений Международной стратиграфической шкалы (МСШ), границы которых промаркированы зональными подразделениями БХШ, образуют международный хронологический язык, позволяющий объединить усилия стратиграфов всех стран в изучении истории развития земной коры планеты Земля.

Реально действующей и выполняющей роль инструмента маркировки и корреляции границ стратонов фанерозоя является зональная биохронологическая шкала.

Строгая дифференциация биохронологической шкалы и геологического разреза является необходимым условием для всех последующих методологических и методических построений в стратиграфии.

3.2. Создание зональных биохронологических шкал на эволюционной основе качественно (коренным образом) отличается от построения стратиграфической колонки подразделений геологических разрезов на основе регионально-геологических данных. Последовательность палеонтологических комплексов, выделяемая для опознания устанавливаемых стратиграфических подразделений (как местных, региональных, так и хроностратиграфических), качественно отличается от той последовательности видов, которая закладывается в фундамент построения зональной биохронологической шкалы на эволюционной основе. Единицы истинно хронологических шкал не могут устанавливаться на базе смены комплексов органических остатков. Они должны соответствовать (быть адекватными аналогами) друг другу как равноценные подразделения шкалы. Выполненная градация шкалы должна быть обеспечена однотипными, равноценными событиями, положенными в основу установленных подразделений данной шкалы. С этой точ-

ки зрения истинно хронологическими в настоящее время являются только зональные биохронологические шкалы, в основе выделения подразделений которых лежат однотипные (равноценные, соразмерные) события – существование видов организмов в их эволюционной последовательности.

Сохранение единого масштаба используемых событий для градуировки хронологической шкалы выступает неперенным условием корректного построения такой шкалы. Нарушение этого условия при построении хронологических шкал можно проиллюстрировать на примере так называемой ярусной хронологической шкалы. При ее построении использовано соотношение “раньше, чем” (каждый предшествующий ярус в такой шкале сформировался раньше, чем последующий), но не обеспечена равноценность самих ярусных подразделений. Трудно найти ярусы, установленные по единому алгоритму. Ярусная стратиграфическая последовательность (сводный разрез) может служить в качестве календаря геологических событий, заключенных в рамках каждого из ярусов. Все, что может дать сама по себе стратиграфическая колонка ярусных подразделений, это “возможность исследователям говорить на едином хронологическом языке” (Мейен, 1989, с. 127). Если попытаться использовать ярусную последовательность отложений в качестве шкалы для установления хронологически идентичных событий, запечатленных в разных разрезах, нам не обойтись без биохронологической зональной шкалы.

3.3. Понятие “момент” в биохронологии отвечает зональному подразделению, которое как наименьшее подразделение хронологической шкалы является двумерным, линейным на шкале, т. е. это просто линия-риска, отмечающая положение данной зоны на шкале. В разрезе зональному подразделению шкалы соответствует трехмерное стратиграфическое подразделение – стратозона (Черных, 2005, 2014). *Все объекты, размещающиеся в разрезе в пределах стратозоны, вне зависимости от того, в какой ее части они находятся, имеют одинаковый хронологический возраст, равный одноименной зоне.* Следовательно, и любая стратиграфическая граница, находящаяся в пределах данной стратозоны, датируется полной зоной. Поскольку границы хроностратиграфических подразделений любого ранга (группы, системы, отделы, яруса) маркируются наиболее точно путем отнесения к соответствующей зоне, постольку все реальные границы между стратонами в хронологических построениях являются на шкале линейными (двумерными), а в разрезе им отвечают трехмерные, объемные стратозоны (Черных, 2005, 2016, 2023). На шкале зональные границы разделяют смежные стратиграфические подразделения в виде линейных границ-меток (рис. 1). В разрезе границы представлены объемными стратозонами и, по договоренности,

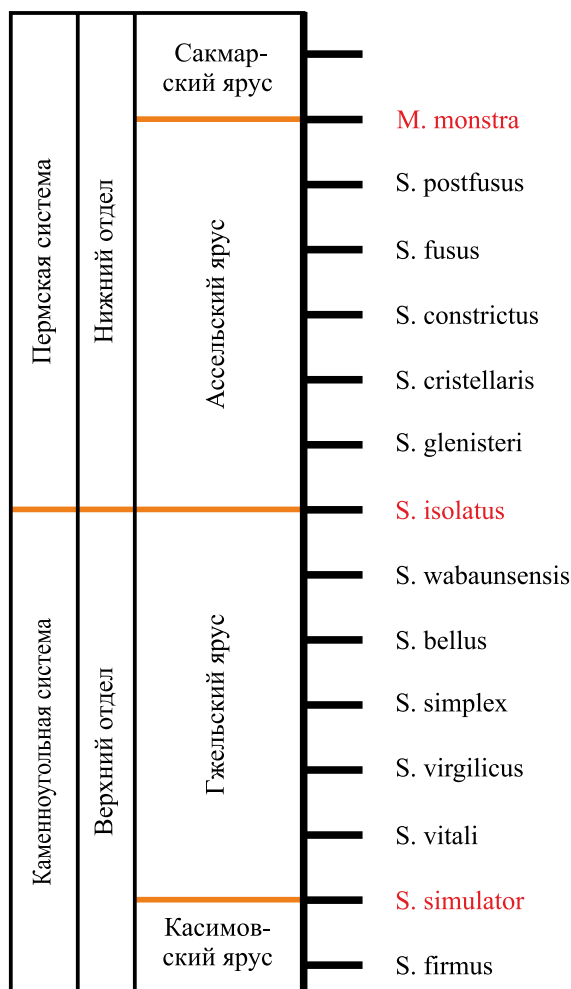


Рис. 1. Зональная шкала гжельского и ассельского ярусов по конодонтам.

S. – *Streptognathodus*, M. – *Mesogondolella*.

Fig. 1. Zonal scale of the Gzhelian and Asselian stages based on conodonts.

S. – *Streptognathodus*, M. – *Mesogondolella*.

могут рассматриваться в составе любого из разделяемых стратиграфических подразделений. Обычно в существующей практике геологического картирования стратозону, разделяющую два смежных стратона, принято относить к верхнему стратиграфическому подразделению.

Мысль об объемном характере границ стратиграфических подразделений можно встретить в работах разных исследователей, которые приходят к этому выводу не из общетеоретических посылок, а исходя из самой практики ведения стратиграфических исследований. Так, в работе Владимира Леоновича Егояна, посвященной общим вопросам стратиграфии, в разделе, отведенном классификации стратонов, дано следующее определение понятию “стратиграфическое положение или

стратиграфическая принадлежность”: это “расположение (нахождение) того или иного геологического объекта в пределах определенного стратона, или его соответствие этому стратону. Заключения о стратиграфическом положении *всегда носят интервальный, но не уровневый характер*” <Курсив наш. – В. Ч.> (Егоян, 2012, с. 118). Если под “геологическим объектом” понимать границу стратиграфического подразделения и если ее положение установлено в разрезе с помощью зональной биохронологической шкалы, то определение, данное В.Л. Егояном понятию “стратиграфическое положение”, вполне согласуется с нашим представлением об объемных (интервальных) хронологических границах любых геологических объектов, в том числе границах стратиграфических подразделений.

В работе Александра Ивановича Жамойды (2011) в разделе “Переходные слои”, где речь идет о “переходных горизонтах” А.П. Карпинского, сказано следующее: “По-видимому, независимо от предложения А.П. Карпинского составители первого норвежского стратиграфического кодекса (Regler for Norsk Stratigrafisk Nomenclatur, 1961) отметили, что границы между хроностратиграфическими единицами (единицы МСШ) лишь в идеале являются временными уровнями (time-level), а на практике оказываются неким интервалом времени или временным поясом (time-belt)” (2011, с. 78).

Это замечание авторов норвежского стратиграфического кодекса полностью соответствует нашему положению о двояком характере зональных подразделений. В идеале (на зональной шкале) границы между хроностратиграфическими единицами (единицами МСШ) являются линейными временными уровнями (зонами, time-level), а на практике (в конкретном геологическом разрезе) оказываются неким интервалом времени (трехмерными стратозонами, time-belt).

Как уже указано, к этому выводу приводит не только практика, но и аксиоматика проведения стратиграфических границ любого ранга: все, наиболее точно установленные стратиграфические границы, являются зоной номинальной (стандартной) для данного стратиграфического интервала шкалы. Это положение исключает предложения самого А.И. Жамойды “увязать амплитуду такого пояса с рангом общего подразделения: чем выше по рангу общий стратон, тем допускалась большая “широта” пояса” (2011).

3.4. Зона как единица биохронологической шкалы не является членом иерархии стратонов, представленных в хронологическом порядке. Природа зональных подразделений БХШ коренным, качественным образом отличается от природы стратиграфических подразделений (региональных, общих). Зональный масштаб при градуировке зональной БХШ извлекается исключительно из самого процесса эволюционного развития используе-

мой для построения шкалы группы организмов, и сам принцип выделения зон не имеет ничего общего с установлением любых стратиграфических подразделений. Включать зональные подразделения в иерархию стратиграфических подразделений нет никаких оснований (Черных, 2005, 2016, 2023). Значительно раньше сомнения в возможности отнесения зоны к региональным или хроностратиграфическим подразделениям были высказаны М.С. Мессежниковым (1966) и Г.П. Леоновым (1974). В настоящей работе зональная биохронологическая шкала рассматривается как единственная истинно хронологическая шкала, используемая в стратиграфии, и ее единицы по определению не могут быть внесены в субстратные (материальные) подразделения сводных разрезов (свит, горизонтов, ярусов и т. п.). “Ее подразделения – зоны – представляют собой инструмент для выполнения хронологического отождествления удаленных геологических объектов, в том числе и подразделений ОСШ, но не входят в их иерархию” (Черных, 2005, с. 15).

Несмотря на все доводы, которые были озвучены в пользу этого мнения в указанных публикациях, в последнем выпуске Стратиграфического кодекса России вновь, как и прежде, утверждается, что “ярус... представляет собой совокупность хронозон, объединенных по какому-либо определенному признаку” (2019, с. 17).

Можно повторить еще раз: *зональная БХШ является единственной истинной хронологической шкалой, используемой в стратиграфии и создаваемой исключительно для маркировки и корреляции стратиграфических границ любых геологических объектов. Ее подразделения – зоны – как единицы хронологической шкалы не могут являться частями подразделений стратиграфических шкал, которые более точно отвечают понятию “календарь” (Симаков, 1982), а не понятию “шкала порядка, хронологическая шкала”.*

4. ПРИНЦИП НИКИТИНА–ЧЕРНЫШЕВА (ШКАЛА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ)

После всего сказанного о биохронологических шкалах и характере устанавливаемых с их помощью стратиграфических границ мы имеем возможность и более строгие основания для обсуждения ряда давних проблем общей стратиграфии, поднятых в свое время в работах Сергея Николаевича Никитина и Феодосия Николаевича Чернышева (1889), затем Александра Петровича Карпинского (1945) и детально рассмотренных в работе Л.Л. Халфина (1970). Монография “Теоретические вопросы стратиграфии”, изданная в 1980 г., включает материалы, опубликованные ранее Л.Л. Халфиным в серии статей, посвященных таким вопросам, как методологические основы стратиграфической классификации, принципы и общетеоретиче-

ские положения стратиграфических исследований, и ряду других важных проблем общей стратиграфии. Некоторые из тем, затронутые в монографии Л.Л. Халфина, сохраняют злободневность и в наши дни. К этой работе постоянно обращаемся при рассмотрении интересующих нас вопросов общей стратиграфии в настоящей статье.

Один из наиболее значимых разделов названной монографии занимает тема, обозначенная Л.Л. Халфиным как “Принцип Никитина–Чернышева – теоретическая основа стратиграфической классификации”. В этом разделе детально обсуждается работа С.Н. Никитина и Ф.Н. Чернышева (1889), в которой, как считает Л.Л. Халфин, “содержится исключительно глубокий анализ теоретических основ стратиграфической классификации” (Халфин, 1980, с. 44). Анализ содержания этого раздела работы Л.Л. Халфина, который дал современную интерпретацию используемых С.Н. Никитиным и Ф.Н. Чернышевым терминов, понятий и высказанных положений, приводится далее.

В работе обсуждается высказанное С.Н. Никитиным и Ф.Н. Чернышевым (1889) положение о “двоём характере геологических классификаций”, которое является, с точки зрения Л.Л. Халфина, “одним из фундаментальных принципов стратиграфии” (Халфин, 1980, с. 146). Этим принципом “устанавливается принципиальное отличие региональных стратиграфических схем от Международной стратиграфической шкалы (МСШ): региональная схема дает представление об истории данной геологической единицы в минувшие геологические периоды... а Международная шкала является только хронологией этой истории” (Халфин, 1980).

Начнем с того, что представляется нам первопричиной, порождающей, как говорит Л.Л. Халфин, “массу недоразумений и путаницу в этом вопросе” (Халфин, 1980).

С.Н. Никитин и Ф.Н. Чернышев, затем А.П. Карпинский, а за ними Л.Л. Халфин мыслили Международную стратиграфическую шкалу как сводный разрез стратисферы, состоящий из материальных (вещественных) подразделений (стратонов). Эта точка зрения продолжает безальтернативно существовать до настоящего времени (Стратиграфический кодекс..., 2019). Нужно отдать должное С.Н. Никитину и Ф.Н. Чернышеву: интуитивно чувствуя принципиальное различие между сводным геологическим разрезом и биохронологической шкалой, используемой для его построения, они настаивали на качественном различии шкалы (МСШ) и разрезов (“региональных стратиграфических схем”). Но предлагаемая ими и их последователями реформа оказывается половинчатой в решении этого вопроса. Международная *стратиграфическая шкала*, хоть и отделенная от региональных *стратиграфических схем*, сохранила субстратность и осталась сводным разрезом страти-

сферы, как определил её впоследствии Д.П. Найдин (1994) и еще позднее А.В. Гоманьков (2007). Биохронологическая составляющая этой субстратной шкалы не только не была извлечена в виде собственно шкалы из сводного разреза стратисферы, но более того – была провозглашена как основа установления ее подразделений: “Подразделения одинакового порядка должны насколько возможно быть друг другу эквивалентны как циклы палеонтологического развития” (Никитин, Чернышев, 1839, с. 143).

К вопросу о биохронологической основе хроностратиграфических подразделений мы еще вернемся. Пока же отметим главное. Несмотря на то что сводный разрез стратисферы назван Международной стратиграфической шкалой, а региональный сводный разрез – стратиграфической схемой, различие между ними не принципиальное: и шкала, и схема сохранили “двойкий характер геологических классификаций”. Международная стратиграфическая так называемая шкала в традиционном восприятии – это сводный геологический разрез стратисферы без пропусков и перекрытий, обреченный с биостратиграфической шкалой, что, собственно, и позволяет говорить о нем как о шкале и использовать как инструмент корреляции.

Понятно, что сводный разрез (региональная стратиграфическая схема), составленный из конкретных разрезов, расположенных на территории данного региона, содержит “пропуски и перекрытия”. Вместе с тем в них присутствуют и комплексы ископаемых остатков, которые позволяют опознать выделенные в сводной региональной стратиграфической схеме подразделения (серии, свиты, горизонты) во вновь изучаемых конкретных разрезах данного региона. Как и МСШ, региональный сводный разрез является хроностратиграфическим стандартом, но для ограниченной территории, как и в случае с МСШ, позволяет с помощью биостратиграфических шкал опознать в конкретных разрезах данной территории выделенные стратиграфические подразделения (серии, свиты, горизонты).

Таким образом, региональные стратиграфические шкалы (пусть и названные схемами) позволяют выполнять те же операции, которые выполняет МСШ, но в масштабе региона. И точно так же, как МСШ, традиционно обречены с биостратиграфическими шкалами, которые в действительности и являются инструментом опознания и корреляции региональных стратиграфических подразделений.

Здесь уместно привести мнение С.В. Мейена по поводу региональных стратиграфических шкал. “Обычно представляется так, что РСШ, при составлении которой учитываются преимущественно литологические признаки (фацио-стратиграфическая или литостратиграфическая шкала), имеют чисто структурную, вещественную основу, не опирается на временные отношения пород и, таким образом,

принципиально отличается от тех шкал, которые в явном виде основаны на временных отношениях. Это мнение совершенно ошибочно. Если только при составлении РСШ используются принцип Стенона и понятие геологического разреза (а это неизбежно), мы уже вводим временные отношения “раньше” и “позже”, “первично” и “вторично”. Именно поэтому в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности. Каждая шкала – это временная, хронологическая последовательность тел (= следов обстановок) или стратонов и границ между ними (= следов событий), установленных по тем или иным признакам” (Мейен, 1989, с. 27).

Об этом же пишет Борис Сергеевич Соколов: «Любые региональные стратиграфические подразделения проявляют себя двояко; с одной стороны, они являются конкретными физическими элементами региональной слоистой структуры земной коры, отражающими специфику региональной геологической истории, а с другой – они всегда служат какой-то частью общей системы хроностратиграфических подразделений Земли, через которую как единый стандарт только и может быть определен их возраст. Кажется, что к этой их особенности было справедливо привлечено внимание в прошлом (Никитин, Чернышев, 1889) и в наши дни (Халфин, 1960; Проблемы стратиграфии, 1969). Но не знаю, следует ли здесь видеть проявление своеобразного стратиграфического дуализма и можно ли считать, что региональная и общая (= универсальная = международная) системы стратиграфических подразделений различны по своей природе. Вероятно, возникшая сейчас острота постановки этого вопроса излишня. <...> Специфика общей шкалы заключается только в том, что она отражает непрерывность стратиграфической последовательности (как следствие чисто регионального синтеза) и, в силу этого, принята за международный стандарт или эталон” (Соколов, 1971, с. 159–160).

Примерно это же имеет в виду С.В. Мейен, когда говорит, что “МСШ – это специально подобранная последовательность региональных стратиграфических шкал. К временной последовательности стратонов МСШ мы привязываем прочие стратоны, что дает возможность исследователям говорить на едином хронологическом языке” (1989, с. 127).

В предыдущих публикациях мы попытались показать, что хронологические шкалы в стратиграфии являются модельным представлением геологического времени и не могут быть отождествлены с геологическим разрезом (Черных, 2016, 2020, 2023). Дифференциация зональных биохронологических шкал и геологических разрезов позволяет наметить решение ряда вопросов общей стратиграфии, в том числе вопроса о “двойном характере геологических классификаций” (Черных, 2023). В на-

стоящей работе продолжена демонстрация необходимости дифференциации шкалы от изучаемых с ее помощью разрезов как условия, предваряющего и обеспечивающего успешное решение долгоживущих вопросов общей стратиграфии.

Попытка С.Н. Никитина и Ф.Н. Чернышева и их последователей решить эту задачу и разделить шкалы и разрезы оказалась незавершенной. Они оставили хронологические функции (корреляцию, определение возраста) за Международной шкалой, крепко связав ее подразделения с циклами палеонтологического развития, но вместе с этим сохранив ее в качестве сводного разреза стратисферы, и противопоставили ей региональные сводные разрезы (региональные схемы), из которых аккуратно изъняли хронологическую (палеонтологическую) составляющую. Так региональные схемы стали “самой историей, события которой датируются посредством хронологии” (Гурари, Халфин, 1966, с. 8), а “Международная шкала является только хронологией этой истории” (Халфин, 1980, с. 146).

Как только мы строго отделим биохронологическую шкалу от геологических разрезов отложенных (сводный разрез стратисферы, региональные сводные разрезы), появляется возможность решить все обозначенные этими авторами проблемы (Черных, 2023). Так, исчезнет “двойкий характер геологических классификаций”. МСШ становится сводным разрезом стратисферы и отличается от сводного регионального разреза только полнотой (без пропусков и перекрытий) и более значительным масштабом интеграции конкретных (стратотипических) разрезов в один сводный разрез. Рассматриваемые отдельно от разрезов биохронологические шкалы приобретают реально выполняемые ими функции: маркировка стратиграфических границ, корреляция конкретных разрезов, построение на этой основе сводных разрезов и датировка возраста составляющих их стратиграфических подразделений.

Отметим, что сводный непрерывный геологический разрез стратисферы строился вовсе не исходя из закономерностей исторического развития биосферы, как это считали С.Н. Никитин и Ф.Н. Чернышев. Хотя совершенно ясно, что без биохронологической шкалы построить такой (сводный) разрез невозможно. Однако, как убедительно показано в капитальной сводке Г.П. Леонова (1973, 1974), установление общих стратиграфических подразделений фанерозоя проводилось именно на основе региональных геологических данных. В дальнейшем, после признания определенных разрезов общих стратиграфических подразделений в качестве эталонных (стратотипических), границы этих подразделений были промаркированы (эта работа продолжается и сейчас) биохронологическими событиями. Дальнейшая корреляция хроностратиграфических подразделений с региональными подразде-

лениями прочих разрезов (процедура, часто называемая определением возраста) выполняется с помощью биохронологических шкал.

С.Н. Никитину, Ф.Н. Чернышеву и Л.Л. Халфину следовало бы отметить двойкий характер всех используемых субстратных стратиграфических “шкал” (и региональных схем, и общей “шкалы”). Представляя собой стратиграфическую колонку совокупностей горных пород и будучи слитыми с биохронологическими шкалами, они, с одной стороны (как региональные единицы), включают сведения о геологической истории данного региона, а с другой (как биохронологические шкалы) – могут служить хронологией этой истории. Все, что нужно сделать, чтобы прекратить беспочвенные дискуссии о “двойком характере геологической классификации”, это строго дифференцировать геологический разрез (конкретный, сводный региональный, сводный глобальный) от биохронологической шкалы. После выполнения этой операции все встанет на свое место: разрезы останутся разрезами, а биохронологические шкалы – шкалами.

Подведем промежуточные итоги. Подразделения так называемой Международной стратиграфической шкалы и подразделения региональных схем являются членами сводных геологических разрезов. Первые были приняты за международные эталоны (стратотипы), а вторые служат для сопоставления разрезов в пределах региона и принципиально ничем, кроме масштаба использования, от них не отличаются. Об этом сказано с полной определенностью в упомянутой работе Г.П. Леонова: “От аналогичных подразделений многих других региональных схем прототипы подразделений международной шкалы отличаются, как мы видели, лишь тем, что в силу исторически сложившихся обстоятельств они были условно приняты за эталоны (стратотипы) подразделений международной шкалы” (1974, с. 75).

Таким образом, нет принципиальных различий между сводным разрезом стратисферы и сводным разрезом региона. И тот и другой построены с помощью биохронологических шкал. Подразделения любых сводных разрезов могут служить в качестве хронологических эталонов только с применением биохронологических шкал, которые не следует отождествлять с геологическими разрезами.

5. О БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Здесь уместен и следующий вопрос, касающийся мнения о биологической природе хроностратиграфических подразделений. Должны ли подразделения МСШ одинакового порядка быть эквивалентны как циклы палеонтологического развития, как это считали С.Н. Никитин и Н.Ф. Чернышев?

Чтобы ответить на этот вопрос аргументированно и по существу, необходимо сначала оговорить то, о подразделениях чего идет речь. Если о подразделениях биохронологической шкалы, то мы склонны ответить на этот вопрос положительно. В частности, именно для удовлетворения требования эквивалентности подразделений одинакового порядка мы предлагаем строить зональную биохронологическую шкалу на эволюционной основе и в качестве масштаба градации такой шкалы выбирать циклический процесс смены видов определенной филогенетической линии. Конечно, вопрос об эквивалентности (адекватности) устанавливаемых на этой основе зональных единиц шкалы в определенной мере сохраняется, но иного метода построения, обеспечивающего равноценность подразделений биохронологической шкалы, не существует.

Однако у С.Н. Никитина и Н.Ф. Чернышева речь идет о хроностратиграфических подразделениях сводного разреза стратисферы, который они называют “подразделениями универсальной классификации”, т. е. МСШ. Вслед за ними и Л.Л. Халфин считает, что установление подразделений МСШ – “это установление нового, качественного специфического этапа развития органического мира Земли... <...> ...эта задача решается путем сравнительного анализа уровня эволюционного развития сопоставляемых групп организмов, свойственных исследуемому подразделению и близких к нему по возрасту подразделений. Другими словами, это – уточнение, детализация периодизации истории земной фауны и флоры” (Халфин, 1980, с. 127).

С этих позиций предполагается, что абиотические факторы развития стратисферы полностью определяют также развитие органического мира Земли. Исходя из этого, периодизация процесса развития геологической истории Земли – это периодизация истории эволюции земной фауны и флоры. Однако при таком взгляде остается без ответа вопрос о том, каковы причины столь тесной связи процессов эволюции Жизни и процессов геологической истории Земли? И существует ли такая тесная связь на самом деле? Эти вопросы вовсе не ставят под сомнение влияние абиотических событий на процессы органической эволюции. Но при этом многое в особенностях данных процессов связано с законами и циклами изменения собственно самих организмов, в значительной степени безотносительно разнообразия условий, в которых происходит развитие Жизни на планете (Попов, 1993, 2004).

Позиция Л.Л. Халфина разделяется далеко не всеми специалистами-стратиграфами. Прямо противоположное мнение по этому вопросу высказал Г.П. Леонов: “Что касается представлений о единой биологической природе био- и хроностратиграфических подразделений или, другими словами, биологической природы подразделений международной шкалы, то это представление, как мы

смогли убедиться в том из рассмотрения истории оформления международной шкалы, является просто плодом явного, хотя и широко распространенного, недоразумения. По своей природе почти все подразделения международной шкалы ярусного и более высокого ранга являются единицами регионально-стратиграфического происхождения, объем и границы которых определились на основе регионально-геологических данных” (1974, с. 75).

Точку зрения, не совпадающую с мнением С.Н. Никитина, Ф.Н. Чернышева и Л.Л. Халфина по поводу соотношения ранга стратиграфического подразделения и циклов палеонтологического развития, высказал Б.С. Соколов: “Этапность развития органического мира как процесс не может быть непосредственно использован при практическом определении стратотипических границ подразделений общей шкалы, и неверно, что *возрастающему рангу этих границ отвечает соответствующее изменение и в ранге биологических таксонов*” <Курсив наш. – В. Ч.> (1971, с. 175).

С.В. Мейен также полагает: мнение о том, “что МСШ по существу биологическое, точнее, палеонтологическое построение, приходится отвергнуть” (1974, с. 22).

Николай Михайлович Страхов, рассматривая геохронологическую шкалу как периодизацию историко-геологического процесса, отметил “что периодизация, указываемая ею, является чисто внешней и искусственной, не удовлетворяющей современным требованиям. История земной коры, как она интересует геолога, есть история накопления минеральных тел (пород), слагающих литосферу, и возникновения структур, в ней наблюдаемых. Выделить в историко-геологическом процессе, принимаемым таким образом, естественные этапы, можно лишь положив в основу события в структурной эволюции земной коры и в сопровождающей ее эволюции осадконакопления.

Между тем существующая сейчас геохронологическая схема использует для подразделения истории Земли не эти основные процессы в развитии земной коры, а историю развития органического мира” (1948, с. 36–37).

Противостояние приведенных позиций по поводу биологической природы подразделений международной шкалы легко преодолимо. Для этого необходимо четко отделить сводный геологический разрез, состоящий из последовательности стратон, “объем и границы которых определялись на основе регионально-геологических данных” (безотносительно того, какими циклами палеонтологического развития они сопровождалась), и собственно биохронологическую шкалу, ответственную за маркировку границ стратиграфических подразделений (*подчеркнем!*) после их установления. Как только это условие будет выполнено, особенности построения биохронологической шкалы бу-

дуг обсуждаться отдельно от особенностей выделения хроностратиграфических подразделений в разрезе. В первую очередь встанет вопрос о том, что такое шкала, в частности биохронологическая. Совершенно правильный призыв С.Н. Никитина и Н.Ф. Чернышева стремиться к тому, чтобы выделяемые подразделения шкалы одинакового порядка были бы насколько возможно эквивалентны друг другу как циклы палеонтологического развития, может относиться только к хронологическим шкалам. Но выполнить эту рекомендацию в настоящее время удалось только в отношении зональных биохронологических шкал. Именно при установлении зональных подразделений этих шкал используются такие однотипные (“эквивалентные”) события (“циклы палеонтологического развития”) как существование видов, сменяющих друг друга в процессе эволюционного развития группы организмов.

Устанавливая рубежи в истории развития земной коры, мы, безусловно, будем фиксировать в том числе данные о значительных событиях изменений фауны и флоры, приуроченных к этим рубежам. Однако сами эти рубежи исходно устанавливаются на основе анализа регионально-геологических данных. Собственно биохронологическую шкалу следует отделить от сводного разреза стратисферы (так называемой Международной стратиграфической шкалы) и рассматривать как самостоятельную конструкцию. Сама биохронологическая шкала имеет только одну функциональную задачу по отношению к стратиграфическим подразделениям МСШ (ранее уже установленным в стратотипических разрезах независимо от биохронологической шкалы) – выполнить маркировку их границ для опознания во всех изучаемых разновозрастных разрезах. Для этого нужна именно зональная – наиболее детальная – биохронологическая шкала.

6. ШКАЛЫ И КЛАССИФИКАЦИИ

Понятия “классификация” и “шкала” постоянно пересекаются у многих авторов, обсуждающих методы построения стратиграфических шкал.

О “двойном характере геологических классификаций”, имея в виду “универсальную” и “местную” классификации (т. е. Международную стратиграфическую шкалу и региональную шкалу) говорили еще С.Н. Никитин и Н.Ф. Чернышев (1889), а вслед за ними и Л.Л. Халфин, который возвел утверждение этих авторов в принцип, составляющий, по его мнению, теоретическую основу стратиграфической классификации. Говоря о корректном построении международной стратиграфической шкалы и выделении стратиграфических подразделений и границ между ними, Л.Л. Халфин постоянно использует понятие “классификация” и детально обсуждает логические основания процеду-

ры классифицирования, которые следует при этом соблюдать (1980, с. 111). Хотя если строго подойти к тем операциям и методам, которые применяются при выделении стратиграфических подразделений, то следует разделять процедуру “расчленения разреза” и процедуру классификации стратиграфических объектов. На это обратил внимание С.В. Мейен, считающий, что выделение в целостной системе стратисферы отдельных подразделений необходимо относить к операции расчленения, а не классификации (1981, с. 63).

“Шкала хронологической классификации” – такое удивительное словосочетание было использовано Г.П. Леоновым, когда он говорил о “последовательности групп явлений, выделенных в ходе естественной классификации” (1973, с. 15). Соответственно, используемый в стратиграфии биохронологический зональный метод расчленения и корреляции разрезов Г.П. Леонов вслед за А.П. Павловым (1884) обозначает как “метод зональной классификации”.

Прежде чем приниматься за обсуждение понятий “хронологическая шкала” и “хронологическая классификация”, необходимо разобраться в содержании понятия “классификация природных процессов” и ее “двойном характере”, о котором говорится в работе Г.П. Леонова в разделе, названном “Хронология и естественная периодизация” (1973, с. 13–23).

Ранее мы уже отметили, что под “хронологией” Г.П. Леонов понимает внешнюю временную рамку для расстановки событий, а саму последовательность событий называет естественной периодизацией, на что обратил внимание С.В. Мейен (1989, с. 28). В настоящей работе под хронологией понимается именно последовательность событий (т. е. то, что Г.П. Леонов называет “естественной периодизацией”), а внешние шкалы относятся к хронометрическим шкалам.

Однако нас в настоящем разделе интересует вопрос о соотношении понятий “классификация” и “шкала”. По Г.П. Леонову, “классификация хронологическая представляет собой лишь классификационную форму хронологической систематизации соответствующего ряда природных явлений” (1973, с. 15). Иначе говоря, группы событий, независимо от их характера и природы, объединенные только по времени их свершения, образуют классы хронологической классификации. Например, все, что произошло в текущем году, является содержанием класса “2025 год”. Такую хронологическую группировку пород, по терминологии Г.П. Леонова, представляют собой подразделения земной коры, полученные в результате расчленения геологических разрезов по данным определения возраста радиологическими методами.

Здесь следует обратить внимание на важную особенность построения хронологической класси-

фикации. Речь идет о необходимости для выполнения этой операции иметь в наличии (уже построенную) шкалу летоисчисления. Только с ее помощью возможно построение хронологической классификации, т. е. выделение классов времени и их заполнение соответствующими событиями. Это отмечает и Г.П. Леонов: “хронологическая классификация возможна лишь при наличии той или другой шкалы летоисчисления, в соответствии с которой и может классифицироваться данный ряд природных явлений” (1973, с. 14). Кроме того, если последовательность размещенных с помощью внешней шкалы событий рассматривать как хронологическую шкалу, то ее придется назвать, как это сделал Г.П. Леонов, “шкалой хронологической классификации”. Ничего нового по сравнению с имеющейся хронометрической (внешней) шкалой эта событийная шкала не дает. Просто интервалы летоисчисления на шкале будут заменены последовательностью названий стратиграфических подразделений в соответствии с выбранными интервалами (классами) событий. Еще раз, главное: шкала хронометрическая предшествует созданию так называемой “шкалы хронологической классификации”. Построение шкалы проводилось независимо от построения классификации. Это обстоятельство полностью исключает отождествление шкалы и полученной с ее помощью хронологической классификации.

Ничего принципиально не меняется и в случае шкалы “естественной собственно исторической классификации”. В этом качестве можно взять наиболее представительный ее вариант – общую стратиграфическую шкалу – и посмотреть, что означает ее производная – шкала хронологической классификации. Как ранее сказано, Г.Н. Леонов убедительно показал, что стратиграфические подразделения “являются единицами регионально-стратиграфического происхождения, объем и границы которых определялись на основе регионально-геологических данных” (1974, с. 75). Построение сводного геологического разреза стратисферы, который затем назван МСШ и использован в качестве Международной шкалы хронологической классификации, выполняется с помощью биохронологической шкалы, которая должна быть создана до построения сводного разреза. В настоящее время в соответствии с концепцией GSSP для маркировки границ стратиграфических подразделений фанерозоя применяется зональная биохронологическая шкала на эволюционной основе. Зональный масштаб при маркировке БХШ извлекается из самого процесса эволюционного развития организмов, и построение шкалы не зависит от того, как были получены стратиграфические подразделения разрезов (“подразделения естественной собственно исторической классификации”). Только после построения зональной биохронологической шкалы и маркировки

с ее помощью границ выделенных стратиграфических подразделений (подразделений “естественной собственно исторической классификации”) можно окончательно расставить эти подразделения (например, ярусы) в хронологической последовательности и считать, что мы получили “шкалу ярусной хронологической классификации”. Таким образом, и в этом случае построение обычной биохронологической шкалы предшествует созданию ярусной последовательности и позволяет с помощью этой шкалы создать конструкцию, которую Г.Н. Леонов называет “шкалой хронологической классификации”. Все, чего можно достичь после установления хронологической последовательности подразделений общей шкалы, – это получить единый хронологический язык для описания истории геологических событий конкретных регионов мира. А истинной (реальной) шкалой является биохронологическая шкала, которая, собственно, и позволяет выполнить корреляцию и распознать хронологические аналоги установленных стратиграфических подразделений сводного разреза стратисферы (ОСШ) в конкретных разрезах.

В заключение важно еще раз отметить, что все рассуждения упомянутых в этом разделе авторов содержат как основу и обязательный элемент представление о шкале, состоящей из материальных стратиграфических подразделений, образующих в совокупности сводный геологический разрез. Именно это и является главной причиной “двоякого характера стратиграфических классификаций” и возникновения понятия “шкала хронологической классификации”. Действительно, в них включены стратиграфические подразделения, классификация которых выполнена на базе анализа регионально-геологических данных. Членами классов такой классификации остаются породные комплексы, а совокупная последовательность классов, расставленных по времени существования соответствующих событий, может быть названа хронологической классификацией. Но следует учитывать, что классы размещены в хронологическом порядке с помощью хронологической (чаще биохронологической) шкалы и сами по себе шкалой не являются. Называть такую конструкцию шкалой хронологической классификации не имеет никакого смысла. Такая шкала является, как отмечал К.В. Симаков, в лучшем случае календарем геологических событий, страницы которого образуют шкалу наименований и только в отдельных ее разделах “приближают геологический календарь к шкале порядка” (Симаков, 1982, с. 197).

ВЫВОДЫ

1. К области хронологии относится исчисление времени, представленного как ряд взаимосвязанных событий в их исторической последовательности

сти, упорядоченных по отношениям “раньше/позже”. Независимую от исторического содержания геологических событий внешнюю временную систему координат следует относить к области хронометрии.

2. Одинаковая стратиграфическая последовательность тождественных событий (гомотаксис), сохраняющаяся в конкретных геологических разрезах, может служить в качестве основы для построения хронологической шкалы.

3. Необходимо строго дифференцировать хронологическую шкалу как модель хронологического исчисления геологического времени и геологический разрез, в котором заключено это время в виде следов определенных событий.

4. Не следует включать в классификацию стратиграфических подразделений зональные подразделения биохронологической шкалы, выделяемые на основе особенностей эволюционного развития группы организмов и никак не связанные с выполненным расчленением геологического разреза.

5. Как циклы палеонтологического развития должны быть эквивалентны одноранговые подразделения хронологических шкал, но не стратиграфические подразделения одинакового порядка, устанавливаемые на основе регионально-геологических данных.

6. Истинными хронологическими шкалами являются в настоящее время зональные биохронологические шкалы, при создании которых используется эволюционная последовательность однотипных событий (существование видов) в развитии группы организмов, что позволяет получить шкалу порядка, состоящую из относительно равноценных (соразмерных, эквивалентных, конгруэнтных) подразделений – зон.

6. Зона на шкале является наименьшим (линейным) двумерным подразделением (моментом хронологического времени); в разрезе зональному подразделению шкалы отвечает трехмерная (объемная) *стратозона* – интервал от уровня появления вида-индекса до уровня появления следующего за ним вида-индекса.

7. Зональные биохронологические границы любых стратиграфических подразделений представляют собой определенную зону, т. е. на шкале они линейные (двумерные), а в разрезе всегда объемные (трехмерные). Все объекты (в том числе границы стратиграфических подразделений), не выходящие за пределы определенной стратозоны, хронологически тождественны, иначе говоря, являются одновозрастными.

8. Биохронологическая шкала, построение которой предшествует установлению региональной стратиграфической последовательности или созданию сводного разреза стратисферы (МСШ), является автономной конструкцией, не зависящей от построенных с ее помощью сводных разрезов.

9. Использование хронометрических или хронологических шкал для построения хронологической (временной) классификации субстратных стратиграфических подразделений позволяет создать календарь геологических событий, заключенных в том или другом стратиграфическом интервале. Сводный разрез стратисферы (названный Международной стратиграфической шкалой) именно так и следует именовать, но не шкалой, которой эта конструкция не является.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гоманьков А.В. (2007) Геологическое время и его измерение. М.: Товарищество научных изданий КМК, 58 с.
- Гурари Ф.Г., Халфин Л.Л. (1966) Реформа правил стратиграфической классификации необходима. *Геология и геофизика*, (4), 3-15.
- Егоян В.Л. (2012) Основы общей стратиграфии. Краснодар: Просвещение-Юг, 159 с.
- Жамойда А.И. (2011) Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии. СПб.: ВСЕГЕИ, 196 с.
- Карпинский А.П. (1945) Об аммонеех артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах. *Собрание сочинений*. Т. 1. М.; Л.: АН СССР, 479-496.
- Леонов Г.П. (1973) Основы стратиграфии. Т. 1. М.: МГУ, 530 с.
- Леонов Г.П. (1974) Основы стратиграфии. Т. 2. М.: МГУ, 486 с.
- Мейен С.В. (1974) Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1974. 186 с.
- Мейен С.В. (1977) Таксономия и мерономия. *Вопросы методологии в геологических науках*. Сб. ст. (Отв. ред. А.С. Поваренных, В.И. Оноприенко). Киев: Наук. думка, 25-33.
- Мейен С.В. (1981) От общей к теоретической стратиграфии. *Сов. геол.*, (9), 58-69.
- Мейен С.В. (1989) Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 216 с.
- Месежников М.С. (1966) Зоны региональных стратиграфических шкал. *Сов. геол.*, (7), 3-16.
- Месежников М.С., Степанов Д.Л. (1979) Общая стратиграфия. Принципы и методы стратиграфических исследований. Л., Недра, 423 с.
- Найдин Д.П. (1994) Так что же такое стратиграфия? *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 2(2), 3-11.
- Никитин С.Н., Чернышев Ф.Н. (1889) Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне. *Горн. журн.*, 1(1), 115-150.
- Павлов А.П. (1884) Нижневолжская юра: Классификация отложений и списки ископаемых. М.: Тип. А.А. Карцева, 25 с.
- Попов А.В. (1993) Принципы стратиграфии. СПб.: СПб. ун-т, 67 с.
- Попов А.В. (2003) Измерение геологического времени: принципы стратиграфии и закономерности эволюции. СПб.: СПб. ун-т, 144 с.
- Проблемы стратиграфии (1969) *Сб. ст.* (Ред. Л.Л. Халфин). Новосибирск: СНИИГТиМС, 193 с.
- Симаков К.В. (1982) Принципы измерения времени и построения стратиграфической (геохронологической)

- ской) шкалы. *Развитие учения о времени в геологии*. (Отв. ред. А.С. Поваренных, В.И. Оноприенко). Киев: Наук. Думка, 177-198.
- Соколов Б.С. (1971) Биохронология и стратиграфические границы. *Проблемы общей и региональной геологии*. Сб. ст. (Отв. ред. К.В. Боголепов). Новосибирск: Наука, 155-178.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 93 с.
- Страхов Н.М. (1948) Основы исторической геологии. Т. 1. М.; Л.: Недра, 253 с.
- Халфин Л.Л. (1960) О тектоностратиграфическом направлении в геологии и принципах стратиграфии. *Основные идеи М.А. Усова в геологии*. Сб. (Отв. ред. В.К. Монич). Алма-Ата: АН КазССР, 381-394.
- Халфин Л.Л. (1970) Принцип А.П. Карпинского и границы подразделений Международной стратиграфической шкалы (МСШ). *Тр. СНИИГИМС и МС. Региональная геология*, вып. 110, 4-10.
- Халфин Л.Л. (1980) Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 200 с.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2008) Определение ярусных границ Международной стратиграфической шкалы по конодонтам. *Литосфера*, (1), 3-17.
- Черных В.В. (2010) Дивергенция и направленное изменение Ра элемента у конодонтов группы Streptognathodus. *Литосфера*, (4), 69-80.
- Черных В.В. (2012) Корреляция гжельских и нижнепермских отложений. *Литосфера*, (4), 30-52.
- Черных В.В. (2014) Зональные хронологические шкалы и стратиграфические границы. *Литосфера*, (3), 3-10.
- Черных В.В. (2016) Основы зональной биохронологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 268 с.
- Черных В.В. (2020) Стратиграфическая шкала и геологический разрез. *Литосфера*, (1), 5-17.
- Черных В.В. (2023) Зональный биохронологический метод в решении долгоживущих проблем общей стратиграфии. *Литосфера*, (6), 935-949.
- Черных В.В. (2024) О внешнеотсчетном статусе зональных биохронологических шкал. *Литосфера*, (4), 722-734.
- Шарапов И.П. (1977) Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 143 с.
- Шиндewolf О. (1975) Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 136 с.
- Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. (1961) *Norges Geol. Undersuk.* (213), 224-228.
- Chernykh V.V. (2005) Zonal method in biostratigraphy. Zonal scale of the Lower Permian by conodonts. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 217 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2008) Definition of stage boundaries of the International Stratigraphic Scale by conodonts. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-17. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2010) Divergence and the directed change of the Pa element in conodonts of the Streptognathodus group. *Lithosphere (Russia)*, (4), 69-180. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2012) The correlation of the Gzhelian and Lower Permian deposits of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (4), 30-52. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2014) Zone chronological scales and the stratigraphic boundaries. *Lithosphere (Russia)*, (3), 3-10. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2016) The basics of zonal biochronology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 268 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2020) Stratigraphic scale and geological section. *Lithosphere (Russia)*, (1), 5-17. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2023) Zonal biochronological method for solving long-living problems of general stratigraphy. *Lithosphere (Russia)*, (6), 935-949. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2024) On the external reference status of zonal biochronological scales. *Lithosphere (Russia)*, (4), 722-734. (In Russ.)
- Egoyan V.L. (2012) Fundamentals of general stratigraphy. Krasnodar, Enlightenment-South Publ., 159 p. (In Russ.)
- Goman'kov A.V. (2007) Geological time and its measurement. Moscow, KMK Publ., 58 p. (In Russ.)
- Gurari F.G., Khalfin L.L. (1966) Reform of stratigraphic classification rules is necessary. *Geol. Geofiz.*, (4), 3-15. (In Russ.)
- Karpinsky A.P. (1945) About Ammonians of the Artinskian Stage and about some Carboniferous forms similar to them. *Collected works*. V. I. Moscow; Leningrad, AN SSSR, 479-496. (In Russ.)
- Khalfin L.L. (1960) On tectonostratigraphic direction in geology and principles of stratigraphy. *The main ideas of MA Usova in geology*. Collection of Articles. (Ed. by V.K. Monich). Alma-Ata, AN KazSSR, 381-394. (In Russ.)
- Khalfin L.L. (1970) A.P. Karpinsky's and the boundaries of units of the International Stratigraphic Scale (ISS). *Tr. SNIIGIMS i MS. Regional Geology*, vyp. 110, 4-10. (In Russ.)
- Khalfin L.L. (1980) Theoretical question of stratigraphy. Novosibirsk, Nauka Publ., 200 p. (In Russ.)
- Leonov G.P. (1973) Bases of the stratigraphy. V. 1. Moscow, MGU, 530 p. (In Russ.)
- Leonov G.P. (1974) Bases of the stratigraphy. V. 2. Moscow, MGU, 486 p. (In Russ.)
- Mesezhnikov M.S. (1966) Zones of regional stratigraphic scales. *Sov. Geol.*, (7), 3-16. (In Russ.)
- Mesezhnikov M.S., Stepanov D.L. (1979) General stratigraphy. Principles and methods of stratigraphic research. Leningrad, Nedra, 423 p. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1974) Introduction to the theory of stratigraphy. Moscow, VINITI, 186 p.
- Meyen S.V. (1977) Taxonomy and meronomy. *Issues of methodology in geological sciences*. (Ed. by A.S. Povarennykh, V.I. Onoprienko). Kyiv, Nauk. Dumka Publ., 25-33. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1981) From the general to the theoretical stratigraphy. *Sov. Geol.*, (9), 58-69. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1989) Introduction into the theory of the stratigraphy. Moscow, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Naidin D.P. (1994) So, What Is Stratigraphy? *Stratigr. Geol. Korrel.*, 2(2), 3-11. (In Russ.)
- Nikitin S.N., Chernyshev F.N. (1889) International Geological Congress and its recent sessions in Berlin and London. *Gorn. Zhurn.*, 1(1), 115-150. (In Russ.)
- Pavlov A.P. (1884) Lower Volga Jurassic: Classification of sediments and lists of fossils. Moscow, Tip. A.A. Kartseva, 25 p. (In Russ.)

REFERENCES

- Popov A.V. (1993) Principles of stratigraphy. St.Petersburg, St.Petersb. un-t, 67 p. (In Russ.)
- Popov A.V. (2003) Measuring Geological Time: Principles of Stratigraphy and Patterns of Evolution. St.Petersburg, St.Petersb. un-t, 144 p. (In Russ.)
- Problems of Stratigraphy. (1969) *Collection of Articles* (Ed. by L.L. Khalfin). Novosibirsk, SNIIGG I MS, 193 p. (In Russ.)
- Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. (1961) *Norges Geol. Undersuk*, (213), 224-228.
- Sharapov I.P. (1977) Logical analysis of some problems of geology. Moscow, Nedra Publ., 143 p. (In Russ.)
- Shindewolf O. (1975) Stratigraphy and stratotype. Moscow, Mir Publ., 136 p. (In Russ.)
- Simakov K.V. (1982) Principles of measuring time and constructing a stratigraphic (geochronological) scale. *Development of the doctrine of time in geology*. (Ed. by A.S. Povarennykh, V.I. Onoprienko). Kyiv, Nauk. Dumka Publ., 177-198. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1971) Biochronology and stratigraphic boundaries. *Problems of general and regional geology*. Collection of articles (Ed. by K.V. Bogolepov). Novosibirsk, Nauka Publ., 155-178. (In Russ.)
- Strakhov N.M. (1948) Fundamentals of Historical Geology. V. 1. Moscow; Leningrad, Nedra Publ., 253 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) 3rd ed., revised and enlarged. St.Petersburg, VSEGEI, 93 p. (In Russ.)
- Zhamoida A.I. (2011) Sketch of the structure and content of theoretical stratigraphy. St.Petersburg, VSEGEI, 196 p. (In Russ.)

УДК 551.24:559.078(571.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1264-1281

Тектоника, структуры фундамента и минерагения ЮВ части Сибирской платформы по данным опорного профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга

В. А. Гурьянов¹, А. Н. Диденко^{1,2}, Е. В. Нигай¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, e-mail: guryanov_v@mail.ru

²Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1

Поступила в редакцию 12.11.2024 г., принята к печати 12.02.2025 г.

Объект исследования. Юго-восточная часть Сибирской платформы вдоль полосы опорного геофизического профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга. **Цель.** Анализ и интерпретация геологических, геофизических и геохронологических данных, в том числе собственных, с представлением детализированных материалов по тектонике и глубинному строению ЮВ части платформы. **Методы.** Использовался комплекс геолого-геофизических методов, в том числе интерпретация сейсмологических, гравиметрических, магнитометрических и петрофизических данных разномасштабных карт. **Результаты.** Получены принципиально новые данные по тектонике и глубинному строению кристаллического фундамента ЮВ части Сибирской платформы, вблизи полосы опорного профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга. Предложена тектоническая схема его фундамента. Выделены крупные объекты в Лено-Алданской палеорифтовой зоне, интерпретируемые как протерозойские базит-гипербазитовые абиссолиты и щелочно-ультраосновные интрузивы. **Выводы.** Высокая степень комплексной геолого-геофизической изученности районов вблизи полосы опорного профиля 3-ДВ позволяет принять полученные результаты как определяющую рабочую гипотезу для последующих средне- и крупномасштабных геолого-прогнозных работ. Лено-Алданская палеорифтовая зона выделяется в ранге высокопродуктивной минерагенической провинции, перспективной на поиски месторождений никеля, меди, хрома, полиметаллов, золота, серебра, платины, алмазов, редких и редкоземельных металлов и является гомологом уникальной по своему рудному потенциалу провинции Трансвааль ЮАР.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Лено-Алданская палеорифтовая зона, Якутское сводовое поднятие, грабены, прогибы, впадины, абиссолиты, плюмовый магматизм, минерагения

Источник финансирования

Работа выполнена по темам НИР в рамках государственных заданий ИТиГ ДВО РАН “Закономерности формирования континентальной коры восточной окраины Евразии в неогее: тектоника, вещественный состав, минерагения и палеогеодинамика” (№ 122041100043-8) и “Геофизические поля и глубинное строение тектонически активных структур Восточной Азии, современная геодинамика и сейсмичность” (№ 122041100034-6) и теме НИР ГИН РАН (№ FMMG-2-23-0010)

Tectonics, basement structures, and minerageny of the southeastern Siberian Platform adjacent to the 3-DV Tommot–Khandyga profile

Valentin A. Guryanov¹, Aleksey N. Didenko^{1,2}, Elena V. Nigai¹

¹Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, 65 Kim-Yu-Chen st., Khabarovsk 680000, Russia

²Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia

Received 12.11.2024, accepted 12.02.2025

Research subject. The southeastern part of the Siberian Platform which is adjacent to the zone where the reference profile 3-DV Tommot–Khandyga runs. **Aim.** To analyze and interpret new and published geological, geochronological, and geophysical data, as well as presenting the most recent data on tectonics and deep structure of the large basement blocks of the southeastern Siberian Platform based on the new tectonic map of the Lena–Aldan rift zone. **Materials and methods.** Using geophysical techniques, a number of large features were identified under the sedimentary cover varying in thickness from

Для цитирования: Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Нигай Е.В. (2025) Тектоника, структуры фундамента и минерагения ЮВ части Сибирской платформы по данным опорного профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга. *Литосфера*, **25**(6), 1264–1281. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1264-1281>. EDN: PRJHNI

For citation: Guryanov V.A., Didenko A.N., Nigai E.V. (2025) Tectonics, basement structures, and minerageny of the southeastern Siberian Platform adjacent to the 3-DV Tommot–Khandyga profile. *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1264–1281. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1264-1281>. EDN: PRJHNI

© В.А. Гурьянов, А.Н. Диденко, Е.В. Нигай, 2025

0.5 km to 3 km, which form the southern part of the extended Lena-Aldan paleorift zone and interpreted as giant stratified basite-hyperbasite abyssolites and alkaline-ultrabasic intrusives emplaced in the Proterozoic as a result of mantle plume magmatism. *Results.* Fundamentally new data were obtained on tectonics and deep structure of the crystalline basement in the southeastern part of the Siberian Platform within the zone of the 3-DV Tommot-Khandyga reference profile and the adjacent areas. A tectonic map of its basement is proposed. *Conclusions.* A high level of knowledge derived from comprehensive geological and geophysical studies within the 3-DV reference profile zone allows us to accept the obtained results and conclusions as a working hypothesis for further medium- and large-scale geological studies and prognostication. The Lena-Aldan rift zone is ranked as a highly productive minerogenic province indicating favorable potential for nickel, copper, chromium, platinum group metals, vanadium, rare earths, and rare metals, which makes it a homologue of the unique Transvaal province of South Africa in terms of its ore potential.

Keywords: *Siberian Platform, Lena-Aldan rift zone, Yakut arched uplift, grabens, troughs, basins, abyssolites, plume magmatism, mineralogy*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignments of the Institute of Geochemistry and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences "Regularities of the formation of the continental crust of the eastern margin of Eurasia in the Neogene: tectonics, material composition, mineralogy and paleogeodynamics" (No. 122041100043-8) and "Geophysical fields and deep structure of tectonically active structures of East Asia, modern geodynamics and seismicity" (No. 122041100034-6) and the topics of research of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (No. FMMG-2-23-0010)

Acknowledgements

The authors express their appreciation to the anonymous reviewers, whose comments and suggestions considerably improved the quality of the submitted manuscript. We would like to thank M.G. Gershanovich and O.M. Menshikova for preparing the illustrative material.

ВВЕДЕНИЕ

В результате масштабных геолого-геофизических исследований ЮВ Сибирской платформы (СП) по изучению глубинного геологического строения и минералогической специализации блоков земной коры сведения о глубинном строении, минералогии и геологической истории раннедокембрийской коры пополнились принципиально новой обширной информацией. В рамках программы МПР РФ "Создание опорных региональных геолого-геофизических профилей на территории РФ в ЮВ части СП и прилегающих складчатых областях" заложен опорный геолого-геофизический профиль 3-ДВ Сковородино-Томмот-Хандыга-Мякит. Профиль уникален по многообразию пересекаемых им крупных геологических структур, отражающих различные геодинамические обстановки формирования континентальной земной коры, от раннего докембрия до мезозоя включительно (Горошко и др., 2013; Диденко и др., 2016). ЮЗ участок этого профиля на отрезке Сковородино-Томмот охарактеризован ранее (Шевченко и др., 2011; Диденко и др., 2013). Настоящая работа охватывает центральную часть профиля 3-ДВ отрезка Томмот-Хандыга. Он пересекает Нимырский, Суннагинский и Якутский блоки фундамента ЮВ СП. Объектом исследований является фундамент ЮВ Сибирской платформы на границе с Верхояно-Колымским орогенным поясом (рис. 1). Большая часть его перекрыта осадочным чехлом мощностью от 0.5 до 2–3 км и более и недоступ-

на для изучения прямыми геологическими методами. Раннедокембрийские образования крайне неравномерно охарактеризованы по данным бурения (Тектоника..., 2001; Розен и др., 2002; Розен, 2003, 2014; Смелов и др., 2012). Проведенные исследования с использованием современных геофизических методов позволили существенно уточнить глубинную структуру фундамента, выделить новые тектонические структуры и провести более детальное, в отличие от предыдущих (Гафаров и др., 1978; Тектоника..., 2001; Смелов и др., 2001; Смелов, Тимофеев, 2003; Розен, 2003, 2014; Глебовицкий и др., 2008; Глуховский, 2009), тектоническое районирование фундамента ЮВ части СП, что являлось первой задачей настоящей работы.

Как известно, докембрийская история, охватывающая 87% геологического развития Земли, определяет и важнейшие глобальные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на континентах. Более 75% площади современных континентов имеют кору докембрийского возраста, возникшую в результате неогархейских и палеопротерозойских орогенических событий (Мишнин и др., 2002; Розен, 2003; Smelov, Timofeev, 2007; Смелов и др., 2010, 2013). Статистические данные по минерально-сырьевым ресурсам мира показывают, что в докембрийских структурах сосредоточено 80% мировых запасов железных руд, около 80% хрома, 60% меди, 70% сульфидного никеля, более 80% золота и кобальта, 50% запасов урана и большая часть запасов PGE (Мишнин и др., 1987, 2002; Глубинное строение..., 2010). Главный



Рис. 1. Обзорная тектоническая схема района исследований.

1 – область осадочных отложений Сибирской платформы, 2 – Алдано-Становой щит, 3 – Селенга-Становая орогенная область, 4 – Центрально-Азиатский тектонический пояс, 5 – Монголо-Охотский орогенный пояс, 6 – Верхояно-Колымская складчатая область, 7 – Сихотэ-Алинская складчатая область, 8 – фрагмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 9 – линия профиля 3-ДВ, 10 – площадь исследований.

Fig. 1. Schematic tectonic map showing the study area.

1 – sedimentary deposits of the Siberian Platform, 2 – Aldan-Stanovoy shield, 3 – Selenga-Stanovoy orogenic belt, 4 – Central Asian orogenic belt, 5 – Mongol-Okhotsk orogenic belt, 6 – Verkhoyansk-Kolyma fold area, 7 – Sikhote-Alin fold area, 8 – fragment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt, 9 – 3-DV profile, 10 – study area boundary.

прирост запасов руд металлов (Pt, Pd, Au, Cu, Co, Ni, Cr, V, Pb, Zn) и неметаллов (алмазы, графит, асбест, мусковит, флогопит) в последние десятилетия был получен за счет открытия и освоения новых месторождений в докембрийских блоках (Глубинное строение..., 2010). Месторождения таких типов и уровня широко известны на западе и в цен-

тре СП (Тектоника..., 2001; Розен, 2003; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2006; Смелов и др., 2013; Малышев и др., 2014). В то же время сведений о наличии месторождений и рудопроявлений в перекрытых осадочным чехлом докембрийских структурах ЮВ Сибирской платформы практически нет, в связи с чем изучение минерогенности блоков фундамен-

та, их глубинного строения представляет не только теоретический, но и практический интерес, что является второй задачей наших исследований.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Сибирская платформа – одна из крупнейших геологических структур регионального ранга Северной Евразии со сложной и длительной историей развития. Раннедокембрийскую континентальную кору, образующую фундамент платформы, принято рассматривать в качестве Северо-Азиатского кратона, по Ю.А. Косыгину (1983). Его становление, как и других древних кратонов мира, большинство исследователей связывают с процессами палеопротерозойского тектоногенеза, при котором произошла амальгамация тектонических областей (Тектоника..., 2001; Прокопьев и др., 2003; Смелов, Тимофеев, 2003; Розен, 2003; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2005, 2006; Розен, 2014). Формирование отдельных фрагментов раннедокембрийской коры, слагающей фундамент платформы, их зарождение, эволюция, объединение, преобразование и кратонизация охватывают период от 3.5 до 1.7 млрд лет (Котов, 2003; Гурьянов, 2007; Глебовицкий и др., 2008; Гурьянов и др., 2013, 2016). Основная часть фундамента перекрыта мезо-, неопротерозойскими и фанерозойскими осадочными образованиями. В связи с этим тектоническое районирование фундамента СП проводится преимущественно по региональным геофизическим данным, результатам исследования коровых ксенолитов из кимберлитов и метаморфических пород из глубоких скважин и их сопоставления с таковыми обнаженных частей фундамента.

В последние десятилетия получено значительное количество данных по изотопной систематике пород погребенного фундамента (Nutman et al., 1992; Pearson, 1999; Ковач и др., 2000; Тектоника..., 2001; Котов, 2003; Кузьмин и др., 2005; Smelov, Timofeev, 2007; Гурьянов и др., 2012; Розен, 2014), позволяющих судить о возрасте, этапах формирования, а также составить на основе интерпретации геофизических материалов тектонические схемы фундамента СП. Наиболее представительная информация по породам фундамента имеется для северной, центральной и западной частей СП, где проведено глубокое бурение и построены временные и глубинные разрезы по региональным сейсмическим профилям. Установлено, что на открытых территориях Алданского геоблока Nd модельный возраст наиболее древних гранитогнейсов, по данным А.Б. Котова (2003), оценивается в пределах 3.8–3.5 млрд лет, возраст цирконов из них – 3335 ± 3 млн лет (Nutman et al., 1992). Re-Os модельный возраст литосферных перидотитов из трубки Удачная составляет 3.8 млрд лет (Pearson, 1999), а результаты изучения включений сульфидов в алмазах этой

трубки (Специус и др., 2004) указывают на мезоархейский возраст мантии (3.0–2.8 млрд лет) и стабилизацию значительной части фундамента СП в раннепалеопротерозойское время. Для фундамента ЮВ части платформы такая информация крайне редка (Смелов и др., 2001; Смелов, Тимофеев, 2003) или почти отсутствует. Поэтому строение и состав ее фундамента охарактеризованы нами по материалам площадной грави- и магнитометрии, сейсмо- и электроразведки, глубокого бурения (учтено 25 колонковых скважин) (Мишнин и др., 1987, 2002; Карта..., 2000; Тектоника..., 2001; Мишнин, Истомин, 2002, 2010; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2005, 2006; Округин и др., 2010; Малышев и др., 2014; Диденко и др., 2016).

В настоящее время имеется значительное количество тектонических схем фундамента СП, составленных на основе геолого-геофизических материалов (Гафаров и др., 1978; Карта..., 2000; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2005; Глебовицкий и др., 2008; Малышев и др., 2014; и др.). В последние годы большую популярность получила тектоническая схема О.М. Розена (2003, 2014). Вместе с тем границы раннедокембрийских блоков и их тектоническая сущность, наполнение и минерагения изучены недостаточно и не всегда находят свое отражение на этих схемах. Ведущую роль по изучению фундамента и глубинного строения земной коры для ЮВ части СП сыграли данные комплексных исследований вдоль опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ на участке Томмот–Хандыга (Горошко и др., 2013; Диденко и др., 2016).

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе, в профильном варианте, с изучением “глубинных корней” тектонических структур, по Ю.А. Косыгину (1983), решались вопросы, связанные со статическим классом моделей, с последующей их комплексной интерпретацией. Плотностные разрезы созданы на основе методик послойного сейсмогравитационного 2D и гравитационного 3D моделирования (Li, Oldenburg, 1998). Структурные модели, основанные на результатах метода МОВ-ОГТ, получены с применением пакета программ линеamentного анализа изображений (Zlatopolsky, 1997). После построения однофакторных моделей выполнена их комплексная интерпретация и сформирована в едином нижнем полупространстве наиболее вероятная структурно-геофизическая модель, отвечающая распределению измеренных геофизических полей и петрофизическим характеристикам горных пород в приповерхностном слое земной коры. Геологическое истолкование физико-геологической модели (конечная цель) – это определение вероятного вещественного состава не выходящих на земную поверхность фи-

зических тел и их тектоническая принадлежность. Так, в частности, по данным плотностного моделирования, в междуречье Лены и Алдана выделяется тело высокой плотности ($>2.95 \text{ г/см}^3$), апофизы которого выходят под платформенный чехол (Горошко и др., 2013). Для установления характера распределения зон разломов привлечены космические снимки (радарная съемка) с последующей обработкой результатов МОБ-ОГТ (программа LESSA). Все это позволило составить структурно-геофизическую модель земной коры и провести комплексную геолого-геофизическую интер-

претацию (рис. 2). Геологические комплексы разного возраста и генезиса, слагающие перечисленные выше структуры и образования, представлены на линии комплексного геолого-геофизического разреза земной коры (см. рис. 2б) в полосе профиля 3-ДВ. По этой же линии построена структурно-геофизическая модель земной коры, основанная на результатах статистической обработки данных МОБ-ОГТ (см. рис. 2а). Методические приемы исследований наиболее полно рассмотрены в работах (Шевченко и др., 2011; Горошко и др., 2013; Диденко и др., 2013).



Рис. 2. Геофизический профиль земной коры (а) и комплексная геолого-геофизическая модель земной коры (б) по линии Томмот–Хандыга, по материалам (Горошко и др., 2013; Диденко и др., 2016).

1 – линеаменты, выделенные по исходным отражающим площадкам МОБ-ОГТ; 2 – субвертикальные разломы; 3 – субгоризонтальные и наклонные разломы; 4 – граница Мохоровичича по данным ГСЗ; 5 – гранулитогнейсы палеоархейских Нимнырского и Якутского блоков; 6 – гранулит-базиты неогархейского Суннагинского блока; 7 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования эпикратонных прогибов: I – Кетеминский грабен, II – Борогонский прогиб; 8 – палеопротерозойские габбро-долериты; 9 – предполагаемые субгоризонтальные тела автохтонных гранитоидов; 10 – глубокие гранулиты; 11 – породы верхней мантии; 12 – области интенсивной тектоно-термальной проработки пород коры с высокой электрической проводимостью; 13 – крупные интрузивные тела мафит-ультрамафитов и областей с плотностью пород $>2.95 \text{ кг/м}^3$; 14 – главные разломы (цифры в кружках): 1 – Тыркандинский, 2 – Карбычанский, 3 – Буатоминский, 4 – Суольский, 5 – Ноторский; 15 – граница Мохоровичича по данным ГСЗ с предполагаемыми “мантийными окнами” и направлениями флюидных потоков.

Fig. 2. Geophysical profile (a) and comprehensive geological-geophysical model of the earth's crust (b) along the Tommot-Khandyga line, after (Goroshko et al., 2013; Didenko et al., 2016).

1 – lineaments identified by the original reflecting segments of the common depth point seismic reflection survey; 2 – tectonic boundaries: vertical and 3 – subhorizontal; 4 – Moho discontinuity from deep seismic sounding data; 5 – granulite gneisses of the Paleoproterozoic Nimnysky and Yakutsky blocks; 6 – granulite-basites Neoproterozoic Sunnaginsky block; 7 – Paleoproterozoic volcanogenic-sedimentary rocks of epicratonic troughs: I – Keteminsky graben, II – Borogonsky trough; 8 – Paleoproterozoic gabbro-dolerites; 9 – inferred subhorizontal bodies of autochthonous granitoids; 10 – deep granulites; 11 – upper mantle rocks; 12 – areas of intense tectonothermal transformation of crustal rocks (areas of high electrical conductivity); 13 – large intrusives of mafic-ultramafic rocks, areas with rock density $>2.95 \text{ kg/m}^3$; 14 – major faults (circled numbers): 1 – Tyrkandinsky, 2 – Karbychansky, 3 – Buatominsky, 4 – Suolsky, 5 – Notorsky; 15 – the base of the earth's crust (Moho surface) with “mantle windows” and inferred directions of fluid movements.

Глубинная структура исследуемой территории установлена на основании комплекса геолого-геофизических методов, в площадном и профильных вариантах. В основу положены результаты сейсмических (МОВ-ОГТ, ГСЗ, КМПВ, МТЗ) и геоэлектрических (МТЗ) исследований, привлечены данные геологических карт нового поколения, космические снимки (радарная съемка). Для работы с пакетами интерпретационных программ применялись цифровые модели потенциальных полей (гравитационное, магнитное), петрофизические данные и учтены результаты предыдущих исследователей по определению мощности земной коры и подошвы литосферы (Тектоника..., 2001). Недостаток вещественной информации частично компенсирован результатами интерпретации региональных геофизических материалов, уровень которых для отдельных территорий достаточно высок. Структурно-геофизические модели земной коры в сочетании с вещественными характеристиками пород фундамента ЮВ СП (керна скважин, экстраполяция данных с обнаженных фрагментов докембрийских структур) послужили основанием для составления новой тектонической схемы фундамента ЮВ части СП. На ней выделены крупные и более мелкие блоки фундамента, зоны активизации и другие элементы (рис. 3). Строение и состав фундамента охарактеризованы нами по материалам площадной гравиметрии и магнитометрии, сейсмо- и электроразведки, глубокого бурения; учтены результаты нескольких скважин колонкового бурения (Мишнин и др., 1987, Карта..., 2000; Тектоника..., 2001; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2006; Мишнин и др., 2010; Окургин и др., 2010; Диденко и др., 2016). Для геологического и тектонического обоснования глубинных построений на территории исследований составлены сводная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, тектоническая карта того же масштаба, построенная на структурно-формационной основе и схеме тектонического районирования с элементами глубинного строения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Этап формирования сплошного осадочно-го чехла юго-восточной части СП отделен от этапа оформления морфоструктуры кровли консолидированной коры длительным континентальным перерывом и мощной структурной перестройкой (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Гурьянов и др., 2012). Эта перестройка носила не только тектонический, но и орогенический (горообразующий) характер, с которой связано завершение наиболее мощного в докембрии палеопротерозойского (эпикарельского) орогенеза. Исходя из сказанного, в качестве главных структурных подразделений донеопротерозойского фундамента выделены обширные изометричные архейские и па-

леопротерозойские тектонические блоки, сформировавшиеся при обрушении и опускании кровли кристаллического фундамента грабены, прогибы, мульды и впадины. С этим связано наиболее интенсивное дробление консолидированной коры на разнообразные по форме и размеру блоки и также базит-гипербазитовый и щелочно-ультраосновной магматизм палеопротерозойского (Горошко и др., 2013; Гурьянов и др., 2016, 2022, 2023) и неопротерозойского (Зайцев и др., 1992, 2010; Горошко, Гурьянов, 2004, 2008) этапов. В качестве главных структурных подразделений фундамента выделены обширные изометричные архейские и палеопротерозойские тектонические блоки, сформировавшиеся при обрушении и опускании кровли кристаллического фундамента. Интенсивное дробление консолидированной коры, разломообразование, мощный магматизм привели к формированию крупных и более мелких блоков земной коры в палеопротерозое (Гурьянов, 2007; Гурьянов и др., 2023) и неопротерозое (Зайцев и др., 1992, 2010; Горошко и др., 2004, 2008). Возраст магматизма принимается аналогичным возрасту подобных интрузий в Батомгском (Котов, 2003; Государственная..., 2014; Гурьянов и др., 2016), Нимнырском (Котов, 2003; Государственная..., 2014), Джугджурском (Гурьянов и др., 2012, 2023) и других блоках восточной части Алданского щита (Ковач и др., 2000; Смелов и др., 2001, 2013; Котов, 2003; Глебовицкий и др., 2008) и Охотского микроконтинента (Кузьмин и др., 2005). В среднем палеозое в ЮВ части СП проявился и кимберлитовый магматизм (Алтухова, 2010а, б; Зайцев и др., 2010; Мишнин и др., 2010).

В тектоническом плане фундамент ЮВ СП включает в себя крупные структуры I порядка (террейны): Якутское сводовое поднятие и его реликтовые частные выступы (в целом Якутский блок), северный, южный и восточный склоны Алданского щита (Нимнырский, Суннагинский, Синский, Батомгский и Майский блоки); структуры II порядка: южная ветвь протяженной Лено-Алданской рифтовой зоны базальтоидной протоактивизации и четыре эпикратонных вулканогенно-осадочных структурных элемента палеопротерозойского возраста, а также Юдомо-Майская, Нюрбинская, Верхояно-Колымская и Нижнеалданская зоны тектонической активизации (см. рис. 3) (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Горошко и др., 2013). С этих позиций схема строения кристаллического фундамента региона обосновывается, исходя из анализа гравитационного и магнитного полей ЮВ СП (Мишнин и др., 1987; Карта..., 2000; Смелов и др., 2001; Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Истомин и др., 2004; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2005; Малышев и др., 2014). Структуру низкочастотной составляющей гравитационного поля определяют Алданский, Верхояно-Колымский минимумы и Якутский максимум, которые в плане

Fig. 3. The main basement structures of the southeastern Siberian Platform with predicted kimberlite fields (tectonic map), after (Mishnin et al., 2002; Istomin, Mishnin, 2004; Goroshko et al., 2013).

1 – Paleoarchean basement blocks: Nimnysky (Нм), Yakutsky (ЯК); 2 – Neoproterozoic Sunnaginsky (Сун) and Sinsky (Сн) and Paleoproterozoic Maysky (Ма) and Batomgsky (Бт) blocks of the basement; 3 – boundaries of the Lena-Aldan rift zone of the Paleoproterozoic basaltic protoactivation; 4 – Paleoproterozoic epicratonic volcanogenic-sedimentary structures: Borogonsky trough (Бор), Keteminsky graben (Ктм), Wardakh basin (Ур), Milskaia trough (Млс); 5–8 – basement activation structures: 5 – Neoproterozoic-Paleozoic Yudoma-Mayskaya zone (ЮМ), 6 – Middle Paleozoic Nyurbinskaya (Нюрб) area, 7 – Late Jurassic-Early Cretaceous Verkhoyansk-Kolyma area (ВК); 8 – Late Mesozoic-Cenozoic Nizhnealdansky area (На); 9 – intrusions identified by geophysical data: а – dolerites: Great Dyke of Yakutia (БД), б – gabbro, в – anorthosites, г – layered basite-hyperbasite abyssolites: Khatyng-Yuryakhsy (ХЮ), Keteminsky (КТ), Bieleminsky (БЛ), Milsky (МЛ), Belkachinsky (БК); 10 – layered nepheline-syenite massifs: Tolonsky (ТЛ), Khandygsky (ХН); 11 – alkaline-ultrabasic complexes: а – undifferentiated (1 – Molosky, 4 – Severo-Dyngysky, 5 – Tengyutsky, 6 – Zapadno-Dyngysky, 7 – Kedigysky, 8 – Severo-Morolovsky, 9 – Sotinsky, 10 – Chakyysky, 11 – Achchygysky, 12 – Keteminsky, 13 – Dugdinsky, 14 – Tangkhaisky, 20 – Nizhneaimsky, 21 – Sredneomninsky), б – with nepheline syenite rims (2 – Mendsky, 3 – Yuzhno-Dyngysky, 19 – Ingiliysky); 12 – kimberlite fields: а – identified (15 – Khomp-Mayskoe, with the Manchaary pipe), б – predicted (16 – Barylaiskoe, 17 – Borulakhscoe, 18 – Amginskoe); 13 – faults; 14 – sections of fault systems with a thrust component; 15 – surface projection of the fault plane; 16 – 3-DV survey line.

соответствуют Алданскому сегменту щита, Верхояно-Колымской орогенной области и Якутскому гранулит-базитовому погребенному поднятию (Мишнин и др., 2002; А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005).

На своде Якутского погребенного поднятия и в его окрестностях, под осадочным чехлом ограниченной мощности на глубинах от 0.5 до 2–3 км, по геофизическим данным (Истомин, Мишнин, 2004), в зоне структурного влияния “Великой дайки Якутии” протяженного Лено-Алданского пояса выделено около двух десятков малых кольцевых щелочно-ультраосновных интрузивов и серия предполагаемых рудоносных базит-гипербазитовых абиссолитов (Мишнин и др., 1987, 2002, 2010; Истомин, Мишнин, 2004). В платформенном чехле поясу соответствует позднепротерозойско-кембрийский рифовый комплекс, с которым могут быть связаны стратиформные месторождения свинца и цинка. Барьерный риф на протяжении длительного времени отделял Ангаро-Ленский солеродный мелководный бассейн осадконакопления от Юдомо-Оленёкского глубоководного бассейна (Мишнин и др., 1987; Гриненко и др., 1995). Рифу в фундаменте соответствует проникающий глубоко в мантию региональный Якутско-Жиганский разлом, заложение которого произошло в палеопротерозое. По всей вероятности, к этому периоду приурочено внедрение крупных базит-гипербазитовых интрузий, трассирующих разлом, а также формирование сопряженных с ними мульд, впадин, прогибов и грабенов (Мишнин и др., 1987, 2002, 2010; Мишнин, Истомин, 2002). Все эти структурные элементы перекрыты разновозрастными (мезо- и неопротерозой, кембрий, средний палеозой, мезозой и кайнозой) осадочными толщами сплошного платформенного чехла мощностью от первых сотен метров до 3 км и более (Государственная..., 2014). Кроме того, в пределах Лено-Алданской зоны располагаются одна известная и три прогнозируемых “трубки” кимберлитов (Розен и др., 2002; Мишнин и др., 2010; Смелов и др., 2010, 2012).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кристаллический фундамент СП

На тектонической схеме (см. рис. 3) фундамент ЮВ СП представлен палеоархейскими Нимнырским и Якутским, неоархейскими Суннагинским, Синским и раннепалеопротерозойскими Батомгским и Майским блоками (террейнами). Прямых изотопно-геохронологических данных о возрасте пород, слагающих эти блоки, кроме Батомгского и Нимнырского, здесь нет. Возраст их принят по аналогии с таковыми для смежных территорий, исходя из анализа имеющихся геологических данных (Горошко и др., 2013; Государственная..., 2014). Основными критериями выделения межблоковых разломов являются протяженные зоны повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести (гравитационные ступени) и линейные гравитационные минимумы (Истомин, Мишнин, 2004; Шевченко и др., 2011).

Нимнырский блок в значительной мере перекрыт чехлом. Структурный план его, судя по характеру гравитационного поля (Истомин, Мишнин, 2004; А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005; Малышев и др., 2014) и геологическим данным (Горошко и др., 2013; Государственная..., 2014), определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов. Ядра куполов сложены гранитогнейсами, энтербито- и чарнокито-гнейсами древнеалданского комплекса. Выделяемая здесь верхнеалданская серия представлена преимущественно гиперстеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, высокоглиноземистыми гранатсиллиманитовыми, пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами и кристаллосланцами с линзами пиритов и плагиоэклазитов (Ковач и др., 2000; Смелов и др., 2001; Смелов, Тимофеев, 2003; Котов, 2003; Глуховский, 2009). Модельные Nd возраста древнеалданских гранитоидов Нимнырского блока составляют 3.0–3.1 млрд лет, $E_{Nd}(T) = -10.3 \dots -11.4$ (Котов, 2003). По Sm-Nd изотопным характе-

ридикам гранитоиды восточной его части распадутся на две подгруппы. Величины $T_{Nd}(DM)$ первой подгруппы гранитоидов изменяются от 2.9 до 3.0 млрд лет при $T_{Nd}(DM-2st) = 3.0-3.1$ млрд лет и $E_{Nd}(T) = -7.5...-8.5$. По мнению А.Б. Котова (2003), их формирование связано с плавлением корового источника не моложе 2.8 млрд лет или с плавлением смешанного источника архейского и раннепротерозойского возраста. Тогда как гранитоиды второй подгруппы из этой части блока характеризуются $T_{Nd}(DM-2st) = 2.4-2.5$ млрд лет и $E_{Nd}(T) = -2.0...-2.2$, а родоначальные для них расплавы образованы при плавлении корового источника раннепротерозойского возраста с незначительной добавкой архейского корового материала.

Якутский блок характеризуется мозаичной сложнотифференцированной структурой гравитационного поля, состоящего из множества локальных аномалий разного знака (Смелов и др., 2001; Мишнин, Истомин, 2002; А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005). В плане он выражен относительным максимумом овально-полигональной конфигурации размером $(450-500) \times (350-400)$ км (Горошко и др., 2013). Для границ блока характерно типичное полосовое расположение локальных аномалий. Согласно (Мишнин и др., 2002, 2010; Истомин, Мишнин, 2004), непосредственно под чехлом здесь расположен гранулитовый слой, характеризующийся средней пластовой скоростью сейсмических волн 6.6 км/с при средней плотности пород слоя 2.85 г/см³.

В северной части Якутского блока выделяется отчетливо выраженный в рельефе кристаллического фундамента и структуре нижних горизонтов чехла свод. В плане он выражен максимумом силы тяжести овально-полигональной конфигурации размером 150×300 км². Относительно крутые северный и восточный склоны свода имеют амплитуду до 5–6 км, а амплитуда южного пологого склона не превышает 1 км. Судя по разрезам осадочного чехла (Тектоника..., 2001), составленным по керну скважин, поднятие фундамента завершилось в среднем палеозое. Сам же блок разделен Якутско-Жиганской зоной глубинного разлома на две неравные части (см. рис. 3). Характерной и отличительной его особенностью является высокая степень насыщенности контрастными “магнито- и гравитирующими объектами” (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005). Кристаллический фундамент представляет собой чередование гранулитов основного, среднего и кислого состава с преобладанием базит-ультрабазитовых интрузивов в нижней части коры (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 1998, 2005, 2006; Смелов и др., 2001, 2013; Смелов, Тимофеев, 2003). Их возраст принят нами за палеоархейский по аналогии с возрастом гранулитов Тунгского, Анабарского и других блоков, близких по структуре гравитационных полей и геофизическим параметрам (Тектоника..., 2001; Мишнин и др., 2002; Розен и

др., 2002; Розен, 2003, 2014). В пределах Якутского блока кристаллический фундамент вскрыт несколькими скважинами (Тектоника..., 2001). Установлено, что в скважине у пос. Тхтюр в интервале глубин 589.6–600.0 м керн представлен мигматизированными амфиболовыми кристаллосланцами (Истомин, Мишнин, 2004).

Следует отметить, что Якутский блок фундамента также контролирует положение палеопротерозойских эпикратонных вулканогенно-осадочных структур (Борогонского прогиба, Мильской мульды) и размещение базит-гипербазитовых абиссолитов, нефелин-сиенитовых массивов, щелочно-ультраосновных интрузивов и трубок кимберлитов (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002) (см. рис. 3). В керне из пяти скважин, вскрывших кимберлиты трубки Манчаары (100 км к югу от г. Якутск), установлены обломки осадочных пород с включениями серпентинитов, слюдитов и ксенолитов двупироксеновых кристаллических сланцев (Алтухова, 2010а, б). Средневзвешенный возраст ксеногенного циркона из кимберлитов этой трубки составил 2540 ± 34 млн лет (Смелов и др., 2013). Геохимические и изотопные данные по циркону позволяют предполагать, что здесь в составе фундамента существенная роль принадлежит породам гранитоидного состава, подвергшимся 2.54 млрд лет назад процессам метаморфизма и метасоматоза. Между тем Rb-Sr возраст самих кимберлитов трубки Манчаары составляет 358 ± 42 млн лет (Зайцев и др., 1992, Смелов и др., 2013).

Суннагинский блок, в отличие от охарактеризованных выше блоков, имеет несколько иной стиль структуры гравитационного поля. Здесь преобладает линейное СЗ расположение локальных аномалий (Смелов и др., 2001; А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005). В плане блоку соответствует отрицательная гравитационная аномалия. Блок ограничен долгоживущими трансрегиональными разломами СЗ простирания (см. рис. 3), которые представлены зонами смятия, меланжа, динамотермального метаморфизма (Тектоника..., 2001). В составе супракраустальных толщ блока доминируют основные кристаллосланцы и гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы с прослоями известняков, доломитов и кварцитов. Инфракомплекс сложен эндербитогнейсами. Региональные гравитационные отрицательные аномалии с амплитудами до 15 мГал и размерами в поперечнике до 100 км интерпретируются нами как гранитогнейсовые купола. Метаморфизм пород блока достигал условий гранулитовой фации. Возраст их неоархейский – 2.7–2.5 млрд лет (Ковач и др., 2000; Котов, 2003), как утверждено в легендах листов ГК-1000 (Гурьянов и др., 2012; Государственная..., 2014).

Синский блок (см. рис. 3) выделен по гравитметрическим данным в бассейне нижнего течения р. Синяя. В гравитационном поле для него харак-

терно сочетание аномалий как изометричного, так и линейного типа. Уровень региональной составляющей магнитного поля Синского блока понижен, что обусловлено проявлением вторичного низкотемпературного преобразования гранулитов (Карта..., 2000). Линейные магнитные максимумы приурочены к разломам и связаны с магнетитсодержащими породами зон диафтореза (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005). Блок имеет в плане клиновидную форму. С запада и востока он ограничен пологонаклоненными в разные стороны разломами, а с юга – субвертикальным дизъюнктивом. Возраст пород и вещественное наполнение Синского блока условно принято по аналогии с таковыми Суннагинского блока.

Батомгский блок расположен южнее Якутского блока (см. рис. 3) и выделяется по смене типов геофизических полей, в частности по субмеридиональному направлению простираения магнитных аномалий (Карта..., 2000; Государственная..., 2014). Северная часть блока покрыта осадочными образованиями платформенного чехла. Южнее, за пределами района исследований, в междуречье Учур и Батомги, раннедокембрийские метаморфические породы слагают выступ кристаллического фундамента, где они представлены разнообразными гнейсами, претерпевшими метаморфизм амфиболитовой фации, с прослоями кристаллосланцев, мраморов и амфиболитов батомгской серии (Горошко, Гурьянов, 2008; Гурьянов и др., 2016). По А.Б. Котову (2003), T_{Nd} (ДМ) метаморфических пород Батомгского выступа оценивается в 2.1–2.3 млрд лет, а прорывающих их гранитоидов – в 2.0–2.2 млрд лет (Гурьянов и др., 2016). Нами установлено, что U-Pb возраст цирконов (SHRIMP-II) из гранитоидов хоюндинского и джагдаканского комплексов, инъецирующих породы батомгской серии, составляет 2.06–2.05 млрд лет (Гурьянов и др., 2016). На юге выступа все они с размывом и корами выветривания перекрываются осадочно-вулканогенной улканской серией возрастом 1.76–1.73 млрд лет (U-Pb метод по цирконам, SHRIMP-II) (Гурьянов, 2007). Исходя из сказанного, возраст пород Батомгского блока нами предложено считать раннепалеопротерозойским (Гурьянов и др., 2016), а не раннеархейским, как считалось ранее (Nutman et al., 1992; Pearson, 1999; Смелов и др., 2001; Тектоника..., 2001; Розен, 2014).

Майский блок расположен на ЮВ района исследований (см. рис. 3). По аналогии с Батомгским для пород Майского блока нами предполагается раннепалеопротерозойский возраст, хотя возраст аналогичных по составу гнейсов в истоках р. Май оценивается как неоархейский – 2615 ± 11 млн лет (SHRIMP-RG, U-Pb метод, циркон) (Прокопьев и др., 2003).

Фанерозойские структурные элементы тектонической активизации фундамента ЮВ части СП представлены Нюрбинской, Верхояно-Ко-

лымской, Юдомо-Майской и Нижнеалданской зонами (см. рис. 3). Необходимость выделения тектонических элементов подобного типа отмечали многие исследователи. Одни из них (Смелов и др., 2001) выделяли таковые как зоны тектонического меланжа. Другие (Розен и др., 2002) рассматривали их в ранге коллизионных зон. Такие зоны представляют собой линейные участки земной коры, “сложенные разнообразными бластомилонитами и катаклазитами, нередко мигматитами, автохтонными гранитоидами, отторженцами экзотических магматических и метавулканогенно-осадочных пород, которые претерпели совместные структурно-метаморфические преобразования” (Розен и др., 2002; Розен, 2003). Они отчетливо прослеживаются под чехлом на значительные расстояния, поскольку характеризуются выдержанными отрицательными аномалиями линейного типа в поле силы тяжести и отличаются от сопредельных площадей относительно интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 1998, 2005). Юдомо-Майская и Нюрбинская зоны тектонической активизации трассируются протяженными роями даек долеритов и габбро-долеритов (Гайдук, 1988; Тектоника..., 2001). В пределах зон они выделены в ранге региональных дайковых поясов – Улахан-Бамского (Горошко и др., 2013; Государственная..., 2014) и Чаро-Синского (Гайдук, 1988) соответственно. Основные ареалы их распространения находятся за пределами района исследования на северо-западе и востоке. Верхояно-Колымской зоне тектонической активизации (см. рис. 3) “на схеме низкочастотной составляющей гравитационного поля соответствует одноименный региональный минимум, а аномальное магнитное поле ее слабоинтенсивное” (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005).

Нюрбинская зона тектонической и базальтоидной активизации фундамента характеризуется пониженными значениями силы тяжести. Чаро-Синский дайковый пояс в этой зоне представлен своим СВ флангом протяженностью 400 км (Гайдук, 1988). Основная масса даек, не выходящих на дневную поверхность, хорошо прослеживается на крупномасштабных аэромагнитных картах в виде контрастных положительных аномалий линейного типа ВСВ простираения (Карта..., 2000). Мощность даек, обнажающихся на дневной поверхности, не превышает 50–60 м, но в фундаменте (на глубине), по расчетным данным, она достигает 500 м. Протяженность даек от 100–200 м до 50 км (Гайдук, 1988). Большинство дайковых тел являются подводящими каналами трещинного типа для многочисленных потоков среднепалеозойских базальтов Вилюйской палеорифтовой структуры.

Юдомо-Майская зона тектонической и базальтоидной активизации фундамента характеризуется субмеридиональным простираением локальных

аномалий, дискордантных по границам ее гравитационного поля по отношению к полям Якутского блока и Верхояно-Колымской зоны (Истомин, Мишнин, 2004; А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2006; Диденко и др., 2016). Ограничения Юдомо-Майской зоны представлены двумя субмеридиональными разломами центриклинального падения (см. рис. 3). Здесь дайковый пояс, включая Улахано-Бамский комплекс даек и силлов, прослеживается в меридиональном направлении по простиранию одноименного рифтогенного прогиба на 700 км (Тектоника..., 2001). Протяженность даек на дневной поверхности от 100 м до 5–60 км при мощности от нескольких м до 200 м. На среднемасштабных аэромагнитных картах они прослеживаются в виде протяженных линейных максимумов меридионального простирания. Изотопный возраст даек и силлов долеритов, габбро-долеритов, габбро и базальтов от (1005 ± 4) – (942 ± 19) (Sm-Nd и U-Pb) до 790–660 (Rb-Sr, K-Ar) млн лет (Тектоника..., 2001).

Нижнеалданская зона тектонической активизации (см. рис. 3) в гравитационном поле характеризуется линейно-вытянутой формой и наличием гравитационного минимума (Тектоника..., 2001). Внутреннее строение ее фиксируется как отрицательная полосовая аномалия в виде цепочки линейных минимумов щелевидного типа, осложненных изометричными аномалиями и оконтуренными с обеих сторон узкими линейными максимумами (А.Г. Стогний, В.В. Стогний, 2005).

Лено-Алданская палеорифтовая зона базальтоидного магматизма

Эта протяженная структура (см. рис. 3) прослеживается по карте аномального магнитного поля (Карта..., 2000; Истомин, Мишнин, 2004) под осадочным чехлом в ССЗ направлении от южной границы Якутского блока фундамента до Анабарского щита на севере (Мишнин и др., 1987, 2002). По условиям обнаженности она принадлежит к числу закрытых площадей, недоступных для прямого изучения. Скважинами под юрскими отложениями вскрыты реликты триасовых и палеозойских осадочных пород, а также метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы “улканского” типа, залегающие на архейских гнейсах (Мишнин и др., 2002; Розен и др., 2002; Гурьянов, 2007).

В состав Лено-Алданской зоны входят палеопротерозойские вулканогенно-осадочные структуры (см. рис. 3): Борогонский прогиб (Мишнин и др., 1987, 2002; Горошко и др., 2013), Кетеминский грабен (Горошко и др., 2013), Уордахская впадина и Мильская мульда (Мишнин и др., 2002). Под чехлом СП здесь размещаются многочисленные расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты, нефелин-сиенитовые массивы, щелочно-ультраосновные интрузивы и трубки кимберлитов (Мишнин,

Истомин, 2002; Истомин, Мишнин, 2004). В целом для гравитационного поля Лено-Алданской зоны характерно субмеридиональное простирание более или менее изометричных и слабовытянутых локальных аномалий. Борогонскому прогибу и Кетеминскому грабену соответствуют ступенчато осложненные полосовые аномалии. В отличие от них Уордахская впадина и Мильская мульда выделяются в поле силы тяжести в виде отрицательных аномальных полей изометричной, округлой формы, осложненных в центре контрастными положительными аномалиями.

Борогонский прогиб размером $400 \times (20-100)$ км² линейно вытянут в СЗ направлении, располагается в центральной осевой части Якутского гранулитового блока (см. рис. 3). Прогиб выполнен вулканогенно-моцассоидным комплексом палеопротерозоя (Мишнин, Истомин, 2002). В районе р. Амга подошва палеопротерозойских отложений расположена на глубине 2.5 км от дневной поверхности, что установлено по резкому скачкообразному погружению сейсмических отражающих площадок (Истомин, Мишнин, 2004). В земной коре под прогибом выделяется мощное куполообразное тело плотностью до 3.05 г/см³, отвечающее мантийному диапиру ультраосновного состава с апофизами, выходящими под платформенный чехол (Мишнин и др., 2002). По геофизическим данным здесь выделяются крупные погребенные, предположительно, ультрамафит-мафитовые массивы, не уступающие по своим масштабам знаменитым южноафриканским аналогам (Мишнин и др., 1987).

Кетеминский грабен расположен на западном борту Якутского блока гранулитов, в зоне его сочленения с Суннагинским и Синским блоками (см. рис. 3). Он выделен по гравиметрическим и сейсмическим данным вдоль профиля 3-ДВ (Горошко и др., 2013). Грабен имеет в плане волнисто-эллипсоидальную вытянутую в субмеридиональном направлении форму размером $350 \times (50-100)$ км². Грабен ограничивается двумя СЗ разломами, переходящими по простиранию в субмеридиональные. По сейсмическим данным установлено центриклинальное падение плоскостей их сместителей: западных – под углом около 70°, восточных – 35–60° (см. рис. 2). В центральной части грабена выделяется Кетеминский расслоенный абиссолит анортозитов, вытянутый согласно простиранию вмещающей его структуры (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002).

Расслоенные металлоносные абиссолиты

Они выделены по результатам интерпретации геофизических данных (Мишнин и др., 2002; Истомин, Мишнин, 2004) с привлечением материалов гидрохимического и шлихоминералогического опробования (Округин и др., 2010). По анало-

гии с детально изученными доменами Южной Африки, Северной Америки и Кольского полуострова эти абиссолиты разделены В.М. Мишным и И.Н. Истоминным (Мишнин и др., 2002; Истомин, Мишнин, 2004) на три типа рудоносных структур: *бушвельдский, садбери и хибинский*, тесно связанных между собой единством вмещающей трансрегиональной структуры – Лено-Алданской рифтовой зоны базальтоидной протоактивизации с “Великой Дайкой Якутии” (см. рис. 3). Все они перекрыты сплошным венд-кембрийским платформенным чехлом мощностью до 1.5 км и более. К *бушвельдскому* типу отнесены “Великая Дайка Якутии”, Хатынг-Юряхский и Кетеминский абиссолиты, к типу *садбери* – Биелеминский, Мильский и Белькачинский (см. рис. 3). Если для первого типа абиссолитов прогнозируются залежи хромитов с платиноидами, то во втором типе ожидается выявление залежей сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами, аналогичные залежи которых установлены в телах палеопротерозойских мафит-ультрамафитов Кун-Маньенского рудного поля (Гурьянов и др., 2022), где их возраст по U-Pb изотопии цирконов варьируется от 1.843 до 1.69 млрд лет (Гурьянов и др., 2023).

Хибинский тип рудоносных абиссолитов представлен Толонским и Хандыгским массивами нефелиновых сиенитов (см. рис. 3), приуроченных к СВ склону Якутского погребенного поднятия (Мишнин и др., 2002; Горошко и др., 2013). К этому типу, по-видимому, следует отнести и ряд более мелких щелочно-ультраосновных массивов.

Базит-гипербазитовый лополит “Великая Дайка Якутии”

На местности лополит соответствует зоне Якутско-Жиганского глубинного разлома (протяженность 1500 км, ширина 10–15 км), залеченного интенсивно намагниченным телом, состоящим из двух субвертикальных пластин – Восточной и Западной (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002). В плане это тело имеет лентообразную форму, но в поперечном сечении оно, как и его структурный африканский гомолог “Великая Дайка Родезии” ($550 \times (10-15) \text{ км}^2$), имеет форму сильно сжатого с боков расслоенного лополита. Аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 закартированы центриклинальные замыкания пластин в “замки” сильно сжатых с боков синклиналей, что свидетельствует о лополитообразной форме “Великой Дайки Якутии” (Истомин, Мишнин, 2004). В расположенном за пределами этого региона в кимберлитовом Чемурдахском поле, в трубках Горняцкая и Дружба содержатся ксенолиты пород этого лополита. С *юрским размывом лополита* на Якутском своде ассоциируются проявления россыпной золото- и платиноносности; в русловом аллювии рек и

ручьев присутствуют шлиховые концентрации хромитов (Мишнин, Истомин, 2002).

На фоне поля силы тяжести Якутского блока гранулитов контрастно обособляются крупные локальные аномалии, имеющие вид изометричных или удлиненных контрастных максимумов (Истомин, Мишнин, 2004). К ним приурочены гигантские *расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты Биелеминский, Мильский и Белькачинский* (см. рис. 3). Контуры массивов четко фиксируются на карте полного горизонтального градиента силы тяжести кольцевыми аномалиями. Положительные гравитационные аномалии совмещаются с положительными магнитными аномалиями. Форма этих тел – блюдцеобразные лополиты, диаметр – от 40 до 75 км. Глубины залегания верхних кромок аномальных масс оцениваются в интервале от 400 до 1000 м. На внешних кольцах абиссолитов в виде характерных дуговых максимумов, по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки, могут быть отражены боковые залежи сульфидных руд (Истомин, Мишнин, 2004). Магнитные аномалии обусловлены, предположительно, вкрапленными пирротин-пентландит-халькопиритовыми рудами боковых частей интрузивов основного состава по аналогии с медно-никелевым месторождением Кун-Маньё (Гурьянов и др., 2022, 2023).

По мнению В.М. Мишнина с соавторами (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002), Мильский, Биелеминский и Белькачинский лополиты образуют единый приповерхностный многофазный абиссолит с тремя магматическими центрами. Наряду с геофизическими признаками предполагаемые абиссолиты распознаются под осадочным чехлом по характерным конформным внешним краям одноименных Мильской и Белькачинской эпикратонных мульд проседания, сложенными, по данным скважин, палеопротерозойскими трахитами, метапелитами, кварцитопесчаниками (Мишнин и др., 2002). Они развивались на эродированной поверхности кристаллического фундамента как наложенные седиментационные впадины. К ним можно отнести и Уордахскую впадину (200 км к СЗ от г. Якутск), так как в ней выделяется Хатынг-Юряхский расслоенный лополит анортозитов по данным среднемасштабной гравиметрической съемки (Истомин и др., 2004). В Уордахской скважине в подошве юдомской серии, залегающей на анортозитах, описаны трахиты, каолиновые глины и эффузивный материал со следами размыва (Гриненко и др., 1995). Для осадочных пород мульды и впадин характерны постседиментационные изменения, отвечающие зеленосланцевой стадии метаморфизма, что сближает их с палеопротерозойскими образованиями.

В центре *Кетеминского грабена* локализован крупный расслоенный *Кетеминский лополит*, вытянутый в субмеридиональном направлении на

150 км, при ширине от 10 до 50 км (см. рис. 3). Учитывая сходство позиции данного лополита с расположением анортозитовых массивов Котуйкан-Монголинской зоны Анабарского щита, В.М. Мишнин с соавторами (2002) отнесли его к типу расслоенных анортозитов с выделением лейко-, мезо- и меланократовых разностей.

Расслоенные нефелин-сиенитовые массивы

Представлены они *Толонским и Хандыгским* абиссолитами (см. рис. 3), имеют в плане кольцевое строение и чашеобразную форму, в поперечнике их размеры 40–60 км, глубина оценивается до 15 км и более (Мишнин и др., 2002). Внешнее кольцо (стенки “чаш”) выполнено меланократовыми разновидностями щелочных пород, специализированных на редкие металлы, редкие земли и апатиты. По форме и размерам, а также по особенностям внутреннего строения оба абиссолита являются зеркальным гомологом знаменитого Хибинского массива на Кольском полуострове (Мишнин, Истомин, 2002; Истомин, Мишнин, 2004). Расчетные глубины залегания верхних кромок тел Толонского массива оцениваются в 400–500 м, а Хандыгского интрузива – около 5500 м. Абиссолит Толон выделен по овальной отрицательной аномалии силы тяжести (поперечник 40 км), совпадающей в плане с равновеликим магнитным максимумом. Такое совмещение аномалий характерно для классических кольцевых расслоенных нефелин-сиенитовых комплексов богатейших щелочных провинций мира (Пиланесберг; Хибинский массив). Структурно этот массив приурочен к восточному борту Борогонского палеограбена. По данным ВЭЗ установлена крупная положительная структура – подземная “столовая гора” Толон, перекрытая юрскими осадками мощностью около 500 м (Истомин, Мишнин, 2004). По центробежному рисунку речной сети и данным ВЭЗ установлена крупная положительная структура (столовая гора) по подошве юрских отложений, т. е. подземная “гора” Толон перекрыта покровом юрских осадков мощностью около 500 м (Истомин, Мишнин, 2004). Предполагается (по аналогии с Хибинским массивом Кольского полуострова), что вместе с апатитовыми рудами в меланократовых нефелиновых сиенитах могут присутствовать также и лопарит-тантал-ниобиевые руды (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002).

Щелочно-ультраосновные комплексы

На своде Якутского погребенного поднятия, в зоне структурного влияния Якутско-Жиганского глубинного разлома, выделено около двух десятков малых кольцевых щелочно-ультраосновных массивов (Мишнин и др., 2002). Все они сформированы в доплатформенный этап, как и абиссолит

Толон, приуроченный к Борогонскому прогибу. По всей вероятности, к этой группе следует отнести *Мендский и Чакыйский* массивы, погребенные под отложениями юры и кембрия на склонах Якутского поднятия (см. рис. 3). По отображению в гравитационных полях Мендский массив имеет много общего с богатым апатит-ниобиевым месторождением *Томтор* (Уджинская провинция), а Чакыйский плутон обладает дунитовым ядром и является вероятным аналогом *Кондёрского* платиноносного ультраосновного массива центрального типа (Истомин, Мишнин, 2004).

В срединной части Якутского погребенного поднятия расположены открытое *Хомпу-Майское кимберлитовое поле с трубкой Манчаары* и три прогнозируемые по геофизическим аномалиям трубчатого типа кимберлитовых поля (Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2006; Мишнин и др., 2010), локализованных в пределах зоны влияния Лено-Алданской рифтовой структуры (см. рис. 3). Кимберлиты трубки Манчаары (100 км к югу от г. Якутска, выявлена в 2007 г.) инъецированы в кристаллический фундамент и осадочный чехол этого поднятия (Зайцев и др., 2010; Мишнин и др., 2010; Смелов и др., 2012). Геологическое строение района, морфология тела, петрография, петрохимический состав трубки Манчаары рассмотрены в работах З.А. Алтуховой (2010а, б). Для кимберлитов этой трубки в работах (Зайцев и др., 2010; Смелов и др., 2012) приведена предварительная оценка их возраста по данным Rb-Sr метода – 358 млн лет.

В районе Якутского погребенного поднятия известны золотоплатиноносные россыпепроявления без установленных коренных источников (Смелов и др., 2001; Округин и др., 2010). Образование такой парастерической ассоциации полезных компонентов в аллювиальных отложениях, включающих золото, платину, индикаторные минералы кимберлитов и базит-ультрабазитовых комплексов (потенциальных источников алмазов, хромитовых, платиновых и редкометалльных руд), обусловлено их поступлением из разновозрастных источников, начиная с пород кристаллического фундамента и заканчивая фанерозойскими образованиями, и проецированием их на современную поверхность через промежуточные коллекторы неопротерозоя, венда, кембрия и юры (Тектоника..., 2001; Округин и др., 2010).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническая структура юго-восточной части СП, как и Северо-Азиатского кратона в целом, формировалась на протяжении более 1 млрд лет. Внутреннее строение обусловлено архейскими и палеопротерозойскими эндогенными процессами, но особую сложность тектоническое строение фундамента юго-востока СП приобрело в связи с широко

проявленными плюмовым магматизмом и тектоническими процессами палеопротерозоя. Этап формирования сплошного осадочного чехла этой части СП отделен от этапа оформления морфоструктуры кровли консолидированной коры длительным (не менее 1 млрд лет) континентальным перерывом и мощной структурной перестройкой, с которой связано завершение наиболее мощного в докембрии палеопротерозойского (эпикарельского) орогенеза. В качестве основных структурных подразделений донеопротерозойского фундамента выделены архейские и раннепалеопротерозойские тектонические блоки и сформировавшиеся в связи с обрушением и опусканием кровли кристаллического фундамента палеопротерозойские грабены, прогибы, мульды и впадины, с которыми связан базит-гипербазитовый и щелочно-ультраосновной магматизм палео- и неопротерозойского этапов.

Выделены палеоархейские (3.3–3.0 млрд лет) Якутский гранулит-базитовый и Нимырский гранулитогнейсовый, неоархейские (2.7–2.5 млрд лет) Суннагинский и Синский гранулитогнейсовые и раннепалеопротерозойские (2.3–2.0 млрд лет) Батомгский и Майский гранит-зеленокаменные блоки; Лено-Алданская палеорифтовая зона базальтоидной протоактивизации, вулканогенно-осадочные впадины и прогибы палео- и мезопротерозойского (1.87–1.69 млрд лет) возраста, а также фанерозойские зоны тектонической активизации фундамента (Юдомо-Майская, Нюрбинская, Верхояно-Колымская и Нижнеалданская). О раннедокембрийском времени заложения этих зон свидетельствует то, что в современном эрозионном срезе они совместно с перекрывающими (сшивающими) геодинамическими комплексами пород ряда геологических структур (рифтов, прогибов, впадин) маркируют (определяют) положение тектонических границ (зон коллизии) тех или иных разновозрастных блоков фундамента, сформировавшихся в условиях разной геодинамики.

На основании комплекса геолого-геофизических работ вблизи профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга в ЮВ части Сибирской платформы обосновано выделение Лено-Алданской палеопротерозойской глубинной структуры. В ее состав входят палеопротерозойские вулканогенно-осадочные структуры (Борогонский прогиб, Кетеминский грабен, Уордахская впадина и Мильская мульда), многочисленные расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты – “Великая Дайка Якутии”, Хатынг-Юряхский, Кетеминский и другие нефелин-сиенитовые массивы, в том числе с карбонатитами, а также щелочно-ультраосновные интрузивы (Моролойский, Мендский, Чакыйский) и кимберлитовые трубки (Манчаары и др.).

Лено-Алданская зона обнаруживает структурное и формационное сходство с рудоносным поясом Трансвааль (ЮАР), протягивающимся в суб-

меридиональном направлении на 3000 км и включающем расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты Бушвельд, Великую Дайку Родезии, палеопротерозойскую мульду Ранда, кимберлитовые поля Претории (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Истомин, Мишнин, 2004). В поясе Трансвааль сосредоточены уникальные скопления платины, хрома, ванадия, золота, урана и алмазов. В Лено-Алданской зоне известны золотоносные, платиновые и хромитовые россышепоявления без установленных коренных источников. Известно лишь одно открытое кимберлитовое поле Хомпу-Майское с трубкой Манчаары (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Округин и др., 2010, Алтухова, 2010а).

По результатам интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей с привлечением результатов гидрогеохимии и шлиховой съемки на исследуемой территории выделено три типа рудоносных структур: *бушвельдский, садбери и хибинский*, а также металлоносные эпикратонные мульды (Мишнин и др., 2002; Мишнин, Истомин, 2002; Истомин, Мишнин, 2004). По аналогии с эталонами для их местных якутских гомологов предполагается специализация на хромиты с сопутствующими платиноидами, сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами, редкие земли и редкие металлы, что позволяет рассматривать эту ветвь Лено-Алданской палеорифтовой зоны как гигантскую рудоконтролирующую структуру – гомолога уникальной по своему рудному потенциалу провинции Трансвааль Южной Африки.

Высокая степень комплексной геолого-геофизической изученности вдоль полосы опорного профиля 3-ДВ позволяет принять полученные результаты и выводы как определяющую рабочую гипотезу для последующих средне- и крупномасштабных геолого-прогнозных работ.

Благодарности

Авторы выражают благодарность и признательность анонимным рецензентам, замечания и предложения которых способствовали улучшению представленной рукописи. Графические работы выполнены М.Г. Гершанович и О.М. Меньшиковой, которым авторы также благодарны и признательны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алтухова З.А. (2010а) Петрография кимберлитоподобных пород трубки Манчаары в Центральной Якутии (Якутское погребенное поднятие – архейский кратон). *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 36–38.
- Алтухова З.А. (2010б) Минералогия кимберлитовых пород трубки Манчаары (Якутское погребенное поднятие – архейский кратон) в Центральной Якутии. *Вопросы геологии и комплекс. освоения природных*

- ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 39-41.
- Гайдук В.В. (1988) Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 128 с.
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С., Прозоров Ю.И., Савинская М.С., Савинский К.А. (1978) Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры. *Геотектоника*, (1), 43-57.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.И. (2008) Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. *Геотектоника*, (1), 12-26.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннекембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. (2010) М.: ГЕОКАРТ ГЕОС, вып. 1, 408 с.
- Глуховский М.З. (2009) Палеопротерозойский термотектоногенез – ротационно-плюмовая модель формирования Алданского щита. *Геотектоника*, (3), 51-78.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. (2008) Мезо-неопротерозойские комплексы чехла ЮВ Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники. *Геотектоника*, (2), 80-96.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. (2004) Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород ЮВ Сибирской платформы. *Тихоокеан. геология*, **23**(2), 76-91.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А., Шевченко Б.Ф., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможная Н.Г., Петров А.В. (2013) Лено-Алданская протерозойская зона базальтоидной протоактивизации юго-востока Сибирской платформы. *Докл. АН*, **451**(3), 303-307.
- Государственная геологическая карта РФ (3-е поколение). (2014) М-б 1:1 000 000. Лист О-53-Нелькан. (Гл. науч. ред. Г.В. Роганов). СПб.: Картфабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 472 с.
- Гурьянов В.А. (2007) Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 227 с.
- Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Роганов Г.В., Дымович В.А. (2016) Раннекембрийские гранитоиды Батомгского выступа фундамента ЮВ Сибирской платформы: возраст и геодинамическая обстановка формирования. *Тихоокеан. геология*, **35**(3), 23-44.
- Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. (1995) Геологическое строение Большого Якутска. *Регион. геология Якутии*. Якутск: Якутск. гос. ун-т, 3-19.
- Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. (2013) Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Учуро-Улканского района (восток Алдан-Станового щита): структурное положение, состав и обстановка формирования. *Геотектоника*, (4), 47-60.
- Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Абражевич А.А., Чубаров В.М., Тихомирова А.И. (2022) Геологическая позиция, минералы редких и благородных металлов в рудах медно-никелевого месторождения Кун-Маньё (ЮВ Сибирской платформы). *Тихоокеан. геология*, **41**(6), 3-23. <https://doi.org/30911/0207-4028-2022-41-6-3-23>
- Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Кириллов В.Е. (2023) Палеопротерозойские ультрамафитовые дайки кунманьёнского ареала (ЮВ Сибирской платформы): структурное положение, состав и обстановка формирования. *Тихоокеан. геология*, **42**(2), 68-87. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-2-68-87>
- Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розин М.И., Салтыкова Т.Е. (2012) Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннекембрийских пород ЮВ части Алдан-Станового щита: новые результаты, геологическая интерпретация. *Тихоокеан. геология*, **31**(2), 3-21.
- Диденко А.Н., Ефимов А. С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможная Н.Г. (2013) Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино–Томмот. *Геология и геофизика*, **54**(10), 1583-1599.
- Диденко А.Н., Ефимов А.С., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможная Н.Г. (2016) Тектоника земной коры области сочленения ЮВ части Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ Хандыга–Адыгалах. *Тектоника, геодинамика и рудоогенез складчатых поясов платформ*. М.: Геос, 290-294.
- Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. (2010) Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчаары (Центральная Якутия). *Отч. геология*, (5), 51-60.
- Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. (1992) Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 248 с.
- Истомин И.Н., Мишин В.М. (2004) К проблеме поисков платинометаллических месторождений в Якутии. Платина России. *Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов*. М.: Геоинформарк, вып. 5, 409-421.
- Карта аномального магнитного поля (ΔТ) России, сопредельных государств и прилегающих акваторий масштаба 1:5 000 000. (2000) (Ред. Т.П. Литвинова). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафонов А.Ф., Павлушин А.Д. (2000) Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные. *Петрология*, **8**(4), 394 с.
- Косыгин Ю.А. (1983) Тектоника. М.: Недра, 536 с.
- Котов А.В. (2003) Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 78 с.
- Кузьмин В.Н., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. (2005) Древнейшие основные гранулиты Северо-Востока России (Охотский массив). *Докл. АН*, **402**(2), 217-221.
- Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. (2014) Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам геопотенциальных полей. *Литосфера*, (2), 144-151.

- Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А. (2010) Якутское погребенное поднятие: прогноз нового кимберлитового поля в Центральной Якутии. *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 94-96.
- Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И. (1987) Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. Якутск: Якутский фил. СО АН СССР, 155 с.
- Мишин В.М., Истомин И.Н. (2002) Новые промышленные типы высококонцентрированного оруденения в глубинных структурах Якутии (методика геолого-геофизического изучения и прогнозной оценки). *Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса РС(Я) в современных условиях*. Якутск: Госкомгеология РС(Я), 89-92.
- Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. (2002) Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы. *Вестн. Госкомгеологии РС(Я)*, (1), 6-14.
- Округин А.В., Мишин М.В., Андреев А.П., Бекренев К.А. (2010) Топоминералогическая характеристика потенциально рудоносных объектов якутского погребенного поднятия (восточная часть Сибирской платформы). *Отчет геология*, (1), 13-22.
- Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуриген Дж.К., Думитру Т.А. (2003) Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна. *Отчет геология*, (6), 57-64.
- Розен О.М. (2003) Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции. *Геотектоника*, (3), 3-21.
- Розен О.М. (2014) Структура и эволюция Сибирского кратона. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Владивосток: Дальнаука, 116-117.
- Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Монаков А.В., Зинчук Н.Н. (2002) Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры. *Геология и геофизика*, **43**(1), 3-26.
- Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А. (2010). Кимберлиты трубки Манчаары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии. *Геология и геофизика*, **51**(1), 153-159.
- Смелов А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Опарин Н.А. (2013) Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчаары. *Отчет геология*, (5), 68-72.
- Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. (2001) Фундамент Северо-Азиатского кратона. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Саха (Якутия)*. М.: МАИК Интерпериодика, 81-104.
- Смелов А.П., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Толстов А.В. (2012) Алмазная "ласточка" Манчаары. *Наука из первых рук*, **45**(3), 20-25.
- Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. (2003) Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии. *Тихоокеан. геология*, **22**(6), 42-54.
- Специус З.В., Гриффин В.Л., Орейли С.И. (2004) Re-Os системы и датировка возраста сульфидов в минералах из кимберлитов in situ, приложение к прогнозированию месторождений алмазов. *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50)*. СПб.: ВСЕГЕИ, 337-339.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2005) Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 174 с.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (1998) Платиноносность Алдано-Станового щита. *Геология руд. месторождений*, **40**(6), 529-535.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2006) Региональные критерии прогноза кимберлитовых субпровинций Востока Сибирской платформы на основе интерпретации гравимагнитных материалов. *Рудогенез и металлогения Востока Азии*. Якутск: ИГАБМ, 188-191.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха. (2001) М.: МАИК Интерпериодика, 571 с.
- Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С. (2011) Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **52**(12), 2122-2131.
- Li Y., Oldenburg D.W. (1998) 3D inversion of gravity data. *Geophysics*, **63**, 109-119.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. (1992) The Aldan shield of Siberia. The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid Proterozoic. *Precambrian Res.*, **54**(4), 195-210.
- Pearson A.I. (1999) The age of continental roots. *Lithos*, (4), 171-191.
- Smelov A.P., Timofeev V.F. (2007) The age of the North Asian cratonic basement: An overview. *Gondwana Res.*, (12), 278-288.
- Zlatopolsky A. (1997) Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA. *Comput. Geosci.*, **23**(1), 45-62.

REFERENCES

- Altukhova Z.A. (2010a) Petrography of kimberlite-like rocks of the Manchaary pipe in Central Yakutia (Yakut buried uplift – Archean craton). *Issues of geology and comprehensive development of natural resources of East Asia*. Blagoveshchensk, IGIP FEB RAS Publ., 36-38. (In Russ.)
- Altukhova Z.A. (2010b) Mineralogy of kimberlite rocks of the Manchaary pipe (Yakut buried uplift – Archean craton) in Central Yakutia. *Issues of geology and comprehensive development of natural resources of East Asia*. Blagoveshchensk, IGIP FEB RAS Publ., 39-41. (In Russ.)
- Deep structure, evolution and mineral resources of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of data on the reference profile 1-EV, profiles 4B and TATSEIS. (2010) Moscow, GEOKART GEOS Publ., iss. 1, 408 p. (In Russ.)
- Didenko A.N., Efimov A.S., Nelyubov P.A., Sal'nikov A.S.,

- Starosel'tsev V.S., Shevchenko B.F., Goroshko M.V., Gur'yanov V.A., Zamozhnyaya N.G. (2013) Structure and evolution of the earth's crust in the junction area between the Central Asian belt and the Siberian platform: Skovorodino–Tommot survey line. *Geol. Geophys.*, **54**(10), 1583-1599. (In Russ.)
- Didenko A.N., Efimov A.S., Shevchenko B.F., Gur'yanov V.A., Goroshko M.V., Starosel'tsev V.S., Sal'nikov A.S., Zamozhnyaya N.G. (2016) Crustal tectonics of the junction area of the southeastern Siberian Platform and the Verkhoyansk–Kolyma orogenic belt within the 3-DV Khandyga–Adygalakh profile zone. (2016) *Tectonics, geodynamics and ore genesis of fold belts of plateforms*. Moscow, Geos Publ., 290-294. (In Russ.)
- Gafarov R.A., Leites A.M., Fedorovskii V.S., Prozorov Yu.I., Savinskaya M.S., Savinskii K.A. (1978) Tectonic zoning of the Siberian Platform basement and stages of its continental crust evolution. *Geotectonics*, (1), 43-57. (In Russ.)
- Gaiduk V.V. (1988) Vilyui Middle Paleozoic Rift System. Yakutsk, Yakutsk Branch of the USSR Academy of Sciences, 128 p. (In Russ.)
- Glebovitskii V.A., Khil'tova V.Ya., Kozakov I.I. (2008) Tectonic structure of the Siberian craton: interpretation of geological, geophysical, geochronological, and isotope-geochemical data. *Geotectonics*, (1), 12-26. (In Russ.)
- Glukhovskii M.Z. (2009) Paleoproterozoic thermotectonogenesis – rotational-plume model of the Aldan shield formation. *Geotectonics*, (3), 51-78. (In Russ.)
- Goroshko M.V., Gur'yanov V.A. (2008) Meso-Neoproterozoic cover complexes of the southeastern Siberian Platform: conditions of formation and main features of tectonics. *Geotectonics*, (2), 80-96. (In Russ.)
- Goroshko M.V., Gur'yanov V.A. (2004) Uranium-rare metal mineralization in massifs of ultramafic alkaline rocks of the southeastern Siberian Platform. *Tikhookean. Geol.*, **23**(2), 76-91. (In Russ.)
- Goroshko M.V., Guryanov V.A., Shevchenko B.F., Starosel'tsev V.S., Sal'nikov A.S., Zamozhnyaya N.G., Petrov A.V. (2013) Proterozoic Lena-Aldan zone of basaltic protoactivation of the southeastern Siberian Platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **451**(3), 303-307. (In Russ.)
- Grinenko V.S., Kamaletdinov V.A., Slastenov Yu.L., Shcherbakov O.I. (1995) Geological structure of Greater Yakutsk. *Regional geology of Yakutia*. Yakutsk, Yakutia State University, 3-19. (In Russ.)
- Gur'yanov V.A. (2007) Geology and metallogeny of the Ulkan region (Aldan-Stanovoy shield). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 227 p. (In Russ.)
- Gur'yanov V.A., Didenko A.N., Peskov A.Yu., Roganov G.V., Dymovich V.A. (2016) Early Precambrian granitoids of the Batomga basement salient of the southeastern Siberian Platform: age and geodynamic setting of formation. *Tikhookean. Geol.*, **35**(3), 23-44. (In Russ.)
- Gur'yanov V.A., Perestoronin A.N., Didenko A.N., Peskov A.Yu., Kosynkin A.V. (2013) Upper Paleoproterozoic basic dikes of the Uchur-Ulkansky region (eastern Aldan-Stanovoy Shield): structural position, composition and formation environment. *Geotectonics*, (4), 47-60. (In Russ.)
- Gur'yanov V.A., Petukhova L.L., Abrazhevich A.A., Chubarov V.M., Tikhomirova A.I. (2022) Geological position, minerals of rare and noble metals in the ores of the Kun-Manye copper-nickel deposit (southeastern periphery of the Siberian Platform). *Tikhookean. Geol.*, **41**(6), 3-23. (In Russ.)
- Gur'yanov V.A., Petukhova L.L., Kirillov V.E. (2023) Paleoproterozoic ultramafic dikes of the Kun-Manyo area (southeastern Siberian Platform): structural position, composition and formation environment. *Tikhookean. Geol.*, **42**(2), 68-87. (In Russ.) <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-2-68-87>
- Gur'yanov V.A., Roganov G.V., Zelepugin V.N., Rozinov M.I., Saltykova T.E. (2012) Isotope-geochronological studies on zircons from early Precambrian rocks of the southeastern Aldan-Stanovoy Shield: new results and their geological interpretation. *Tikhookean. Geol.*, **31**(2), 3-21. (In Russ.) <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-6-3-23>
- Istomin I.N., Mishnin V.M. (2004) Else one approach to exploring for platinum metal deposits in Yakutia. Platinum of Russia. *Problems of development, assessment, reproduction and complex use of the mineral resource base of platinum metals*. Moscow, Geoinformark Publ., iss. 5, 409-421. (In Russ.)
- Kosygin Yu.A. (1983) Tectonics. Moscow, Nedra Publ., 536 p. (In Russ.)
- Kotov A.V. (2003) Boundary conditions of geodynamic models for the formation of the Aldan Shield continental crust. Extended Abstract of Dr. Sci. (Geol.&Min.) Dissertation. St.Petersburg, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 78 p. (In Russ.)
- Kovach V.P., Kotov A.B., Smelov A.P., Starosel'tsev K.V., Sal'nikova E.B., Zagornaya N.Yu., Safonov A.F., Pavlushin A.D. (2000) Formation stages of continental crust of the buried basement of the eastern Siberian platform: Sm-Nd isotope data. *Petrology*, **8**(4), 394. (In Russ.)
- Kuz'min V.N., Glebovitskii V.A., Matukov D.I. (2005) The oldest basic granulites of northeastern Russia (Okhotsk massif). *Dokl. Akad. Nauk*, **402**(2), 217-221. (In Russ.)
- Malyshev Yu.F., Manilov Yu.F., Gur'yanov V.A. (2014) Deep structure of the eastern part of the North Asian craton based on the results of geopotential fields. *Lithosphere (Russia)*, (2), 144-151. (In Russ.)
- Map of the anomalous magnetic field (ΔT) of Russia, neighboring states and adjacent water areas. Scale 1:5 000 000. (2000) (Ed. T.P. Litvinov). St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory. (In Russ.)
- Mishnin V.M., Andreev A.P., Bekrenev K.A. (2010) Yakut buried uplift: forecast of a new kimberlite field in Central Yakutia. *Issues of geology and comprehensive development of natural resources of East Asia*. Blagoveshchensk, IGI FEB RAS Publ., 94-96. (In Russ.)
- Mishnin V.M., Badarkhanov Yu.N., Bolozneva V.I. (1987) Yakut megacraton: unconventional aspects of tectonics and minerageny. Yakutsk, Yakut Branch of the USSR Academy of Sciences, 155 p. (In Russ.)
- Mishnin V.M., Istomin I.N. (2002) New industrial types of highly concentrated mineralization in deep structures of Yakutia (methodology of geological and geophysical study and predictive assessment). *Status and prospects of development of the mineral resource complex of the Republic of Sakha (Yakutia) in present-day conditions*. Yakutsk, Goskomgeologiya of the Republic of Sakha (Yakutia), 89-92. (In Russ.)
- Mishnin V.M., Istomin I.N., Grinenko V.S. (2002) New ore-

- bearing province in the east of the Siberian Platform. *Bulletin of the State Committee on Geology of the Republic of Sakha (Yakutia)*, (1), 6-14. (In Russ.)
- Okrugin A.V., Mishnin M.V., Andreev A.P., Bekrenev K.A. (2010) Topomineralogical characteristics of potentially ore-bearing objects of the Yakut buried uplift (eastern Siberian Platform). *Otech. Geol.*, (1), 13-22. (In Russ.)
- Prokop'ev A.V., Bakharev A.G., Toro H., Miller E.L., Khourigen J.K., Dumitru T.A. (2003) Middle Paleozoic continental margin magmatism and Mesozoic metamorphic events of the junction zone between the North Asian craton and the Okhotsk terrane. *Otech. Geol.*, (6), 57-64. (In Russ.)
- Rozen O.M. (2003) Siberian craton: tectonic zoning, evolution stages. *Geotectonics*, (3), 3-21. (In Russ.)
- Rozen O.M. (2014) Structure and evolution of the Siberian craton. *Geological processes in the settings of subduction, collision and sliding of lithospheric plates*. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 116-117. (In Russ.)
- Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V., Monakov A.V., Zinchuk N.N. (2002) Yakut kimberlite province: position in the structure of the Siberian craton, features of upper- and lower-crust composition. *Geol. Geophys.*, **43**(1), 3-26. (In Russ.)
- Shevchenko B.F., Goroshko M.V., Didenko A.N., Gur'yanov V.A., Starosel'tsev V.S., Sal'nikov A.S. (2011) Deep structure, Mesozoic tectonics and geodynamics of the junction area between the eastern Central Asian belt and the Siberian Platform. *Geol. Geophys.*, **52**(12), 2122-2131. (In Russ.)
- Smelov A.P., Andreev A.P., Altukhova Z.A. (2010). Kimberlites of the Manchaary pipe: a new kimberlite field in Central Yakutia. *Geol. Geophys.*, **51**(1), 153-159. (In Russ.)
- Smelov A.P., Belousova E.A., Zaitsev A.I., Oleinikov O.B., Pavlushin A.D., Oparin N.A. (2013) First data on the composition and age of the buried basement of the Aldan antecline (Siberian platform): dating results for xenogenic zircons from kimberlites of the Manchaary pipe. *Otech. Geol.*, (5), 68-72. (In Russ.)
- Smelov A.P., Oleinikov O.B., Pavlushin A.D., Tolstov A.V. (2012) The diamond "swallow" of Manchaara. *Science First Hand*, **45**(3), 20-25. (In Russ.)
- Smelov A.P., Timofeev V.F. (2003) Terrane analysis and geodynamic model for the formation of the North Asian craton in the Early Precambrian. *Tikhookean. Geol.*, **22**(6), 42-54. (In Russ.)
- Smelov A.P., Zedgenizov A.N., Timofeev V.F. (2001) North Asian craton basement. Tectonics, geodynamics and metallogeny of Sakha (Yakutia). Moscow, MAIK Interperiodika Publ., 81-104. (In Russ.)
- Spetsius Z.V., Griffin V.L., Oreili S.I. (2004) Re-Os systems and in situ age dating of sulfides in kimberlite minerals with application to diamond deposit prediction. *Efficiency of diamond deposit prediction and exploration: past, present and future (Diamonds-50)*. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 337-339. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation (3rd gener.). (2014) Scale 1:1 000 000. Sheet O-53-Nelkan. Chief Scientific Editor G.V. Roganov. St.Petersburg, Cartography Factory of FSUE VSEGEI, 472 p. (In Russ.)
- Stognii G.A., Stognii V.V. (2005) Geophysical fields of the eastern North Asian craton. Yakutsk, Sakhapoligrafizdat Publ., 174 p. (In Russ.)
- Stognii G.A., Stognii V.V. (1998) Platinum in the Aldan-Stanovoy shield. *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **40**(6), 529-535. (In Russ.)
- Stognii G.A., Stognii V.V. (2006) Regional criteria for forecasting kimberlite subprovinces in the east of the Siberian platform based on interpretation of gravity-magnetic data. *Ore genesis and metallogeny of eastern Asia*. Yakutsk, IGABM Publ., 188-191. (In Russ.)
- Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Republic of Sakha. (2001) Moscow, MAIK Interperiodika, 571 p. (In Russ.)
- Zaitsev A.I., Entin A.R., Nenashev N.I. (1992) Geochronology and isotope geochemistry of carbonatites of Yakutia. Yakutsk, YaNTs SO RAN Publ., 248 p. (In Russ.)
- Zaitsev A.I., Smelov A.P., Altukhova Z.A. (2010) First data on the isotopic composition of strontium and the age of kimberlites of the Manchaary pipe (Central Yakutia). *Otech. Geol.*, (5), 51-60. (In Russ.)
- Li Y., Oldenburg D.W. (1998) 3D inversion of gravity data. *Geophysics*, **63**(1), 109-119.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. (1992) The Aldan shield of Siberia. The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid Proterozoic. *Precambrian Res.*, **54**(4), 195-210.
- Pearson A.I. (1999) The age of continental roots. *Lithos.*, (4), 171-191.
- Smelov A.P., Timofeev V.F. (2007) The age of the North Asian cratonic basement: An overview. *Gondwana Res.*, (12), 278-288.
- Zlatopolsky A. (1997) Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA. *Comput. Geosci.*, **23**(1), 45-62.

УДК 552.54+55, 551-72

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1282-1297

Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах и перспективы их изучения

Т. В. Литвинова

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

Поступила в редакцию 26.11.2024 г., принята к публикации 01.04.2025 г.

Объект исследования. Цианобактерии и биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах. **Цель.** Анализ методов, базирующихся на систематизации строматолитов по морфологическим признакам, и достигнутые с его помощью результаты. Обоснование необходимости продолжения исследования строматолитов. Описание способа выявления в них остатков микроорганизмов, выделение основных морфотипов, и определение их состава. Обсуждение возможностей, достоинств и недостатков нового подхода к изучению биогенных ультрамикроструктур в строматолитах; достоверность данных, получаемых с его помощью, и особенности их интерпретации. Продемонстрировано на примерах, в результате деятельности каких микроорганизмов происходило формирование той или иной микроструктуры строматолитов, положенной в основу их формальной классификации. Метод многократно опробован автором в процессе изучения строматолитов и онколитов разного возраста, результаты опубликованы в ряде ведущих журналов. **Материалы и методы.** Пробы преимущественно из докембрийских биогенных пород, отобранных автором в различных регионах России. Исследование проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа. Механическим способом от образцов отделялись пробы размером около 20 × 20 мм. Напыление осуществлялось золотом в вакуумной установке. Остатки организмов в строматолитах и онколитах устанавливались с помощью TesScanMV-2300 SEM. Их элементный состав фиксировался микроанализатором системы EDS (INCA 200, Oxford Instruments), диаметр сканирования 1 мкм, чувствительность измерений рассеяния поляризованного света 0.001%. **Результаты.** Выявлены многочисленные фоссилизированные остатки организмов в строматолитах. Установлены критерии изменения их состава, в том числе, в результате воздействия вторичных процессов. Интерпретирована роль бактериально-водородного сообщества в формировании текстурно-структурных особенностей этих пород. Выделены основные морфотипы биогенных ультрамикроструктур в строматолитах. Обсуждаются обязательные критерии получения достоверных данных и их контроль другими методами. Рассматриваются дальнейшие перспективы исследования организмов в биогенных постройках. **Выводы.** С помощью сканирующего электронного микроскопа и описанной впервые методики стало возможным выявление многочисленных остатков микроорганизмов в строматолитах. Определение их элементного состава и сопоставление этих данных с вмещающей породой помогают контролировать генезис находок и получать полезную дополнительную информацию. Создание классификации строматолитообразующих микрофоссилий и анализ участия организмов в построении текстурно-структурных особенностей строматолитов значительно расширяют представления об особенностях формирования этих пород и их возрасте.

Ключевые слова: строматолиты, биогенные ультрамикроструктуры, морфотипы, цианобактериальное сообщество, новый метод

Источник финансирования

Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Геологического института РАН (г. Москва), FMMG-2023-0004B

Biogenic ultramicrostructures in stromatolites and prospects for their study

Tatiana V. Litvinova

Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

Received 26.11.2024, accepted 01.04.2025

Research subject. Cyanobacteria and biogenic ultramicrostructures in stromatolites. **Aim.** Analysis of methods based on the systematization of stromatolites according to morphological characteristics, as well as the results obtained using these methods. Justification of the need to continue the study of stromatolites. Description of a method for detecting microbial residues in stromatolites, highlighting the main morphotypes and determining their composition. Discussion of the

Для цитирования: Литвинова Т.В. (2025) Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах и перспективы их изучения. *Литосфера*, 25(6), 1282–1297. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1282-1297>. EDN: PPUUDA

For citation: Litvinova T.V. (2025) Biogenic ultramicrostructures in stromatolites and prospects for their study. *Lithosphere (Russia)*, 25(6), 1282–1297. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1282-1297>. EDN: PPUUDA

possibilities, advantages, and disadvantages of a new approach to studying biogenic ultramicrostructures in stromatolites, the reliability of the as-obtained data, and the specifics of their interpretation. Examples are provided to demonstrate the activity of which microorganisms resulted in the formation of a particular microstructure of stromatolites, forming the basis for their formal classification. The method described has been repeatedly tested by the author in the process of studying stromatolites and oncoliths of different ages; the results have been published in a number of leading journals. *Materials and methods.* Samples for analysis were collected primarily from Precambrian biogenic rocks in various regions of Russia. The study was conducted using scanning electron microscope. Specimens measuring approximately 20×20 mm were mechanically separated from the samples. Gold was deposited in a vacuum chamber. Organism remains in stromatolites and oncoliths were identified using a TesScanMV-2300 scanning electron microscope. Their elemental composition was recorded using an EDS microanalyzer (INCA 200, Oxford Instruments), with a scan diameter of $1 \mu\text{m}$ and a polarized light scattering sensitivity of 0.001%. *Results.* Numerous fossilized remains of organisms in stromatolites are identified. Criteria for changes in their composition are established, including as a result of exposure to secondary processes. The role of the bacterial-algal community in the formation of textural and structural features of these rocks is discussed. The main morphotypes of biogenic ultramicrostructures in stromatolites are identified. The mandatory criteria for obtaining reliable data and their control by other methods are discussed. Further prospects for the study of organisms in biogenic structures are considered. *Conclusions.* The use of scanning electron microscope and the technique described by the author for the first time has made it possible to identify numerous microbial residues in stromatolites. Determination of their elemental composition and comparison of these data with the host rock facilitate monitoring the genesis of finds and obtaining useful additional information. The creation of a classification of stromatolite-forming microfossils and the analysis of the participation of organisms in the construction of textural and structural features of stromatolites will significantly expand the understanding of the formation features of these rocks and their age.

Keywords: *stromatolites, biogenic ultramicrostructures, morphotypes, cyanobacterial community, new method*

Funding information

This work was funded by the budget of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (Moscow), FMMG-2023-0004B

ВВЕДЕНИЕ

Строматолитами называют первично карбонатные тонкослоистые породы, представляющие собой литифицированный продукт жизнедеятельности цианобактериального сообщества, сопровождаемого осадконакоплением. В результате сложно функционирующей и устойчивой экосистемы, в которой происходили взаимодействия биогенных и абиогенных процессов, возникали протяженные строматолитовые рифы. Их формирование практически не прекращалось в истории Земли, но наибольшее распространение рифовые постройки получили в докембрии. Их строители обладали способностью не только вписываться в изменчивые природные условия, существовавшие на заре жизни, но и влиять на них, сыграв заметную роль в формировании атмосферы (Заварзин, 1984). Биологическая сущность процесса строматолитообразования, прямые и обратные связи между организмами сообщества (продуцентами и редуцентами), геохимические критерии осадконакопления, проходившего с активным участием микроорганизмов, — эти и другие вопросы вызывают неизменный научный интерес.

В 1960–1970-х гг. осуществлен крупный прорыв в изучении строматолитов (Маслов, 1960; Корлюк, 1960; Кордэ, 1961; Вологдин, 1962; Семихатов, 1962; Крылов, 1963, 1975; Комар, 1964; Комар и др., 1965; Раабен, 1972; Шаповалова, 1974; Серебряков, 1975; и др.), который произошел во

многом благодаря появлению оригинальных методик исследования. Систематическая детальная работа, охватившая многочисленные разрезы, и создание формальной классификации строматолитов сыграли заметную роль в стратиграфическом расчленении докембрийских толщ. Но к 2000 г. потенциал старых методов был исчерпан, и изучение этих пород практически прекратилось. Огромная работа, проведенная по докембрийским строматолитам мира, была полностью завершена, и это направление исследований практически прекратило существование, хотя сканирующий электронный микроскоп уже давно был известен. Но ни с его помощью, ни с использованием мощного оптического микроскопа в карбонатах ничего не удавалось обнаружить. Возникла острая необходимость создания принципиально нового подхода с использованием существующей аппаратуры. И такой метод появился. Он впервые позволил изучать биогенные остатки в строматолитах. Именно изучать, а не фиксировать отдельные находки. Цель работы — рассказать об этом методе, его возможностях и перспективах, и о результатах, полученных с его помощью.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОМАТОЛИТОВ

Первые упоминания о строматолитах появились в конце XIX в. В те времена их структурные особенности рассматривались как органические остат-

ки, происхождение которых связывалось в основном с животным миром. Попытки систематизации этих пород сводились в основном к описанию литологических особенностей. В результате обнаружения все большего количества строматолитов, исследователи обратили внимание, что определенные формы построек характерны для конкретного отрезка времени, впоследствии это было подтверждено радиометрическими данными (Гаррис и др., 1964).

Априори предполагалось, что морфология построек определяется прежде всего составом микроорганизмов-строматолитостроителей и их жизнедеятельностью, однако обнаружить остатки цианобактерий не удавалось. Отмечалась и роль условий осадконакопления, в особенности сторонниками хемогенного происхождения строматолитов.

Казалось бы, с появлением новых методов (графического препарирования и изучения микроструктур) принципиальные представления не изменились, однако их использование значительно расширило возможности специалистов и заметно продвинуло это направление исследования в целом.

Метод графического препарирования

Этот метод (Крылов, 1963) позволял определять форму построек благодаря нескольким параллельным спилам штуфа, включающим строматолитовый столбик с ответвлениями. Простой, доступный и информативный, он буквально открыл новую эру в исследовании строматолитов, позволяя объективно, по единому принципу, сопоставлять различные постройки. Появилась возможность графическим способом отделять столбики от вмещающей породы (рис. 1а–е), проводя таким образом объемную реконструкцию построек.

Устанавливались форма столбиков, особенно их ветвления, характер бокового ограничения (Королук, 1960), фиксировалось наличие или отсутствие карнизов, козырьков, соединительных мостиков и др. Метод стал широко использоваться, с его помощью получен обширный детализированный и единообразно описанный фактический материал. Он позволял исследователям независимо друг от друга систематизировать постройки и встраивать их в формальную классификацию строматолитов, пополняя, уточняя и расширяя ее таким образом.

Метод изучения микроструктур строматолитов

Визуальное сходство микроструктуры строматолитов со строением слоистых пачек современных отложений, зависящим от состава синезеленых водорослей, впервые отметил Ч. Уолкотт (Wolcott, 1914). Впоследствии В.П. Маслов (1939) стал использовать микроструктуру строматолитов в ка-

честве диагностического признака. Под этим термином подразумевались форма и размеры главных компонентов породы – сгустков криптокристаллического карбоната (Комар, 1989), наблюдаемых с помощью бинокулярной лупы. Микроструктура позволяла определять характерные взаимоотношения чередующихся слоев и составляющих ее компонентов для тех или иных разновидностей строматолитов. Попытки привлечения к работе оптического микроскопа не привели к желаемому результату: дальнейшее увеличение фиксировало только однообразный криптокристаллический карбонатный материал.

Одни исследователи предполагали, что микроструктура имеет косвенное значение для систематики строматолитов, так как в шлифе невозможно разделить ее биологические и экологические составляющие (Королук, 1960). Другие, напротив, характеризовали ее как остаточную клеточную структуру водорослей (Кордэ, 1961; Вологдин, 1962). Третьи отмечали, что на данной стадии изучения микроструктура не является ясным диагностическим признаком, но достаточно информативна при анализе первичных и вторичных (наложенных) процессов в породе (Крылов, 1963). Однако практически все, в той или иной степени, уделяли внимание особенностям микроструктуры строматолитов и ее эволюции в разрезе (Семихатов и др., 1963).

Несмотря на разнообразие объектов, основные характеристики микроструктуры в строматолитах повторялись, что позволило систематизировать ее, применяя единую терминологию. Выделены полосчатая, сгустковая, сетчатая, губчатая, комковатая, зернистая, штриховая (рис. 1ж–н) и другие разновидности (Маслов, 1960; Шаповалова, 1974; и др.). Вскоре возникла необходимость сочетания нескольких из перечисленных выше характеристик, например, появилось обозначение “губчато-штриховая микроструктура” (рис. 1о). В некоторых работах использовался бинарный подход: ленточная (рис. 1п, I), штриховая (рис. 1п, II) и сгустковая (рис. 1п, III) микроструктуры рассматривались как типы (Комар и др., 1965), внутри которых устанавливались подтипы: прерывисто-ленточный (рис. 1п, Ia), равномерно-волнисто-ленточный (рис. 1п, Ib), линейно-штриховой (рис. 1п, Iv), прерывисто-сгустковый (рис. 1п, IIIg) и т. д. Применение этого метода позволило обоснованно дифференцировать даже неветвящиеся строматолиты – колоннеллы и конофитоны (Комар и др., 1965; Комар, 1966). По своей сути, он явился логическим продолжением того же морфологического подхода, только на следующем, более детальном, этапе исследования. Оба метода внесли большой вклад в биостратиграфическое расчленение и корреляцию докембрийских толщ.

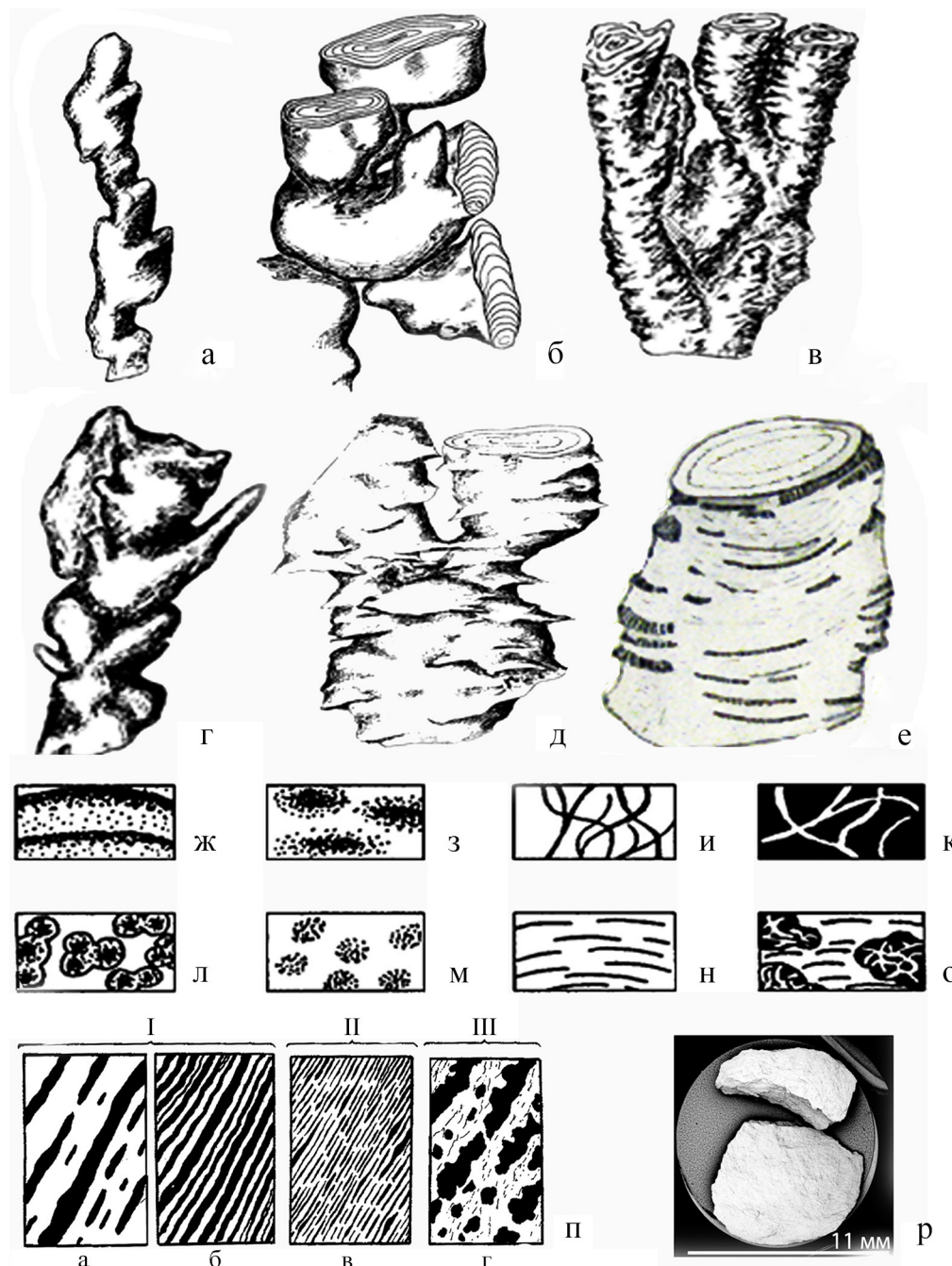


Рис. 1. Морфологические особенности строматолитов.

а–е – объемная реконструкция строматолитовых построек методом графического препарирования: а–д – (Крылов, 1965); е – (Литвинова, 2009); ж–о – основные типы микроструктур строматолитов (Маслов, 1960, дополнения в (Шаповалова, 1974)): ж – полосчатая (ленточная), з – сгустковая, и – сетчатая, к – губчатая, л – комковатая, м – зернистая, н – штриховая, о – закономерное сочетание губчатой и штриховой; п – бинарная систематика микроструктур (Комар, 1966): I – ленточный, II – штриховой, III – сгустковый типы; а – прерывисто-ленточный, б – равномерно-волнисто-ленточный, в – линейно-штриховой, г – прерывисто-сгустковый подтипы; р – пробы на предметном столике сканирующего электронного микроскопа.

Fig. 1. Morphological features of stromatolites.

а–е – volumetric reconstruction of stromatolite structures by graphic preparation: а–д – (Krylov, 1965); е – (Litvinova, 2009); ж–о – the main types of microstructures of stromatolites (Maslov, 1960, additions by (Shapovalova, 1974)): ж – striped (ribbon), з – clot, и – mesh, к – spongy, л – lumpy, м – granular, н – dashed, о – a regular combination of spongy and dashed; п – binary systematics of microstructures (Komar, 1966): I – ribbon, II – dashed, III – clot types; а – intermittent-ribbon, б – uniformly wavy-ribbon, в – linear-dashed, г – intermittent-clot; р – samples on the scanning electron microscope slide subtypes.

Классификация строматолитов

Классификация строматолитов вырабатывалась и корректировалась на протяжении десятилетий. Она объединила большинство таксонов строматолитов, отобранных из пород докембрия России, Индии, Китая, Африки, Америки и Австралии, и дифференцировала их на более чем 250 родов и 1500 видов (Раабен, 2002). Классификация носила формальный характер, она основывалась на морфологических особенностях породы, а не организмов, и имела иерархическую структуру: последующие уровни организации детализировали ее усложнение, а для низших таксонов использовалась биномиальная номенклатура. Первоначально строматолиты подразделяли на три типа (Королюк, 1960): столбчатый, пластовый и желваковый, позднее было предложено выделить также столбчато-пластовый тип (Крылов, 1975). В классификации М.Е. Раабен (1986) таксонам первого–второго ранга присвоены латинские наименования, строматолиты делились на пять типов: столбчатые, пластовые, желваковые, столбчато-желваковые и микростроматолиты. Первые четыре типа дифференцировались по форме построек, пятый включал все перечисленные выше морфотипы, но ограничивался размером до первых десятков сантиметров. В последней схеме (Semikhatov, Raaben, 2000) принято предложение К.Н. Конюшкова (1978) рассматривать строматолиты в ранге типа, соответственно, понизив последующие категории. Таксон “строматолит” (*Stromatoliti* Pia), наряду с онколитами и тромболитами, выделялся как разновидность биолитов. Эта схема включает надродовые единицы пяти рангов: тип, подтип, класс, отряд, семейство. Строматолиты подразделены на три подтипа: нестолбчатые, столбчатые, микростроматолиты. В ранге классов в состав первого входят пластовые и желваковые, второго – столбчатые ветвящиеся и неветвящиеся. Классам подчинены 10 отрядов и 19 семейств. Таксоны всех рангов определяются конкретными признаками, роды и высшие таксоны – морфологическими, виды – микроструктурными (Раабен, 1986; Semikhatov, Raaben, 2000; Raaben et al., 2001). Однако и сейчас называют типами столбчатые, пластовые, столбчато-пластовые, желваковые строматолиты, что допустимо, учитывая формальный характер классификации этих пород.

Итак, форма построек ассоциировалась с составом бактериально-водорослевого сообщества, однако изучение самих организмов оставалось недоступным. Новый подход на фактическом материале подтвердил обоснованность этого предположения и предоставил возможность выявления остатков микрофоссилий в строматолитах практически любого возраста.

ИЗУЧЕНИЕ БИОГЕННЫХ МИКРОСТРУКТУР В СТРОМАТОЛИТОВ

С появлением электронного микроскопа его не раз пытались использовать для изучения строматолитов. Однако и в прозрачных, и в полированных шлифах наблюдался лишь криптокристаллический однообразный материал, в котором обнаружить организмы либо их реликты практически не удавалось. В то же время, прибор эффективно использовался при лабораторном моделировании роста строматолитов и поэтапного фиксирования процессов окремнения в современных отложениях (Крылов, Орлеанский, 1988; Крылов, Тихомирова, 1988; Орлеанский и др., 2000; Ушатинская, 2002; и др.).

Выявление биогенных микрообъектов при работе на электронном микроскопе на протяжении многих лет успешно осуществлялось в Палеонтологическом институте (ПИН РАН) под руководством А.Ю. Розанова (Бактериальная палеонтология, 2002; и др.). В пробах, после химического протравливания кислотой, выявлены органические остатки в самых разнообразных породах, в том числе, в некоторых строматолитах. Однако изучение последних вызывало затруднение: “К сожалению, среди карбонатных строматолитов сравнительно редко наблюдаются остатки фоссилизированных микроорганизмов” (Ископаемые бактерии..., 2011, с. 14). Отдельные находки цианобактерий не представляли перспективы для продолжения целенаправленного изучения докембрийских строматолитов, метод протравливания проб кислотой исключал также возможность анализа их микроструктуры.

В статье излагается метод, позволяющий не только выявлять остатки фоссилизированных микроорганизмов, но и систематизировать их. На протяжении длительного срока он апробирован автором при изучении докембрийских и некоторых фанерозойских строматолитов. Все образцы и изготовленные из них палеонтологические шлифы и пробы хранятся в Геологическом институте РАН, коллекции № Ф-2004, ЮУ-2006, ЦК-2011, КЧ-2015, ПН-2016.

Выявление биоса в строматолитах осуществляется на свежем сколе породы (Литвинова, 2008), что позволяет обнаружить остатки микроорганизмов за счет их рельефной поверхности, тогда как в шлифах они практически не видны. Исследования проводились с помощью растрового электронного микроскопа TesScan MV-2300, снабженного энергодисперсионным спектрометром, пробы напылялись золотом.

Подготовительные работы заключались в установлении, с применением стереоскопа, участков, имеющих характерную для данного таксона мик-

роструктуру и не подвергнувшихся интенсивным вторичным изменениям, и отделении их от породы. Пробы опылялись золотом и помещались в вакуумную колонну. Обычно на один столик диаметром 11 мм (рис. 1р) микроскопа TesScan MV-2300 прикреплялось от 2 до 5 проб. Изучение нескольких объектов для каждого таксона со сколами по разным поверхностям позволяет получить наиболее полную информацию.

Подготовленные таким образом пробы открывают возможность устанавливать остатки цианобактерий, реликты и их отпечатки по морфологическим критериям и, что самое главное, контролировать их генезис, используя аналитический микроанализатор. Обобщенно эти находки следует называть биогенными ультрамикроструктурами.

Морфология биогенных ультрамикроструктур

При описании органических остатков морфология в палеонтологии является основной характеристикой, она способна служить диагностическим признаком и для цианобактерий (Заварзин, 1984). Однако определение фоссилизированных организмов с помощью электронного микроскопа сопряжено с определенными сложностями, игнорируя которые, можно получить ошибочные данные. Биогенные остатки могут быть перекристаллизованы, существенно изменены в результате вторичных процессов и неотличимы по внешнему облику от акцессорных минералов осадочных пород. И хоть количество последних в строматолитах невелико, их присутствие может создавать определенные затруднения для определения микробиоты.

Другая сложность диагностирования фоссилизированных остатков организмов может возникнуть в результате загрязнения пробы современными гифами грибов (разветвленные нитевидные образования, разделенные поперечными перегородками – септами). При благоприятных условиях они интенсивно прорастают между мельчайшими частицами породы, что может ввести в заблуждение и послужить причиной принципиальных ошибок. Образцы, из которых будут изготовлены пробы, должны храниться в сухом и хорошо проветриваемом помещении, пробы желательно подготавливать непосредственно перед их опылением, стараясь не касаться исследуемой поверхности руками. Предусмотрительность и аккуратность не всегда гарантируют отсутствие таких новообразований в открытых шлифах и в каменном материале.

Все перечисленные проблемы так бы и повисли в воздухе, создавая недоверие к методу, если бы не было возможности определять точечный химический состав предполагаемых остатков микроорганизмов.

Микроэлементный состав биогенных ультрамикроструктур

С помощью микроанализатора Cambridge Instruments INCA-200, чувствительность которого по легкой матрице составляет 0.001%, возможно установить элементный состав с участка диаметром 1 мкм. Этот анализ помогает подтвердить или опровергнуть предполагаемый генезис исследуемых объектов, выделенных по морфологическим признакам, а также получить полезную дополнительную информацию.

Органические остатки в строматолитах (рис. 2а) характеризуются существенным повышением (см. рис. 2а₁), по сравнению с вмещающей породой (см. рис. 2а₂), количества углерода, часто сопровождаемого микродозами других биофильных элементов (Na, Cl, реже Fe, Mn, значительно реже TR, P, B), эта закономерность и позволяет уточнить их генезис. В некоторых случаях гифы грибов легко спутать с нитчатыми или трубчатыми органическими остатками. Визуально они могут отличаться от микрофоссилий наличием новых клеток на конце нити, ветвистостью (рис. 2б) и чрезвычайно широким распространением в породе. Но самым спорным фактором является их состав: гифы современных грибов полностью сложены углеродом (см. рис. 2б₁). В отличие от докембрийских цианобактерий, они не минерализованы, поскольку процесс фоссилизации организмов возможен только при длительном нахождении в воде.

Кроме того, морфологически сходные объекты (рис. 2в, г) могут оказаться как минеральными образованиями (слюда, см. рис. 2в₁), так и остатками организмов (см. рис. 2г₁). В некоторых случаях безошибочно установить их генезис возможно только с помощью микроанализатора.

При работе с ультрамикроструктурами биогенного происхождения огромное значение для их сохранения имеют интенсивность переработки первичного материала и степень его замещения. Сложный минеральный состав и повышенное количество углерода в фоссилизированных организмах докембрийских толщ наблюдаются в том случае, если в них присутствуют хотя бы микродозы кремнезема, играющего роль консерватора. С существенным увеличением его количества возрастает и содержание органического углерода (рис. 2ж, ж₁), однако в результате интенсивных преобразований с участием кремнезема ряд биогенных ультрамикроструктур могут быть частично либо полностью перекристаллизованы. Прежде всего, это касается тонких спрессованных объектов, таких как нитчатые бактерии (рис. 2д). Формы более объемных образований частично нивелируются, следы и отпечатки организмов стираются. Изучение кремневых строматолитов показало (Литвинова, 2014а), что подобный процесс

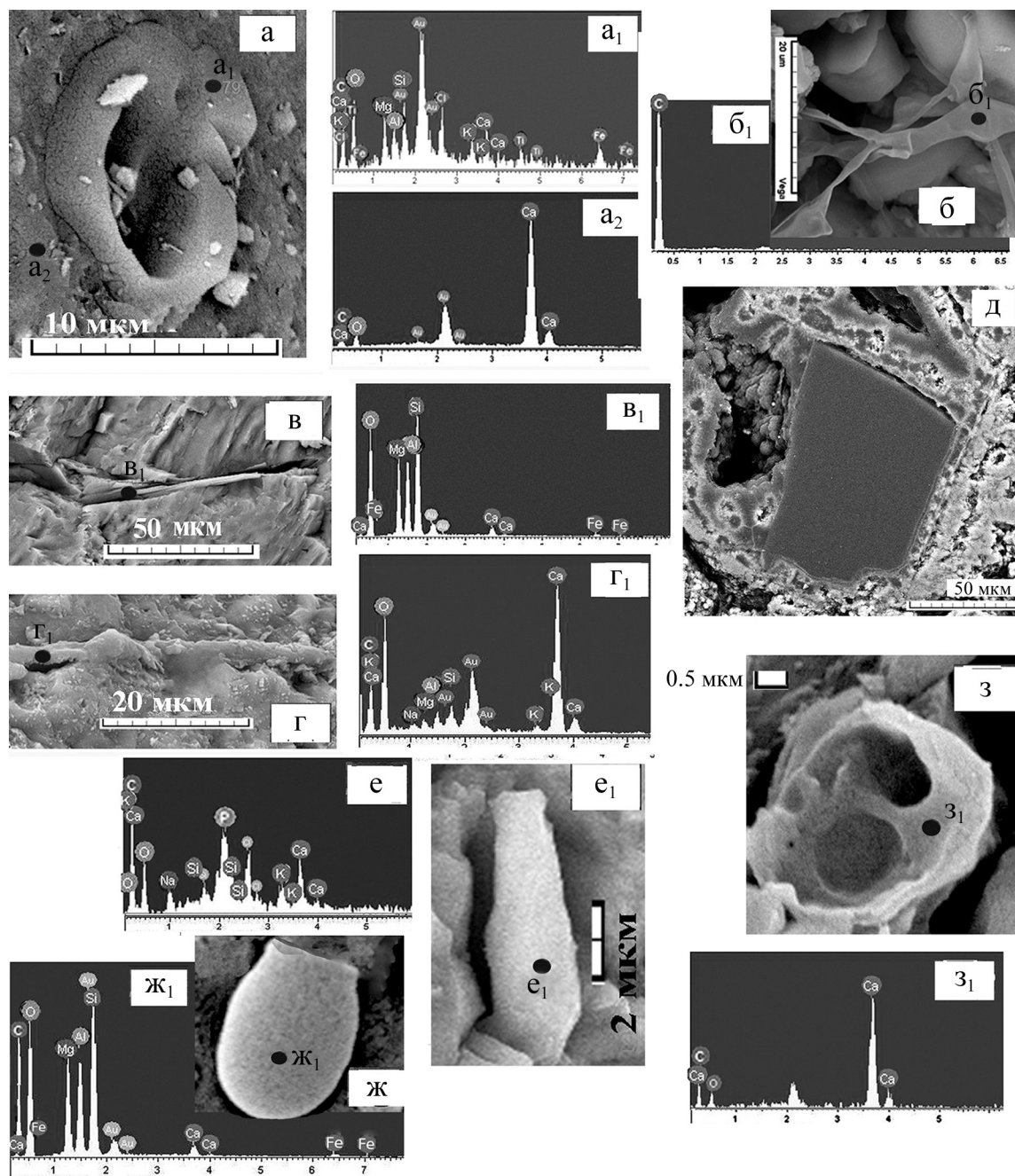


Рис. 2. Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах и спектры их химического состава.

а, а₁ – биогенная ультрамикроструктура и ее состав; а₂ – спектр химического состава вмещающей ее породы; б, б₁ – современные новообразования (гифы грибов) и спектр их химического состава; в, в₁ – слюда и ее состав; г, г₁ – нитчатая микрофоссилия и ее состав; д – кремниевые нитчатая ультрамикроструктура; е, е₁ – кремниевая ультрамикроструктура и ее состав; ж, ж₁ – фосфатизированная ультрамикроструктура и ее состав; з, з₁ – биогенная ультрамикроструктура в строматолитах фанерозоя и спектр ее химического состава

а, в, г – р. Фомич, С. Прианабарье, R₁; д – Карелия, оз. Сундозеро, PR₁; е, ж – Куса, Ю. Урал, R₁; з – Жиль-Тау, Актюбинская обл., P₁.

Fig. 2. Biogenic ultramicrostructures in stromatolites and spectra of their chemical composition.

а, а₁ – biogenic ultramicrostructure and its composition; а₂ – the spectrum of the chemical composition of the rock containing it; б, б₁ – modern neoplasms (hyphae of fungi), and the spectrum of their chemical composition; в, в₁ – mica and its composition; г, г₁ – filamentous microfossils and its composition; д – silicified filamentous ultramicrostructure; е, е₁ – silicified ultramicrostructure and its composition; ж, ж₁ – phosphatized ultramicrostructure and its composition; з, з₁ – biogenic ultramicrostructure in Phanerozoic stromatolites and the spectrum of its chemical composition

а, в, г – R. Fomich, S. Prianabarye, R₁; д – Karelia, lake Sundozero, PR₁; е, ж – Kusa, Yu. Ural, R₁; з – Giltau, Aktobe region, P₁.

наблюдается в основном локально, обычно биогенные объекты содержат заметно большее количество углерода, чем вмещающие их породы (см. рис. 2а, а₁). С существенным увеличением его доли в составе биогенной ультрамикроструктуры (см. рис. 2ж) возрастает и содержание органического углерода (см. рис. 2ж₁), что, скорее, указывает на лучшую сохранность этого элемента, чем на какие-либо иные условия жизнедеятельности организма или особенности осадконакопления. Тем более, кремневый состав строматолитов имеет, как правило, вторичную природу: кремнезем частично или полностью замещает в них карбонатный матрикс.

Следует отметить, что этот элемент практически всегда сопровождается микродозами алюминия (см. рис. 2а₁, г₁, ж₁).

При появлении небольшого количества фосфора, замещающего, в отличие от кремнезема, прежде всего биогенный материал (рис. 2е), углерод сохраняется (см. рис. 2е₁). Однако увеличение его количества приводит к преобразованию породы в фосфорит. Полное замещение карбонатного матрикса фосфатным веществом сглаживает морфологические особенности объектов исследования и делает бессмысленным определение их состава, что усложняет работу. Установление фосфатных строматолитов может указывать на вторичность процесса и подтверждаться присутствием в этом же регионе аналогичных одновозрастных карбонатных строматолитов. Так, в пределах Змеиных гор (Ю. Урал) известны карбонатные, кремневые и фосфатные строматолиты, во всех пробах которых выявлены биогенные ультрамикроструктуры разной степени сохранности, зависящей от их состава (Литвинова, 2014а).

В строматолитах докембрия биогенные объекты практически всегда включают кремнезем и микроэлементы, но иначе обстоит дело в фанерозойских постройках, однако и сохранность организмов в них гораздо лучше (рис. 2з, з₁), поэтому проблем при их диагностике обычно не возникает.

Таким образом, использование микроанализатора позволяет не только безошибочно отличить по составу фоссилизированные организмы от минеральных агрегатов и гифов современных грибов, но и получить полезную дополнительную информацию о вмещающей их породе, ее вторичных преобразованиях и акцессорных минералах. Следует помнить, что это качественный анализ, однако его вполне достаточно для уточнения генезиса объектов; в случае необходимости получения более точных количественных характеристик следует использовать шлифы.

Микроструктура и ультрамикроструктура строматолитов

При интерпретации данных, полученных таким образом, исследователь должен быть уве-

рен, что установленные им организмы существовали синхронно с осадконакоплением, а не попали туда позднее, в уже сформировавшуюся породу. Это можно определить путем сопоставления микроструктуры и ультрамикроструктуры строматолитов, характеристика которых, наблюдаемая как при помощи бинокулярной лупы, так и с использованием электронного микроскопа, практически одинакова, однако возможности методов различны. В первом случае увеличение компонентов породы не информативно: наблюдается лишь криптокристаллическая карбонатная порода (Крылов, 1975; Серебряков, 1975; Komar, 1989; и др.), во втором – появляется возможность увидеть остатки непосредственных участников построения рифа.

Органогенный слой может включать различные организмы, но среди них, как правило, выделяются доминирующие и сопровождающие их второстепенные таксоны. При работе на электронном микроскопе исследователь почти всегда может выявить остатки наиболее распространенных морфотипов (доминантов) и установить их роль в формировании ультрамикроструктуры. Например, два вида колоннелл рифея, *Colonnella laminata* Komar (1964) и *C. kyllachii* Shapovalova (Крылов и др., 1968), выделены на основании формы построек и взаимоотношения чередующихся слоев. Линейная микроструктура *C. laminata*, описанная для этого таксона при использовании бинокулярной лупы, определяется и при работе на электронном микроскопе (рис. 3а). Дальнейшее увеличение составляющих элементов рассматриваемого таксона показывает, что она возникла в результате жизнедеятельности нитчатых цианобактерий (см. рис. 3а₁, а₂). Изменение внешних факторов привело к перестройке внутри сообщества, и вверх по разрезу в тех же колоннеллах наблюдается иная, сгустковая, микроструктура (рис. 3б), по которой и выделена *C. kyllachii*. Органогенный слой в ней сложен относительно крупными изолированными овальными образованиями (см. рис. 3б₁), поверхность каждой из которых покрыта дугообразно вытянутыми цепочками (см. рис. 3б₂). При большом увеличении видно, что цепочки сформированы многочисленным сообществом фоссилизированных наноорганизмов (см. рис. 3б₃) размером ≈0.1 мкм. Каждое из крупных образований в данном таксоне представляло собой в прошлом, по-видимому, колонию, включающую многочисленные биогенные нанообразования. Следует отметить, что в процессе литификации породы размеры органических остатков значительно уменьшаются.

На поверхности осадка возникала тончайшая бактериальная пленка (до 2 мм), включающая сообщество цианобактерий. Колония быстро разрасталась, жизнедеятельность организмов ускоряла выпадение осадка: высокая степень минерализации и увеличение Ph водной среды в результате изъятия

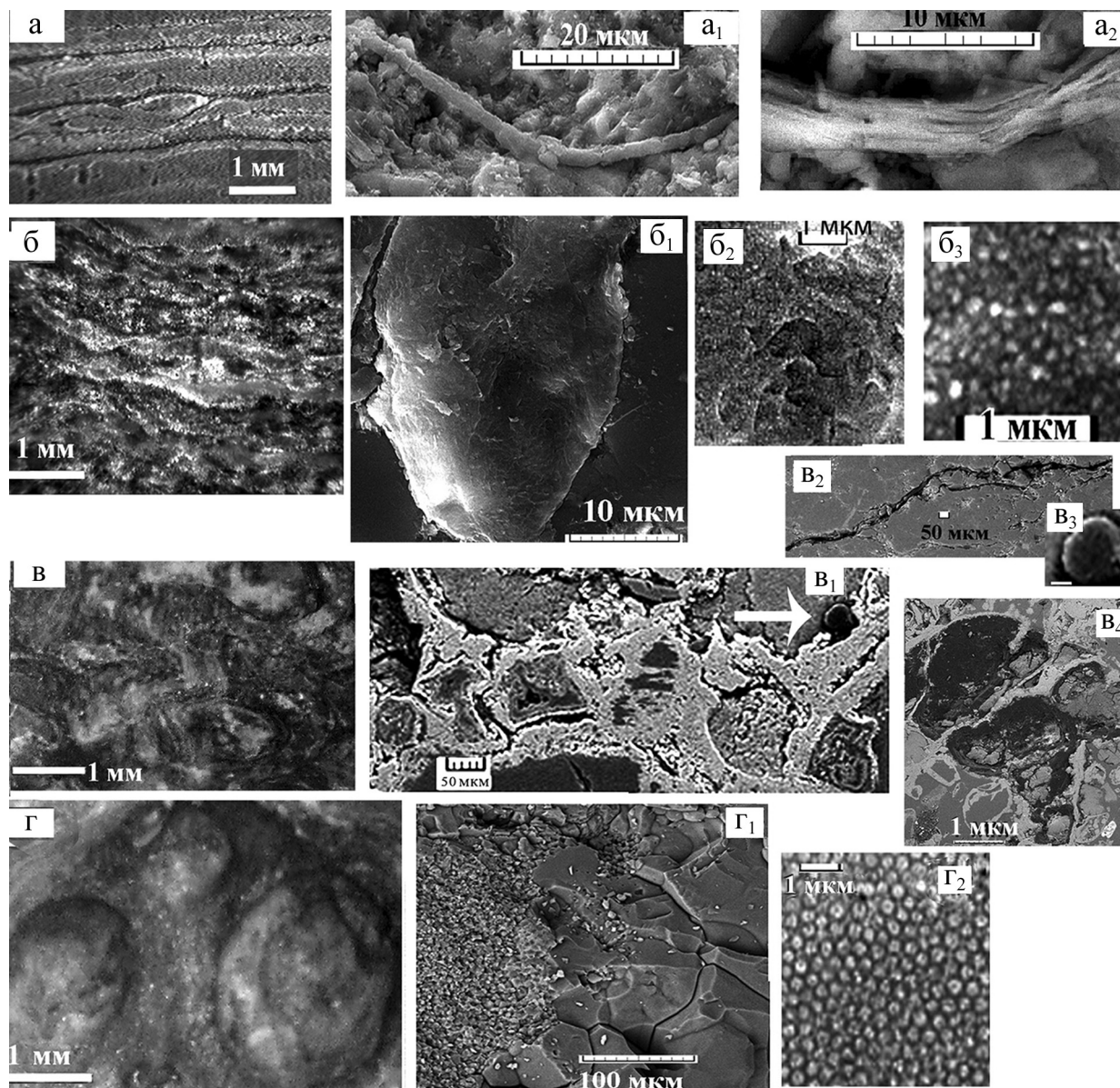


Рис. 3. Микроструктура строматолитов и ее строители.

Colonnella laminata: а – линейная микроструктура, а₁, а₂ – нитчатые цианобактерии; *Colonnella. Kyllachii*: б – сгустковая микроструктура, б₁ – крупное биогенное образование, б₂, б₃ – цепочки наночастиц на его поверхности (фрагменты б₁); *Sundia*: в, в₁ – беспорядочно-концентрическая микроструктура, в₂ – водоросль-эндолит в продольном отверстии, в₃ – поперечное сечение водоросли, в₄ – водоросль (темное), плотно опоясывающая округлое отверстие; *Colenia Olenica*: г – почковидная ультрамикроструктура, г₁ – строение почки, г₂ – скопление биогенных наночастиц в ее ядре.

а, б – С. Прианабарье, р. Фомич, R₁; в – Карелия, оз. Сундозеро, PR₁; г – Карелия, Ю. Олений остров, PR₁.

Fig. 3. Microstructure of stromatolites and its builders.

Colonnella laminata: а – linear microstructure, а₁, а₂ – filamentous cyanobacteria; *Colonnella. Kyllachii*: б – clot microstructure, б₁ – large biogenic formation, б₂, б₃ – chains of nanoparticles on its surface (fragments б₁); *Sundia*: в, в₁ – randomly concentric microstructure, в₂ – algae-endolite in the longitudinal hole, в₃ – cross section of algae, в₄ – algae (dark), tightly encircling a rounded hole; *Colenia Olenica*: г – kidney-shaped ultramicrostructure, г₁ – the structure of the kidney, г₂ – the accumulation of biogenic nanoparticles in its core.

а, б – S. Prianabarye, R. Fomich, R₁; в – Karelia, lake Sundozero, PR₁; г – Karelia, Yu. Oleniy island, PR₁.

организмами CO₂ приводили систему в равновесие путем периодической разгрузки осадочного материала (Рифогенные формации..., 2011; Заварзин,

2011; и др.). Наиболее жизнеспособные особи выбирались на его поверхность и создавали новую колонию. Таким образом формировалось тонкое че-

редование органогенных и хемогенных слоев, наблюдаемое ныне как слоистая текстура, микро- и ультрамикроструктура строматолитов.

В случае жизненной необходимости колония цианобактерий была способна к смене доминантов, в результате чего возникала иная структура породы. Такой способ существования позволял сообществу перестраиваться при появлении каких-либо изменений в среде обитания. Подобная оперативность и гибкость биосистемы привели впоследствии к широкому распространению строматолитов в пространстве и длительному существованию во времени. В каждом отдельном таксоне строматолитов различный видовой состав микроорганизмов и их количественное соотношение формировали неодинаковые по строению органогенные слои, подчас подвергнувшиеся еще и вторичным изменениям. С появлением нового метода стала возможна интерпретация происхождения даже такой сложно характеризваемой микроструктуры, как ленточно-пятнисто-бахромистая (Литвинова, 2014б).

Нижнепротерозойские строматолиты Карелии существенно отличаются от остальных построек докембрия, но и здесь возможен такой же анализ. Так, род *Sundia* Butin (Бутин, 1966) имеет беспорядочно-округлую текстуру и аналогичную микроструктуру (рис. 3в, в₁). В нем распространены вытянутые узкие образования неодинакового размера. Они погружены либо в соответствующие их форме ниши (от 50 мкм до 5 мм), либо в округлые углубления (см. рис. 3в₂), в которых организмы свертывались по спирали. Морфология, строение этих образований, круглое поперечное сечение слоевища (см. рис. 3в₃), а также характер распределения в пробе указывают на то, что их следует отнести к фоссилизированным водорослям – эндолитам. Они облегали стенки округлых углублений, скручиваясь по спирали, и полностью (см. рис. 3в₄) либо частично занимали его, оставшееся пространство заполнялось осадочным материалом (см. рис. 3в₁). Так возникали погруженные в породу округлые, с радиальным строением, элементы структуры таксона, впоследствии перекристаллизованные в той или иной степени (Литвинова, 2018).

Водоросли-эндолиты поселялись на поверхности карбонатного ила и растворяли его путем выделения органических кислот. В возникших таким образом отверстиях создавались комфортные условия для их роста и размножения. Водоросли были защищены от прямых солнечных лучей и сильных течений, но не лишены доступа к свету, вода в отверстиях обогащалась органическим веществом и микроэлементами, частичная изолированность не затрудняла доставку питательных веществ и кислорода и выноса продуктов разложения. В пробах этого таксона установлены многочисленные остатки фоссилизированных бактериальных пленок, нитчатых, коккоидных и других организмов (Литвинова,

2018), еще более усложнявших наблюдаемую ныне структуру *Sundia*. Жизнедеятельность водорослей-эндолитов создавала благоприятные условия для их существования и размножения колонии: они поставляли бактериям углеводы и другие энергетические материалы, содержащиеся в слизи и во внеклеточных выделениях (Ефимов, 2011).

Род *Colenia Olenica* Riabinin (Рябинин, 1941) представляет собой разнонаправленные “почки” в пределах небольшого образования (рис. 3г). Исследования показали, что каждая из них имеет концентрическое строение (см. рис. 3г₁): центральная часть заполнена остатками тесно соприкасающихся биогенных коккоидных организмов (см. рис. 3г₂), по окружности она ограничена пелитоморфным карбонатно-кремневым материалом. Это указывает на то, что морфологические особенности данного таксона возникли за счет жизнедеятельности коккоидных бактерий, перерабатывавших карбонатный ил (см. рис. 3г₁, г₂) и собственную биомассу, что приводило к постоянному и эффективному круговороту органических компонентов в его пределах (Тугарова, 2016). По мере обезвоживания осадка отдельные особи покидали ареал скопления организмов и строили новую колонию, таким образом и возникла постройка с изолированными разнонаправленными округлыми возвышениями.

Изучение цианобактериального сообщества строматолитов с помощью нового метода позволяет оценить конечный результат их жизнедеятельности, обусловивший возникновение тех или иных текстурно-структурных особенностей породы, и подтвердить синхронность существования выявленных в них организмов и сопровождавшего их осадконакопления. Он применим также и для установления организмов в онколитах, и для поэтапной интерпретации их построения (Литвинова, 2023), что ранее считалось невозможным.

Основные морфотипы биогенных ультрамикроструктур в строматолитах

В результате изучения строматолитов разного возраста и местонахождения, выделено 5 морфотипов и 14 видов биогенных ультрамикроструктур (Litvinova, 2016). В дальнейшем они послужат фундаментом для построения классификации органических остатков в этих породах, что станет весомым вкладом в микропалеонтологию и стратиграфию докембрия.

Морфотип 1 объединяет обрывки уплощенных бактериальных пленок (ламин), широко распространенных в строматолитах любого возраста, от протерозойского до современного (рис. 4а–в). Они могут быть различного размера, от 10 до 50 мкм, и, как правило, заметно крупнее большинства других биогенных образований в пробе, имеют

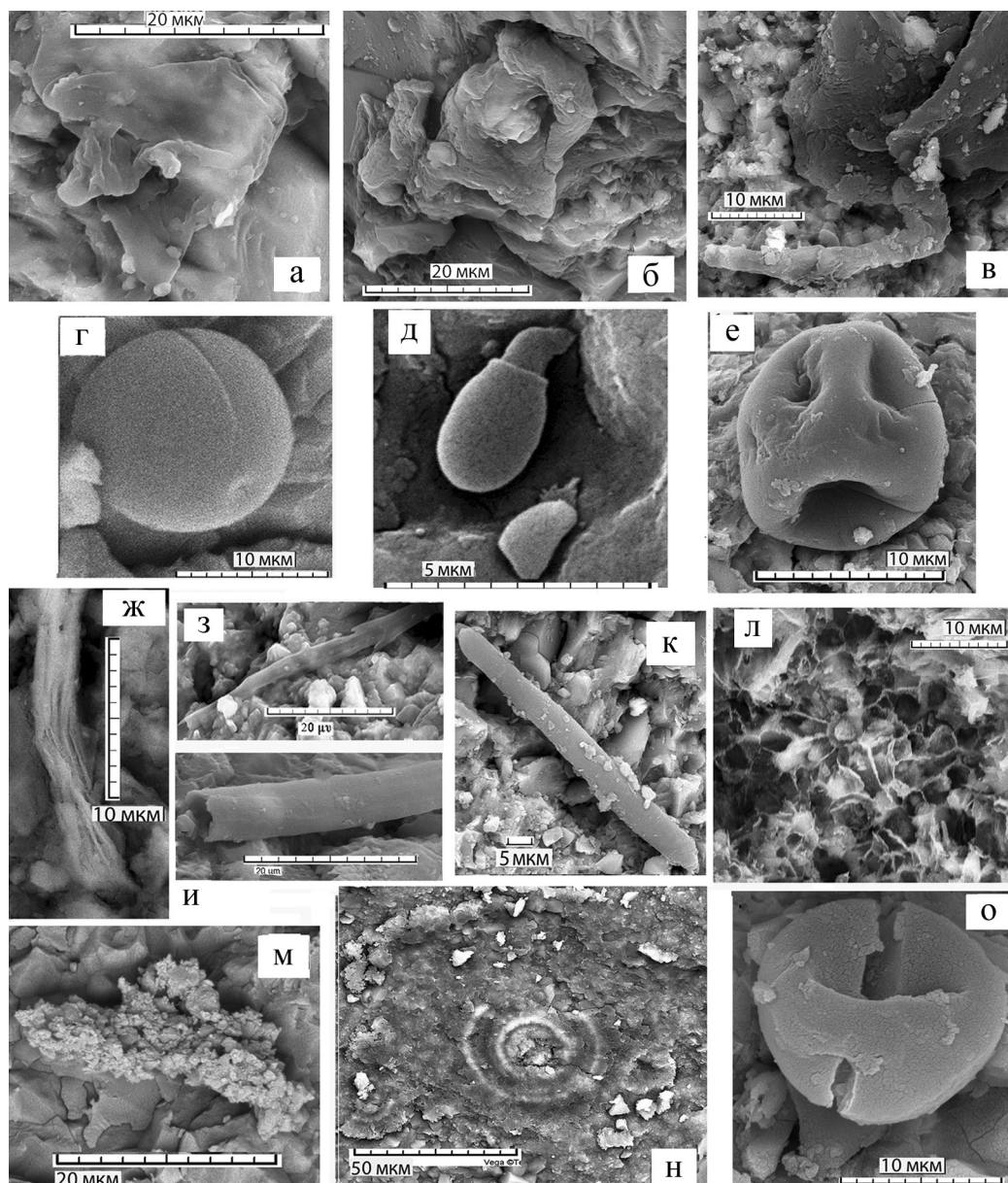


Рис. 4. Морфотипы биогенных ультрамикроструктур в строматолитах разного возраста.

Морфотип 1. а–в – уплощенные смятые цианобактериальные пленки (ламинаы): а, б – совместно с коккоидными микрофоссилиями, в – сопровождается пучком нитчатых цианобактерий. Морфотип 2. г–е – округлые коккоидные микрофоссилии: г – шар правильной формы, д – кувшиноподобная микрофоссилия, е – полый частично сплюснутый чехол. Морфотип 3. ж–к – тонкие вытянутые образования: ж – пучки нитчатых организмов, з – стреловидные, и – трубчатые, к – палочковидные. Морфотип 4. л, м – колонии, л – сотоподобные, м – вкрапленник коккоидных частиц; н – отпечаток с повышенным содержанием углерода. Морфотип 5. о – панцирная амeba *Melanocyrrillium*.

а, и, к – Карелия, оз. Сундозеро, PR₁; б – В. Сибирь, р. Оленек, R₂; в, л – Керченский полуостров (Тобечикское оз. и с. Марфовка) N₁; г, е, з – Пермский край, R₂; д – Ю. Урал, Змеинные горы, R₁; ж – С. Прианбарье, р. Фомич, R₁; м, о – Байкало-Патомское нагорье, V; н – Казахстан, М. Каратау, R₃.

Fig. 4. Morphotypes of biogenic ultramicrostructures in stromatolites of different ages.

Morphotype 1. а–в – flattened crumpled cyanobacterial films (laminas): а, б – together with coccoid microfossils, в – accompanied by a bundle of filamentous cyanobacteria. Morphotype 2. г–е – rounded coccoid microfossils: г – a ball of regular shape, д – jug-like microfossils, е – a hollow partially flattened cover. Morphotype 3. ж–к – thin elongated formations: ж – bundles of filamentous organisms, з – arrow-shaped, и – tubular, к – rod-shaped. Morphotype 4. л, м – colonies, л – honeycomb-like, м – an interspersed coccoid particles; н – an imprint with a high carbon content. Morphotype 5. о – shell amoeba *Melanocyrrillium*.

а, и, к – Karelia, Sundozero Lake, PR₁; б – V. Siberia, Olenek River, R₂; в, л – Kerch Peninsula (Tobechik lake and Marfovka village) N₁; г, е, з – Perm Krai, R₂; д – Yu. Ural, Zmeinye mountains, R₁; ж – S. Prianabarye, R. Fomich, R₁; м, о – Baikal-Patom Upland, V; н – Kazakhstan, M. Karatau, R₃.

неопределенную, облаковидную форму и аморфную структуру, чем принципиально отличаются от любых хомогенных частиц. Ламинны смяты, скручены, частично сплюснуты, имеют сморщенную поверхность, сформировавшуюся в процессе обезвоживания, литификации осадка. Они могут включать мелкие, до 2 мкм, остатки коккоидных (см. рис. 4а, б) и пучки нитчатых организмов (см. рис. 4в). Такие пленки в прошлом представляли собой слизистую оболочку (гликокаликс из пептидогликанов), окружавшую организмы. Они оберегали цианобактерии от обезвоживания и резких перепадов температуры, снабжали их микроэлементами и углеродом. В пробах практически любого возраста fossilizированные бактериальные пленки характеризуются достаточно высоким содержанием этого элемента. Именно бактериальные пленки внесли наибольший вклад в построение тонкой слоистой структуры строматолитов путем обтекания отдельных организмов и поэтапного объединения каждого последующего сообщества в органические слои, разделенные осадочным материалом. Дальнейшие процессы литификации завершали формирование текстурно-структурных особенностей этих пород.

Изучение современных строматолитов залива Шарк Бей (Австралия) показало, что в них возможно установить несколько стадий преобразования слизистого гликокаликса в обезвоженные сморщенные “шкурки” с четкими очертаниями. В процессе литификации возрастает удельная концентрация углерода, магния и некоторых других микроэлементов, что связано с уменьшением объема бактериальной пленки.

Морфотип 2 включает коккоидные биогенные образования различных очертаний: шарики (рис. 4г), эллипсы, эллипсоиды, остатки округлых организмов более сложной конфигурации: в форме кувшина (рис. 4д), раковины уха (см. рис. 2а) и т. д. К этому же типу следует отнести полые частично сплюснутые овальные чехлы коккоидных цианобактерий (рис. 4е).

Морфотип 3 (рис. 4ж–к) представлен остатками организмов, длина которых значительно превышает ширину: отдельные нити и пучки нитчатых форм (см. рис. 4ж), стреловидные (см. рис. 4з), трубчатые (см. рис. 4и), палочковидные (см. рис. 4к) и другие находки с такими же пропорциями.

Остатки образований морфотипов 2 и 3 широко распространены в строматолитах. В зависимости от их размера, количества и расположения в породе формируется та или иная микроструктура.

Морфотип 4 охватывает гомогенные биочастицы размером 0.1–2.0 мкм, объединенные в микросообщества fossilizированных организмов. Они могут быть сложены ячейками-сотами, внутри каждой из которых находятся коккоидные цианобактерии (рис. 4л), либо состоять из тесно соприка-

сающихся частиц (рис. 4м). Первые из них погружены в углубление, вторые, напротив, формируют возвышения. Реже встречаются ультрамикрোকолонии, в которых крупные образования (25–35 мкм) покрыты мелкими коккоидными формами размером до 1 мкм (см. рис. 3б₁–б₃). Железобактерии также способны формировать колонии-вкрапленники (Litvinova, 2016).

Важную роль при работе могут сыграть следы или отпечатки организмов (рис. 4н), с помощью которых возможно получить интересную дополнительную информацию.

Морфотип 5. В этой группе могут рассматриваться единичные образования: проблематичные остатки эвкарриотных микроорганизмов, в частности панцирных амёб (рис. 4о), акритархи и крупные водоросли-эндоциты, установленные пока только в одном таксоне (см. рис. 3в₂–в₄).

Доступные контролирующие и дополняющие методы

Полезным дополнением в работе могут служить результаты параллельного изучения шлифов строматолитов с помощью мощного современного оптического микроскопа и проб из тех же образцов с использованием СКАН-а (Литвинова, Сергеев, 2018). Оптический микроскоп, хоть и обладает более низкой разрешающей способностью, традиционно использовался при исследовании микрообъектов, и за это время был приобретен колоссальный опыт работы на нем с микрофоссилиями. Такое комплексное исследование подтвердило достоверность многократно опробованного нового метода и продемонстрировало его уникальность за счет большего увеличения биогенных остатков и возможности их наблюдения в 3d (Litvinova, Sergeev, 2019).

Биогенная природа исследуемых образцов также проверена методом электронного парамагнитного резонанса. По характеристике сигналов углеродных радикалов распознаны остатки ОВ как животного (бактерии), так и растительного (водоросли) типов и определена степень метаморфизма породы (Леонова и др., 2014).

Очень информативным может быть сопоставление полученного новым методом материала с результатами лабораторного моделирования процессов строматолитообразования и вторичных изменений породы (Крылов, Орлеанский, 1988; Бактериальная палеонтология, 2002; Сумина, 2006; Зайцева, 2007; и др.), что позволяет по-новому осмыслить фактический материал.

Все перечисленные методики либо их результаты использовались автором при тестировании и уточнении достоверности данных, получаемых с помощью электронного микроскопа, и помогали в их интерпретации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новый подход к исследованию строматолитов позволяет

1) выявить остатки fossilizированных организмов, их отпечатки и иные биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах докембрия;

2) определить элементный состав остатков микрофоссилий, вмещающей их породы, аксессуарных минералов, а также степени вторичных преобразований породы;

3) выделять морфотипы биогенных остатков в строматолитах и сопоставлять с результатами их исследования в кремневых породах (Сергеев, 2006; Schopf, Kudryavtsev, 2009), осуществляемых в шлифах с помощью оптического микроскопа и других методов;

4) установить роль цианобактерий в формировании тех или иных текстурно-структурных особенностей формальных таксонов строматолитов.

Последовательная работа в этом направлении открывает перспективы и для более фундаментальных исследований: осуществления мониторинга физико-химических и биологических параметров формирования рифов; выявления на фактическом материале прямых и обратных связей между компонентами биосистемы; установления критериев ее встраивания в климатические, геологические, атмосферные и другие природные условия. Кроме того, исследование этим методом керн из строматолитов рифейских толщ показало возможность предварительной оценки степени обогащения строматолитов углеродом (Litvinova et al., 2024), что может быть использовано при проведении опробования глубоко залегающих карбонатных отложений, рассматриваемых в качестве перспективных коллекторов углеводородного сырья.

Исследование строматолитов подобным образом открывает совершенно иные, новые возможности, помогая расшифровать процесс формирования биогенных пород на основе фактического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бактериальная палеонтология. (2002) М.: ПИН РАН, 188 с.
- Бутин Р.В. (1966) Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. *Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии*. Петрозаводск, 34-64.
- Вологдин А.Г. (1962) Древнейшие водоросли СССР. М.: АН СССР, 656 с.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. (1964) Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). *Абсолютный возраст геологических формаций*. М.: Наука, 431-455.
- Ефимов П.Г. (2011) Альгология и микология. М.: Тов-во науч. изд-й КМК, 120 с.
- Заварзин Г.А. (1984) Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 199 с.
- Заварзин Г.А. (2011) Эволюция прокариотной биосферы. М.: МАКС Пресс, 144 с.
- Зайцева Л.В. (2007) Минерализация в бактериальном мате (лабораторное моделирование). *Биокостные взаимодействия: жизнь и камень*. Мат-лы III Междунар. симпоз. СПб.: СПбГУ, 80-82.
- Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. (2011) М.: ПИН РАН, 173 с.
- Комар В.А. (1964) Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы. *Уч. записки НИИ геологии Арктики (НИИГА). Палеонтология и биостратиграфия*. Л.: НИИГА, вып. 6, 84-105.
- Комар В.А. (1966) Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 122 с.
- Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. (1965) Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 85 с.
- Конюшков К.Н. (1978) О диагностических признаках и систематике строматолитов. *Биостратиграфический сборник. Палеонтология и стратиграфия палеозоя СССР*. Л.: ВСЕГЕИ, 74-86.
- Кордэ К.Б. (1961) Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы. М.: АН СССР, 146 с. (*Тр. Палеонтол. ин-та*, 89).
- Королюк И.К. (1960) Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. *Тр. ИГиРГИ АН СССР*, I, 112-161.
- Крылов И.Н. (1963) Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. *Тр. Геол. ин-та*. М.: АН СССР, 133 с.
- Крылов И.Н. (1975) Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 243 с.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. (1968) О строматолитовых комплексах среднего рифея. *Докл. АН СССР*, 181(2), 426-429.
- Крылов И.Н., Орлеанский В.К. (1988) Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках (искусственные строматолиты и онколиты). *Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ)*. Новосибирск: Наука, 4-12.
- Крылов И.Н., Тихомирова И.С. (1988) К образованию кремнистых микрофоссилий. *Палеонтол. журн.*, (3), 3-9.
- Леонова Л.В., Литвинова Т.В., Главатских С.П. (2014) Специфические микроагрегаты и проблематичные микрофоссилии – спутники биохеогенных пород. *Становление скелета у различных групп и биоминерализация в истории Земли*. М.: ПИН РАН, 63-71.
- Литвинова Т.В. (2023) Ископаемые организмы и их роль в формировании черных онколитов каланчевской свиты венда Байкало-Патомского нагорья Восточной Сибири. *Палеонтол. журн.*, (5), 107-117.
- Литвинова Т.В. (2008) К вопросу о генезисе строматолитов. *Палинологическая стратиграфия и геоэкология*. Сб. науч. тр. XII Всерос. палинол. конф. СПб.: ВНИИГРИ, III, 22-27.
- Литвинова Т.В. (2018) К вопросу о роли микроорганиз-

- мов в формировании структурно-текстурных особенностей строматолитов. *Lethaea rossica. Рос. палеобот. журн.*, **16**, 1-16.
- Литвинова Т.В. (2009) Новые данные по строению и составу строматолитовых построек (Северное Прианбарье). *Литология и полез. ископаемые*, (4), 428-437.
- Литвинова Т.В. (2014а) Строматолитовые фосфориты Южного Урала и их генезис. *Литосфера*, (2), 50-59.
- Литвинова Т.В. (2014б) Ультрамикроструктуры строматолитового рифа Северного Прианбарья и их происхождение. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 443-454.
- Литвинова Т.В., Сергеев В.Н. (2018) Биогенные микрообразования в строматолитах Байкало-Патомского нагорья: результаты комплексного изучения. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 171-183.
- Маслов В.П. (1960) Строматолиты. (Их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). М., 188 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41).
- Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Сумина Е.Л. (2000) Лабораторные цианобактериальные маты и минеральные прослои. *Водные экосистемы и организмы* – 2. Мат-лы науч. конф. М.: МАКС Пресс, 56-58.
- Раабен М.Е. (1986) Актуальные вопросы систематики строматолитов. *Актуальные вопросы современной палеоальгологии*. Киев: Наук. думка, 737-743.
- Раабен М.Е. (1972) Верхний рифей как биостратиграфическая единица. *Геология докембрия*. Л.: Наука, 23-30.
- Раабен М.Е. (2002) Строматолиты. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 52-58.
- Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. (2011) М.: ПИН РАН, 230 с.
- Рябинин В.Н. (1941) Органические остатки в карбонатных породах южной Карелии. *Материалы по геологии и полезным ископаемым КФССР Ленинградской и Мурманской областей*. Сб. 4. Л.: Наука, 8-21.
- Семихатов М.А. (1962) Рифей и нижний кембрий Енисейского края. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 68). М.: Изд-во АН СССР, 242 с.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Нужнов С.В. (1963) Расчленение и сопоставление основных разрезов рифея Сибири. *Материалы по региональной стратиграфии СССР*. М.: Госгеолтехиздат, 32-44.
- Сергеев В.Н. (2006) Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 280 с.
- Серебряков С.Н. (1975) Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 160 с.
- Сумина Е.Л. (2006) Поведение нитчатых цианобактерий в лабораторной культуре. *Микробиология*, **75**(4), 532-537.
- Тугарова М.А. (2016) Карбонатные микробиолиты. Строение, состав, генезис. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 381 с.
- Ушатинская Г.Т. (2002). Окремнение. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 66-68.
- Шаповалова И.Г. (1974) Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений Северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 140 с.
- Komar V.A. (1989) Classification of the microstructures of the Upper Precambrian stromatolites. *Himal. Geol.*, **13**, 229-238.
- Leonova L.V., Litvinova T.V., Glavatskikh S.P. (2014) Specific Microaggregates and Problematic Microfossils As Satellites of Biochenogenic Rocks. *Paleontol. J.*, **48**(14), 1552-1556.
- Litvinova T.V. (2016) Biogenic–Abiogenic Interactions in Stromatolitic Geosystems and Their Mineralization. *Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems*. Ch. 6. Switzerland, Springer, 55-66.
- Litvinova T.V., Sergeev V.N. (2019) Integrated Study of Microfossils in Stromatolites of the Vendian Chench Formation, Central Siberia. *Paleontol. J.*, Pleiades Publ., Ltd., **53**(9), 98-103.
- Litvinova T.V., Sergeeva N.D., Dyakova S.A. (2024) Stromatolites as indicators of hydrocarbon enrichment (on the enrichment (on the example of the of the Rifean deposits of the Volga–Ural region platform). *Paleontol. J.*, **58**(7), 117-125.
- Pia J. (1927) Die Erhaltung der fossilien Pflanzen. Thallophyta. *Handbuch der Paleobotanik*. Oldenburg, Munich, Berlin, **1**, 31-136.
- Raaben M.E., Sinha A.K., Sharma M. (2001) Precambrian Stromatolites of India and Russia. *Birbal Sahni Institute of Paleobotany*. Lucknow, 125 p.
- Schopf J.W., Kudryavtsev A.B. (2009) Confocal laser scanning microscopy and Raman imagery of ancient microscopic fossils. *Precambrian Res.*, **173**, 39-49.
- Semikhatov M.A., Raaben M.E. (2000) Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. *Microbial sediments*. Berlin, Springer–Verlag, 295-307.
- Walcott C.D. (1914) Pre-Cambrian Algonkian algal flora. Washington: Smithsonian Inst., 156 p. (*Smithsonian Misc. Coll.*, **64**(2)).

REFERENCES

- Bacterial paleontology. (2002) Moscow, PIN RAN Publ., 188 p. (In Russ.)
- Butin R.V. (1966) Fossil algae of the proterozoic of Karelia. *Remains of organisms and problems of the Proterozoic formations of Karelia*. Petrozavodsk, 34-64. (In Russ.)
- Efimov P.G. (2011) Algology and mycology. Moscow, Tovvo Nauch. Izd-i KMK Publ., 120 p. (In Russ.)
- Fossil bacteria and other microorganisms in terrestrial rocks and astromaterials. (2011) Moscow, PIN RAN Publ., 173 p. (In Russ.)
- Garris M.A., Kazakov G.A., Keller B.M., Poleyaya N.I., Semikhatov M.A. (1964) Geochronological scale of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Absolute age of geological formations*. Moscow, Nauka Publ., 431-455. (In Russ.)
- Komar V.A. (1964) Columnar stromatolites of the Riphean north of the Siberian platform. *Scientific notes of the Research Institute of Geology of the Arctic (NIIGA)*. *Paleontol. Biostratigr.* Leningrad, NIIGA Publ., iss. 6, 84-105. (In Russ.)
- Komar V.A. (1966) Stromatolites of the Upper Precambrian deposits of the north of the Siberian platform and their stratigraphic significance. Moscow, Nauka Publ., 122 p. (In Russ.)
- Komar V.A. (1989) Classification of the microstructures of

- the Upper Precambrian stromatolites. *Himal. Geol.*, **13**, 229-238.
- Komar V.A., Raaban M.E., Semikhatov M.A. (1965) Konyofity of the Riphean of the USSR and their stratigraphic value. Moscow, Nauka Publ., 85 p. (In Russ.)
- Konyushkov K.N. (1978) On diagnostic signs and systematics of stromatolites. *Biostratigraphic collection. Paleontology and stratigraphy of the Paleozoic of the USSR*. Leningrad, VSEGEI Publ., 74-86. (In Russ.)
- Korde K.B. (1961) Cambrian algae of the Southeastern Siberian Platform. Moscow, AN SSSR Publ., 146 p. (*Tr. Paleontol. Inst.*, **89**). (In Russ.)
- Korolyuk I.K. (1960) Stromatolites of the Lower Cambrian and Proterozoic of the Irkutsk amphitheater. *Tr. IGIRI AN SSSR*, **I**, 112-161.
- Krylov I.N. (1963) Columnar branching stromatolites of the Riphean deposits of the Southern Ural and their significance for the stratigraphy of the Upper Precambrian. *Tr. Geol. Inst. Moscow, AN SSSR Publ.*, 133 p. (In Russ.)
- Krylov I.N. (1975) Stromatolites of the Riphean and Phanerozoic in the USSR. Moscow, Nauka Publ., 243 p.
- Krylov I.N., Nuzhnov S.V., Shapovalova I.G. (1968) On the stromatolite complexes of the middle Riphean. *Dokl. AN SSSR*, **181**(2), 426-429. (In Russ.)
- Krylov I.N., Orleanskii V.K. (1988) Laboratory model of formation of carbonate crusts in algalbacterial films (artificial stromatolites and oncolites). *Calcareous algae and stromatolites (systematics, biostratigraphy, facies analysis)*. Novosibirsk, Nauka Publ., 4-12. (In Russ.)
- Krylov I.N., Tikhomirova I.S. (1988) On the formation of siliceous microfossils. *Paleontol. Zhurn.*, (3), 3-9. (In Russ.)
- Leonova L.V., Litvinova T.V., Glavatskikh S.P. (2014a) Specific microaggregates and problematic microfossils as satellites of biochemogenic rocks. *Paleontol. J.*, **48**(14), 1552-1556.
- Leonova L.V., Litvinova T.V., Glavatskikh S.P. (2014b) Specific microaggregates and problematic microfossils – companions of biochemogenic rocks. *Formation of the skeleton in different groups and biomineralization in the history of the Earth*. Moscow, PIN RAN Publ., 63-71.
- Litvinova T.V. (2008) On the problem of genesis stromatolites. *Palynology: stratigraphy and geoecology*. Collection of scientific papers of the XII All-Russian Palynological Conf. St.Petersburg, VNIIGRI Publ., **III**, 22-27. (In Russ.)
- Litvinova T.V. (2009) New data on structure and the structure of stromatolitic buildups (northern Anabar Region). *Litol. Polez. Iskop.*, (4), 428-437. (In Russ.)
- Litvinova T.V. (2014a) Stromatolite phosphorites of the Southern Urals and their genesis. *Lithosphere (Russia)*, (2), 50-59. (In Russ.)
- Litvinova T.V. (2016) Biogenic–Abiogenic Interactions in Stromatolitic Geosystems and Their Mineralization. *Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems*, Ch. 6. Switzerland, Springer, 55-66.
- Litvinova T.V. (2018) Possible role of microorganisms in the formation of structural and textural features of stromatolites. *Lethaea rossica. Ross. Paleobot. Zhurn.*, **16**, 1-16. (In Russ.)
- Litvinova T.V. (2023) Fossil organisms and their role in the formation of black oncolites of the Kalanchevskaya Formation, Vendian of the Baikal-Patom Upland, Eastern Siberia. *Paleontol. Zhurn.*, (5), 107-117. (In Russ.)
- Litvinova T.V., Sergeev V.N. (2018) Biogenic Microstructures in Stromatolites of the Baikal–Patom Highland: Results of Complex Study. *Litol. Miner. Res.*, **53**, 159-169. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 171-183).
- Litvinova T.V., Sergeev V.N. (2019) Integrated Study of Microfossils in Stromatolites of the Vendian Chench Formation, Central Siberia. *Paleontol. J.*, Pleiades Publ., Ltd., **53**(9), 98-103.
- Litvinova T.V., Sergeeva N.D., Dyakova S.A. (2024) Stromatolites as indicators of hydrocarbon enrichment (on the enrichment (on the example of the of the Rifean deposits of the Volga–Ural region platform). *Paleontol. J.*, **58**(7), 117-125.
- Litvinova T.V. (2014b) Ultramicrostructures of the Stromatolite Reef in the Northern Anabar Region and Their Origin. *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 443-454. (In Russ.)
- Maslov V.P. (1960) Stromatolites (Their genesis, method of study, connection with facies and geological significance on the example of the Ordovician of the Siberian platform). Moscow, 188 p. (*Tr. GIN AN SSSR*, vyp. 41). (In Russ.)
- Orleanskii V.K., Gerasimenko L.M., Sumina E.L. (2000) Laboratory Cyanobacterial Mats and Mineral Interlayers. Materials of the Scientific Conference. *Aquatic Ecosystems and Organisms-2*. Mater. Sci. Conf. Moscow, MAKSPress Publ., 56-58. (In Russ.)
- Pia J. (1927) Die Erhaltung der fossilen Pflanzen. Thallophyta. *Handbuch der Paleobotanik*. Oldenburg, Munich, Berlin, **1**, 31-136.
- Raaben M.E. (1972) Upper Riphean as a biostratigraphic unit. *Geology of Precambria*. Leningrad, Nauka Publ., 23-30. (In Russ.)
- Raaben M.E. (1986) Topical issues of systematics of stromatolites. *Topical issues of modern paleoalgology*. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 737-743. (In Russ.)
- Raaben M.E. (2002) Stromatolites. *Bacterial paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 52-58.
- Raaben M.E., Sinha A.K., Sharma M. (2001) Precambrian Stromatolites of India and Russia. Birbal Sahni Institute of Paleobotany. Lucknow, 125 p.
- Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere. (2011) Moscow, PIN RAN Publ., 230 p. (In Russ.)
- Ryabinin V.N. (1941) Organic residues in carbonate rocks of southern Karelia. *Mater. Geol. Miner. KFSR Leningrad, Murmansk region*. Leningrad, Nauka Publ. Sb. 4, 8-21. (In Russ.)
- Schopf J.W., Kudryavtsev A.B. (2009) Confocal laser scanning microscopy and Raman imagery of ancient microscopic fossils. *Precambrian Res.*, **173**, 39-49.
- Semikhatov M.A. (1962) Riphei and the Lower Cambrian of the Enisei Ridge. Moscow, AN SSSR Publ., 242 p. (*Tr. GIN AN SSSR*, vyp. 68). (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Komar V.A., Nuzhnov S.V. (1963) Dismemberment and comparison of the main sections of the Riphean of Siberia. *Materials on regional stratigraphy of the USSR*. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 32-44. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Raaben M.E. (2000) Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. *Microbial sediments*. Berlin, Springer–Verlag, 295-307.
- Serebryakov S.N. (1975) Peculiarities of the formation and distribution of Riphean stromatolites in Siberia. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)

- Sergeev V.N. (2006) Silicified microfossils of the Precambrian: nature, classification and biostratigraphic significance. Moscow, GEOS Publ., 280 p. (In Russ.)
- Shapovalova I.G. (1974) Stratigraphy and stromatolites of the Riphean deposits of the Northern part of the Yudomo-May trough. Novosibirsk, Nauka Publ., 140 p. (In Russ.)
- Sumina E.L. (2006) Behavior of filamentous cyanobacteria in laboratory culture. *Microbiology*, **75**(4), 532-537. (In Russ.)
- Tugarova M.A. (2016) Carbonate microbiolites. Structure, composition, genesis. *Dr. geol. and min. sci. diss.* Moscow, MGU Publ., 381 p. (In Russ.)
- Ushatinskaya G.T. (2002) Silicification. *Bacterial Paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 66-68. (In Russ.)
- Vologdin A.G. (1962) The oldest algae of the USSR. Moscow, Academy of Sciences USSR, 656 p. (In Russ.)
- Walcott C.D. (1914) Pre-Cambrian Algonkian algal flora. Washington: Smithsonian Inst., 156 p. (*Smithsonian Misc. Coll.*, **64**(2)).
- Zaitseva L.V. (2007) Mineralization in bacterial mat (laboratory modeling). *Biobone interactions: life and stone*. Proc. III Int. sympos. St.Petersburg, SPbGU Publ., 80-82. (In Russ.)
- Zavarzin G.A. (1984) Bacteria and the Composition of the Atmosphere. Moscow, Nauka Publ., 199 p. (In Russ.)
- Zavarzin G.A. (2011) Evolution of the Prokaryotic Biosphere. Moscow, MAKS Press Publ., 144 p. (In Russ.)

УДК 552.161; 553.22; 553.08

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1298-1323

Минералого-геохимическая зональность и массоперенос между водонасыщенными габбро худолазовского комплекса и песчаниками зилаирской свиты (Восточный Бускун, Южный Урал)

Е. И. Михеев¹, И. Р. Рахимов^{2,3}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: mikheev@igm.nsc.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

³Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 17.02.2025 г., принята к печати 22.04.2025 г.

Объект исследования. Породы контактового ореола многофазного габброидного массива Восточный Бускун худолазовского дифференцированного комплекса (Южный Урал). **Цель.** Установить особенности геохимического взаимодействия между магматическим телом и вмещающими вулканогенно-осадочными породами, определить физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза, выявить минералого-геохимическую зональность разреза приконтактной области, оценить металлогенический потенциал роговиков. **Материалы и методы.** Минералы пород эндо- и экзоконтакта изучены методами оптической и сканирующей электронной микроскопии, валовый состав пород определен методами РФА и ИСП-МС. Температуры контактового метаморфизма определены с помощью биотитового и хлоритового геотермометров. **Результаты.** В строении массива Восточный Бускун установлено несколько типов габброидов. Контактный ореол массива сложен тремя главными типами пород, отвечающими взаимодействию между такситовыми лейкогаббро массива и вмещающей вулканогенно-терригенной толщей: гиперстеновые и клинопироксеновые роговики, непосредственно контактирующие с породами массива, и $chl \pm ms \pm bt$ роговики, слагающие большую часть экзоконтакта. Клинопироксеновые роговики, по сравнению с более удаленными от контакта роговиками, испытали привнос Ca, Sr, вынос Ti, Fe, Mg, Li, Rb, Ba. Особенности минерального и химического состава гиперстеновых роговиков отвечают основным магматическим породам и показывают сходство с беербахитами. Убогая рудная минерализация в породах эндо- и экзоконтакта представлена ильменитом, сульфидами меди и железа, в том числе платиносодержащим пирротинном в хлорит-слюдяных роговиках. **Выводы.** Массив Восточный Бускун формировался как минимум в три петрогенетические фазы, что отразилось на многоэтапности метаморфического и метасоматического изменения вмещающих пород. Формирование контактового ореола связано с внедрением флюидонасыщенных такситовых оливин-роговообманковых лейкогаббро второй фазы, непосредственно контактирующих с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей. Формирование приконтактной области происходило в два этапа: высокотемпературный этап (526–616°C) с образованием пегматоидных обособлений в габбро, гиперстеновых, клинопироксеновых и биотитсодержащих роговиков; низкотемпературный этап (253–458°C), с которым связано внедрение долеритовых даек и пропиловых кварц-хлорит-альбитовых жил, а также замещение биотита хлоритом. Наличие хлористых апатита и амфибола указывает на участие в метасоматозе хлорсодержащего флюида, а особенности массопереноса рудных элементов свидетельствуют об отсутствии сульфидных рудных тел под зоной контакта в составе массива Восточный Бускун.

Ключевые слова: Южный Урал, водонасыщенные габбро, массив Восточный Бускун, контактовый метаморфизм, метасоматоз, роговик, беербахит

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10049, <https://rscf.ru/project/22-77-10049> и за счет государственных заданий ИГМ СО РАН (№ госрегистрации 122041400044-2) и ИГТ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800009-9)

Mineralogical and geochemical zoning and mass transfer between the Khudolaz complex water-saturated gabbro and the Zilair Formation sandstones (Vostochnyi Buskun, Southern Urals)

Для цитирования: Михеев Е.И., Рахимов И.Р. (2025) Минералого-геохимическая зональность и массоперенос между водонасыщенными габбро худолазовского комплекса и песчаниками зилаирской свиты (Восточный Бускун, Южный Урал). *Литосфера*, 25(6), 1298–1323. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1298-1323>. EDN: PLPJHJ

For citation: Mikheev E.I., Rakhimov I.R. (2025) Mineralogical and geochemical zoning and mass transfer between the Khudolaz complex water-saturated gabbro and the Zilair Formation sandstones (Vostochnyi Buskun, Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 25(6), 1298–1323. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1298-1323>. EDN: PLPJHJ

Evgeny I. Mikheev¹, Ildar R. Rakhimov^{2,3}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: mikheev@igm.nsc.ru

²Institute of Geology, UfRC RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia

³A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 17.02.2025, accepted 22.04.2025

Research subject. The contact aureole rocks of the Vostochnyi Buskun multiphase gabbroic intrusion of the Khudolaz differentiated complex (Southern Urals). **Aim.** To study geochemical interactions between the magmatic body and host volcanogenic-sedimentary rocks, to determine the physicochemical conditions of metamorphism and metasomatism, to identify mineralogical and geochemical zoning of the contact aureole, and to assess the metallogenic potential of the rocks. **Materials and methods.** Minerals were studied by optical and scanning electron microscopy; the bulk composition of rocks was determined by XRF and ICP–MS. Contact metamorphism temperatures were determined using biotite and chlorite geothermometers. **Results.** Several types of gabbroids in the Vostochnyi Buskun massif have been identified. The contact aureole of the massif is composed of three main types of rocks, corresponding to the interaction between taxitic leucogabbro and host volcanogenic-terrigeneous rocks: hypersthene and clinopyroxene hornfelses in direct contact with the intrusion rocks, and *chl ± ms ± bt* hornfelses, forming the greater part of the exocontact. Clinopyroxene metasomatites, in comparison with more distant from the contact hornfelses, are characterized by an addition of Ca and Sr, and removal of Ti, Fe, Mg, Li, Rb, and Ba. The mineral and chemical composition of hypersthene hornfelses correspond to mafic igneous rocks and show similarities with beerbachites. Poor ore mineralization in the contact aureole rocks is represented by ilmenite, copper, and iron sulfides, including platinum-bearing pyrrhotite in chlorite-mica hornfelses. **Conclusion.** The Vostochnyi Buskun massif was formed via at least three petrogenetic phases, which resulted in the multi-stage metamorphic and metasomatic alteration of host rocks. The contact aureole formation is associated with injection of second-phase fluid-saturated taxitic olivine-hornblende leucogabbro, which were in direct contact with the host volcanogenic-sedimentary strata. The contact aureole formed in two stages: (1) a high-temperature stage (526–616°C) accompanied by pegmatoid segregations in gabbro, hypersthene, clinopyroxene, and biotite-bearing hornfelses; and (2) a low-temperature stage (253–458°C), which is associated with dolerite dikes and propylitic quartz-chlorite-albite veins, as well as chlorite replacing biotite. The presence of chlorine-containing apatite and amphibole indicate the participation of chlorine-bearing fluid in metasomatism, while the features of the mass transfer of ore elements indicate the absence of sulfide ore bodies under the Vostochnyi Buskun massif contact zone.

Keywords: Southern Urals, Vostochnyi Buskun massif, water-saturated gabbro, contact metamorphism, metasomatism, hornfels, beerbachite

Acknowledgements

The research was supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-77-10049, <https://rscf.ru/project/22-77-10049> and by the state assignments of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (state registration No. 122041400044-2) and the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (state registration No. 123011800009-9)

ВВЕДЕНИЕ

Контактные метаморфические и метасоматические породы сопровождают интрузивные тела разного состава и морфологии, позволяя обосновать условия консолидации и относительную возрастную привязку магматических тел в сложных тектонических областях (Семёнов, Яковлева, 1994; Чашин, 2007; Dasgupta, Bhowmik, 2021), а также оценить флюидный режим интрузии (Zou, 2013; Ррахимов и др., 2020). Локальный метаморфизм вулканогенно-осадочных, а также терригенных и глинистых пород приводит к образованию роговиков и других приконтактных пород и часто сопровождается метасоматическими преобразованиями, которые вызывают существенное изменение минерального и химического состава исходной породы (Barton et al., 1991). Иногда к роговикам приурочена золоторудная минерализация (в ассоциации с сульфидами и халькогенидами),

а также молибденовая и редкоземельная минерализация, вплоть до рудопроявлений и месторождений (Горячев, 2003; Kitsault..., 2010; Малюкова, 2018; Ррахимов и др., 2020; Михеев и др., 2025). По металлогеническому потенциалу роговики значительно уступают скарнам (также являющимся приконтактовыми породами, но обычно по карбонатному субстрату), чем обусловлено скромное количество научных работ, посвященных условиям образования первых. Также отметим, что для контактовых зон габбровых интрузий, по сравнению с гранитоидными, слабее изучена минералого-геохимическая зональность и физико-химические условия роговикования, закономерности миграции магматогенного флюида и рудный потенциал (Sklyarov et al., 2023). С этим связана актуальность изучения роговиков в контакте с габброидами. Широкая распространенность этих пород, в том числе вблизи различных рудоносных интрузий, дает возможность лучше понять законо-

мерности распределения рудных элементов в экзоконтактовых зонах.

Температура формирования экзоконтактовых пород зависит от состава, глубины внедрения, морфологии и мощности интрузии и варьируется в диапазоне 400–1000°C, давление не превышает 2–3 кбар (Winter, 2014; Ревердатто и др., 2017; Bucher, 2023). Классификация роговиков аналогична классификации пород регионального метаморфизма и соответствует наиболее распространенным классам: метапелиты и кварц-полевошпатовые породы (по глинистым и терригенным породам, кислым вулканитам и туфам), и метабазиты (по мергелям, основным вулканитам и туфам, грауваккам). Отличие от регионально-метаморфических пород заключается в минеральном составе, соответствующем низкотемпературным условиям формирования, и в структурно-текстурных характеристиках роговиков, которые наиболее часто бывают массивными и тонко- или скрытозернистыми. Одной из специфических разновидностей пород являются беербахиты, которые рассматриваются в качестве высокотемпературных роговиков по протолисту базитового состава и имеют дискуссионный генезис (см. обзор в (Склярков и др., 2020; Sklyarov et al., 2023)). Контактные ореолы интрузий основного состава часто имеют зональное строение и сложены породами, сформированными в условиях от пироксен-роговиковой до мусковит-роговиковой фаций. Обычным является изохимический тип метаморфизма, а процессы метасоматоза описаны в гораздо меньшем объеме по сравнению с кислыми и щелочными интрузиями, что обычно связано с низкой флюидонасыщенностью магм основного состава (Ревердатто и др., 2017).

Внутри Худолазовской мульды Южного Урала распространено множество мелких и разнообразных по составу интрузий, в том числе ультрамафит-мафитовые тела худолазовского дифференцированного комплекса, специализированного на Cu-Ni-PGE сульфидное оруденение (Салихов, Пшеничный, 1984; Rakhimov et al., 2021), а также многочисленные гидротермально-метасоматические месторождения и проявления золота (Серавкин и др., 2001; Rakhimov et al., 2023). Вокруг интрузий распространены в различной степени метасоматизированные и метаморфизованные вмещающие комплексы, представленные вулканогенно-терригенными породами. Еще А.А. Захаровой (1982ф) отмечалась перспективность измененных вмещающих пород на сульфидные руды на основе находок богатой пиритовой вкрапленности, что связывалось с региональным метаморфизмом. В дальнейшем эта идея не получила развития, однако недавно нами в экзоконтакте массива Ташлы-Тау худолазовского комплекса выявлена метасоматическая Co-Pd-Ag и Th-REE минерализация (Рахимов и др., 2020). На примере золоторудного проявления Билян-Тау

обоснована связь золото-кварцевых жил, локализованных в метасоматизированных туфах и роговиках, с магматогенным флюидом, отделившимся от габбровой интрузии (Рахимов и др., 2024). Для дальнейшей оценки перспектив экзоконтактов интрузий худолазовского комплекса мы исследовали вмещающие породы, вскрытые на контакте массива Восточный Бускун. Цель настоящей работы – на примере изученного разреза показать геохимическое взаимодействие между сложным по строению габбровым телом и вмещающими осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Кроме того, мы попытались определить физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза, дать представление о минералогическо-геохимической зональности разреза роговиков, а также оценить их металлогенический потенциал.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые геологические исследования с отбором проб и детальным описанием разреза проводились в 2023 г, а в 2024 г. проведено дополнительное наблюдение после расширения и углубления карьера, заложенного на массиве Восточный Бускун.

Петрографическое изучение пород проводилось с помощью оптических микроскопов Carl ZEISS Axio Scope.A1 и Carl Zeiss Axioskop 40 A. Составы минералов исследовались методами сканирующей электронной микроскопии с пространственным разрешением до 2–10 нм и идентификацией исследуемых фаз с применением рентгеноспектрального ЭДС-детектора на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и на электронном микроскопе Tescan Vega Compact с ЭДС-детектором Xplorer 15 Oxford Instruments в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа). В качестве эталона определения уровня сигнала использовался металлический кобальт.

Рентгенофлуоресцентный анализ проведен на энергодисперсионном спектрометре X-Calibur в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа). Пределы обнаружений для петрогенных элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %, для V, Ni и Cr – в диапазоне 5–10 г/т. Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Определение микроэлементного состава пород выполнено на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500cx в Томском региональном ЦКП (г. Томск). Вскрытие проб проводилось в смеси фтороводородной и азотной кислот с использованием микроволновой печи.

Оценки температур метаморфизма проведены с помощью биотитового (Ti-in-biotite, Wu, Chen,

2015) и хлоритового (Lanari et al., 2014) геотермометров в программе PT_Quick (Simakov, Dolivo-Dobrovolsky, 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геологический очерк объекта

Изученный объект расположен в осевой части Худолазовской мульды Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала (рис. 1а). Мульда имеет размер $\approx 40 \times 20$ км, сложена девонскими вулканогенно-осадочными комплексами, формировавшимися в надсубдукционную стадию развития Южного Урала, и вмещает множество мелких интрузивных тел разного состава. Ядро мульды, по данным (Монтин и др., 2015), выполнено терригенными породами зилаирской свиты (D_3fm), далее к западу развиты туфы базальтов, андезитов, дацитов, туфогравелиты и туфопесчаники биягодинской свиты (D_3f), глинисто-кремнистые толщи мукасовской свиты, терригенные породы улутауской свиты ($D_{2-3}gv-f$), а также базальтовые порфириды ирендыкской свиты (D_{2ef}). Изученный нами разрез, по данным геолого-съёмочных работ, относится к зилаирской свите и приурочен к контактовой зоне массива Восточный Бускун.

Массив Восточный Бускун имеет сложное (композитное) строение, он состоит из нескольких от-

дельных интрузий, слившихся между собой за счет многофазного внедрения магм (рис. 1б). Основная часть массива сложена мелкозернистыми габбро мезократового облика, среди которых различаются безоливиновые и оливиновые разновидности. В юго-восточной части развиты такситовые и такситоподобные среднезернистые габбро мезократового и лейкократового облика. Под оливиновыми такситовыми габбро, представляющими отдельную от безоливиновых габбро интрузию, залегают меланократовые мелкозернистые габбро. Они не обнажаются на дневной поверхности, но вскрыты в карьере. По данным (Бучковский и др., 1971ф), в южной части этой интрузии залегает небольшое рудное тело, представленное вкрапленными сульфидными (пирротин, халькопирит, пентландитом) с содержанием Cu до 0.7 мас. %, Ni – до 0.4%, Pd – до 0.8 г/т. В северо-восточной части залегают пегматоидные габбро-диориты, а в северо-западной – развита интрузия плагиогранитов.

В Восточно-Бускунском карьере, в котором добываются облицовочные габбро, вскрыт разрез мощностью до 30–35 м. Снизу вверх в разрезе развиты меланократовые мелкозернистые оливин-роговообманковые габбро (10–15 м), лейкократовые такситовые среднезернистые оливин-роговообманковые габбро с обособлениями габбро-пегматитов (10–15 м) и полностью ороговикованные вмещающие терригенные породы (до 10 м). Пегматоид-

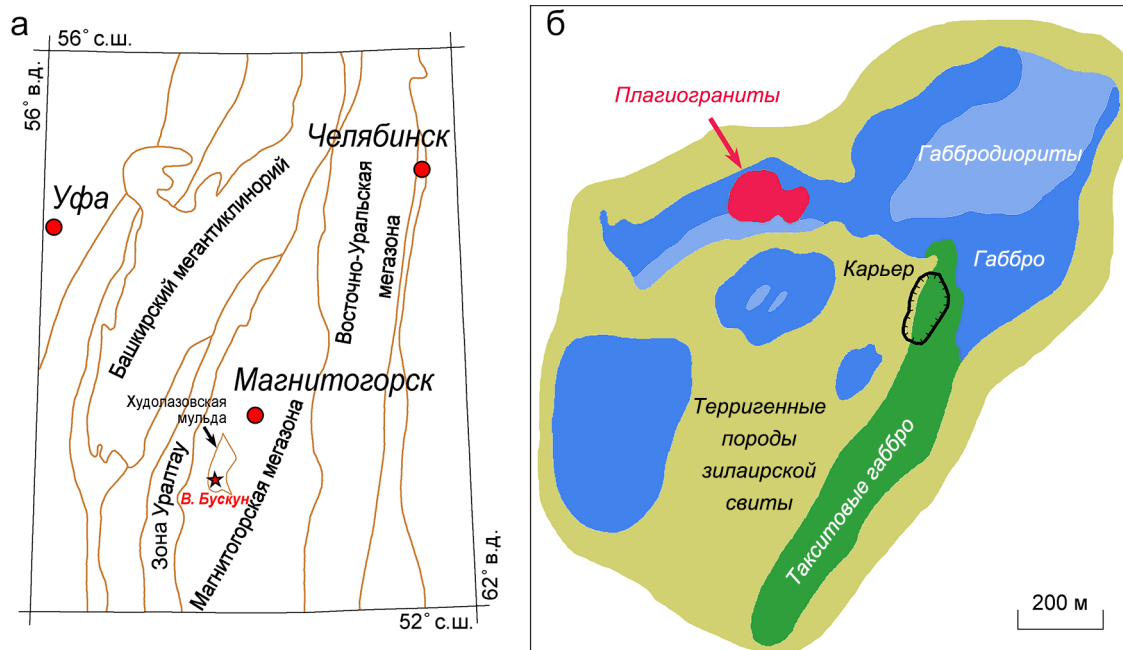


Рис. 1. Схемы структурного районирования Южного Урала (а; по (Знаменский, 2009)) и геологического строения участка развития массива Восточный Бускун (б; по (Бучковский и др., 1974ф)) с изменениями авторов.

Fig. 1. Structural scheme of the Southern Urals after (a; according to (Znamenskii, 2009)) and Schematic geological map of the Vostochnyi Buskun massif (b; according to (Buchkovskii et al., 1974f)) modified by the authors.

ные обособления в такситовых лейкогаббро представлены жилами неправильной формы и раздувами размером до 0.2 м и имеют разнообразный минеральный состав. Часть из них представляет из себя крупно- и гигантозернистые скопления роговой обманки и плагиоклаза. Другая разновидность обособлений сложена крупными кристаллами роговой обманки по периферии, а в центральной части – ассоциацией кальциевых, преимущественно низкотемпературных минералов, представленных апофиллитом, пренитом, клиноцоизитом и диопсидом. В меланократовых габбро обнаружены жилы лейкократовых габбро и выявлен четкий контакт между интрузиями, что свидетельствует о более молодом возрасте такситовых габбро, непосредственно примыкающих к терригенной толще. Поздняя фаза массива представлена дайками порфириновых долеритов, прорывающих лейкократовые габбро и породы вмещающей толщи.

Вся вскрытая вмещающая вулканотерригенная толща подвержена метаморфическим и метасоматическим преобразованиям. Мощность ореола контактовых преобразований вмещающих пород составляет не менее 15–20 м. Роговики имеют серо-коричневый, синевато-серый цвет (рис. 2а, б) с многочисленными пятнами и полосами светлых или темных оттенков. Породы интенсивно трещиноваты. Местами, особенно в отдалении от контакта, проявлена мелкоблочная трещиноватость с прямоугольными очертаниями глыб (см. рис. 2б). Разрез осложнен пликативными и дизъюнктивными нарушениями и представляет собой каскад складок волочения (см. рис. 2а), где поверхность срыва примерно совпадает с контактом габбровой интрузии. Значительная часть складок к настоящему времени эродирована. Контакт габбро и вмещающей толщи имеет сложную морфологию, обусловленную многочисленными ответвлениями (рис. 2в, г).

Эндо- и экзоконтактная области в пределах 2–3 м от контакта обильно пронизаны метасоматическими пропиловыми жилами хлорит-кварц-альбитового состава (рис. 2д). Выявлены два типа жил: синектонические и проникающие. Синектонические жилы имеют резкую четкую границу с вмещающими породами и относительно выдержанную мощность, заполняют полости с угловатыми границами, а отдельные части жил соединяются между собой ровными линейными рукавами. Проникающие, или жилы горячего внедрения, имеют резко неровные границы с многочисленными ответвлениями и сильно варьирующую мощность. Также они имеют четкий реакционный ореол толщиной 1–2 см (рис. 2е) с рыжеватой каймой на границе с окружающим роговиком. Эта кайма обусловлена повышенным количеством железистого хлорита. Синектонические жилы распространены более широко и имеют большую протяженность по сравнению с проникающими.

Таким образом, неизменных пород зилаирской свиты в зоне массива Восточный Бускун не обнаружено. Более того, нам их не удалось обнаружить и в окрестностях обнажений других массивов, даже на расстоянии в несколько десятков метров от видимых контактов. Это свидетельствует о масштабной метаморфической–метасоматической проработке вмещающих пород, возможно по всей площади мульды, за счет воздействия широко проявленного габброидного магматизма. Отчасти это подтверждается исследованиями постседиментационных преобразований граувакк Западно-Магнитогорской зоны, в том числе зилаирских, подверженных неравномерной флюидной проработке (Кокшина, 2013). В целом, по литературным данным, существуют несколько противоречивые сведения о составе пород зилаирской свиты. По данным (Бучковский и др., 1971ф), в центральной части Худолазовской мульды зилаирская свита представлена туфогенным материалом, тогда как в отчете (Цабадзе и др., 1984ф) в ней описаны песчаники, алевролиты и аргиллиты, хотя следует отметить, что в последней работе к зилаирской свите отнесены также и расположенные на западном борту мульды вулканогенно-обломочные породы, ныне относимые к биягодинской свите (D_3f). В работе (Фазлиахметов, 2021) на основании изученного на севере Худолазовской мульды разреза указано, что граувакковые песчаники зилаирской свиты являются тефроидами.

Петрография

Габбро, непосредственно контактирующие с вмещающей толщей, характеризуется высокой степенью метасоматического изменения. Первичные минералы представлены реликтами клинопироксена, большая часть породы сложена хлоритом, альбитом, актинолитом, эпидотом и другими минералами, псевдоморфно заместившими плагиоклаз, пироксен, оливин и роговую обманку. Слабоизмененные такситовые габбро, слагающие основную часть интрузии, обладают пойкилоофитовой структурой. В них развиты изометричные или слабовытянутые зерна оливина, приуроченные к интерстициям лейст плагиоклаза – главного минерала пород. Также в интерстициях развиты ксеноморфные ойкокристаллы клинопироксена и роговой обманки.

Долериты, слагающие дайки толщиной 0.2–1.0 м, характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники сложены идиоморфными лейстами плагиоклаза, а тонкозернистая основная масса – плагиоклазом, роговой обманкой, рудным минералом и акцессорными титанитом, апатитом. Для пород характерно интенсивное развитие вторичных минералов как по вкрапленникам (вплоть до полных псевдоморфоз), так и по основной массе – серицита, кальцита, эпидота, актинолита, хлорита.

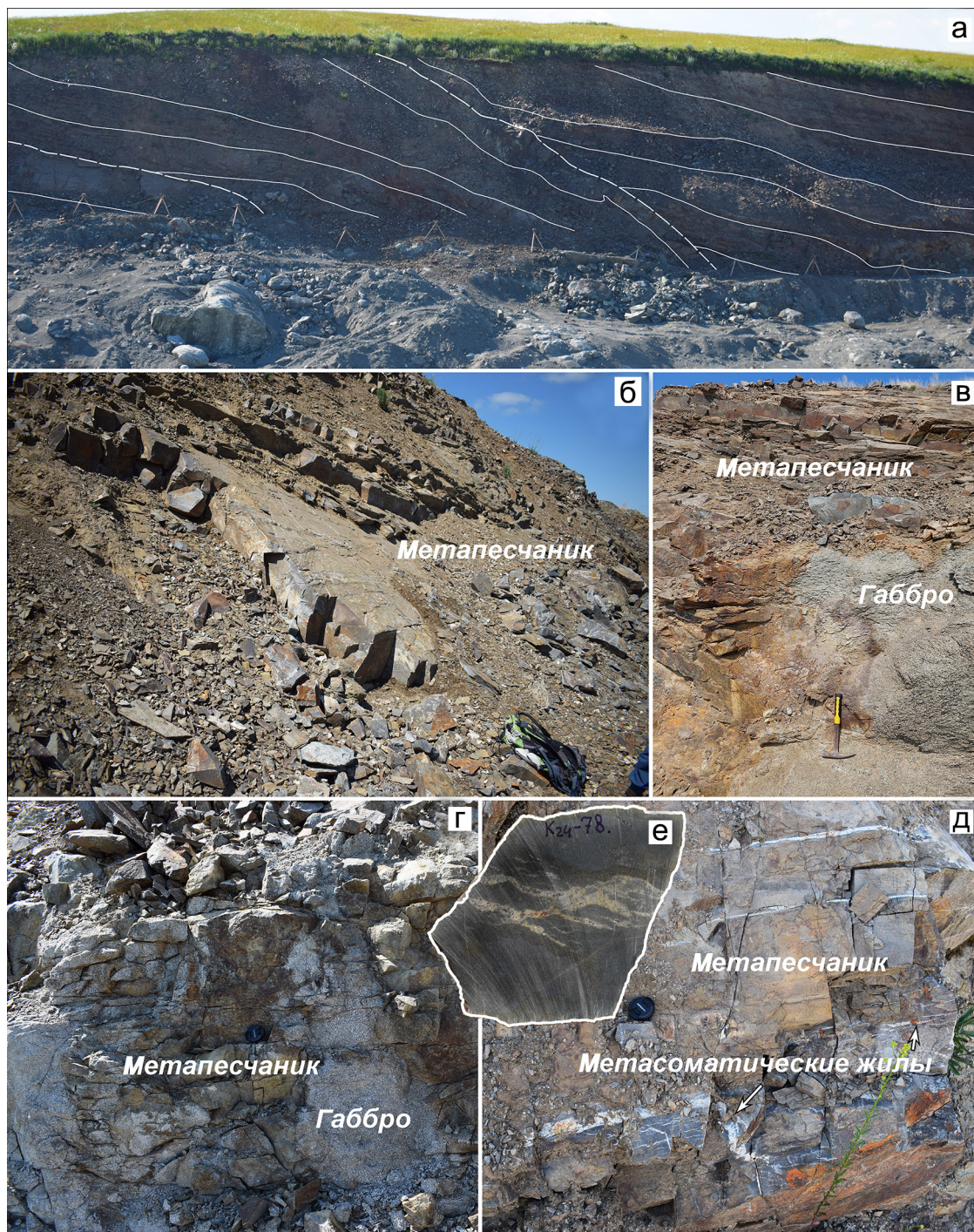


Рис. 2. Коллаж фотографий карьера Восточный Бускун.

а – вид западной стенки с элементами тектонической интерпретации в ороговикованных породах (сплошные линии – границы слоев, пунктирные линии – поверхности разрывов), мощность вскрытой части до 10 м; б – блочная трещиноватость ороговикованных пород; в, г – вид контакта габбро и метатерригенной толщи; д – пропилитовые (метасоматические) жилы в ороговикованных породах; е – образец с реакционным ореолом вокруг проникающих жил в ороговикованном песчанике.

Fig. 2. Collage of photographs of the Vostochnyi Buskun quarry.

а – view of the western wall with elements of tectonic interpretation in hornfels (solid lines – layer boundaries, dotted lines – fracture surfaces), thickness of the exposed part is up to 10 m; б – block-like fracturing of hornfels; в, г – view of the gabbro and metaterigenous strata contact; д – propylitic (metasomatic) veins in hornfels; е – sample with a reaction halo around propylitic veins in hornfels.

Породы контактового ореола прослежены по стенке карьера на 15 м вкост простирания контакта (т.н. № 35, N52.920528, E58.513913). По мере удаления от контакта с габбро выделяются следующие зоны: 1) сильновыветрелые, рыхлые, насыщенные слюдой породы, которые сложно исследовать традиционными методами (0–0.5 м); 2) трещиноватые гиперстеновые роговики (0.5–0.8 м); 3) зона плотных полосчатых клинопироксеновых роговиков (0.8–1.0 м); 4) массивные хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики (1–15 м). Схема минеральной зональности по мере отдаления от контакта с габбро приведена в табл. 1. Перечисленные породы характеризуются микрокристаллическими роговиковыми структурами с размером зерен не более 100 мкм. Для статистики также приводятся результаты по образцам пород, аналогичных породам данного разреза, но опробованным закономерно в другой точке наблюдения в карьере – т.н. № 36, N52.920987, E58.514321.

Гиперстеновые роговики (обр. № 35-7, 36-2) сложены зональным плагиоклазом (битовнит-лабрадор), гиперстеном, биотитом. Второстепенными минералами являются хлорит, кварц, куммингтонит. Среди акцессорных минералов встречены ильменит и сульфиды железа, по которым развивается вторичный гетит (рис. 3а). Фрагментами в гиперстеновых роговиках присутствуют шпирсы, сложенные относительно крупными идиоморфными кристаллами плагиоклаза и субидиоморфными призматическими кристаллами гиперстена. Переход от шпирсов к микрокристаллической “роговиковой” части пород постепенный, без резкого контакта.

Клинопироксеновые роговики (обр. № 35-1/1, 35-8, 35-11, 36-7) характеризуются полосчатым строением с различающимся минеральным составом полос мощностью 1–4 см. Сквозными мине-

ралами являются клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда и основной плагиоклаз (рис. 3б). Другие кальциевые минералы представлены амфиболами, эпидотом, кальцитом, пренитом, титанитом. Породообразующими и второстепенными в разных пропорциях также являются кварц, хлорит, щелочной полевой шпат, мусковит. В качестве акцессорных минералов встречены халькопирит, апатит, ильменит, циркон, баритоцелестин.

Главными минералами массивных хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиков (обр. № 35-2, 35-3, 35-4, 35-5, 35-6) в разных пропорциях являются биотит, мусковит, хлорит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц. Минеральный состав варьируется вдоль изученного интервала (см. табл. 1, рис. 3в, г). Хлорит, кварц и плагиоклаз являются сквозными минералами. Второстепенными и акцессорными минералами представлены кальцитом, актинолитом, эпидотом, апатитом, ильменитом, сульфидами, монацитом, рутилом, титанитом, цирконом. Во многих роговиках отмечается редкая вкрапленность ксеноморфных зерен ортопироксена размером до 10 мкм.

Метасоматические пропилитовые жилы, с обеих сторон пронизывающие породы приконтактной области, сложены хлоритом, кварцем, альбитом и, реже, кальцитом и характеризуются микрокристаллическими ксеноморфными и пойкилобластовыми структурами.

Минеральный состав пород

Ортопироксен в качестве породообразующего минерала присутствует только в гиперстеновых роговиках и представлен вытянутыми и субизометричными зернами размером до 50 мкм (см. рис. 3а), по составу отвечающими гиперстену, – $Wo_{10}En_{59-64}Fs_{34-39}$ (рис. 4а, табл. 2). Отмечается вы-

Таблица 1. Минеральный состав пород контактового ореола массива Восточный Бускун

Table 1. Mineral composition of the Vostochnyi Buskun massif contact aureole

| № обр. | Ассоциация | Расстояние от контакта, м |
|--------|---|---------------------------|
| 35-7 | pl , opx , bt , chl , qz , cum , ilm , py , gth | 0.5 |
| 35-8 | cpx , pl , act , hbl , ep , cal , prh , tnn , qz , chl , kfs , ms , ccp , ap , ilm , zrn , brt | 0.8 |
| 35-8-2 | pl , bt , chl (no bt), qz , act , ilm , ap , opx | 1 |
| 35-2 | chl , qz , ab , ms , kfs , cal , ap , rt , czo , tnn | 1 |
| 35-3 | chl , ms , qz , pl , kfs , ap , mnz , rt , tnn , zrn , ilm , ccp , py , gth , opx | 5 |
| 35-4 | chl , qz , pl , kfs , ms , rt , gth , opx | 10 |
| 35-5 | bt , chl , ms , qz , pl , kfs , ap , ilm , rt , tnn , zrn , opx | 15 |
| 35-6 | chl , qz , pl , ms , ilm , tnn , gth | 15 |

Примечание. Полужирным шрифтом выделены главные минералы, обычным шрифтом – второстепенные и акцессорные. Обр. № 35-8-2 непосредственно контактирует с клинопироксеновыми роговиками. Аббревиатуры минералов здесь и далее по (Warr, 2021).

Note. The main minerals are highlighted in bold, the minor and accessory minerals are highlighted in regular font. Sample No. 35-8-2 is in direct contact with *cpx* hornfels. Mineral abbreviations hereinafter are according to (Warr, 2021).

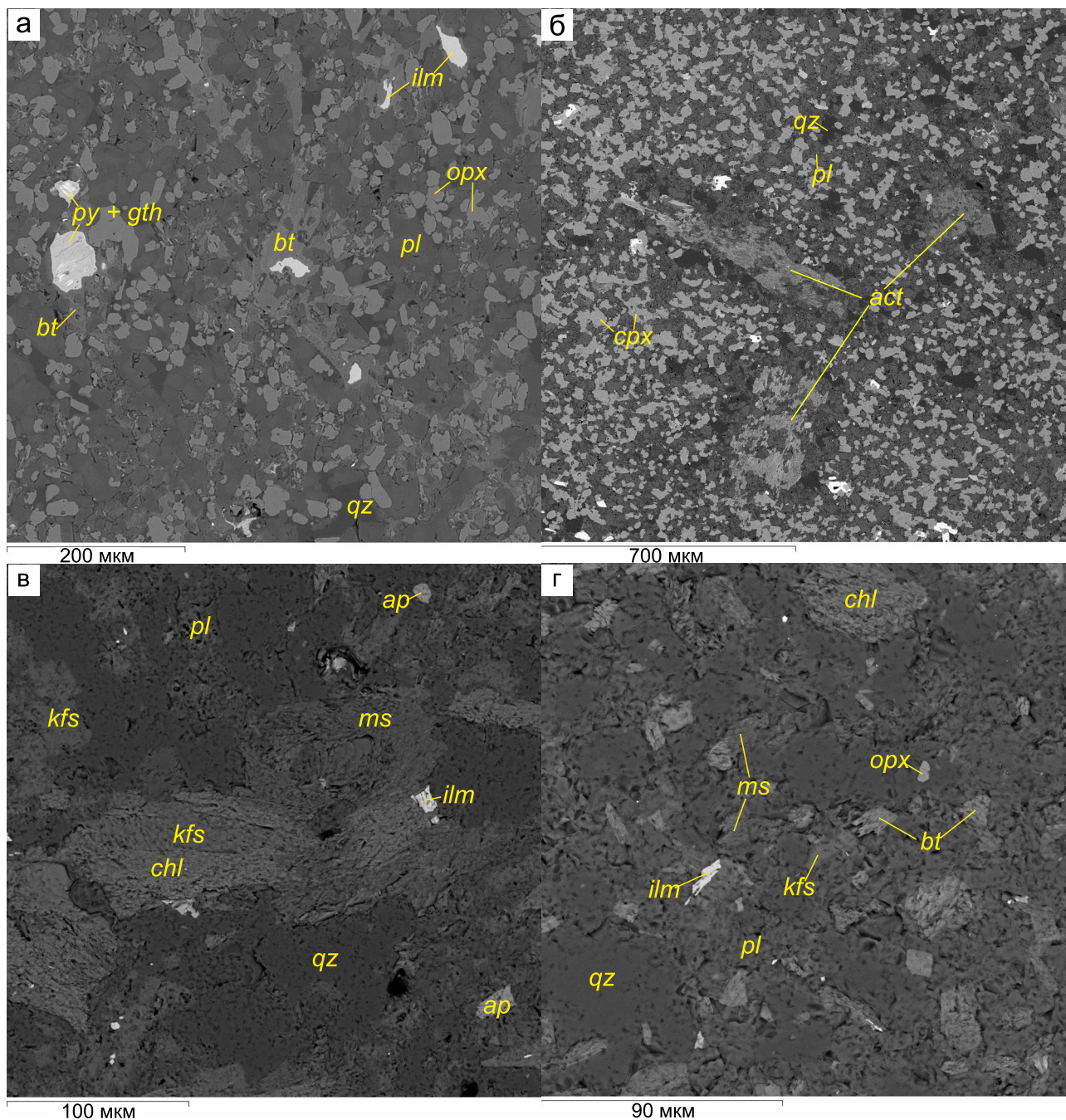


Рис. 3. Фрагменты структур пород контактового ореола.

а – гиперстеновый роговик, обр. № 35-7; б – клинопироксеновый роговик, обр. № 35-8; в, г – массивные хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики: в – *pl-ms-chl* роговик, обр. № 35-3, г – *ms-chl-bt* роговик, обр. № 35-5.

Fig. 3. Fragments of the contact aureole rock textures.

а – *opx* hornfel, sample 35-7; б – *cpx* hornfel, sample 35-8; в, г – *chl ± ms ± bt* hornfels: в – *pl ± ms ± chl* hornfel, sample 35-3, г – *ms ± chl ± bt* hornfel, sample 35-5.

сокое содержание Al_2O_3 – 2.25–3.12 мас. %, также установлены примеси (в мас. %): TiO_2 (0.23–0.43), Cr_2O_3 (0.19–0.25), MnO (0.93–1.02), CaO (0.27–0.35). Редкие ксеноморфные микрокристаллы ортопироксена (5–10 мкм) зафиксированы также в

клинопироксеновых и хлоритовых роговиках (см. рис. 3а, табл. 1).

Моноклинный пироксен встречается в качестве породообразующего минерала в экзоконтактовых клинопироксеновых роговиках и эндокон-

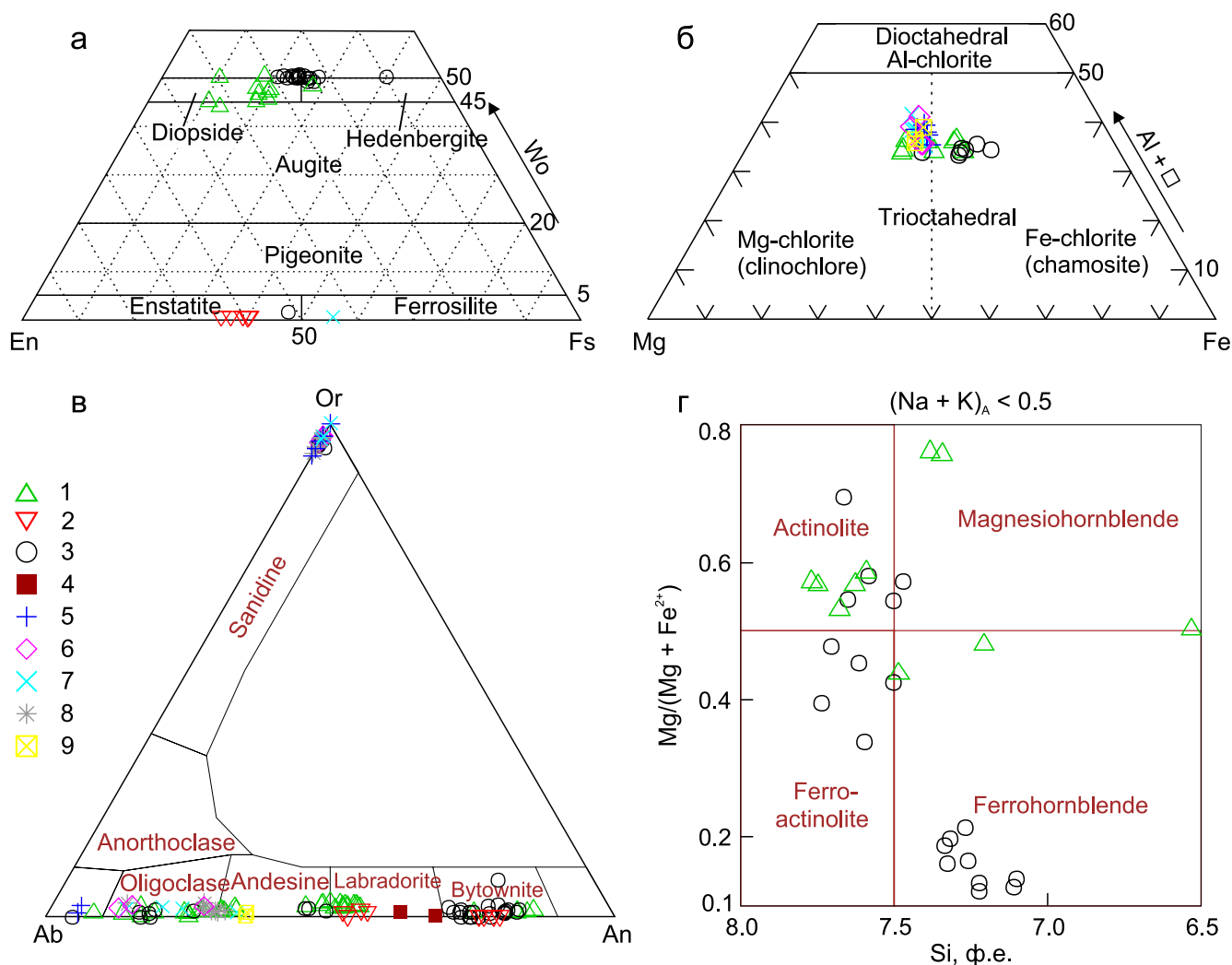


Рис. 4. Классификационные диаграммы для породообразующих минералов из эндоконтактового габбро (1) и пород контактового ореола (2–9) массива Восточный Бускун.

2 – гиперстеновый роговик, обр. 35-7; 3 – клинопироксеновый роговик, обр. 35-8; 4–9 – хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики: 4 – обр. 35-8-2, 5 – обр. 35-2, 6 – обр. 35-3, 7 – обр. 35-4, 8 – обр. 35-5, 9 – обр. 35-6. а – для пироксена, б – хлорита, в – полевых шпатов, г – амфибола.

Fig. 4. Classification diagrams for rock-forming minerals from endocontact gabbro (1) and the contact aureole rocks (2–9) of Vostochnyi Buskun massif.

2 – *hyp* hornfels, sample 35-7; 3 – *cpx* hornfels, sample 35-8; 4–9 – *chl* ± *ms* ± *bt* hornfels: 4 – sample 35-8-2, 5 – sample 35-2, 6 – sample 35-3, 7 – sample 35-4, 8 – sample 35-5, 9 – sample 35-6. а – for pyroxenes, б – chlorites, в – feldspars, г – amphiboles.

тактовых метасоматизированных габбро. В роговиках он формирует ксеноморфные зерна размером до 30 мкм. По составу пироксен относится к членам твердого раствора диопсид–геденбергит – $Wo_{49-51}En_{10-29}Fs_{20-36}$ (см. рис. 4а, табл. 2). Зональность по соотношению железа и магния выражена незначительно. Примеси (в мас. %) представлены TiO_2 (0.20–0.35), Al_2O_3 (0.47–0.93), MnO (0.98–2.22). В габбро клинопироксен образует призматические кристаллы, которые интенсивно замещаются вторичными минералами по трещинам; в некоторых случаях, при высокой степени изменения,

сохраняются очертания исходных вытянутых кристаллов, внутри которых находятся реликты незамещенного пироксена. По составу эти клинопироксены также относятся к ряду диопсид–геденбергит, но в среднем являются менее кальциевыми и более магниальными по сравнению с пироксенами из роговиков – $Wo_{44-50}En_{24-44}Fs_{9-24}$ (см. рис. 4а, табл. 2). Примеси (в мас. %) представлены TiO_2 (0.22–0.92), Al_2O_3 (0.26–3.36), Cr_2O_3 (0.25–0.54) MnO (0.4–5.51), Na_2O (0.22–0.42).

Плагиоклаз является одним из главных минералов всех рассмотренных пород. В породах экзокон-

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (ф.е.) пироксенов из пород экзо- и эндо-контакта массива Восточный Бускун

Table 2. Chemical composition (wt %) and crystal chemical formulas (apfu) of pyroxenes from exo- and endocontact rocks of Vostochnyi Buskun massif

| Компонент | № обр. | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|
| | 35-7 | | | 35-8 | | | 35-9 | | |
| SiO ₂ | 51.1 | 51.6 | 52.0 | 51.8 | 51.6 | 51.6 | 51.7 | 52.2 | 51.0 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.30 | 0.38 | 0.28 | | 0.28 | 0.25 | 0.37 | 0.92 |
| Al ₂ O ₃ | 2.78 | 2.46 | 2.25 | 0.77 | 0.68 | 0.91 | 1.04 | 0.96 | 3.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.19 | 0.25 | — | — | — | — | — | — | 0.25 |
| FeO | 23.9 | 22.2 | 21.3 | 12.8 | 12.9 | 12.3 | 10.8 | 11.1 | 6.65 |
| MnO | 1.02 | 0.97 | 0.96 | 1.32 | 1.25 | 0.98 | 0.97 | 0.88 | — |
| MgO | 20.6 | 21.9 | 22.6 | 9.09 | 9.20 | 9.75 | 11.9 | 12.5 | 15.2 |
| CaO | 0.27 | 0.31 | 0.35 | 24.2 | 24.4 | 24.6 | 22.6 | 22.1 | 21.7 |
| Na ₂ O | — | — | — | — | — | — | 0.22 | — | 0.42 |
| Total | 100.1 | 100.1 | 99.7 | 100.3 | 100.0 | 100.5 | 99.5 | 100.1 | 99.5 |
| Рассчитано на 6 атомов О | | | | | | | | | |
| Si, ф.е. | 1.92 | 1.92 | 1.93 | 1.99 | 1.98 | 1.97 | 1.96 | 1.97 | 1.89 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| Al | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.15 |
| Cr | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Fe ³⁺ | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.05 |
| Fe ²⁺ | 0.73 | 0.67 | 0.65 | 0.41 | 0.41 | 0.38 | 0.31 | 0.35 | 0.15 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.00 |
| Mg | 1.15 | 1.22 | 1.25 | 0.52 | 0.53 | 0.55 | 0.68 | 0.70 | 0.84 |
| Ca | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.99 | 1.00 | 1.01 | 0.92 | 0.90 | 0.86 |
| Na | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.03 |
| En, % | 59 | 62 | 64 | 26 | 27 | 28 | 34 | 35 | 44 |
| Fs | 39 | 35 | 34 | 21 | 21 | 20 | 17 | 18 | 11 |
| Wo | 1 | 1 | 1 | 50 | 51 | 51 | 47 | 45 | 45 |

Примечание. Обр. 35-7 – гиперстеновый роговик, 35-8 – клинопироксеновый роговик, 35-9 – эндоконтактовое габбро. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения (здесь и далее). Формульные содержания Fe³⁺ рассчитаны по балансу зарядов.

Note. Sample 35-7 – *opx* hornfels, 35-8 – *cpx* hornfels, 35-9 – endocontact gabbro. Hereinafter dash means the value not determined or below the detection limit. Fe³⁺ contents are calculated on the basis of charge balance.

такта он формирует ксеноморфные субизометричные и неправильные зерна (см. рис. 3). В гиперстеновых роговиках плагиоклаз характеризуется прямой зональностью: битовнит ($Ab_{20-24}An_{76-80}$) – лабрадор ($Ab_{43-47}An_{52-56}Or_{0-1}$) (рис. 4в, табл. 3). В клинопироксеновых роговиках он характеризуется зональным или неоднородным пятнистым строением с вариацией состава от битовнита ($Ab_{16-28}An_{70-82}Or_{0-2}$) до андезина ($Ab_{50-54}An_{45-49}Or_{0-2}$) и олигоклаза ($Ab_{74-83}An_{16-25}Or_{0-2}$). Кроме этого, широко распространен олигоклаз-альбит ($Ab_{84-95}An_{5-18}Or_{0-1}$) в ассоциации с пренитом и скаполитом в составе более позднего низкотемпературного агрегата. В хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиках плагиоклаз формирует однородные изометричные кристаллы, по составу соответствующие альбиту и олигоклазу, реже – андезину ($Ab_{64-94}An_{5-35}Or_{0-3}$), а в роговике, непосредственно контактирующем с клинопироксеновыми роговиками (обр. № 35-8-2), – лабрадору ($Ab_{32-37}An_{62-68}Or_{0-1}$). В эндоконтактовых габбро плагиоклаз образует идиоморфные таблитча-

тые кристаллы с прямой зональностью от битовнита ($Ab_{15-17}An_{82-85}Or_1$) и лабрадора-андезина ($Ab_{44-53}An_{45-54}Or_{2-3}$) до олигоклаза-альбита ($Ab_{66-91}An_{8-33}Or_{0-2}$). В наиболее измененных участках породы минерал участвует в альбит-хлорит-эпидот-кварцевом агрегате ($Ab_{97}An_3$), замещающая первичные плагиоклазы. Для плагиоклаза в целом отмечается примесь FeO – 0.21–1.17 мас. %.

Хлорит в клинопироксеновых роговиках преимущественно замещает амфибол и пироксены вместе с другими минералами. В массивных хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиках он является одним из главных сквозных минералов, где слагает микрочешуйчатые агрегаты, распределенные равномерно по породе, либо замещает биотит. Хлорит из эндоконтактового габбро в ассоциации с другими вторичными минералами замещает плагиоклаз и темноцветные минералы. По классификации (Zane, Weiss, 1998) (рис. 4б), хлориты из хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиков относятся к магнезиальному типу (клинохлору), хлориты из

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (ф.е.) плагиоклаза из пород экзо- и эндо-контакта массива Восточный Бускун**Table 3.** Chemical composition (wt %) and crystal chemical formulas (apfu) of plagioclase from exo- and endocontact rocks of Vostochnyi Buskun massif

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|------|-------|--------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 35-7 | | 35-8 | | 35-8-2 | 35-2 | 35-3 | 35-4 | 35-5 | 35-6 | 35-9 | |
| | с | г | с | г | | | | | | | с | г |
| SiO ₂ | 48.3 | 54.6 | 49.9 | 55.7 | 52.4 | 67.2 | 65.6 | 63.4 | 61.7 | 59.9 | 47.4 | 60.9 |
| Al ₂ O ₃ | 32.3 | 28.4 | 31.2 | 27.6 | 30.0 | 19.9 | 21.0 | 22.9 | 24.2 | 25.5 | 33.5 | 24.8 |
| FeO | 0.44 | 0.58 | 0.37 | 0.31 | 0.39 | — | — | 0.24 | 0.22 | 0.33 | 0.37 | — |
| CaO | 15.9 | 10.9 | 14.7 | 10.5 | 12.7 | 1.08 | 2.52 | 4.13 | 5.64 | 7.28 | 17.4 | 6.53 |
| Na ₂ O | 2.62 | 5.49 | 3.32 | 5.99 | 4.26 | 10.8 | 10.2 | 9.17 | 8.32 | 7.43 | 1.95 | 7.94 |
| K ₂ O | — | 0.17 | 0.33 | 0.19 | 0.13 | 0.11 | 0.29 | 0.34 | 0.27 | — | 0.17 | 0.16 |
| Total | 99.5 | 100.1 | 99.9 | 100.2 | 99.9 | 99.1 | 99.6 | 100.2 | 100.4 | 100.4 | 100.8 | 100.3 |
| Рассчитано на 8 атомов О | | | | | | | | | | | | |
| Si, ф.е. | 2.23 | 2.47 | 2.29 | 2.51 | 2.38 | 2.96 | 2.90 | 2.80 | 2.73 | 2.66 | 2.17 | 2.70 |
| Al | 1.75 | 1.51 | 1.69 | 1.46 | 1.61 | 1.04 | 1.09 | 1.19 | 1.26 | 1.33 | 1.81 | 1.29 |
| Fe | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Ca | 0.78 | 0.53 | 0.72 | 0.51 | 0.62 | 0.05 | 0.12 | 0.20 | 0.27 | 0.35 | 0.85 | 0.31 |
| Na | 0.23 | 0.48 | 0.30 | 0.52 | 0.38 | 0.93 | 0.87 | 0.79 | 0.71 | 0.64 | 0.17 | 0.68 |
| K | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Ab, % | 23 | 47 | 28 | 50 | 37 | 94 | 87 | 79 | 72 | 65 | 17 | 68 |
| An | 77 | 52 | 70 | 49 | 62 | 5 | 12 | 20 | 27 | 35 | 82 | 31 |
| Or | 0 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 0 | 1 | 1 |

Примечание. Обр. 35-7 – ортопироксеновый роговик; 35-8 – клинопироксеновый роговик; 35-8-2, 35-2, 35-3, 35-4, 35-5, 35-6 – хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики; 35-9 – эндоконтактовое габбро. Для зональных зерен: с – центр, г – край.

Note. Sample 35-7 – *hyp* hornfels; 35-8 – *cpx* hornfels; 35-8-2, 35-2, 35-3, 35-4, 35-5, 35-6 – *chl ± ms ± bt* hornfels; 35-9 – endocontact gabbro. For zoned grains: c – center, r – edge.

габбро и клинопироксеновых роговики более железистые – их составы попадают в поля и клинохлора, и шамозита. Среди примесей (в мас. %) отмечаются TiO₂ (0.20–0.32), MnO (0.40–2.22), CaO (0.15–1.20), K₂O (0.12–0.72) (табл. 4). Хлорит также встречается в гиперстеновых роговики, где распределен равномерно по породе в виде микрочешуйчатых агрегатов.

Амфибол. Кальциевые амфиболы развиты в экзоконтактовых клинопироксеновых роговики и метасоматизированных габбро эндоконтакта. В роговики актинолит составляет резорбированные вытянутые порфириобласты в плагиоклаз-клинопироксеном матрикс и отдельные наиболее мелкие ксеноморфные кристаллы размером до 30 мкм. Также актинолит и роговая обманка формируют скопления зональных кристаллов, замещающих клинопироксен. В роговой обманке фиксируется содержание Cl – 0.11–0.16 мас. % (табл. 5). В габбро роговая обманка, представленная субидиоморфными вытянутыми зернами, замещается актинолитом, кальцитом и хлоритом. Примесь Cl в роговой обманке из габбро составляет 0.15–0.33 мас. %. Актинолит в габбро замещает как роговую обманку, так и клинопироксен. Для амфиболов из роговики отмечается повышенная железистость относительно амфиболов из габбро (рис. 4г). Единичные ксено-

морфные кристаллы кальциевых амфиболов встречаются в хлорит-слюдяных роговики (обр. № 35-8-2), находящихся в непосредственном контакте с клинопироксеновыми роговики. В гиперстеновых роговики встречаются редкие ксеноморфные зерна куммингтонита размером до 30 мкм.

Биотит является порообразующим минералом в хлорит-слюдяных роговики, где представлен таблитчатыми кристаллами размером 20–30 мкм. Примеси галогенов в нем не установлены. Наблюдается снижение магнезиальности и содержания TiO₂ от роговики, находящихся в непосредственном контакте с клинопироксеновыми роговики (обр. 35-8-2, Mg# – 62–72, TiO₂ – 4.09–5.19 мас. %), к хлорит-слюдяным роговики, удаленным от контакта (обр. 35-5, Mg# – 52–55, TiO₂ – 2.87–3.59 мас. %). Биотит как второстепенный минерал встречается в гиперстеновых роговики в виде отдельных таблитчатых зерен и чешуйчатых агрегатов, часто – на контакте с рудными минералами (ильменит, сульфиды), характеризуется высокой магнезиальностью Mg# – 70–75 и низким, до умеренного, содержанием TiO₂ – 2.90–4.20 мас. %.

Мусковит в клинопироксеновых роговики и эндоконтактовых габбро находится в виде микрочешуйчатого агрегата, замещающего плагиоклаз. В хлорит-слюдяных роговики является одним из

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (ф.е.) хлорита из пород экзо- и эндоконтакта массива Восточный Бускун

Table 4. Chemical composition (wt %) and crystal chemical formulas (apfu) of chlorite from exo- and endocontact rocks of Vostochnyi Buskun massif

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 35-8 | | 35-2 | | 35-3 | | 35-4 | | 35-6 | | 35-9 | |
| SiO ₂ | 26.7 | 26.0 | 26.1 | 25.8 | 26.3 | 26.4 | 26.5 | 26.1 | 26.9 | 28.1 | 27.1 | 27.6 |
| TiO ₂ | — | — | 0.22 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 18.3 | 19.4 | 21.4 | 21.3 | 20.3 | 22.5 | 21.7 | 23.8 | 20.2 | 20.4 | 19.8 | 20.1 |
| FeO | 29.6 | 31.2 | 24.6 | 24.2 | 24.9 | 22.4 | 23.3 | 21.6 | 23.6 | 22.8 | 24.6 | 22.0 |
| MnO | 1.42 | 1.39 | 0.48 | 0.74 | 0.53 | 0.79 | 0.9 | 0.57 | 1.05 | 0.97 | 1.51 | 1.46 |
| MgO | 12.5 | 10.5 | 14.6 | 15.5 | 15.3 | 15.9 | 15.0 | 15.4 | 15.9 | 14.0 | 14.6 | 16.3 |
| CaO | 0.15 | 0.24 | — | — | — | — | — | — | 0.18 | 0.34 | 0.18 | 0.92 |
| K ₂ O | — | — | — | — | — | — | — | 0.12 | — | 0.65 | — | — |
| Total | 88.7 | 88.8 | 87.3 | 87.6 | 87.4 | 88.0 | 87.4 | 87.6 | 87.8 | 87.1 | 87.8 | 88.4 |
| Рассчитано на 14 атомов О | | | | | | | | | | | | |
| Si, ф.е. | 2.87 | 2.81 | 2.75 | 2.71 | 2.78 | 2.72 | 2.77 | 2.69 | 2.81 | 2.94 | 2.85 | 2.85 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al _{IV} | 1.13 | 1.19 | 1.25 | 1.29 | 1.22 | 1.28 | 1.23 | 1.31 | 1.19 | 1.06 | 1.15 | 1.15 |
| Al _{VI} | 1.18 | 1.28 | 1.40 | 1.35 | 1.30 | 1.46 | 1.45 | 1.58 | 1.29 | 1.46 | 1.31 | 1.29 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe | 2.65 | 2.82 | 2.16 | 2.12 | 2.20 | 1.93 | 2.03 | 1.86 | 2.06 | 1.99 | 2.16 | 1.90 |
| Mn | 0.13 | 0.13 | 0.04 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.09 | 0.13 | 0.13 |
| Mg | 2.00 | 1.70 | 2.29 | 2.43 | 2.41 | 2.45 | 2.33 | 2.37 | 2.48 | 2.18 | 2.30 | 2.51 |
| Ca | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.10 |
| K | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.00 |
| Fe#, % | 57 | 62 | 49 | 47 | 48 | 44 | 47 | 44 | 45 | 48 | 48 | 43 |

Примечание. Обр. 35-8 – клинопироксеновый роговик; 35-2, 35-3, 35-4, 35-6 – хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики; 35-9 – эндоконтактовое габбро. Здесь и далее Fe# = Fe/(Fe + Mg) × 100%.

Note. Sample 35-8 – cpx hornfels; 35-2, 35-3, 35-4, 35-6 – chl ± ms ± bt hornfels; 35-9 – endocontact gabbro. Hereinafter Fe# = Fe/(Fe + Mg) × 100%.

породообразующих минералов и равномерно распределен в породе. В некоторых зернах отмечается примесь BaO (0.36–2.03 мас. %).

Пренит является одним из главных минералов клинопироксеновых роговиков, где слагает ксеноморфные зернистые агрегаты вместе с кварцем и клинопироксеном. В качестве вторичного минерала встречается в габбро эндоконтакта. Примеси представлены (в мас. %) FeO (0.39–0.85) и MnO (0.26–0.56).

Эпидот. Минералы группы эпидота встречаются преимущественно в клинопироксеновых роговиках и метасоматизированных габбро эндоконтакта, реже – в хлоритовых роговиках. В клинопироксеновых роговиках он формирует микронные включения внутри пренита и отдельные субидиоморфные призматические и ксеноморфные кристаллы размером до 200 мкм, замещает роговую обманку и клинопироксен. Состав варьируется от клиноцоизита до РЗЭ-содержащего клиноцоизита (REE + Th – 0.06–0.39 ф.е.) и эпидота (Fe³⁺ – 0.04–0.67 ф.е.). В габбро минерал представлен клиноцоизитом (Fe³⁺ – 0.03–0.46 ф.е.), который вместе с хлоритом, мусковитом и кислым плагиоклазом разви-

вается как вторичный минерал по основному плагиоклазу. Образует ксеноморфные кристаллы размером до 500 мкм. В BSE-снимках проявлена неоднородность в связи с вариациями в содержании железа. В одном из хлоритовых роговиков (обр. № 35-2) встречен акцессорный REE-содержащий клиноцоизит (REE + Th – 0.24–0.54 ф.е.) в виде ксеноморфных зерен размером 100–200 мкм.

Кальцит в клинопироксеновых роговиках слагает ксеноморфные субизометричные зерна в ассоциации с другими кальциевыми минералами. Реже встречается в хлоритовых роговиках. В эндоконтактовых габбро развивается как вторичный минерал по амфиболу, пироксену, плагиоклазу. Постоянные примеси (мас. %) представлены FeO (0.22–0.93), MnO (0.21–1.79), MgO (0.20–0.66).

Апатит в габбро эндоконтакта формирует идиоморфные призматические кристаллы размером до 200 мкм, может содержать микронные включения сульфидов. В клинопироксеновых роговиках образует субидиоморфные призматические кристаллы размером до 50 мкм, также встречается в виде включений в титаните и шлиров кристаллов размером до 5 мкм. В хлоритовых и хлорит-слюдаых

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (ф.е.) кальциевого амфибола из пород экзо- и эндоконтакта массива Восточный Бускун**Table 5.** Chemical composition (wt %) and crystal chemical formulas (apfu) of calcium amphibole from exo- and endocontact rocks of Vostochnyi Buskun massif

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 35-8 | | | | | 35-9 | | | | |
| SiO ₂ | 50.0 | 46.7 | 52.2 | 47.1 | 47.4 | 52.0 | 48.0 | 43.2 | 51.3 | 51.8 |
| TiO ₂ | 0.33 | — | — | — | — | 0.23 | 1.05 | 1.05 | 1 | 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | 3.65 | 4.8 | 2.14 | 4.1 | 4.14 | 2.76 | 5.42 | 11.0 | 4.35 | 2.63 |
| FeO | 22.5 | 30.5 | 20.0 | 29.7 | 30.2 | 18.7 | 19.9 | 18.1 | 9.9 | 17.8 |
| MnO | 1.43 | 1.81 | 1.39 | 2.16 | 1.99 | 0.53 | 0.79 | 1.15 | 0.25 | 0.98 |
| MgO | 8.04 | 2.82 | 10.8 | 3.3 | 3.35 | 11.1 | 9.45 | 8.72 | 16.6 | 11.7 |
| CaO | 11.7 | 11.3 | 12.2 | 11.5 | 11.1 | 12.5 | 12.2 | 12.3 | 12.6 | 12.3 |
| Na ₂ O | 0.35 | 0.39 | — | 0.49 | 0.43 | — | 0.70 | 1.02 | 0.92 | 0.26 |
| K ₂ O | — | 0.14 | — | 0.20 | 0.18 | — | 0.30 | 0.71 | 0.31 | 0.14 |
| Cl | — | 0.13 | — | — | 0.11 | — | 0.15 | 0.30 | — | — |
| Total | 98.0 | 98.7 | 98.6 | 98.5 | 98.9 | 97.7 | 97.9 | 97.5 | 97.2 | 97.9 |
| Рассчитано на 23 атома О | | | | | | | | | | |
| Si, ф.е. | 7.54 | 7.28 | 7.70 | 7.36 | 7.37 | 7.69 | 7.22 | 6.53 | 7.39 | 7.64 |
| Al ^{IV} | 0.46 | 0.72 | 0.30 | 0.64 | 0.63 | 0.31 | 0.78 | 1.47 | 0.61 | 0.36 |
| Ti | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.03 |
| Al ^{VI} | 0.19 | 0.16 | 0.07 | 0.11 | 0.13 | 0.17 | 0.18 | 0.49 | 0.13 | 0.10 |
| Fe ³⁺ | 0.20 | 0.57 | 0.23 | 0.43 | 0.47 | 0.09 | 0.15 | 0.32 | 0.04 | 0.16 |
| Mn ²⁺ _C | 0.13 | 0.21 | 0.10 | 0.25 | 0.17 | 0.05 | 0.08 | 0.14 | 0.02 | 0.10 |
| Fe ²⁺ | 2.64 | 3.41 | 2.23 | 3.45 | 3.46 | 2.23 | 2.35 | 1.97 | 1.15 | 2.04 |
| Mg | 1.81 | 0.66 | 2.37 | 0.77 | 0.78 | 2.45 | 2.12 | 1.97 | 3.55 | 2.57 |
| Mn ²⁺ _B | 0.06 | 0.03 | 0.08 | 0.04 | 0.09 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| Ca | 1.89 | 1.89 | 1.92 | 1.92 | 1.84 | 1.98 | 1.96 | 1.99 | 1.95 | 1.95 |
| Na _B | 0.05 | 0.08 | 0.00 | 0.04 | 0.06 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.03 |
| Na _A | 0.05 | 0.04 | 0.00 | 0.11 | 0.07 | 0.00 | 0.18 | 0.29 | 0.22 | 0.05 |
| K | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 0.14 | 0.06 | 0.03 |
| Cl | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.00 |
| Fe#, % | 59 | 84 | 49 | 82 | 82 | 48 | 53 | 50 | 24 | 44 |

Примечание. Обр. 35-8 – клинопироксеновый роговик, 35-9 – эндоконтактовое габбро.

Note. Sample 35-8 – cpx hornfels, 35-9 – endocontact gabbro.

роговиках встречается в виде субидиоморфных и ксеноморфных кристаллов размером до 50 мкм. По составу апатиты всех пород соответствует фтор-apatиту (F 2.08–3.44 мас. %), а регулярными примесями (мас. %) являются Cl (0.11–0.39), SiO₂ (0.24–1.82), FeO (0.27–0.98), редко в апатитах из габбро отмечается примесь Ce₂O₃ (0.74–0.93).

Калиевый полевой шпат в клинопироксеновых роговиках встречается в виде ксеноморфных зерен. В хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиках он вместе с альбитом замещает первичный плагиоклаз. Характерна примесь BaO – 0.35–1.44 мас. %.

Кварц является породообразующим минералом во всех породах контактового ореола, где представлен ксеноморфными зернами, в качестве второстепенного минерала встречен в эндоконтактовых габбро.

Акцессорные минералы в гиперстеновых роговиках представлены пиритом, ильменитом, в экзоконтактовых клинопироксеновых роговиках – апатитом, баритом, ильменитом, халькопиритом, ти-

танитом, цирконом; в хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиках – цирконом, рутилом, монацитом, сульфидами, ильменитом, апатитом. В метасоматизированных габбро эндоконтакта акцессорными являются апатит, ильменит, пирит, халькопирит, титанит.

Платиносодержащий пирротин, Fe_{0.75–0.85}S, в виде акцессорных ксеноморфных кристаллов размером до 170 мкм встречен в хлорит-слюдяных роговиках, пронизанных пропиловыми жилами. Часто характеризуется пористой структурой, образует срастания с халькопиритом. Содержание примеси Pt составляет 0.25–0.28 мас. %. Другими характерными примесями (мас. %) являются Ni (0.21–3.35) и Co (0.28–0.55).

Химический состав пород

Массивные хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики имеют близкие содержания большинства породообразующих элементов (табл. 6, рис. 5).

Таблица 6. Содержание породообразующих (мас. %) и примесных (г/т) элементов в породах эндо- и экзоконтакта массива Восточный Бускун

Table 6. Content of rock-forming (wt %) and trace (ppm) elements in endo- and exocontact rocks of Vostochnyi Buskun massif

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | K ₂₃ -108 | 35-9 | 35-7 | 36-2 | 35-1/1 | 35-8 | 35-11 | 36-7 | 35-2 | 35-3 | 35-4 | 35-5 | 35-6 |
| SiO ₂ | 43.6 | 46.2 | 57.7 | 60.5 | 60.7 | 58.3 | 56.4 | 55.7 | 61.8 | 61.6 | 61.9 | 62.7 | 59.8 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.42 | 0.55 | 0.91 | 0.60 | 0.59 | 0.53 | 0.53 | 0.78 | 0.72 | 0.77 | 0.74 | 0.74 |
| Al ₂ O ₃ | 16.4 | 14.1 | 14.1 | 13.5 | 14.7 | 13.6 | 14.5 | 15.2 | 14.2 | 14.7 | 14.8 | 14.6 | 14.8 |
| ΣFe ₂ O ₃ | 7.84 | 5.67 | 11.2 | 10.9 | 3.47 | 4.72 | 4.14 | 6.15 | 8.67 | 7.18 | 8.54 | 7.49 | 8.82 |
| MnO | 0.11 | 0.57 | 0.34 | 0.35 | 0.25 | 0.29 | 0.45 | 0.29 | 0.20 | 0.17 | 0.25 | 0.23 | 0.24 |
| MgO | 15.7 | 2.91 | 5.38 | 5.67 | 1.57 | 2.49 | 2.06 | 3.15 | 4.29 | 3.78 | 4.41 | 3.94 | 4.48 |
| CaO | 10.9 | 17.9 | 6.84 | 3.30 | 11.4 | 13.2 | 16.8 | 12.5 | 1.07 | 1.96 | 1.11 | 2.15 | 2.66 |
| Na ₂ O | 1.64 | 2.25 | 1.94 | 1.66 | 3.06 | 2.63 | 2.24 | 3.84 | 2.31 | 2.73 | 1.71 | 2.47 | 2.21 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.53 | 0.73 | 0.80 | 1.33 | 0.82 | 0.43 | 0.36 | 2.46 | 2.81 | 2.23 | 2.08 | 1.47 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.09 | 0.07 | 0.11 | 0.21 | 0.18 | 0.37 | 0.21 | 0.20 | 0.14 | 0.14 | 0.16 | 0.21 |
| П. п. п. | 3.24 | 8.52 | 1.08 | 1.66 | 2.00 | 3.83 | 2.52 | 2.11 | 3.46 | 3.70 | 3.78 | 2.75 | 3.98 |
| Сумма | 100.5 | 99.3 | 100.0 | 99.4 | 99.3 | 100.5 | 100.4 | 100.1 | 99.4 | 99.5 | 99.6 | 99.4 | 99.5 |
| ГМ/НМ | — | 0.45 | 0.45 | 0.43 | 0.31 | 0.33 | 0.35 | 0.40 | 0.39 | 0.37 | 0.39 | 0.37 | 0.41 |
| ЖМ/FerM | — | 0.43 | 0.78 | 0.78 | 0.24 | 0.35 | 0.31 | 0.41 | 0.59 | 0.48 | 0.57 | 0.50 | 0.58 |
| АМ/АМ | — | 0.30 | 0.25 | 0.22 | 0.24 | 0.23 | 0.26 | 0.27 | 0.23 | 0.24 | 0.24 | 0.23 | 0.25 |
| ФМ/FM | — | 0.20 | 0.29 | 0.28 | 0.09 | 0.13 | 0.12 | 0.17 | 0.21 | 0.18 | 0.21 | 0.19 | 0.23 |
| ТМ/ТМ | — | 0.030 | 0.039 | 0.067 | 0.041 | 0.043 | 0.037 | 0.035 | 0.055 | 0.049 | 0.052 | 0.051 | 0.050 |
| НKM/NKM | — | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.30 | 0.25 | 0.18 | 0.28 | 0.34 | 0.38 | 0.27 | 0.31 | 0.25 |
| ЩМ/AlkM | — | 4.25 | 2.66 | 2.08 | 2.30 | 3.21 | 5.26 | 10.6 | 0.94 | 0.97 | 0.76 | 1.19 | 1.50 |
| Na ₂ O + K ₂ O | — | 2.78 | 2.67 | 2.46 | 4.39 | 3.44 | 2.67 | 4.21 | 4.77 | 5.54 | 3.94 | 4.55 | 3.68 |
| Li | 2.7 | 14 | 24 | — | — | 18.6 | — | — | — | 56 | — | 57 | — |
| Be | 0.29 | 1.04 | 0.73 | — | — | 1.4 | — | — | — | 1.6 | — | 1.6 | — |
| Sc | 27 | 17.4 | 46 | — | — | 29 | — | — | — | 31 | — | 31 | — |
| V | 90 | 36 | 298 | — | — | 104 | — | — | — | 111 | — | 107 | — |
| Cr | 264 | 18.8 | 363 | — | — | 131 | — | — | — | 131 | — | 109 | — |
| Co | 55 | 13.5 | 54 | — | — | 19 | — | — | — | 23 | — | 25 | — |
| Ni | 122 | 32 | 299 | — | — | 86 | — | — | — | 119 | — | 110 | — |
| Cu | 44 | 26 | 102 | — | — | 84 | — | — | — | 52 | — | 33 | — |
| Zn | 51 | 92 | 100 | — | — | 71 | — | — | — | 52 | — | 63 | — |
| Ga | 8.7 | 10.2 | 13.4 | — | — | 9.3 | — | — | — | 11.9 | — | 12.8 | — |
| Rb | 2.8 | 12.2 | 34 | — | — | 28 | — | — | — | 65 | — | 58 | — |
| Sr | 618 | 852 | 547 | — | — | 570 | — | — | — | 345 | — | 337 | — |
| Y | 9.8 | 16.7 | 15 | — | — | 19 | — | — | — | 16.5 | — | 18.8 | — |
| Zr | 37 | 68 | 18.4 | — | — | 79 | — | — | — | 46 | — | 60 | — |
| Nb | 1.6 | 3.8 | 2.8 | — | — | 7 | — | — | — | 6.7 | — | 7.7 | — |
| Ba | 70 | 151 | 336 | — | — | 334 | — | — | — | 736 | — | 528 | — |
| La | 5 | 20 | 20 | — | — | 23 | — | — | — | 28 | — | 21 | — |
| Ce | 10.6 | 28 | 29 | — | — | 43 | — | — | — | 47 | — | 41 | — |
| Pr | 1.4 | 4.3 | 4.1 | — | — | 6.4 | — | — | — | 6.3 | — | 5.8 | — |
| Nd | 5.50 | 14.2 | 13.6 | — | — | 21.0 | — | — | — | 21.0 | — | 20.0 | — |
| Sm | 1.5 | 3.2 | 2.7 | — | — | 4.4 | — | — | — | 4.2 | — | 4.2 | — |
| Eu | 0.6 | 0.71 | 1.50 | — | — | 1.18 | — | — | — | 1.09 | — | 1.00 | — |
| Gd | 1.5 | 2.6 | 2.2 | — | — | 3.4 | — | — | — | 3.3 | — | 3.4 | — |
| Tb | 0.27 | 0.43 | 0.38 | — | — | 0.53 | — | — | — | 0.52 | — | 0.55 | — |
| Dy | 1.5 | 2.2 | 2.0 | — | — | 2.6 | — | — | — | 2.5 | — | 2.7 | — |
| Ho | 0.34 | 0.52 | 0.48 | — | — | 0.58 | — | — | — | 0.56 | — | 0.60 | — |
| Er | 0.87 | 1.6 | 1.6 | — | — | 1.7 | — | — | — | 1.7 | — | 1.8 | — |
| Tm | 0.11 | 0.24 | 0.24 | — | — | 0.27 | — | — | — | 0.23 | — | 0.25 | — |
| Yb | 0.92 | 1.8 | 1.9 | — | — | 1.9 | — | — | — | 1.8 | — | 1.9 | — |
| Lu | 0.11 | 0.25 | 0.25 | — | — | 0.26 | — | — | — | 0.22 | — | 0.23 | — |

Таблица 6. Окончание

Table 6. Ending

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | | | | |
|-----------|----------------------|------|------|------|--------|------|-------|------|------|------|------|------|------|
| | K ₂₃ -108 | 35-9 | 35-7 | 36-2 | 35-1/1 | 35-8 | 35-11 | 36-7 | 35-2 | 35-3 | 35-4 | 35-5 | 35-6 |
| ΣРЗЭ | 30.2 | 80.1 | 80.0 | — | — | 110 | — | — | — | 118 | — | 104 | — |
| Eu/Eu* | 1.22 | 0.75 | 1.88 | — | — | 0.93 | — | — | — | 0.90 | — | 0.81 | — |
| Hf | 0.75 | 1.80 | 0.53 | — | — | 2.10 | — | — | — | 1.16 | — | 1.60 | — |
| Ta | 0.09 | 0.24 | 0.20 | — | — | 0.46 | — | — | — | 0.45 | — | 0.58 | — |
| W | — | 0.33 | 0.04 | — | — | 0.59 | — | — | — | 0.67 | — | 1.10 | — |
| Pb | 6.2 | 5.60 | 9.80 | — | — | 22.0 | — | — | — | 16.1 | — | 18.5 | — |
| Th | 0.43 | 3.80 | 2.60 | — | — | 7.60 | — | — | — | 9.10 | — | 9.80 | — |
| U | 0.10 | 0.75 | 0.46 | — | — | 1.30 | — | — | — | 1.60 | — | 1.50 | — |

Примечание. Обр. K₂₃-108 – неизмененное лейкократовое габбро второй фазы массива Восточный Бускун; 35-9 – метасоматизированное габбро эндоконтакта; 35-7, 36-2 – гиперстеновые роговики; 35-1/1, 8, 11, 36-7 – клинопироксеновые роговики, 35-2, 35-3, 35-4, 35-5, 35-6 – хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики. Прочерк – содержание не определялось. Значения петрохимических модулей рассчитаны по (Юдович, Кетрис, 2000): ГМ – гидролизатный, ЖМ – железный, АМ – алюмокремниевый, ФМ – фемический, ТМ – титановый, НКМ – нормированная щелочность, ЩМ – щелочной. Суммарное железо приведено в форме Fe₂O₃.

Note. Sample K₂₃-108 – unaltered leucocratic gabbro of the Vostochnyi Buskun massif second phase; 35-9 – metasomatized endocontact gabbro; 35-7, 36-2 – *hyp* hornfelses; 35-1/1, 8, 11, 36-7 – *cpx* hornfels, 35-2, 35-3, 35-4, 35-5, 35-6 – *chl ± ms ± bt* hornfels hornfelses. Dash – the content was not determined. The values of petrochemical modules are calculated according to (Yudovich, Ketris, 2000): ГМ – hydrolysat, ЖМ – ferrous, АМ – aluminosilica, ФМ – femic, ТМ – titanium, НКМ – normalized alkalinity, ЩМ – alkaline. Total Fe as Fe₂O₃.

В узкий диапазон содержаний попадают (мас. %): SiO₂ (59.8–62.7), TiO₂ (0.72–0.78), Al₂O₃ (14.2–14.8), Fe₂O₃^t (7.18–8.82), MnO (0.17–0.25), MgO (3.78–4.48), наибольшим разбросом характеризуются CaO (1.07–2.66), Na₂O (1.71–2.73), K₂O (1.47–2.81). Гиперстеновые роговики, наиболее близко расположенные к контакту с габбро, сопоставимы с хлоритовыми и хлорит-слюдяными роговиками по содержанию (мас. %): SiO₂ (57.7–60.5), TiO₂ (0.55–0.91), Al₂O₃ (13.5–14.1), Na₂O (1.66–1.94), имеют пониженные содержания K₂O (0.73–0.8) и повышенные – Fe₂O₃ (10.9–11.2), MnO (0.34–0.35), MgO (5.38–5.67), CaO (3.3–6.84). Клинопироксеновые роговики по составу характеризуются высоким содержанием (мас. %) SiO₂ (55.7–60.7) и одновременно высоким CaO (11.4–16.8). Также по сравнению с хлоритовыми и хлорит-слюдяными роговиками они характеризуются повышенными содержаниями MnO (0.25–0.45), Na₂O (2.24–3.84), более низкими – TiO₂ (0.53–0.6), Fe₂O₃^t (3.47–6.15), MgO (1.57–3.15), K₂O (0.36–1.33) и соизмеримыми – Al₂O₃ (13.6–15.2).

Хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики характеризуются содержанием примесных элементов, находящимся на одном уровне или не превышающим таковое для постархейского глинистого сланца (рис. 6а). Это характерно для всех групп элементов (г/т): сидерофильных (V – 107–111, Cr – 109–131, Co – 23–25), халькофильных (Cu – 33–52, Zn – 52–63, Ga – 11.9–12.8, Pb – 16.1–18.5), крупноионных литофильных (Rb – 58–65, Ba – 528–736, Sr – 337–345), высокозарядных (Nb – 6.7–7.7, Zr – 46–60), редкоземельных (ΣРЗЭ – 104–118), Y (16.5–18.8), Th (9.1–9.8). Исключение составляют более

высокие Sc (31) и Ni (110–119). Спектры распределения РЗЭ характеризуются обогащением легкими элементами относительно тяжелых и наличием слабой отрицательной европиевой аномалии (La_n/Yb_n – 8–11, Eu/Eu* – 0.8–0.9) (рис. 6б).

Клинопироксеновые роговики имеют близкие к хлоритовым и хлорит-слюдяным роговикам содержания (г/т): Sc (29), V (104), Cr (131), Co (19), Y (19), Zr (71), Nb (7), Hf (2.1), Th (7.6), повышенные – Cu (84), Zn (71), Sr (570), пониженные – Ni (86), Ga (9.3), Rb (28), Ba (334) (см. табл. 6, рис. 6а). Содержание и характер распределения РЗЭ клинопироксеновых роговики идентичны таковым для хлоритовых и хлорит-слюдяных роговики (ΣРЗЭ – 110, La_n/Yb_n – 8, Eu/Eu* – 0.9; см. рис. 6б).

Для гиперстеновых роговики отмечается высокое содержание (г/т) сидерофильных (V – 298, Cr – 363, Co – 54, Ni – 299) и халькофильных (Cu – 102, Zn – 100) элементов, а также повышенные концентрации Sr (547) относительно других пород контактового ореола. Для остальных редких элементов характерно более низкое содержание по сравнению с клинопироксеновыми, хлоритовыми и хлорит-слюдяными роговиками (см. табл. 6, рис. 6). Спектры РЗЭ характеризуются фракционированным распределением с Eu-максимумом (La_n/Yb_n – 7, Eu/Eu* – 1.9).

Физико-химические условия контактового метаморфизма

Минеральный состав хлоритовых и хлорит-слюдяных роговики (см. табл. 1) отвечает обычным ассоциациям метапелитов фации мусковитовых роговики и, возможно, низов фации амфибо-

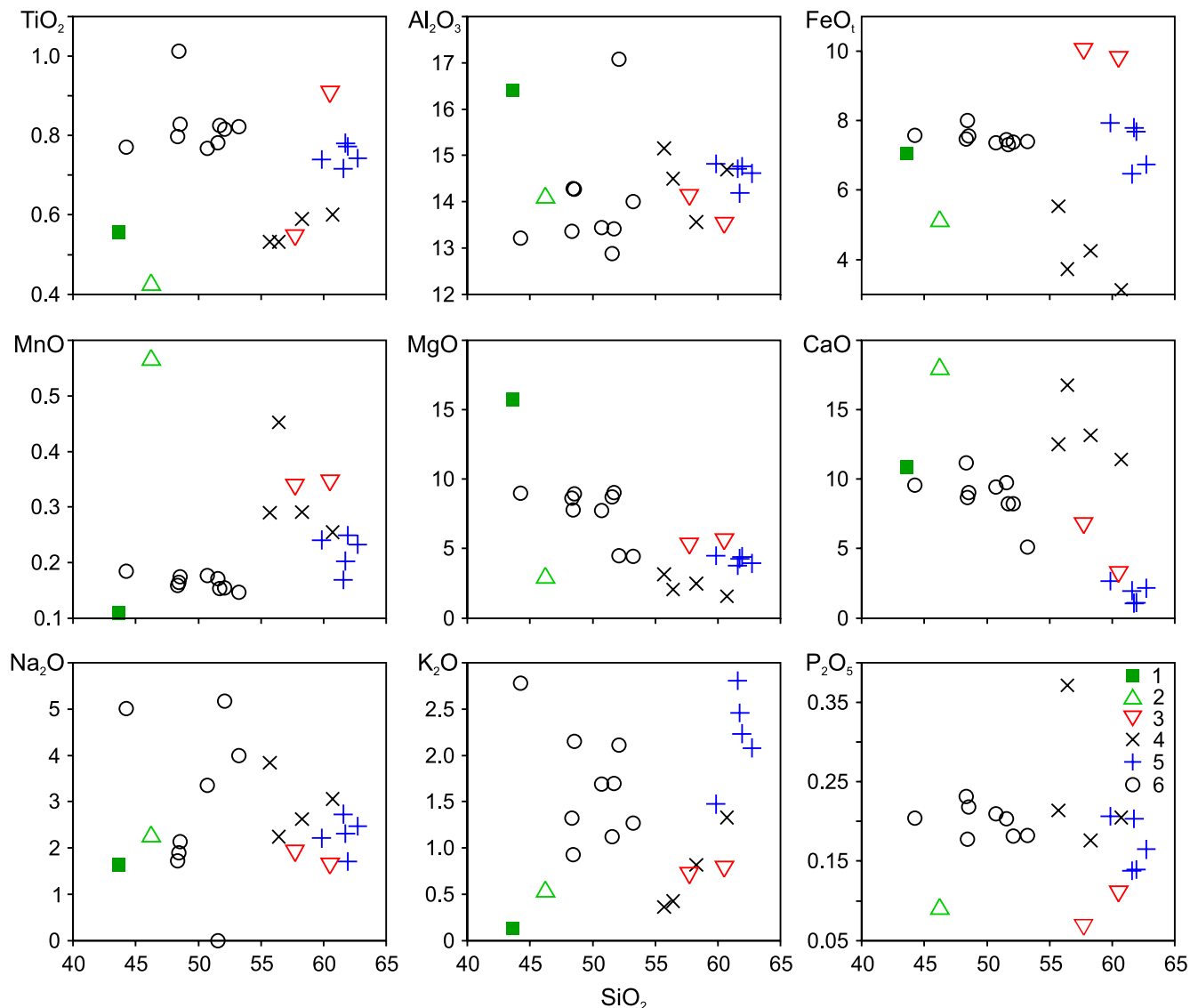


Рис. 5. Вариационные диаграммы Харкера для пород массива Восточный Бускун (1, 2), его контактового ореола (3–5) и неизмененных песчаников зилаирской свиты севера Худолазовской мульды (6).

1 – неизмененное лейкократовое габбро второй фазы массива Восточный Бускун, 2 – метасоматизированное габбро эндо-контакта, 3 – гиперстеновые роговики, 4 – клинопироксеновые роговики, 5 – хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики. Составы песчаников – по (Фазлиахметов, 2021). Суммарное железо пересчитано на FeO.

Fig. 5. Major-element variation diagrams for rocks of the Vostochnyi Buskun massif (1, 2), its contact aureole rocks (3–5) and unaltered sandstones of the Zilair Formation in the north of Khudolaz trough (6).

1 – unaltered leucocratic gabbro of the second phase of the Vostochnyi Buskun massif, 2 – metasomatized gabbro of the endo-contact, 3 – *hyp* hornfels, 4 – *cpx* hornfels, 5 – *chl* ± *ms* ± *bt* hornfels. Sandstones composition after (Fazliakhmetov, 2021). Total Fe as FeO.

ловых роговики (≈ 300 – 600°C) (Ревердатто, 1970). На основе петрографо-минералогического анализа установлено, что метаморфизм проходил в два этапа. Более высокотемпературному отвечает формирование биотита, второму этапу – низкотемпературному – образование хлорита, часто развитого по биотиту. Оценки температур метаморфизма

проводились с помощью биотитового (Wu, Chen, 2015) и хлоритового (Lanari et al., 2014) термометров. Значения давлений приняты как 1–2 кбар, типичные для пород контактового метаморфизма (Ревердатто, 2017). Интервал оценок по биотиту составил 526 – 616°C (табл. 7), по хлориту – 253 – 458°C (табл. 8).

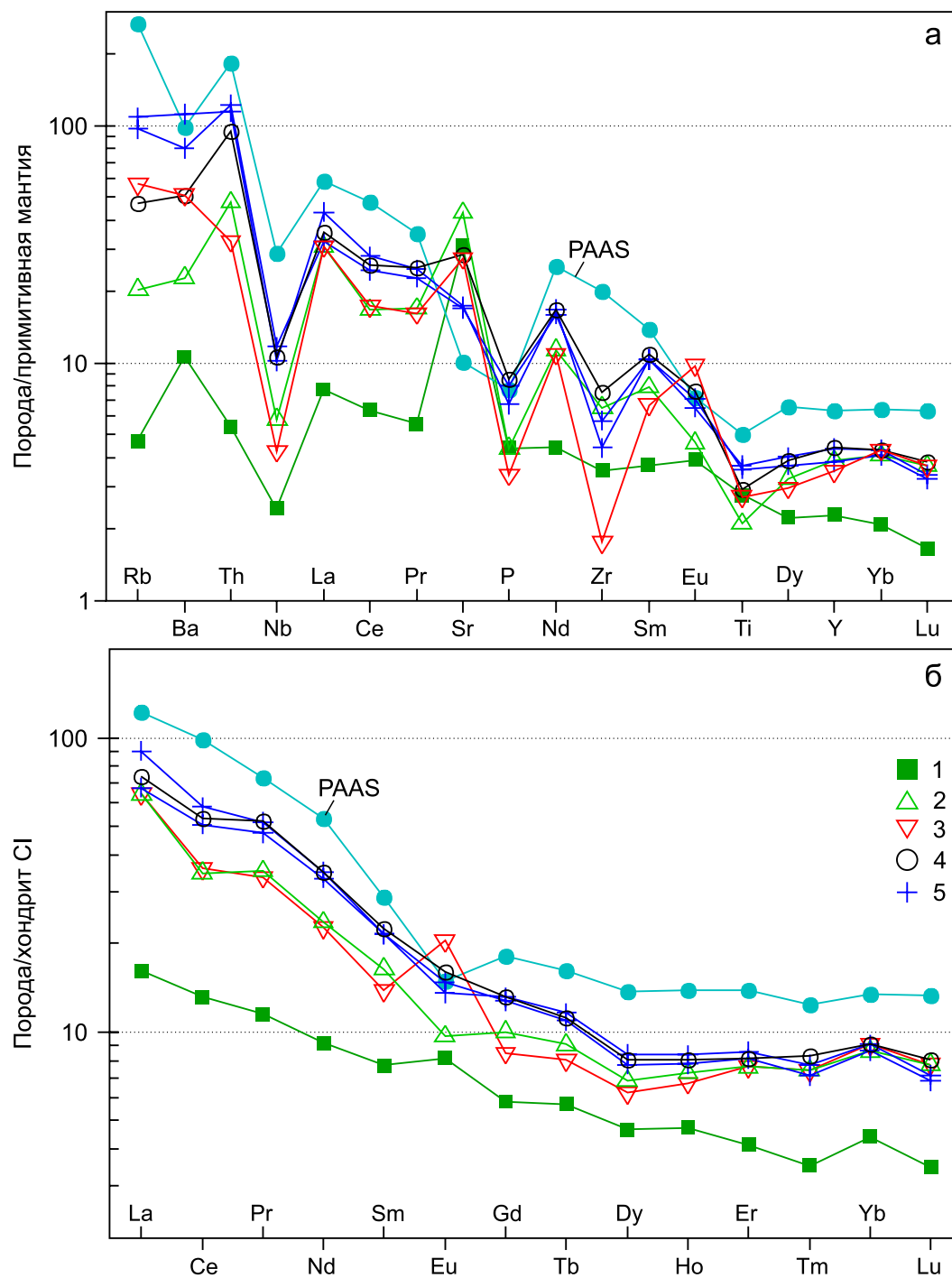


Рис. 6. Мультиэлементные спектры (а) и спектры распределения РЗЭ (б) в породах массива Восточный Бускун (1, 2) и контактового ореола (3–5).

1 – неизмененное лейкократовое габбро второй фазы массива, 2 – метасоматизированное габбро эндоконтакта, 3 – гиперстеновый роговик, 4 – клинопироксеновый роговик, 5 – хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики. PAAS – постархейский глинистый сланец (Taylor, McLennan, 1985). Состав примитивной мантии – по (Sun, McDonough, 1989), хондрита CI – по (Boynton, 1984).

Fig. 6. Primitive mantle-normalized trace element (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) in rocks of the Vostochniy Buskun massif (1, 2) and contact aureole (3–5).

1 – unaltered leucocratic gabbro of the second phase of massif, 2 – metasomatized gabbro of the endocontact, 3 – *hyp* hornfels, 4 – *cpx* hornfels, 5 – *chl* ± *ms* ± *bt* hornfels. PAAS composition after (Taylor, McLennan, 1985). Composition of primitive mantle – after (Sun, McDonough, 1989), CI chondrite – after (Boynton, 1984).

Таблица 7. Оценки температур формирования биотита из пород контактового ореола массива Восточный Бускун по биотитовому геотермометру (Wu, Chen, 2015)

Table 7. The formation temperatures estimates of biotite from contact aureole rocks of Vostochnyi Buskun massif using a Ti-in-bt geothermometer (Wu, Chen, 2015)

| Порода | № обр. | Давление, кбар | T, °C |
|--------------------------------------|--------|----------------|---------|
| Гиперстеновый роговик | 35-7 | 1 | 526–575 |
| | | 2 | 534–584 |
| Хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики | 35-8-2 | 1 | 562–606 |
| | | 2 | 571–616 |
| | 35-5 | 1 | 559–593 |
| | | 2 | 568–602 |

Таблица 8. Оценки температур формирования хлорита из габбро и пород контактового ореола массива Восточный Бускун по хлоритовому геотермометру (Lanari et al., 2014)

Table 8. The formation temperatures estimates of chlorite from contact aureole rocks of Vostochnyi Buskun massif using a geothermometer (Lanari et al., 2014)

| Порода | № обр. | Давление, кбар | T, °C |
|--------------------------------------|--------|----------------|---------|
| Габбро эндоконтакта | 35-9 | 1 | 253–436 |
| | | 2 | 267–452 |
| Клинопироксеновый роговик | 35-8 | 1 | 331–392 |
| | | 2 | 345–408 |
| Хлоритовые и хлорит-слюдаые роговики | 35-2 | 1 | 270–439 |
| | | 2 | 282–458 |
| | 35-3 | 1 | 285–368 |
| | | 2 | 297–385 |
| | 35-4 | 1 | 252–316 |
| | | 2 | 264–331 |
| | 35-6 | 1 | 283–319 |
| | | 2 | 297–332 |

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Протолиты пород контактового ореола и признаки метасоматических процессов

Исследованные роговики приурочены к контактовой зоне сложнопостроенного габброидного массива Восточный Бускун, который в указанной области прорывает осадочные породы зилаирской свиты. Отсутствие реликтовых структур и минералов в приконтактных породах позволяет реконструировать протолит лишь исходя из геохимических данных.

Для изученного разреза экзоконтакта, за исключением приконтактных ортопироксеновых и клинопироксеновых роговиков, в целом отмечается монотонное строение. Экзоконтант сложен роговиками, минеральный ($pl + chl + qz \pm ms \pm bt \pm kfs$) и химический (CaO – 1.07–2.66 мас. %, Al_2O_3 – 14.2–14.8 мас. %) состав которых отвечает метапелитам. По значениям петрохимических модулей изученные хлоритовые роговики классифицируются как нормопсевдосиаллиты (Юдович, Кетрис, 2000), что, с учетом повышенного содержания MgO (>3 мас. %), предполагает в качестве протолита

та вулканогенно-осадочные породы или граувакковые песчаники. Это подтверждается соотношением гидролизатного модуля и суммой щелочей, по которому протолит соответствует терригенным породам (рис. 7), и согласуется с литологическим составом зилаирской свиты.

Расположенные наиболее близко к контакту с габбро гиперстеновые роговики имеют не совсем ясное происхождение в разрезе. По минеральному составу они соответствуют габброидам ($pl + орх + bt \pm \pm qz$). Также породы характеризуются ксеноморфной роговиковой (= мозаичной = гранулитовой) структурой, в которой, однако, сохраняются шлироподобные фрагменты с более крупными идиоморфными лейстами плагиоклаза и призматическими кристаллами ортопироксена, что может указывать на их принадлежность к породам массива, т. е. к эндоконтакту. По значениям петрохимических модулей они классифицируются как псевдосиферлиты (ГМ – 0.45, ЖМ – 0.78, MgO > 3 мас. %, ЩМ – 2.66, см. табл. 6), что позволяет предположить вулканогенно-осадочный или вулканогенный протолит основного состава. По высокому содержанию сидерофильных (Cr, Ni, V) и халькофильных (Cu, Zn) элементов гиперстеновые роговики аналогичны раз-

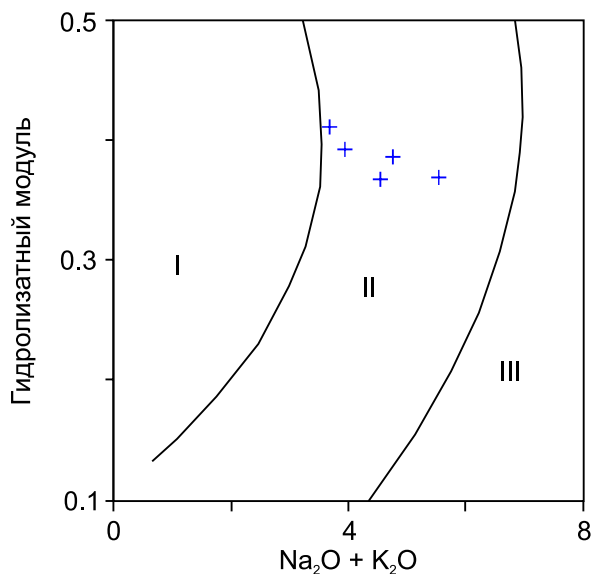


Рис. 7. Состав хлоритовых и хлорит-слюдяных роговиков экзоконтакта массива Восточный Бускун на диаграмме “гидролизатный модуль – сумма щелочей” для определения протолита метаморфических пород (Юдович, Кетрис, 2000).

Обозначения полей: I – карбонатные породы, II – терригенные породы, III – магматические породы.

Fig. 7. Composition of *chl* ± *ms* ± *bt* hornfelses from exocontact of Vostochniy Buskun massif on the diagram “hydrolysat module – total alkali” for determining the metamorphic rocks protolith (Yudovich, Ketris, 2000).

I – carbonate rocks, II – terrigenous rocks, III – igneous rocks.

личным типам базальтоидов (Фролова, Бурикова, 1997; Kelemen et al., 2014). Особенности минерального и химического состава и структуры гиперстеновых роговиков сближают их с беербахитами – основными породами, либо приуроченными к экзоконтактовым зонам мафит-ультрамафитовых массивов, либо самостоятельно слагающими небольшие интрузивные тела (Врублевская и др., 2003; Скляр и др., 2020; Sklyarov et al., 2023). Таким образом, эти породы могут представлять собой как заключную часть массива Восточный Бускун, так и относиться к экзоконтакту с существенным изменением первичного химического состава вследствие контактово-метасоматических процессов.

Клинопироксеновые роговики по химическому составу во многом сходны с хлорит-слюдяными и хлоритовыми роговиками (см. рис. 5, 6), но содержат признаки контактового диффузионного метасоматоза, выраженные в значительно повышенном содержании CaO (Sr) и пониженном K₂O (Rb, Ba). О метасоматической природе пород также свидетельствует повышенная относительно других по-

род разреза железистость клинопироксена, амфибола, хлорита (см. рис. 4).

Еще одна разновидность метасоматических пород представлена поздними инфильтрационными хлорит-альбит-кварцевыми жилами (пропилитами), пронизывающими зону экзоконтакта и маркирующими низкотемпературный этап.

Особенности метаморфического процесса в экзоконтактовой зоне и этапы минералообразования

Распространенные минеральные ассоциации роговиков свидетельствуют о том, что уровень метаморфизма соответствовал условиям не ниже высокотемпературной части фации мусковитовых роговиков ($P = 1\text{--}2$ кбар, $T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$). О более высоких температурах в зоне экзоконтакта может свидетельствовать ортопироксен, который встречается в виде редких реликтовых зерен размером в первые микроны, что, вероятно, указывает на его растворение на регрессивной стадии метаморфизма.

Представленные минеральные ассоциации пород экзоконтакта позволяют выделить два этапа метаморфических (и метасоматических) процессов. Первый этап – высокотемпературный, с ним связано формирование биотитсодержащих роговиков, преимущественно слагающих экзоконтактовую зону, и клинопироксеновых роговиков, которые проявлены вдоль узкой полосы вблизи контакта и, вероятно, являются диффузионными. Второй этап – низкотемпературный, что фиксируется по замещению биотита хлоритом, уменьшению основности плагиоклаза в роговиках и вторичными преобразованиями в габбро эндоконтакта. На данном этапе формировались также хлорит-альбит-кварцевые (пропилитовые) жилы, которые переносили флюид, приводящий к перекристаллизации высокотемпературных ассоциаций. Оценки температуры контактового метаморфизма по хлориту ($252\text{--}472^\circ\text{C}$) и биотиту ($526\text{--}625^\circ\text{C}$) согласуются с минеральными ассоциациями.

Массоперенос главных и рудных элементов

На рис. 8 представлены геохимические спектры, характеризующие общие закономерности распределения главных и примесных элементов в приконтактовых породах. По мере удаления от контакта в экзоконтактовых породах растут содержания TiO₂, Sc, Rb, Pb, Th, Nb, ΣPЗЭ, уменьшаются – MnO, Sr, Cr, Cu, Zn. Примерно на одном уровне в экзоконтактовой зоне сохраняются содержания SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Y. Для клинопироксеновых роговиков отмечаются максимальные концентрации CaO, Na₂O. Максимумы по концентрациям ΣFe₂O₃, MgO, Ni, Cr, Co, Ba и минимумы по P₂O₅, Zr характерны для гиперстеновых роговиков.

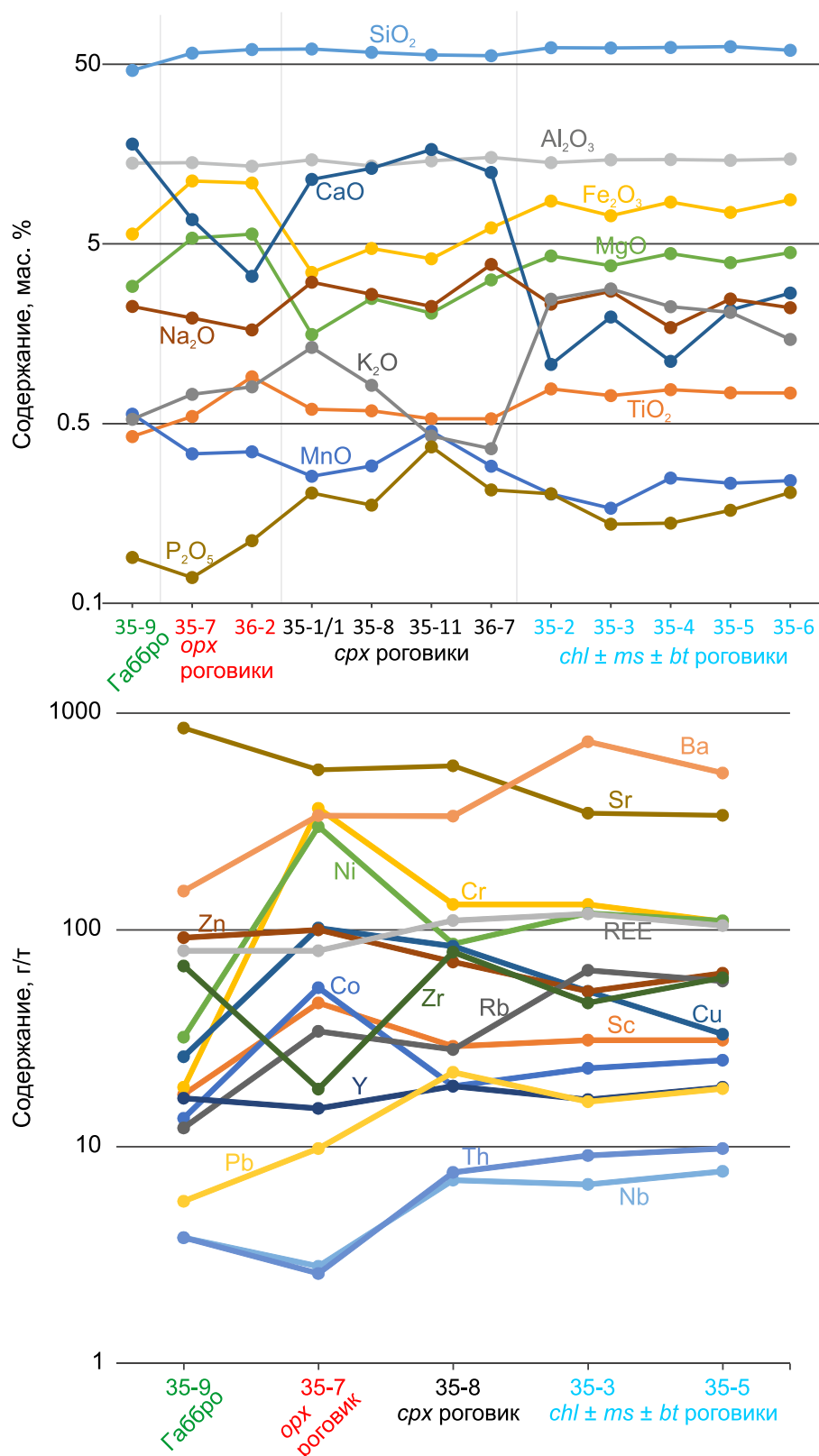


Рис. 8. Изменения химического состава пород контактового ореола массива Восточный Бускун по мере удаления от контакта с габбро.

Fig. 8. Variations in the chemical composition of contact aureole rocks of Vostochnyi Buskun massif with increasing distance from the contact with gabbro.

Наибольшее содержание сидерофильных и халькофильных элементов характерно для гиперстеновых роговиков (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn). Содержание компонентов закономерно уменьшается в сторону отдаления от контакта и также превышает таковое в измененных эндоконтактовых габбро, что указывает относительно высокую подвижность этих элементов при высокотемпературном диффузионном обмене с вмещающей толщей. Осаждение в непосредственной близости от зоны контакта связано с формированием наиболее высокотемпературных породообразующих фаз, а именно – гиперстена и биотита, которые обычно концентрируют данные элементы. Подтверждением этому служит факт, что метасоматизированные эндоконтактовые габбро обеднены сидерофилами и халькофилами по сравнению с неизмененными породами центральной части массива (обр. k23-108), которые могли быть источником вещества. При повторном низкотемпературном метасоматозе Cr, Ni, V перераспределяются в качестве примесей в хлорите. Рудная минерализация в гиперстеновых роговиках представлена ильменитом и сульфидами железа, по которым развивается вторичный гетит. Сульфиды и гетит содержат примеси Co, Ni, Cu.

Результаты детального минералого-геохимического исследования показали, что изученные породы контактового ореола безрудны. Учитывая достаточно интенсивный обменный процесс в приконтактной зоне между габброидами и метатерригенными породами, можно сделать вывод о слабом рудоносном потенциале и самого габбрового массива, по крайней мере, непосредственно под контактовой зоной. Присутствие хлора (до 0.4 мас. %) в амфиболе и апатите в породах эндо- и экзоконтакта свидетельствует о его участии в флюидном массопереносе. Известно, что сульфидные минералы активно растворяются в окисленном флюиде в присутствии хлорид-ионов (Cterar et al., 1978; Lu et al., 2000; Liu, Brenan, 2015). Согласно модели эволюции Pt-Pd-несущей Ni-Cu сульфидной минерализации худолазовского комплекса (Rakhimov et al., 2021), массовая гидротермально-метасоматическая проработка пород и руд привела к частичному растворению и переосаждению рудных элементов как в пределах, так и за пределами массивов. Присутствие аксессуарного Pt-содержащего пирротина в роговиках может свидетельствовать лишь о незначительной сульфидоносности нижележащих габбро.

Геологическая модель становления массива Восточный Бускун и формирования контактовой зоны

По нашим данным, становление массива Восточный Бускун происходило в несколько этапов, а формирование мощного контактового ореола свя-

зано с внедрением водонасыщенных лейкократовых габбро второй фазы. На первом этапе произошло внедрение меланократовых мелкозернистых габбро первой фазы, обедненных летучими компонентами (рис. 9а). Контакт пород первой фазы с вмещающей осадочной толщей мы не наблюдали. На втором этапе произошло внедрение водонасыщенных лейкократовых такситовых габбро, приведших к формированию пород контактового ореола мощностью не менее 20 м. На позднемагматическом этапе проявилась флюидная активизация, образовавшая пегматоидные обособления такситовых лейкогаббро, а также способствовавшая началу диффузионных процессов с формированием небольшой зоны клинопироксеновых роговиков в пределах 0.5 м от контакта. Мощная метасоматическая проработка самих габброидов, по нашему мнению, связана с автометасоматическими процессами, поскольку она не задействует породы вмещающей толщи. Следующий этап (рис. 9б), вероятно, связан с активной тектоникой, фиксируемой по зеркалам скольжения в габброидах и пликативным деформациям в роговиках. На данном этапе произошло внедрение серии порфировых долеритовых даек, рассекающих как породы предшествующих фаз массива, так и вмещающую толщу, и системы разноориентированных инфильтрационных пропиловых жил хлорит-альбит-кварцевого состава. На этом этапе вмещающие породы остались почти не затронутыми метасоматическими процессами, проявленными лишь в небольшом ожелезнении на контакте жил и роговиков, тогда как породы даек сильно метасоматизированы.

ВЫВОДЫ

Представленный материал по детальному минералого-геохимическому изучению контактовой зоны массива Восточный Бускун позволяет сделать следующие принципиальные выводы.

1. Массив Восточный Бускун худолазовского дифференцированного комплекса является композитным (многофазным), непосредственно с вмещающей толщей в зоне наблюдения контактируют такситовые лейкократовые оливин-роговообманковые габбро.

2. В пределах приконтактной зоны выделены три главных типа пород: гиперстеновые роговики (беербахитоподобные породы) и клинопироксеновые роговики, непосредственно контактирующие с лейкократовыми габбро, а также хлоритовые и хлорит-слюдяные роговики, характеризующиеся существенными вариациями химического состава и слагающие большую часть экзоконтакта.

3. Минералогическая зональность и данные термометрии позволяют выделить две стадии формирования приконтактной области: высокотемпературный этап (530–620°C) с формированием

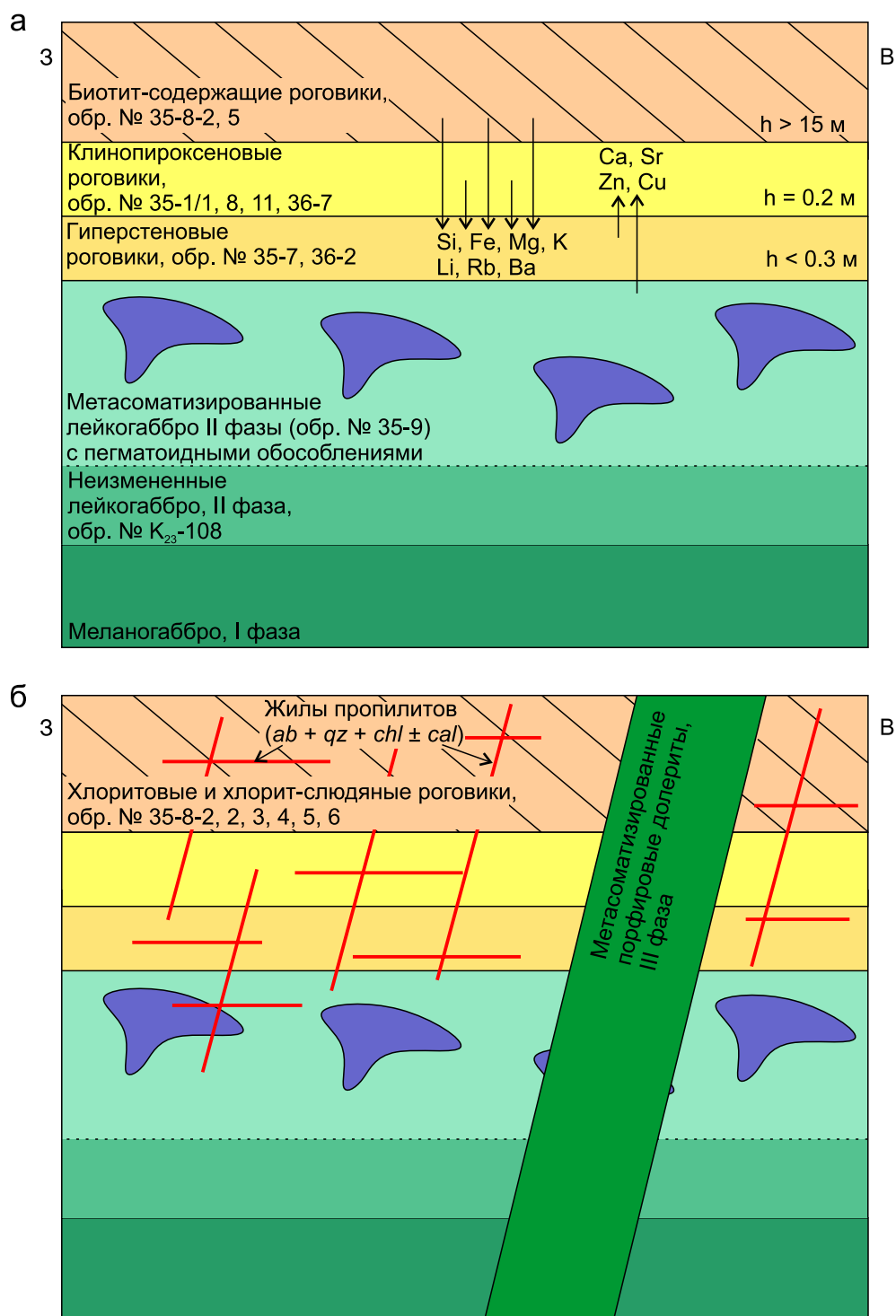


Рис. 9. Принципиальная схема формирования приконтактной зоны массива Восточный Бускун и миграции компонентов в разрезе.

а – высокотемпературный этап, б – низкотемпературный этап. Мощности и размеры геологических тел изображены вне масштаба. h – мощность геологического тела (истинная или видимая); 3 – запад, В – восток. Пунктирными линиями показаны границы зон внутри эндоконтакта.

Fig. 9. Schematic diagram of the formation of the Vostochnyi Buskun massif contact zone and the migration of components in the section.

а – high-temperature stage, б – low-temperature stage. The thicknesses and sizes of geological bodies are shown out of scale. h – thickness of the geological body (true or visible); 3 – west, В – east. The dotted lines show the boundaries inside the endocontact.

гиперстеновых и биотитсодержащих роговиков, пегматоидных обособлений и клинопироксеновых роговиков; низкотемпературный этап (250–460°C), с которым связано внедрение долеритовых даек и кварц-хлорит-альбитовых жил.

4. Особенности массопереноса рудных элементов, в котором участвовал хлорсодержащий флюид, свидетельствуют об отсутствии сульфидных рудных тел под зоной контакта в составе массива Восточный Бускун.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучковский Э.С., Перминов Г.М., Калташов А.П., Караваев И.Н. (1971ф) Оценка никеленосности основных интрузий Худолазовского комплекса. Отчет о результатах работ, проведенных Худолазовской геолого-поисковой партией в северной части Баймакского и южной части Абзелиловского районов БАССР. Уфа: ГосГеолФонд. Т. 1. Инв. № 8235.
- Бучковский Э.С., Перминов Г.М., Крестинин Б.А., Караваев И.Н., Петров Ю.Н. (1974ф) Оценка никеленосности основных интрузий Худолазовского комплекса. Отчет по объекту “Худолазовская синклиналь. Поиски масштаба 1:50 000 сульфидных медно-никелевых руд” в 8 т. Уфа: ГосГеолФонд. Т. 1, 240 с. Инв. № 9028.
- Брулевская Т.Т., Цыганков А.А., Орсов Д.А. (2003) Контактково-реакционные процессы в Нюрундуканском ультрамафит-мафитовом массиве (Северное Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **44**(3), 207-223.
- Горячев Н.А. (2003) Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 143 с.
- Захарова А.А. (1982ф) Петрология и металлогения раннекаменноугольной габбро-плагиогранитной формации на восточном склоне Ю. Урала (худолазовский комплекс). Научный отчет по теме “Условия формирования и метаморфизм магматогенных комплексов Южного Урала” в 3 т. Уфа: ИГ БФ АН СССР. Т. 1, 429 с. Инв. № 10913.
- Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
- Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. (1992) (Ред. Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен). Новосибирск: ОИГГМ, 205 с.
- Кокшина Л.В. (2013) Постдиагенетические преобразования петрокластических граувакк (на примере среднего палеозоя Южного Урала и юга Западной Сибири). Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 23 с.
- Малюкова Н.Н. (2018) Распределение редкоземельной минерализации по типам руд на разведочных горизонтах месторождения Кутессай-П. *Международ. науч.-исслед. журн.*, **6-1**(72), 97-104. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2018.72.6.019>
- Мухеев Е.И., Рахимов И.Р., Шапаренко Е.О., Сорока Е.И. (2025) Метасоматоз и РЗЭ-минерализация осадочных пород зилаирской свиты в зоне экзоконтакта габбрового массива худолазовского комплекса (Чебаркульская площадь, Южный Урал). *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **336**(1), 123-138. <https://doi.org/10.18799/24131830/2025/1/4584>
- Монтин С.А., Левина Н.Б., Батрак И.Е. и др. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Изд-е второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX – Сибай. Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 218 с. + 14 вкл. (МПР России, Федеральное агентство по недропользованию, Управление по недропользованию по Челябинской области, ФГУНПП “Аэрогеология”).
- Рахимов И.Р., Анкушева Н.Н., Холоднов В.В. (2020) Со-Рd-Ag и Th-REE минерализация вмещающих пород экзоконтактовой зоны массива Ташлы-Тау Худолазовского комплекса (Южный Урал): условия образования и источники вещества. *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **331**(8), 77-91. <https://doi.org/10.18799/24131830/2020/7/2770>
- Рахимов И.Р., Васильев А.М., Самигуллин А.А. (2024) Условия образования золоторудного проявления Билян-Тау (Худолазовская мульда, Южный Урал). *Вестник Воронежск. гос. ун-та. Сер.: Геол.*, (3), 21-31. <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/3/21-31>
- Ревердатто В.В. (1970) Фации контактового метаморфизма. (Ред. В.С. Соболев). М.: Недра, 272 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шепелев В.С., Колобов В.Ю. (2017) Природа и модели метаморфизма. (Отв. ред. Н.В. Соболев). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 331 с.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. (1984) Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 112 с.
- Семёнов И.В., Яковлева О.М. (1994) Роговики юго-восточного обрамления габбрового массива горы Кумба – апогаббровые бластокатаклазиты или экзоконтактовые аповулканогенные образования? *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 141, 29-34.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. (2020) Региональный и контактовый метаморфизм и автометаморфизм Ольховского террейна, Западное Прибайкалье. *Петрология*, **28**(1), 55-71. <https://doi.org/10.31857/S0869590320010057>
- Фазлиахметов А.М. (2021) Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 3. Краткая геохимическая характеристика. *Геол. вестник*, (2), 83-105. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2021-2-7>
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Цабадзе Дж.Э., Гуфранов Р.А., Александров Ю.А., Цабадзе Г.А., Жариков В.Г., Марченко Т.А., Кавыева М.Х. (1984ф) Геологическое строение Сибайского рудного района. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1:50 000 Сибайской площади (планшеты N-40-106-В-в, г; N-40-118-А; N-40-118-В; N-40-130-А-а, б) за 1980–1984 гг. в 5 т. Уфа. Т. 1, 271 с. Инв. № 11504.
- Чашин В.В. (2007) Минеральные парагенезисы и условия образования роговиков зоны экзоконтакта Хи-

- бинского щелочного плутона (Кольский полуостров, Россия). *Геохимия*, (1), 19-37.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Barton M.D., Ilchik R.P., Marikos M.A. (1991) Ch. 7. Metasomatism. *Contact metamorphism*. (Eds D.M. Kerrick). Berlin, Boston: De Gruyter, 321-350. <https://doi.org/10.1515/9781501509612-010>
- Boynnton W.V. (1984) Cosmochemistry of Rare Earth Elements: meteorite studies. (Ed. P. Henderson). *Rare Earth Element Geochemistry*, N. Y.: Elsevier, 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Bucher K. (2023) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 467 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-12595-9>
- Crerar D.A., Susak N.J., Borcsik M., Schwartz S. (1978) Solubility of the buffer assemblage pyrite + pyrrhotite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**(9), 1427-1437. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90048-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90048-0)
- Dasgupta S., Bhowmik S.K. (2021) Types of Metamorphism. *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed. (Eds D. Alderton, S.A. Ellias). L.: Academic Press, 354-365. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00114-4>
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. (2014) One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry (Second Ed.)*. (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier, 749-806. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5>
- Kitsault Molybdenum Project. British Columbia, Canada. NI 43-101 Technical Report on Feasibility Study. (2010) (Prepared by: G. Christie, G. Kulla, R. Ulansky, T. Lipiec, P. Healy, M. Levy, B. Borntraeger). Project No.: 165003, 208 p.
- Lanari P., Wagner T., Vidal O. (2014) A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: applications to P-T sections and geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 968. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8>
- Liu Y., Brenan J. (2015) Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (MSS), intermediate solid solution (ISS) and sulfide liquid at controlled fO₂-fS₂ conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **159**, 139-161. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.021>
- Lu Z.Y., Jeffrey M.I., Zhu Y., Lawson F. (2000) Studies of pentlandite leaching in mixed oxygenated acidic chloride-sulfate solutions. *Hydrometallurgy*, **56**(1), 63-74. [https://doi.org/10.1016/S0304-386X\(00\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0304-386X(00)00067-0)
- Rakhimov I.R., Ankusheva N.N., Samigullin A.A., Shanina S.N. (2023) Origin and Evolution of Ore-Forming Fluids at the Small-Sized Gold Deposits in the Khudolaz Area, Southern Urals. *Minerals*, **13**(6), 781. <https://doi.org/10.3390/min13060781>
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104411>
- Simakov S.K., Dolivo-Dobrovolsky D.V. (2009) PT Quick: the Program for Estimation of Equilibrium Parameters for Mineral Assemblages Using Methods of Classical Geothermobarometry.
- Sklyarov E.V., Kargopolov S.A., Lavrenchuk A.V., Pushkarev E.V., Semenova D.V. (2023) Geology, Petrology, and Mineralogy of Hornfels-like Rocks (Beerbachite) in the Early Paleozoic Olkhon Collisional Orogen (West Baikal Area, Russia). *Minerals*, **13**(11), 1370. <https://doi.org/10.3390/min13111370>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Oxford, UK; Blackwell, 349 p. <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Warr L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Winter J.D. (2014) Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Pearson: London, UK, 745 p.
- Wu C.M., Chen H.X. (2015) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Sci. Bull.*, **60**(1), 116-121. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, **9**, 51-56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- Zou C. (2013) Chapter 8 – Oil and Gas in Metamorphic Reservoirs. *Unconventional Petroleum Geology*. (Ed. C. Zou). Elsevier, 275-305. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-397162-3.00008-6>

REFERENCES

- hornfels in the outer contact zone of the Khibina Massif, Kola Peninsula, Russia. *Geochem. Int.*, **45**(1), 15-31 (translated from *Geokhimiya*, (1), 19-37). <https://doi.org/10.1134/S0016702907010028>
- Classification and nomenclature of metamorphic rocks. Reference manual. (1992) (Eds N.L. Dobretsov, O.A. Bogatkov, O.M. Rosen). Novosibirsk, OIGGM Publ., 205 p. (In Russ.)
- Crerar D.A., Susak N.J., Borsik M., Schwartz S. (1978) Solubility of the buffer assemblage pyrite + pyrrhotite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**(9), 1427-1437. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90048-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90048-0)
- Dasgupta S., Bhowmik S.K. (2021) Types of Metamorphism. *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed. (Eds D. Alderton, S.A. Ellias). London, Academic Press, 354-365. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00114-4>
- Fazliakhmetov A.M. (2021) Frasnian greywackes of the Khudolaz Syncline. Message 3. Brief description of geochemistry. *Geol. Vestnik*, (2), 83-105. (In Russ.) <https://doi.org/0.31084/2619-0087/2021-2-7>
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geotectonic settings: Tutorial. Moscow, MGU Publ., 320 p. (In Russ.)
- Goryachev N.A. (1998) Geology of Mesozoic Gold Quartz Vein Belts in Northeastern Asia. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 210 p. (In Russ.)
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. (2014) One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry (Second Ed.)*. (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier, 749-806. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5>
- Kitsault Molybdenum Project. British Columbia, Canada. NI 43-101 Technical Report on Feasibility Study. (2010) (Prepared by: G. Christie, G. Kulla, R. Ulansky, T. Lipiec, P. Healy, M. Levy, B. Borntraeger). Project No.: 165003, 208 p.
- Kokshina L.V. (2013) Postdiagenetic transformations of petroclastic graywackes (on the example of the Middle Paleozoic of the Southern Urals and the south of Western Siberia). Abstr. of Cand. Geol.-Min. Sci. Ekaterinburg, 23 p. (In Russ.)
- Lanari P., Wagner T., Vidal O. (2014) A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: applications to $P-T$ sections and geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 968. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8>
- Liu Y., Brennan J. (2015) Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (MSS), intermediate solid solution (ISS) and sulfide liquid at controlled fO_2-fS_2 conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **159**, 139-161. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.021>
- Lu Z.Y., Jeffrey M.I., Zhu Y., Lawson F. (2000) Studies of pentlandite leaching in mixed oxygenated acidic chloride-sulfate solutions. *Hydrometallurgy*, **56**(1), 63-74. [https://doi.org/10.1016/S0304-386X\(00\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0304-386X(00)00067-0)
- Malyukova N.N. (2018) Rare-earth mineralization distribution by ore types at exploration horizons of Kutesai-II deposit. *Mezhdunar. Nauchno-Issledov. Zhurnal*, **6-1**(72), 97-104. (In Russ.) <https://doi.org/10.23670/IRJ.2018.72.6.019>
- Mikheev E.I., Rakhimov I.R., Shaparenko E.O., Soroka E.I. (2025) Metasomatism and REE mineralization of the Zilair Formation sedimentary rocks in the Khudolaz complex gabbro massif exocontact zone (Chebarkul area, Southern Urals). *Izv. Tomsk. Politekhn. Universiteta. Inginierring Georesursov*, **336**(1), 123-138. (In Russ.) <https://doi.org/10.18799/24131830/2025/1/4584>
- Montin S.A., Levina N.B., Batrak I.E. et al. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XXIX – Sibay. Explanatory note. Moscow, MF VSEGEI Publ., 218 p. + 14 incl. (Ministry of Natural Resources of Russia, Federal Agency for Subsoil Use, Subsoil Use Administration for the Chelyabinsk Region, FSUE “Aerogeology”). (In Russ.)
- Rakhimov I.R., Ankusheva N.N., Kholodnov V.V. (2020) Co-Pd-Ag and Th-REE mineralization of host rocks from the exocontact zone of Tashly-Tau massif, Khudolaz complex (South Urals): ore sources and fluid inclusions data. *Izv. Tomsk. Politekhn. Universiteta. Inginierring Georesursov*, **331**(8), 77-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.18799/24131830/2020/7/2770>
- Rakhimov I.R., Ankusheva N.N., Samigullin A.A., Shaniina S.N. (2023) Origin and Evolution of Ore-Forming Fluids at the Small-Sized Gold Deposits in the Khudolaz Area, Southern Urals. *Minerals*, **13**(6), 781. <https://doi.org/10.3390/min13060781>
- Rakhimov I.R., Vasil'ev A.M., Samigullin A.A. (2024) Formation of the Bilyan-Tau gold ore occurrence (Khudolaz trough, Southern Urals). *Proceedings of Voronezh State University. Ser.: Geology*, (3), 21-31. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/3/21-31>
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104411>
- Reverdatto V.V. (1970) Facies of contact metamorphism. (Ed. V.S. Sobolev). Moscow, Nedra Publ., 272 p. (In Russ.)
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyanskii O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2017) The nature and models of metamorphism. (Ed. N.V. Sobolev). Novosibirsk, Publishing House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 331 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. (1984) Magmatism and mineralization of the early consolidation zone of the Magnitogorsk eugeosyncline. Ufa, BFAN SSSR Publ., 112 p. (In Russ.)
- Semenov I.V., Yakovleva O.M. (1994) Hornfelses of the southeastern framing of the gabbro massif of Mount Kumba – apo-gabbro blastocataclases or exocontact apo-volcanogenic formations? *Tr. IGG UB RAS*, vyp. 141, 29-34. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. (2001) Fracture tectonics and ore content of the Bashkir Trans-Urals. Ufa, Poligrafkombinat Publ., 318 p. (In Russ.)
- Simakov S.K., Dolivo-Dobrovolsky D.V. (2009) *PT Quick: the Program for Estimation of Equilibrium Parameters for Mineral Assemblages Using Methods of Classical Geothermobarometry*.
- Sklyarov E.V., Kargopolov S.A., Lavrenchuk A.V., Pushkarev E.V., Semenova D.V. (2023) Geology, Petrology,

- and Mineralogy of Hornfels-like Rocks (Beerbachite) in the Early Paleozoic Olkhon Collisional Orogen (West Baikal Area, Russia). *Minerals*, **13**(11), 1370. <https://doi.org/10.3390/min13111370>
- Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kotov A.B., Mazukabzov A.M., Starikova A.E. (2020) Regional, Contact Metamorphism, and Autometamorphism of the Olkhon Terrane (West Baikal Area). *Petrology*, **28**, 47-61 (translated from *Petrologiya*, **28**(1), 55-71). <https://doi.org/10.1134/S0869591120010051>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Oxford, UK; Blackwell, 349 p. <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Tsabadze Dzh.E., Gufranov R.A., Aleksandrov Yu.A., Tsabadze G.A., Zharikov V.G., Marchenko T.A., Kavyeva M.Kh. (1984f) Geological structure of the Sibay ore region. Report on additional geological study at a scale of 1:50,000 of the Sibay area (tablets N-40-106-B-v, g; N-40-118-A; N-40-118-B; N-40-130-A-a, b) for 1980–1984 in 5 volumes. Ufa, V. 1, 271 p. (In Russ.)
- Vrublevskaya T.T., Tsygankov A.A., Orsoev D.A. (2003) Contact processes in the Nyurundukan ultramafic-mafic massif (northern Baikal region). *Russ. Geol. Geophys.*, **44**(3), 205-223 (translated from *Geol. Geofiz.*, **44**(3), 207-223).
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Winter J.D. (2014) Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Pearson: London, UK, 745 p.
- Wu C.M., Chen H.X. (2015) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Sci. Bull.*, **60**(1), 116-121. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of Lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Zakharova A.A. (1982f) Petrology and metallogeny of the Early Carboniferous gabbro-plagiogranite formation on the eastern slope of the Southern Urals (Khudolazovsky complex). Scientific report on the topic “Conditions of formation and metamorphism of igneous complexes of the Southern Urals” in 3 volumes. Ufa, IG BF AN SSSR Publ. V. 1, 429 p. (In Russ.)
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, **9**, 51-56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- Znamenskii S.E. (2009) Structural conditions for the formation of collisional gold deposits on the eastern slope of the Southern Urals. Ufa, Gilem Publ., 348 p. (In Russ.)
- Zou C. (2013) Chapter 8 – Oil and Gas in Metamorphic Reservoirs. *Unconventional Petroleum Geology*. (Ed. C. Zou). Elsevier, 275-305. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-397162-3.00008-6>

УДК 552.48

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1324-1349

Амфиболиты Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (Полярный Урал)

К. А. Дугушкина, А. Е. Богомолова, П. Б. Ширяев, Н. Н. Фаррахова

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: dugushkina.kseniya@mail.ru

Поступила в редакцию 10.07.2024 г., принята к печати 03.04.2025 г.

Объект исследования. Изучены вещественный состав, условия образования и возраст амфиболитов Центральной зоны метаморфизма (ЦЗМ) массива Рай-Из. **Материалы и методы.** Микрозондовые исследования минералов велись на микроанализаторе Cameca-SX100, содержание петрогенных элементов определялось методом РФА на рентгеновском многоканальном спектрометре CPM-35, РЗЭ – на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводилось в ИГМ СО РАН по методике А.В. Травина с соавторами. **Результаты.** Изучена петрография, геохимия амфиболитов ЦЗМ массива Рай-Из, установлены параметры их метаморфизма и определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст. Выделены два типа амфиболитов: гранатовые амфиболиты, эпидот-гранатовые амфиболиты, а также клинопироксен-амфиболовые и амфибол-флогопит-гранатовые породы. Основными минералами изученных амфиболитов являются амфибол и гранат. Амфибол соответствует эдениту, паргаситу и ферропаргаситу. В некоторых индивидах амфибола установлена химическая зональность, проявляющаяся в обеднении краевых частей зерен Al_2O_3 , FeO относительно центральных, при этом содержание MgO увеличивается от центра к краю. Гранаты из гранатовых и эпидот-гранатовых амфиболитов имеют альмандин-гроссуляровый состав с содержанием пиропового (3–16%) и спессартинового (3–13%) компонентов; в амфибол-флогопит-гранатовых породах гранат имеет альмандин-пироповый состав. В гранате установлена химическая зональность – от центра к краю зерен повышается содержание FeO и снижается – MnO. Определен возраст амфиболитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (405.2 ± 5.4 млн лет), что соответствует нижнему девону. Усредненные параметры образования амфиболсодержащих пород соответствуют $P = 6\text{--}13$ кбар, $T = 430\text{--}860^\circ\text{C}$ и отвечают границе амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и границе амфиболитовой и гранулитовой фаций. Спектры РЗЭ в изученных породах, нормированные относительно хондрита, показывают преобладание тяжелых лантаноидов над легкими. Характер распределения РЗЭ близок к базальтам N-MORB. Можно сделать вывод, что рассмотренные породы сформировались на границе раннего и среднего девона, что связано с региональным метаморфизмом в условиях начинающейся коллизии.

Ключевые слова: метаморфизм, амфиболиты, массив Рай-Из, Полярный Урал, хромитовосность, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3

Amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif (Polar Urals)

Kseniia A. Dugushkina, Anna E. Bogomolova, Pavel B. Shiryaev, Nadezhda N. Farrakhova

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

Received 10.07.2024, accepted 03.04.2025

Research subject. The material composition, formation conditions, and age of amphibolites of the Central zone of metamorphism (CZM) of the Rai-Iz massif. **Materials and methods.** Microprobe studies of minerals were conducted using a Cameca-SX100 microanalyzer; the content of petrogenic elements was determined by an X-ray multichannel spectrometer CPM-35; the REE content was determined by a mass spectrometer with inductively coupled plasma NexION

Для цитирования: Дугушкина К.А., Богомолова А.Е., Ширяев П.Б., Фаррахова Н.Н. (2025) Амфиболиты Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (Полярный Урал). *Литосфера*, **25**(6), 1324–1349. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1324-1349>. EDN: PJMPDV

For citation: Dugushkina K.A., Bogomolova A.E., Shiryaev P.B., Farrakhova N.N. (2025) Amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif (Polar Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1324–1349. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1324-1349>. EDN: PJMPDV

© К.А. Дугушкина, А.Е. Богомолова, П.Б. Ширяев, Н.Н. Фаррахова, 2025

300S in the Collective Use Center “Geoanalitik”, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was carried out at the Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences according to A.V. Travin’s method. *Results.* The petrography and geochemistry of the amphibolites of the CZM Rai-Iz massif were studied; the parameters of their metamorphism were established, and the age of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ was determined. Two types of amphibolites were identified: garnet amphibolites, epidote-garnet amphibolites, and clinopyroxene-amphibole and amphibole-phlogopite-garnet rocks. The main minerals were found to be amphibole and garnet. Amphibole corresponds to edenite, pargasite, and ferropargasite. In some amphibole samples, chemical zonation was established, manifested in the depletion of the marginal parts of Al_2O_3 and FeO grains relative to the central ones, while the MgO content increased from the center to the edge. Garnets from garnet and epidote-garnet amphibolites exhibited an almandine-grossular composition with pyrope (3–16%) and spessartine (3–13%) components; in amphibole-phlogopite-garnet rocks, garnet demonstrated an almandine–pyrope composition. In the pomegranate, the following chemical zonation was established: the FeO content increases from the center to the edge of the grains, while the MnO content decreases. The age of amphibolites determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method (405.2 ± 5.4 Ma) corresponds to the Lower Devonian. The averaged formation parameters of amphibole-bearing rocks correspond to $P = 6\text{--}13$ kbar, $T = 430\text{--}860^\circ\text{C}$, and to the boundary of amphibolite and greenschist facies and the boundary of amphibolite and granulite facies. REE spectra in the studied rocks, normalized relative to chondrite, showed the predominance of heavy lanthanides over light ones. The character of REE distribution is close to N-MORB basalts. *Conclusion.* The studied rocks formed at the boundary of the early and middle Devonian. Their formation was associated with regional metamorphism in the conditions of the onset of collision.

Keywords: metamorphism, amphibolites, Rai-Iz massif, Polar Urals, chromite content, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. 123011800014-3)

ВВЕДЕНИЕ

Массив Рай-Из расположен к северу от полярного круга, в 64 км к северо-западу от г. Салехард. Рай-Из совместно с другими офиолитовыми массивами Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский и Сыум-Кей) образуют цепочку, которая трассирует зону Главного Уральского разлома (ГУР). По зоне ГУР Рай-Из надвинут на докембрийские комплексы Харбейско-Марункеуской СФЗ (Государственная..., 2013). Ультрабазиты массива Рай-Из вмещают разведанные и эксплуатируемые месторождения высокохромистых хромовых руд – Западное, № 214, Центральное.

Многими современными исследователями тектоники и петрологии Полярного Урала (Строев..., 2006; Шмелев, 2011; Вахрушева и др., 2017; и др.) офиолиты массива Рай-Из рассматриваются как крупный фрагмент коры и литосферы океанического типа, сформированный в задуговых и междуговых окраинных областях в надсубдукционной обстановке.

Ультрабазитовая часть разреза представлена породами Райизско-Войкарского дунит-гарцбургитового комплекса, преобразованными в результате метаморфизма в ряд равновесных ассоциаций, формирующих зональность массива (рис. 1) (Строев..., 1990; Вахрушева и др., 2017). В южной части массива ультрабазиты контактируют с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса и габбро-амфиболитами.

Изотопный возраст пород метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса массива Рай-Из,

определенный Sm-Nd изохронным методом, составляет 409 ± 26 млн лет (Ронкин и др., 2000). Близкие абсолютные значения U-Pb возраста определены по цирконам из амфиболовых (398 ± 3 млн лет) и корундовых (404.4 ± 2.8 млн лет) жильных плагиоклазитов (Вахрушева и др., 2016). Для последних также получена альтернативная U-Pb датировка 383 ± 2 млн лет (Meng et al., 2018). Авторы работ (Ронкин и др., 2000; Вахрушева и др., 2016) соотносят выполненные ими датировки с возрастом метаморфизма ультрамафитов большей части массива Рай-Из, под действием которого происходили хромовое оруденение высокохромистого типа и обособление жильной серии существенно плагиоклазовых пород с корундовой (рубиновой) минерализацией (Вахрушева и др., 2016). В отношении генезиса последних существует множество гипотез, в частности метасоматическая (Meng et al., 2018; и др.).

Первое исследование метаморфизма пород массива было выполнено 1932 г. А.Н. Заварицким (1932), описавшим энстатит-оливиновые породы, саггандиты и гранатовые амфиболиты, локализованные в пределах протяженной субширотной полосы в центральной части Рай-Иза. Единого наименования в литературе эта полоса не получила и в настоящей статье, по аналогии с работой (Вахрушева и др., 2017) мы будем называть ее Центральной зоной метаморфизма (ЦЗМ).

Исследованием метаморфизма массива занимались Е.П. Царицын, Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин, Н.В. Вахрушева, затронут этот вопрос в работах Н.Л. Добрецова с соавторами, С.В. Щербако-

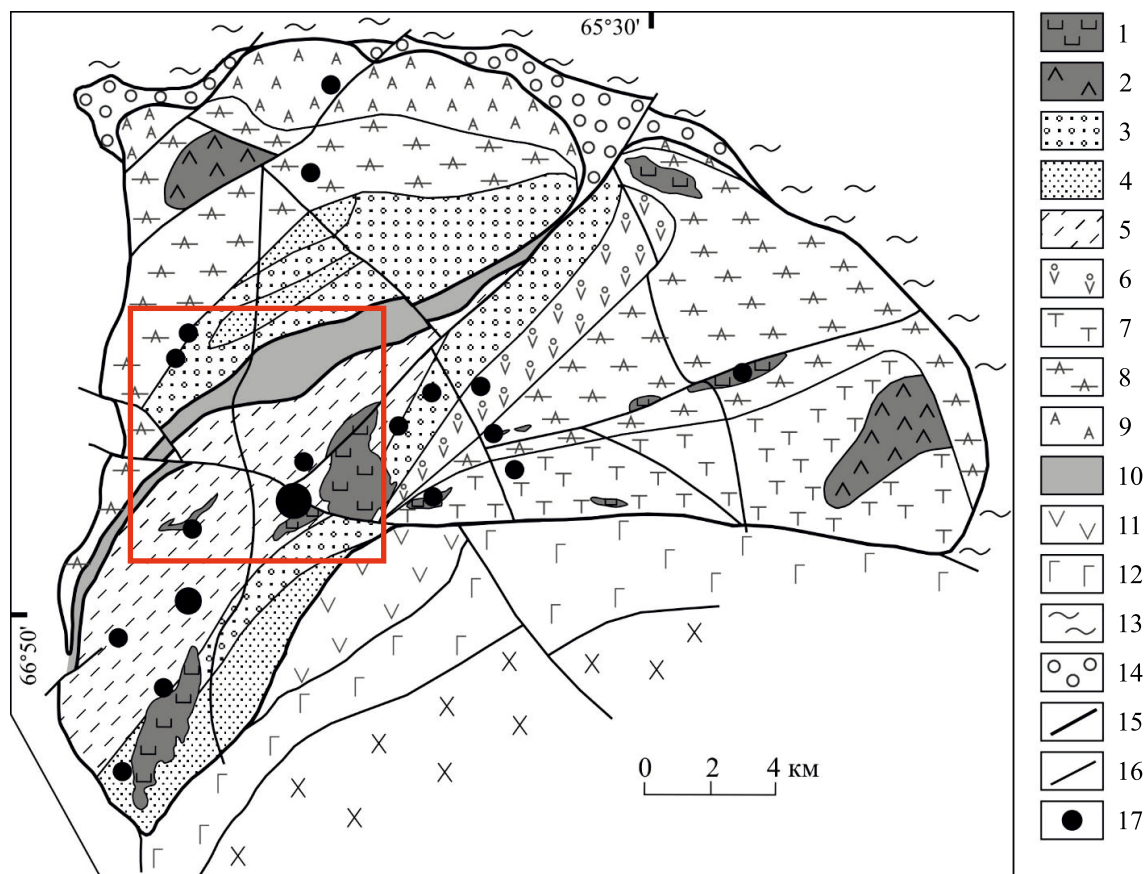


Рис. 1. Схема метаморфической зональности массива Рай-Из (Вахрушева и др., 2017).

1 – дунит; 2 – гарцбургит; 3–9 – метаморфические ассоциации: 3 – энстатит-оливиновая, амфибол-энстатит-оливиновая порода, 4 – амфибол-энстатит-оливиновая порода с реликтами гарцбургита, 5 – амфибол-энстатит-оливиновая порода с линейными зонами рекристаллизации, 6 – амфибол-оливиновая порода, 7 – тальк-амфибол-оливиновая порода, 8 – оливин-антигоритовая, амфибол-оливин-антигоритовая порода, 9 – антигоритовый серпентинит; 10 – Центральная зона метаморфизма; 11 – дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 12 – габбро; 13 – филлитовидные сланцы нижнего палеозоя (орангская свита); 14 – зона меланжа; 15, 16 – разрывные нарушения: 15 – 1-го порядка, 16 – 2-го порядка; 17 – месторождения и рудопроявления хромититов; 18 – контуры рис. 3.

Fig. 1. Scheme of metamorphic zonation of the Rai-Iz massif (Vakhrusheva et al., 2017).

1 – dunite; 2 – harzburgite; 3–9 – metamorphic associations: 3 – enstatite-olivine, amphibole-enstatite-olivine rock, 4 – amphibole-enstatite-olivine rock with relics of harzburgite, 5 – amphibole-enstatite-olivine rock with linear recrystallization zones, 6 – amphibole-olivine rock, 7 – talc-amphibole-olivine rock, 8 – olivine-antigorite, amphibole-olivine-antigorite rock, 9 – antigorite serpentinite; 10 – Central zone of metamorphism; 11 – dunite-verlite-pyroxenite-gabbro complex; 12 – gabbro; 13 – phyllite shales of the Lower Paleozoic (Orang Formation); 14 – melange zone; 15, 16 – discontinuities: 15 – 1st order, 16 – 2nd order; 17 – chromitite deposits and ore occurrence; 18 – contours of Fig. 3.

вой (Добрецов и др., 1977; Строение..., 1990; Вахрушева и др., 2017; и др.). Помимо всестороннего изучения метаморфических ассоциаций массива в целом и его метаморфической зональности в частности авторами рассматривались минералогия (на уровне оптической диагностики) и петрография разнообразных пород, локализованных в пределах ЦЗМ, сделано единичное определение К-Аг возраста амфиболитов, 457–465 млн лет (Добрецов и др., 1977, по данным из кандидатской диссертации С.В. Щербаковой). При этом фундаментальные вопросы происхождения, *P-T* условий образования пород ЦЗМ, амфиболитов различного состава

и сагвандитов остаются открытыми и дискуссионными.

Целью нашей работы было изучение условий образования амфиболитов – основной разновидности метабазитов, трассирующих ЦЗМ на всем ее протяжении, на базе результатов исследования их петрографии и состава породообразующих минералов, геохимических особенностей и определения абсолютного возраста. Разнообразие минеральных парагенезисов амфиболитов позволило использовать несколько видов геотермобарометров и наиболее полно проанализировать историю метаморфизма ЦЗМ на примере этих пород.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение вещественного состава пород ЦЗМ массива Рай-Из проводилось в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Содержание петрогенных элементов определялось методом РФА на спектрометре СРМ-35. Анализ редких и рассеянных элементов осуществлялся методом ICP-MS на NexION 300, химические составы минералов исследованы на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (аналитики Н.П. Горбунова, Д.В. Киселева, Н.Н. Фаррахова, В.А. Булатов, И.А. Готтман и др.).

Для определения *P-T* параметров образования амфиболитов использовались амфибол-плагноклазовый геотермометр (Jaques et al., 1982; Holland, Blundy, 1994) и эмпирический геобарометр (Ферштатер, 1990), мономинеральный амфиболовый геобарометр (Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1992), а также гранат-амфиболовый геотермометр (Wells, 1979; Graham, Powell, 1984; Powell, 1985; Perchuk, Lavrent'eva, 1990).

Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста проводилось А.В. Травиным и коллегами в ИГМ СО РАН (Травин и др., 2009). Фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаены после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов. Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву осуществлялись в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре Micromass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n10^{-10}$ нсм³.

ГЕОЛОГИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ МЕТАМОРФИЗМА

Центральная зона метаморфизма ультрабазитового массива Рай-Из (см. рис. 1) находится на контакте двух крупных тектонических блоков: северного (вертикальной мощностью 1.0–1.5 км) и южного (вертикальной мощностью до 6 км) (Вахрушева, 1996; Вахрушева и др., 2017). Данная часть массива картируется как широкая (до 3.5 км) полоса “вторичных” порфиробластовых ультрабазитов, пересекающая массив в северо-восточном направлении и протягивающаяся в субширотном направлении вдоль р. Левая Макар-Рузь до верховьев р. Енга-Ю (Строение..., 1990). В последние годы западная часть зоны была прослежена как в истоках руч. Визувшор, так и в борту руч. Кузьтывис и правобережье р. Макар-Рузь (см. рис. 1) (Вахрушева и др., 2017). По геофизическим данным (Молда-

ванцев и др., 1977; и др.) ЦЗМ совпадает с осью интенсивной гравитационной ступени, предположительно связанной с массивом плотных пород, расположенных в самых верхних частях земной коры. На это указывают большие градиенты поля тяготения, которые, наиболее вероятно, вызваны близповерхностными аномалиеобразующими объектами (Строение..., 1990).

Основной признак зоны – развитие энстатит-оливиновых пород, по составу идентичных или приближающихся к гарцбургитам, с крупными идиоморфными кристаллами или порфиroidными (иногда овоидными или звездчатыми) скоплениями энстатита на фоне более мелкозернистой гранобластовой основной массы оливина. Впервые пойкилобласти энстатита как метаморфические образования в ультрамафитах Рай-Иза описаны А.Н. Заварицким (1932). Детально исследованы и вещественно охарактеризованы энстатит-оливиновые породы были И.С. Чашухиным (Чашухин и др., 1986; Строение..., 1990).

Дуниты образуют шпиль среди апогарцбургитовых пород и в целом по разрезу развиты слабо (содержание дунитов среди энстатит-оливиновых пород – до 30%) (Строение..., 1990).

Другой характерной особенностью зоны является присутствие тел разнообразных амфиболитов (рис. 2) – преимущественно гранат-плагноклазовых, иногда с полосами гранатосодержащих плагногнейсов. Амфиболиты, как правило, отличаются четкой полосчатостью и планпараллельной ориентировкой минералов, позволяющей местами выявить мелкие и сложные складки (Строение..., 1990).

По составу эти породы могут быть подразделены на следующие разновидности: плагноклазовые, эпидотовые, эпидот-клиноцоизитовые, цоизитовые, эпидот-гранатовые, гранатовые амфиболиты (Добрецов и др., 1977).

В телах гранатовых амфиболитов встречаются линзовидно-линейные зоны мощностью 10–15 см при протяженности 50–70 см, сложенные безгранатовыми клинопироксен-амфиболовыми породами. Амфибол-флогопит-гранатовые породы слагают отдельные участки (оторочки) среди тел амфиболитов.

Помимо амфиболитов широко распространены в пределах ЦЗМ саггандиты. Впервые эти породы были описаны на массиве Рай-Из А.Н. Заварицким (1932). Они представляют собой породу серого цвета со слегка зеленоватым оттенком, образованную призматическими кристаллами неизмененного энстатита или пучками таких кристаллов. Между зернами энстатита располагаются ксеноморфные зерна магнетита, форстерита, клинохлора и тремолита. Порода крупнозернистая, длина кристаллов энстатита достигает 1–2 см.

Простирание выходов саггандитов и амфиболитов субсогласно зоне развития энстатит-оливино-

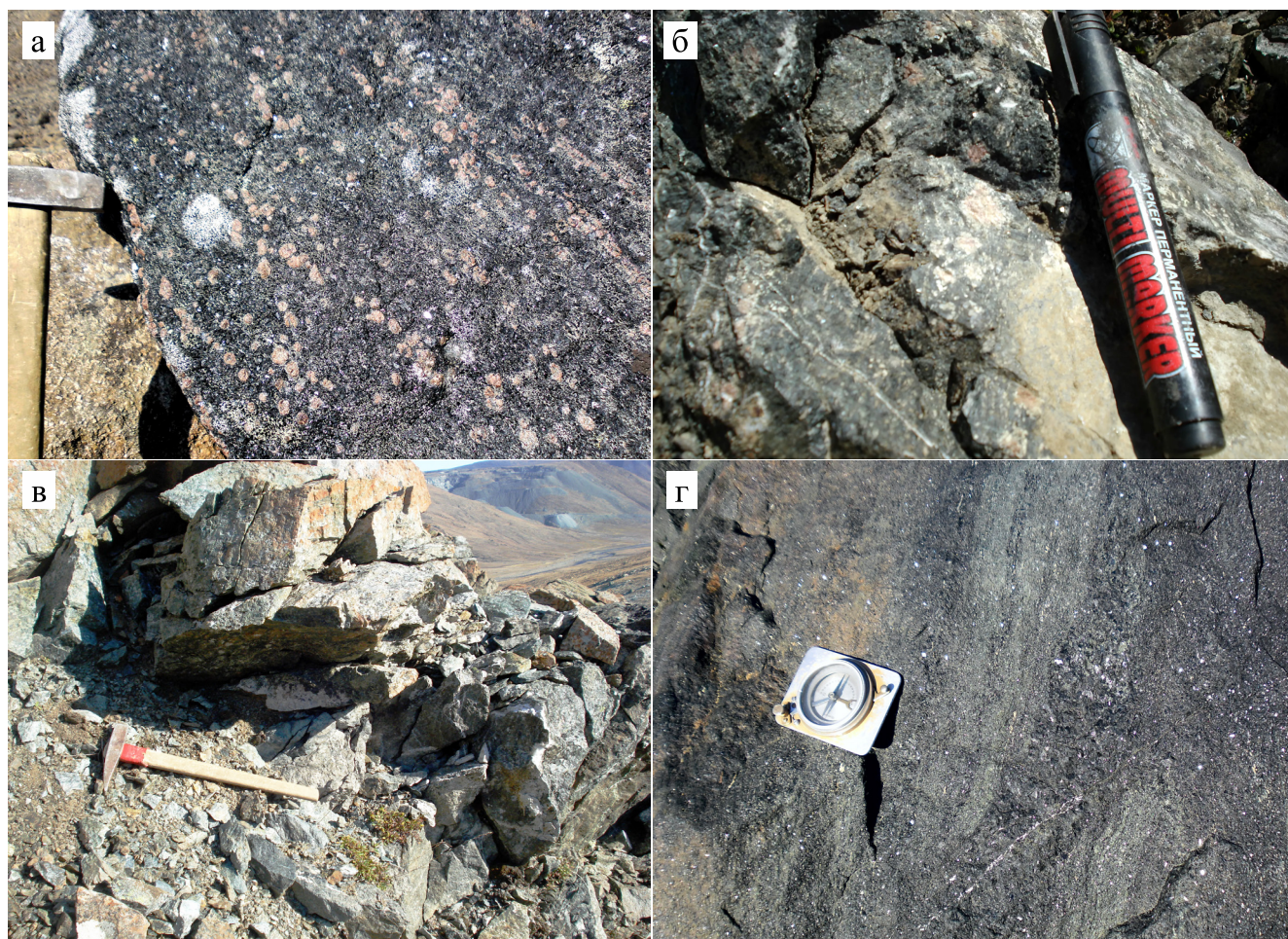


Рис. 2. Амфиболиты Центральной зоны метаморфизма, р. Левая Мака́р-Рузь.

а, б – гранатовые амфиболиты; в – коренные выходы гранатовых амфиболитов; г – безгрантовая клинопироксен-амфиболовая порода.

Fig. 2. Amphibolites of the Central zone of metamorphism, Levaya Makar-Ruz river of the Rai-Iz massif.

а, б – garnet amphibolites; в – bedrock outcrops of garnet amphibolites; г – garnet-free clinopyroxene-amphibole rock.

вых пород (рис. 3). Непосредственных контактов пород в обнажениях не установлено.

ПЕТРОГРАФИЯ АМФИБОЛИТОВ

Все изученные в работе амфиболиты, обнажающиеся в пределах ЦЗМ, различаются по структуре, минеральному составу, количеству и размерам граната. Выделяются несколько разновидностей (рис. 4): гранатовые амфиболиты (У-3533/1, У-445/1, У-446/4), эпидот-гранатовые амфиболиты (У-3536/3, У-446/2, У-446/5), безгрантовые клинопироксен-амфиболовые (У-3536/4, У-446/1) и амфибол-флогопит-гранатовые породы (У-3533/2, У-3536/2) (Богданова и др., 2019).

Гранатовые амфиболиты сложены преимущественно амфиболом (70–75%) и округлыми порфиروбластиками граната (10–15%). В подчиненном ко-

личестве в породах присутствуют эпидот (до 5%) и плагиоклаз (1–5%). Порфиробласты распределены в породе неравномерно, с образованием линейных зон и “цепочек” зерен. Пойкилитовые вроски в гранате представлены амфиболом, плагиоклазом, эпидотом, титанитом и ильменитом. Структура гранатовых амфиболитов крупнозернистая порфиристо-/пойкилобластовая, основная ткань породы мелкозернистая. Амфибол в шлифе плеохроитрует от светло- до темно-, реже синевато-зеленого цвета. Наблюдается в виде изометричных и удлиненных зерен, варьирующих по размеру от 0.4 до 2.5 мм. Минерал составляет основную ткань породы, а также встречается в виде включений в порфиробластах граната. Гранат представлен в шлифе идиоморфными округлыми зернами, слабо окрашенными в розоватый цвет. Размер зерен граната варьирует от 1.0 до 1.5 мм, в крупнозернистых разностях

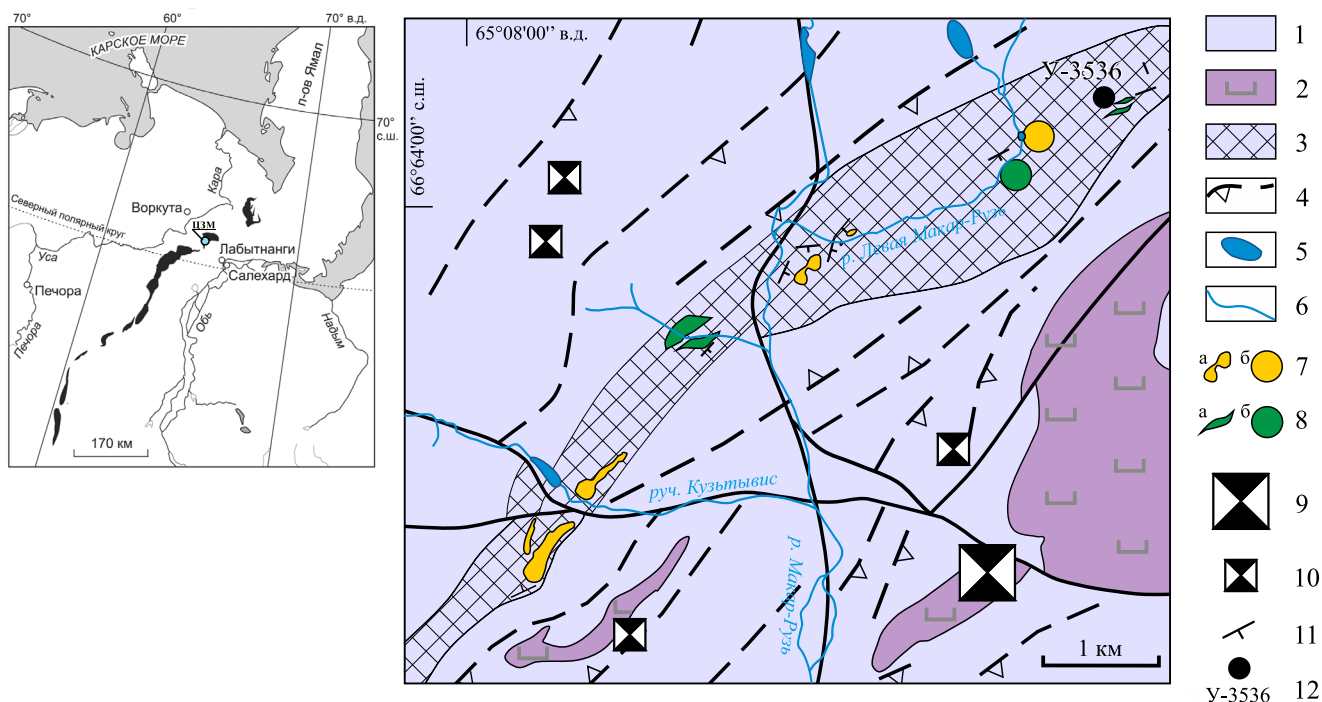


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из в районе р. Левая Макар-Ружь.

1 – гарцбургит; 2 – дунит; 3 – зона развития энстатит-оливиновых пород центральной зоны метаморфизма; 4 – полосчатость и направление ее падения; 5 – озера; 6 – реки и ручьи; 7 – выходы саггандитов в масштабе схематической карты (а) и вне масштаба (б); 8 – выходы амфиболитов в масштабе схематической карты (а) и вне масштаба (б); 9 – месторождение хромовых руд Центральное; 10 – проявления хромовых руд; 11 – ориентировка полосчатости в амфиболитах и саггандитах; 12 – место отбора пробы для определения Ar-Ar возраста.

Fig. 3. Schematic geologic map of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif in the area of the Levaya Makar-Ruzh river.

1 – harzburgite; 2 – dunite; 3 – zone of development of enstatite-olivine rocks of the central zone of metamorphism; 4 – banding and direction of its fall; 5 – lakes; 6 – rivers and streams; 7 – outcrops of sagvandites in scale (a) and out of scale (b) of the schematic map; 8 – outcrops of amphibolites in scale (a) and out of scale (b) of the schematic map; 9 – Tsentralnoye chrome ore deposit; 10 – occurrences of chrome ores; 11 – orientation of banding in amphibolites and sagvandites; 12 – place of sampling for determination of Ar-Ar age.

размер достигает 3 см. Плагноклаз в основном образует мелкие индивиды размером 0.1–0.3 мм неправильной ксеноморфной формы.

Главными породообразующими минералами эпидот-гранатовых амфиболитов являются амфибол (65–70%), эпидот (10–15) и гранат (10–15%). В виде единичных реликтов в амфиболе сохранились зерна клинопироксена. Амфибол наблюдается в виде изометричных и удлинённых зерен, варьирующих по размеру от 0.5 до 0.7 мм, в шлифе плеохроирует от светло- до темно-, реже синевато-зеленого цвета. Эпидот в шлифе бесцветный, размер достигает в среднем 0.4–0.6 мм. При исследовании с анализатором в минерале наблюдается желтая наивысшая интерференционная окраска второго порядка, типичная для этого минерала. Встречается в виде как скоплений изометричных и неправильных зерен в основной ткани амфиболитов между зернами граната и амфибола, так и изометричных вклю-

чений в порфиробластах граната. Размер зерен граната варьирует от 0.5 до 0.7 мм, в крупнозернистых разностях размер достигает 3–5 см. В эпидот-гранатовом амфиболите (обр. Y-446/2) наблюдается повышенное содержание плагноклаза (30–40%). Плагноклаз представлен субизометричными сечениями зерен размером от 0.1–0.3 до 3–5 мм, распределен равномерно по породе, иногда образуя линзовидные обособления. Структура породы среднезернистая, гомеобластовая.

Безгранатовые клинопироксен-амфиболовые породы характеризуются мелкозернистой нематобластовой структурой. Содержание клинопироксена в породе достигает 35–40%. Амфибол составляет 50–55%, в подчиненном количестве отмечается эпидот (1–2%) и плагноклаз (до 2%). Амфибол в шлифе плеохроирует от светло- до темно-зеленого цвета, представлен изометричными и удлинёнными зернами размером от 0.5 до 2.0 мм. Клинопироксен

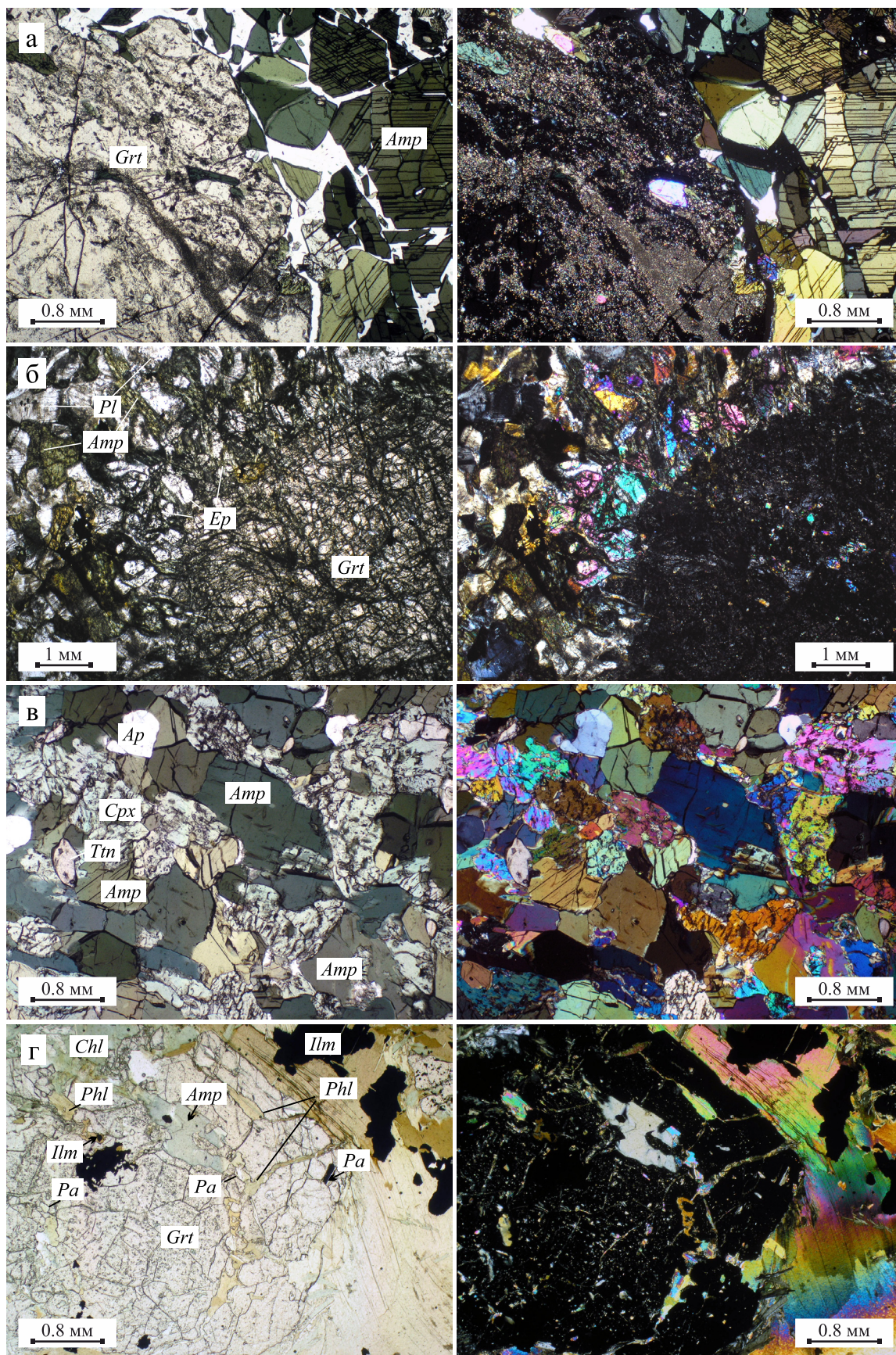


Рис. 4. Разновидности амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из.

а – Y-3533/1 – гранатовый амфиболит, крупнозернистый; б – Y-446/2 – эпидот-гранатовый амфиболит, крупнозернистый; в – Y-3536/4 – безгранатовая клинопироксен-амфиболовая порода, мелко-среднезернистая; г – Y-3533/2 – амфибол-флогопит-гранатовая порода, крупнозернистая. *Amp* – амфибол, *Ap* – апатит, *Chl* – хлорит, *Cpx* – клинопироксен, *Ep* – эпидот, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Pa* – парагонит, *Phl* – флогопит, *Tin* – титанит (Warr, 2021).

Fig. 4. Varieties of amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif.

а – Y-3533/1 – garnet amphibolite, coarse-grained; б – Y-446/2 – epidote-granate amphibolite; coarse-grained; в – Y-3536/4 – garnet-free clinopyroxene-amphibole rock, fine-medium; г – Y-3533/2 – amphibole-phlogopite-granate rock, coarse-grained. *Amp* – amphibole, *Ap* – apatite, *Chl* – chlorite, *Cpx* – clinopyroxene, *Ep* – epidote, *Grt* – garnet, *Ilm* – ilmenite, *Pa* – paragonite, *Phl* – phlogopite, *Tin* – titanite (Warr, 2021).

в шлифе бесцветный, размер зерен в среднем 0.5–1.0 мм. Плагноклаз преимущественно встречается в межзерновом пространстве в форме изометрических зерен размером до 0.5 мм, а также в виде ламелей в пироксене с размерами до 200 мкм.

Амфибол-флогопит-гранатовые породы состоят из граната – 35%; флогопита – 30–35; амфибола – 10–15; хлорита – 5–7; парагонита – 2–3; клиноцоизита – 2–3; плагноклаза – 1–2%. Порода сложена зернами граната изометричного облика размером до 1 см. Индивиды минерала разбиты разноориентированными трещинами, которые выполнены флогопитом, плагноклазом, хлоритом и парагонитом. Вторым по степени распространения в породе является флогопит, представленный бесцветными таблитчатыми зернами, равномерно распределенными по породе, реже образующий порфиروбласты (диаметр сечений до 5 мм). Зерна минерала несут следы деформаций, чешуи изогнуты, практически всегда имеют волнистое угасание.

Амфибол образует неправильные зерна, реже хорошо образованные призматические кристаллы длиной до 5 мм. Минерал обычно выделяется среди чешуй флогопита и обладает большей степенью идиоморфизма по сравнению с ним. Встречаются линзовидные зерна, похожие на порфирокласты, ориентированные по направлению спайности во флогопите.

Хлорит в шлифе окрашен в серо-зеленые цвета с плеохроизмом. Часто лейсты хлорита в ассоциации с пластинками флогопита и парагонита окружают по периферии, а также выполняют полости трещин внутри зерен граната. Хлорит представлен железисто-магнезиальной разновидностью ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.3\text{--}0.4$). Парагонит образует лейсты размером до 0.2 мм, выделяющиеся преимущественно по трещинам в гранате (среди зерен флогопита и вдоль его контактов с плагноклазом). Плагноклаз наблюдается в виде мелких индивидов размером до 0.3 мм неправильной формы и приурочен к скоплению зерен хлорита. В породах отчетливо проявлена крупнозернистая порфиробластовая и/или пойкилобластовая структура, основная масса породы мелкозернистая.

В подчиненном количестве в породах присутствуют клиноцоизит и плагноклаз. В качестве акцессорных минералов наблюдаются алланит, апа-

тит, барит, ксенотим, цельзиан, циркон, рудных минералов – ильменит, магнетит, пирит, рутил и халькопирит (Богданова и др., 2019, 2022; Богданова, 2020).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ АМФИБОЛИТОВ

Амфибол из гранатовых амфиболитов, согласно современной классификации (Leake et al., 1997), отвечает по химическому составу эдениту, паргаситу и ферропаргаситу (рис. 5а, обр. Y-446/2, Y-3533/1, Y-3536/2, Y-3536/3). Фигуративные точки составов амфибола из безгранатовых клинопироксен-амфиболовых пород попадают в поле эденита (см. рис. 5а, обр. Y-3536/4), а из амфибол-флогопит-гранатовой породы – в поле паргасита (см. рис. 5а, обр. Y-3533/2). По классификации (Hawthorne et al., 2012) составы минерала из всех типов амфиболитов соответствуют паргаситу (рис. 5б). В основной ткани породы амфибол представлен зернами размером до 1 мм. Внутри зерен наблюдается незначительное изменение содержания главных элементов (Al_2O_3 , FeO, MgO) от центра к краю (табл. 1). В некоторых индивидах амфибола (рис. 6а, обр. 446/2) установлена химическая зональность, которая проявлена в обеднении краевых частей зерен Al_2O_3 , а также в уменьшении железистости от центра к краю – от 44.5 до 32.5% (см. табл. 1, обр. Y-446/2, ан. 65–67). Такая зональность является следствием регрессивного метаморфизма.

В гранате наблюдается химическая зональность: к краю зерна возрастает содержание FeO и убывает – MnO (рис. 7). Химические составы гранатов приведены в табл. 2.

Для гранатов из гранатовых и эпидот-гранатовых амфиболитов основными компонентами являются альмандиновый (43–57%),grossуляровый (21–32) пироповый (3–16) и спессартиновый (3–13); в амфибол-флогопит-гранатовых породах преобладает альмандиновый (46–53) и пироповый (33–40), в подчиненном количестве присутствуют grossуляровый (5–13), андрадитовый (2–6) и спессартиновый (2–4%) компоненты (рис. 8). На диаграмме фациальной принадлежности граната по Н.В. Соболеву (Добрецов и др., 1970) составы минерала из эпидот-гранатового амфиболита

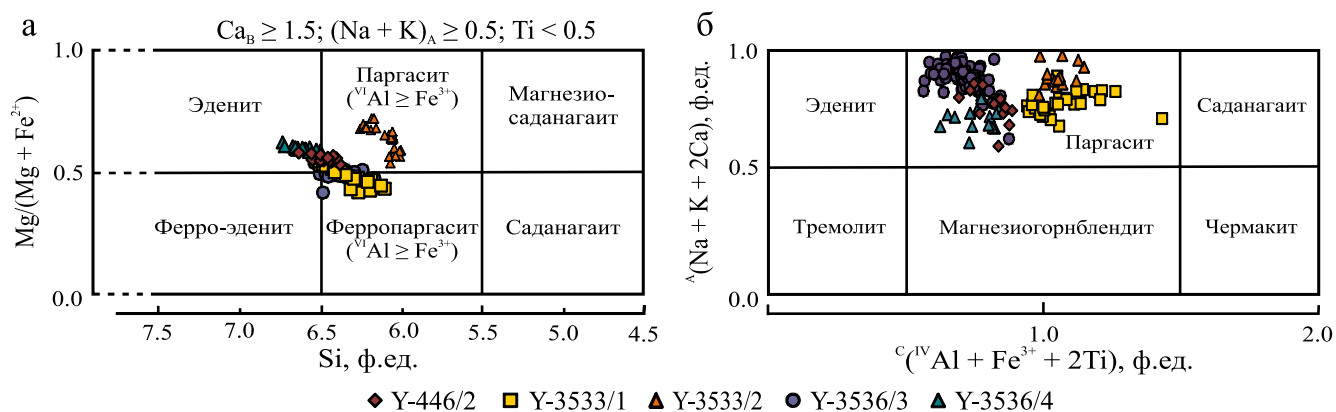


Рис. 5. Классификационные диаграммы для амфибола.

а – Leake et al., 1997; б – Hawthorne et al., 2012.

Fig. 5. Classification diagrams for amphibole.

а – Leake et al., 1997; б – Hawthorne et al., 2012.

Таблица 1. Химический состав амфибола из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из, мас. %

Table 1. Chemical composition of amphibole from amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif, wt %

| № обр. | Анализ | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|----------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|--------------|------|-------|-------------------|------------------|-------|
| Y-446/2 | 11 к | 43.09 | 0.92 | 12.38 | 0.00 | 16.21 | 10.63 | 0.15 | 11.17 | 2.64 | 0.64 | 97.83 |
| | 14 ц | 43.82 | 0.92 | 12.12 | 0.00 | 15.85 | 10.77 | 0.13 | 11.09 | 2.77 | 0.75 | 98.22 |
| | 23 ц | 42.60 | 0.72 | 12.98 | 0.00 | 16.47 | 10.37 | 0.15 | 11.29 | 2.40 | 0.75 | 97.73 |
| | 25 к | 43.93 | 0.93 | 12.21 | 0.00 | 16.09 | 10.78 | 0.16 | 11.50 | 2.61 | 0.70 | 98.91 |
| | 47 ц | 44.75 | 0.79 | 11.53 | 0.00 | 14.80 | 11.33 | 0.12 | 11.42 | 2.05 | 0.57 | 97.36 |
| | 46 к | 44.41 | 0.93 | 12.08 | 0.00 | 14.85 | 11.15 | 0.12 | 11.35 | 2.44 | 0.71 | 98.04 |
| | 65 к | 51.08 | 0.10 | 4.07 | 0.00 | 12.89 | 15.04 | 0.14 | 12.55 | 0.84 | 0.20 | 96.91 |
| | 66 | 46.35 | 0.35 | 8.53 | 0.00 | 14.40 | 12.71 | 0.08 | 11.82 | 1.70 | 0.45 | 96.39 |
| Y-3533/1 | 67 ц | 42.78 | 0.68 | 11.22 | 0.00 | 15.65 | 10.94 | 0.13 | 11.50 | 2.38 | 0.64 | 95.92 |
| | 17 к | 40.48 | 0.83 | 15.82 | 0.05 | 17.86 | 7.65 | 0.17 | 10.15 | 3.19 | 0.51 | 96.71 |
| | 20 ц | 40.59 | 1.21 | 16.21 | 0.02 | 18.08 | 7.66 | 0.28 | 10.22 | 3.25 | 0.51 | 98.03 |
| | 54 ц | 41.39 | 1.04 | 14.40 | 0.02 | 19.54 | 7.78 | 0.20 | 10.01 | 2.98 | 0.46 | 97.82 |
| | 55 к | 41.92 | 1.04 | 14.03 | 0.00 | 19.41 | 8.12 | 0.23 | 10.02 | 2.92 | 0.46 | 98.15 |
| | 72 к | 41.01 | 0.93 | 16.28 | 0.05 | 17.86 | 7.96 | 0.16 | 10.51 | 3.22 | 0.50 | 98.48 |
| Y-3533/2 | 73 ц | 41.70 | 0.97 | 15.78 | 0.05 | 17.33 | 8.24 | 0.17 | 10.46 | 3.24 | 0.50 | 98.44 |
| | 51 ц | 40.31 | 0.65 | 16.47 | 0.19 | 11.10 | 11.67 | 0.11 | 10.41 | 3.62 | 0.39 | 94.92 |
| | 52 к | 40.73 | 0.59 | 16.76 | 0.04 | 11.24 | 11.97 | 0.15 | 10.70 | 3.68 | 0.38 | 96.24 |
| | 44 к | 40.31 | 0.65 | 16.47 | 0.19 | 11.10 | 11.67 | 0.11 | 10.41 | 3.62 | 0.39 | 94.92 |
| | 45 ц | 42.08 | 0.39 | 16.15 | 0.04 | 9.53 | 13.67 | 0.13 | 10.57 | 3.30 | 0.34 | 96.20 |
| | 98 к | 40.05 | 0.51 | 16.34 | 0.08 | 12.99 | 10.78 | 0.36 | 10.57 | 3.92 | 0.38 | 95.98 |
| Y-3536/3 | 100 ц | 42.44 | 0.53 | 16.26 | 0.07 | 9.66 | 13.87 | 0.11 | 10.75 | 3.28 | 0.36 | 97.33 |
| | 74 ц | 40.86 | 0.69 | 11.82 | 0.00 | 17.72 | 9.69 | 0.51 | 10.98 | 2.65 | 0.49 | 95.41 |
| | 76 к | 41.03 | 0.69 | 12.04 | 0.00 | 17.48 | 9.68 | 0.58 | 11.21 | 2.67 | 0.42 | 95.80 |
| | 143 к | 40.92 | 0.56 | 12.08 | 0.01 | 18.24 | 9.60 | 0.47 | 11.24 | 2.81 | 0.44 | 96.37 |
| | 145 ц | 42.04 | 0.77 | 12.01 | 0.00 | 17.60 | 9.34 | 0.58 | 11.24 | 2.70 | 0.41 | 96.69 |
| | 170 ц | 41.35 | 0.77 | 12.03 | 0.01 | 17.38 | 9.52 | 0.49 | 11.06 | 2.74 | 0.50 | 95.85 |
| Y-3536/4 | 173 к | 41.97 | 0.74 | 11.90 | 0.03 | 18.03 | 9.51 | 0.62 | 11.30 | 2.73 | 0.42 | 97.25 |
| | 8 ц | 43.67 | 0.71 | 11.80 | 0.04 | 14.35 | 11.52 | 0.23 | 11.23 | 2.84 | 0.54 | 96.93 |
| | 9 к | 43.79 | 0.77 | 11.78 | 0.06 | 13.95 | 11.35 | 0.18 | 10.89 | 2.87 | 0.58 | 96.22 |
| | 1 ц | 44.78 | 0.49 | 10.82 | 0.04 | 14.55 | 12.11 | 0.27 | 11.58 | 2.49 | 0.37 | 97.50 |
| | 2 к | 43.96 | 0.77 | 11.63 | 0.03 | 14.57 | 11.26 | 0.13 | 11.34 | 2.60 | 0.51 | 96.80 |
| | 5 ц | 44.61 | 0.53 | 10.65 | 0.04 | 13.99 | 11.91 | 0.18 | 11.62 | 2.57 | 0.40 | 96.50 |
| Y-3536/4 | 6 к | 43.18 | 0.70 | 11.85 | 0.10 | 14.33 | 11.34 | 0.29 | 11.12 | 2.84 | 0.56 | 96.31 |

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

| № обр. | Анализ | Кристаллохимическая формула |
|----------|--------|---|
| Y-446/2 | 11 к | $(\text{Na}_{0.70}\text{K}_{0.12})_{0.82}(\text{Na}_{0.07}\text{Ca}_{1.79}\text{Mg}_{0.14})_{2.00}(\text{Mg}_{2.23}\text{Fe}_{2.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.62}\text{Ti}_{0.10})_{5.00}(\text{Si}_{6.44}\text{Al}_{1.56})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 14 ц | $(\text{Na}_{0.66}\text{K}_{0.14})_{0.80}(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{1.76}\text{Mg}_{0.10})_{2.00}(\text{Mg}_{2.28}\text{Fe}_{1.97}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.63}\text{Ti}_{0.10})_{5.00}(\text{Si}_{6.51}\text{Al}_{1.49})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 23 ц | $(\text{Na}_{0.69}\text{K}_{0.14})_{0.83}(\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{1.81}\text{Mg}_{0.18})_{2.00}(\text{Mg}_{2.14}\text{Fe}_{2.06}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.68}\text{Ti}_{0.10})_{5.00}(\text{Si}_{6.38}\text{Al}_{1.62})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 25 к | $(\text{Na}_{0.65}\text{K}_{0.13})_{0.78}(\text{Na}_{0.10}\text{Ca}_{1.82}\text{Mg}_{0.09})_{2.00}(\text{Mg}_{2.28}\text{Fe}_{1.99}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.61}\text{Ti}_{0.10})_{5.00}(\text{Si}_{6.48}\text{Al}_{1.52})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 47 ц | $(\text{Na}_{0.5}\text{K}_{0.11})_{0.61}(\text{Na}_{0.09}\text{Ca}_{1.81}\text{Mg}_{0.1})_{2.00}(\text{Mg}_{2.4}\text{Fe}_{1.84}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.66}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.64}\text{Al}_{1.36})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 46 к | $(\text{Na}_{0.55}\text{K}_{0.13})_{0.68}(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{1.79}\text{Mg}_{0.07})_{2.00}(\text{Mg}_{2.38}\text{Fe}_{1.84}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.66}\text{Ti}_{0.10})_{5.00}(\text{Si}_{6.56}\text{Al}_{1.44})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 65 к | $(\text{Na}_{0.24}\text{Ca}_{0.03}\text{K}_{0.04})_{0.31}(\text{Ca}_{1.93}\text{Mg}_{0.07})_{2.00}(\text{Mg}_{3.21}\text{Fe}_{1.58}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.18}\text{Ti}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{7.47}\text{Al}_{0.53})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 66 | $(\text{Na}_{0.48}\text{K}_{0.09})_{0.57}(\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{1.89}\text{Mg}_{0.10})_{2.00}(\text{Mg}_{2.73}\text{Fe}_{1.80}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.43}\text{Ti}_{0.04})_{5.00}(\text{Si}_{6.92}\text{Al}_{1.08})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| Y-3533/1 | 67 ц | $(\text{Na}_{0.69}\text{K}_{0.12})_{0.81}(\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{1.88}\text{Mg}_{0.11})_{2.00}(\text{Mg}_{2.38}\text{Fe}_{1.99}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.53}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.52}\text{Al}_{1.48})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 17 к | $(\text{Na}_{0.75}\text{K}_{0.1})_{0.76}(\text{Na}_{0.19}\text{Ca}_{1.66}\text{Mg}_{0.15})_{2.00}(\text{Mg}_{1.59}\text{Fe}_{2.28}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{1.01}\text{Ti}_{0.1})_{5.00}(\text{Si}_{6.20}\text{Al}_{1.8})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 20 ц | $(\text{Na}_{0.76}\text{K}_{0.1})_{0.86}(\text{Na}_{0.19}\text{Ca}_{1.65}\text{Mg}_{0.16})_{2.00}(\text{Mg}_{1.56}\text{Fe}_{2.28}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{0.98}\text{Ti}_{0.14})_{5.00}(\text{Si}_{6.11}\text{Al}_{1.89})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 54 ц | $(\text{Na}_{0.74}\text{K}_{0.09})_{0.83}(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{1.63}\text{Mg}_{0.23})_{2.00}(\text{Mg}_{1.53}\text{Fe}_{2.48}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.84}\text{Ti}_{0.12})_{5.00}(\text{Si}_{6.27}\text{Al}_{1.73})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 55 к | $(\text{Na}_{0.64}\text{K}_{0.09})_{0.73}(\text{Na}_{0.21}\text{Ca}_{1.62}\text{Mg}_{0.17})_{2.00}(\text{Mg}_{1.59}\text{Fe}_{2.45}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.81}\text{Ti}_{0.12})_{5.00}(\text{Si}_{6.32}\text{Al}_{1.68})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 72 к | $(\text{Na}_{0.75}\text{K}_{0.1})_{0.85}(\text{Na}_{0.18}\text{Ca}_{1.68}\text{Mg}_{0.14})_{2.00}(\text{Mg}_{1.63}\text{Fe}_{2.23}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{1.0}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.11})_{5.00}(\text{Si}_{6.13}\text{Al}_{1.87})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| Y-3533/2 | 73 ц | $(\text{Na}_{0.72}\text{K}_{0.1})_{0.82}(\text{Na}_{0.22}\text{Ca}_{1.67}\text{Mg}_{0.11})_{2.00}(\text{Mg}_{1.72}\text{Fe}_{2.16}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.98}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.11})_{5.00}(\text{Si}_{6.21}\text{Al}_{1.79})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 51 ц | $(\text{Na}_{0.84}\text{K}_{0.07})_{0.91}(\text{Na}_{0.21}\text{Ca}_{1.68}\text{Mg}_{0.11})_{2.00}(\text{Mg}_{2.51}\text{Fe}_{1.39}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{1.00}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.02})_{5.00}(\text{Si}_{6.08}\text{Al}_{1.92})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 52 к | $(\text{Na}_{0.9}\text{K}_{0.07})_{0.97}(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{1.71}\text{Mg}_{0.13})_{2.00}(\text{Mg}_{2.52}\text{Fe}_{1.39}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.99}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{6.06}\text{Al}_{1.94})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 44 к | $(\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.07})_{0.85}(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{1.67}\text{Mg}_{0.19})_{2.00}(\text{Mg}_{2.82}\text{Fe}_{1.17}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.95}\text{Ti}_{0.06}\text{Cr}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{6.17}\text{Al}_{1.83})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 45 ц | $(\text{Na}_{0.81}\text{K}_{0.06})_{0.87}(\text{Na}_{0.13}\text{Ca}_{1.66}\text{Mg}_{0.21})_{2.00}(\text{Mg}_{2.78}\text{Fe}_{1.17}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.98}\text{Ti}_{0.04}\text{Cr}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{6.18}\text{Al}_{1.82})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 98 к | $(\text{Na}_{0.99}\text{K}_{0.07})_{1.06}(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{1.71}\text{Mg}_{0.13})_{2.00}(\text{Mg}_{2.29}\text{Fe}_{1.64}\text{Mn}_{0.05}\text{Al}_{0.95}\text{Ti}_{0.06}\text{Cr}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{6.04}\text{Al}_{1.96})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| Y-3536/3 | 100 ц | $(\text{Na}_{0.97}\text{K}_{0.07})_{1.04}(\text{Na}_{0.12}\text{Ca}_{1.69}\text{Mg}_{0.19})_{2.00}(\text{Mg}_{2.53}\text{Fe}_{1.48}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.88}\text{Ti}_{0.08}\text{Cr}_{0.01})_{5.00}(\text{Si}_{6.05}\text{Al}_{1.95})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 74 ц | $(\text{Na}_{0.74}\text{K}_{0.1})_{0.84}(\text{Na}_{0.05}\text{Ca}_{1.83}\text{Mg}_{0.22})_{2.00}(\text{Mg}_{2.03}\text{Fe}_{2.30}\text{Mn}_{0.07}\text{Al}_{0.52}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.35}\text{Al}_{1.65})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 76 к | $(\text{Na}_{0.75}\text{K}_{0.08})_{0.84}(\text{Na}_{0.05}\text{Ca}_{1.86}\text{Mg}_{0.19})_{2.00}(\text{Mg}_{2.04}\text{Fe}_{2.26}\text{Mn}_{0.08}\text{Al}_{0.54}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.34}\text{Al}_{1.66})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 143 к | $(\text{Na}_{0.84}\text{K}_{0.09})_{0.93}(\text{Ca}_{1.86}\text{Mg}_{0.14})_{2.00}(\text{Mg}_{2.07}\text{Fe}_{2.35}\text{Mn}_{0.06}\text{Al}_{0.51}\text{Ti}_{0.07})_{5.00}(\text{Si}_{6.31}\text{Al}_{1.69})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 145 ц | $(\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.08})_{0.86}(\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{1.84}\text{Mg}_{0.14})_{2.00}(\text{Mg}_{1.99}\text{Fe}_{2.25}\text{Mn}_{0.08}\text{Al}_{0.59}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}(\text{Si}_{6.42}\text{Al}_{1.58})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 170 ц | $(\text{Na}_{0.8}\text{K}_{0.09})_{0.89}(\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{1.83}\text{Mg}_{0.15})_{2.00}(\text{Mg}_{2.04}\text{Fe}_{2.24}\text{Mn}_{0.06}\text{Al}_{0.57}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}(\text{Si}_{6.38}\text{Al}_{1.62})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| Y-3536/4 | 173 к | $(\text{Na}_{0.8}\text{K}_{0.08})_{0.88}(\text{Ca}_{1.85}\text{Mg}_{0.15})_{2.00}(\text{Mg}_{2.01}\text{Fe}_{2.29}\text{Mn}_{0.08}\text{Al}_{0.53}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}(\text{Si}_{6.4}\text{Al}_{1.6})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 8 ц | $(\text{Na}_{0.71}\text{K}_{0.10})_{0.81}(\text{Na}_{0.11}\text{Ca}_{1.80}\text{Mg}_{0.09})_{2.00}(\text{Mg}_{2.48}\text{Fe}_{1.80}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.61}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.53}\text{Al}_{1.47})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 9 к | $(\text{Na}_{0.65}\text{K}_{0.11})_{0.76}(\text{Na}_{0.19}\text{Ca}_{1.75}\text{Mg}_{0.06})_{2.00}(\text{Mg}_{2.48}\text{Fe}_{1.75}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.66}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}(\text{Si}_{6.57}\text{Al}_{1.43})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 1 ц | $(\text{Na}_{0.66}\text{K}_{0.07})_{0.73}(\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{1.84}\text{Mg}_{0.12})_{2.00}(\text{Mg}_{2.56}\text{Fe}_{1.81}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.54}\text{Ti}_{0.06})_{5.00}(\text{Si}_{6.65}\text{Al}_{1.35})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 2 к | $(\text{Na}_{0.63}\text{K}_{0.10})_{0.73}(\text{Na}_{0.12}\text{Ca}_{1.82}\text{Mg}_{0.06})_{2.00}(\text{Mg}_{2.45}\text{Fe}_{1.82}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.63}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}(\text{Si}_{6.58}\text{Al}_{1.42})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| | 5 ц | $(\text{Na}_{0.65}\text{K}_{0.08})_{0.73}(\text{Na}_{0.1}\text{Ca}_{1.86}\text{Mg}_{0.04})_{2.00}(\text{Mg}_{2.62}\text{Fe}_{1.75}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.55}\text{Ti}_{0.06})_{5.00}(\text{Si}_{6.68}\text{Al}_{1.32})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |
| Y-3536/4 | 6 к | $(\text{Na}_{0.69}\text{K}_{0.11})_{0.80}(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{1.79}\text{Mg}_{0.07})_{2.00}(\text{Mg}_{2.47}\text{Fe}_{1.8}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{0.61}\text{Ti}_{0.08})_{5.00}(\text{Si}_{6.51}\text{Al}_{1.49})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ |

Примечание. Пояснения к выделенным фрагментам см. в тексте.

Note. For explanations of highlighted passages, see the text.

соотносятся с областью гранулитовой фации (см. рис. 8, обр. Y-446/2), составы гранатов из амфибол-флогопит-гранатовой породы попадают в поле амфиболитовой фации (см. рис. 8, обр. Y-3533/2), а составы гранатов из гранатовых амфиболитов – в область пересечения гранулитовой и амфиболитовой фаций (см. рис. 8, обр. Y-3536/3, Y-3533/1). На наш взгляд, различный состав гранатов из исследованных пород обусловлен особенностями состава протолита.

Среди включений в порфиروبластах граната встречаются амфибол, плагиоклаз, эпидот, каль-

цит, титанит, апатит, алланит, барит, ксенотим, циркон, ильменит, магнетит, пирит, рутил и халькопирит. Зерна граната деформированы, разбиты многочисленными трещинами. В амфибол-флогопит-гранатовой породе порфиروبласты граната обрастают лейстами хлорита в ассоциации с пластинками флогопита. В эпидот-гранатовом амфиболите Y-446/2 вокруг граната наблюдается гранонематобластовый агрегат зерен амфибола, плагиоклаза и эпидота (см. рис. 7).

Химический состав эпидота из эпидот-гранатового амфиболита варьирует слабо и отвечает кристал-

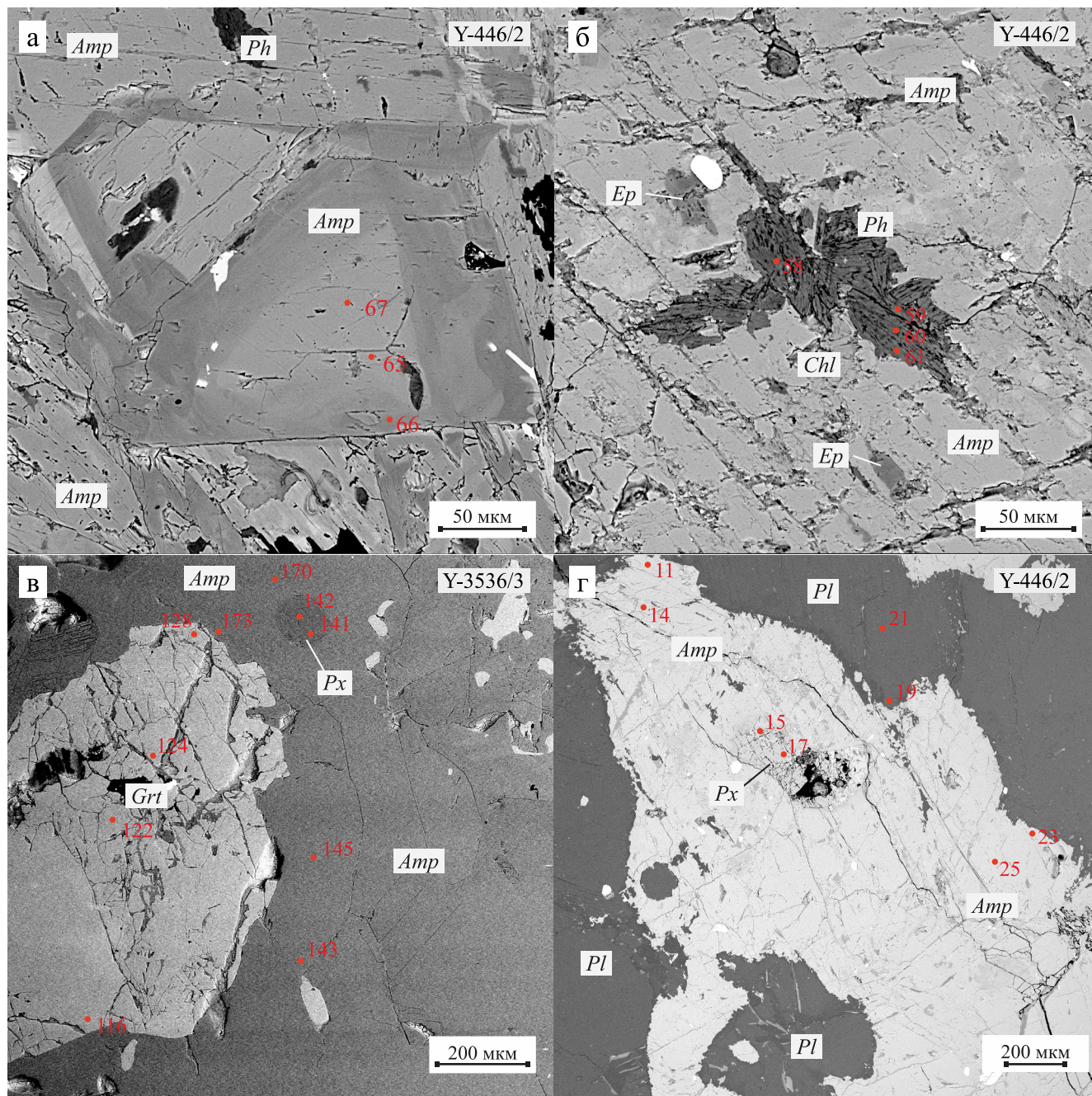


Рис. 6. Изображения в обратноотраженных электронах (BSE).

а – зональный амфибол в обр. Y-446/2, б – фенгит в обр. Y-446/2, в – обр. Y-3536/3, г – амфибол с реликтовым пироксеном в обр. Y-446/2. *Amp* – амфибол, *Chl* – хлорит, *Px* – пироксен, *Ep* – эпидот, *Grt* – гранат, *Ph* – фенгит, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 6. Back-scattered electron (BSE) images.

а – zonal amphibole in sample Y-446/2, б – phengite in sample Y-446/2, в – sample Y-3536/3, г – amphibole with relict pyroxene in sample Y-446/2. *Amp* – amphibole, *Chl* – chlorite, *Px* – pyroxene, *Ep* – epidote, *Grt* – garnet, *Ph* – phengite, *Pl* – plagioclase.

лохимической формуле $\text{Ca}_{1.97-2.05}\text{Al}_{0.95-1.02}(\text{Al}_{1.30-1.44}\text{Fe}_{0.52-0.70}\text{Mg}_{0.01-0.02}\text{Mn}_{0.01-0.02}\text{Ti}_{0.01-0.02})_{2.02-2.04}(\text{Si}_{2.00}\text{O}_7)(\text{Si}_{0.91-1.03}\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$.

Клинопироксен из клинопироксен-амфиболовых пород по классификационной диаграмме Са-

Mg-Fe пироксенов (Morimoto et al., 1988) соответствует диопсиду (см. рис. 8, обр. Y-3536/4). Составы клинопироксенов приведены в табл. 3. В минерале наблюдается повышенная концентрация натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 1.55-2.51$ мас. %). Отмечается харак-

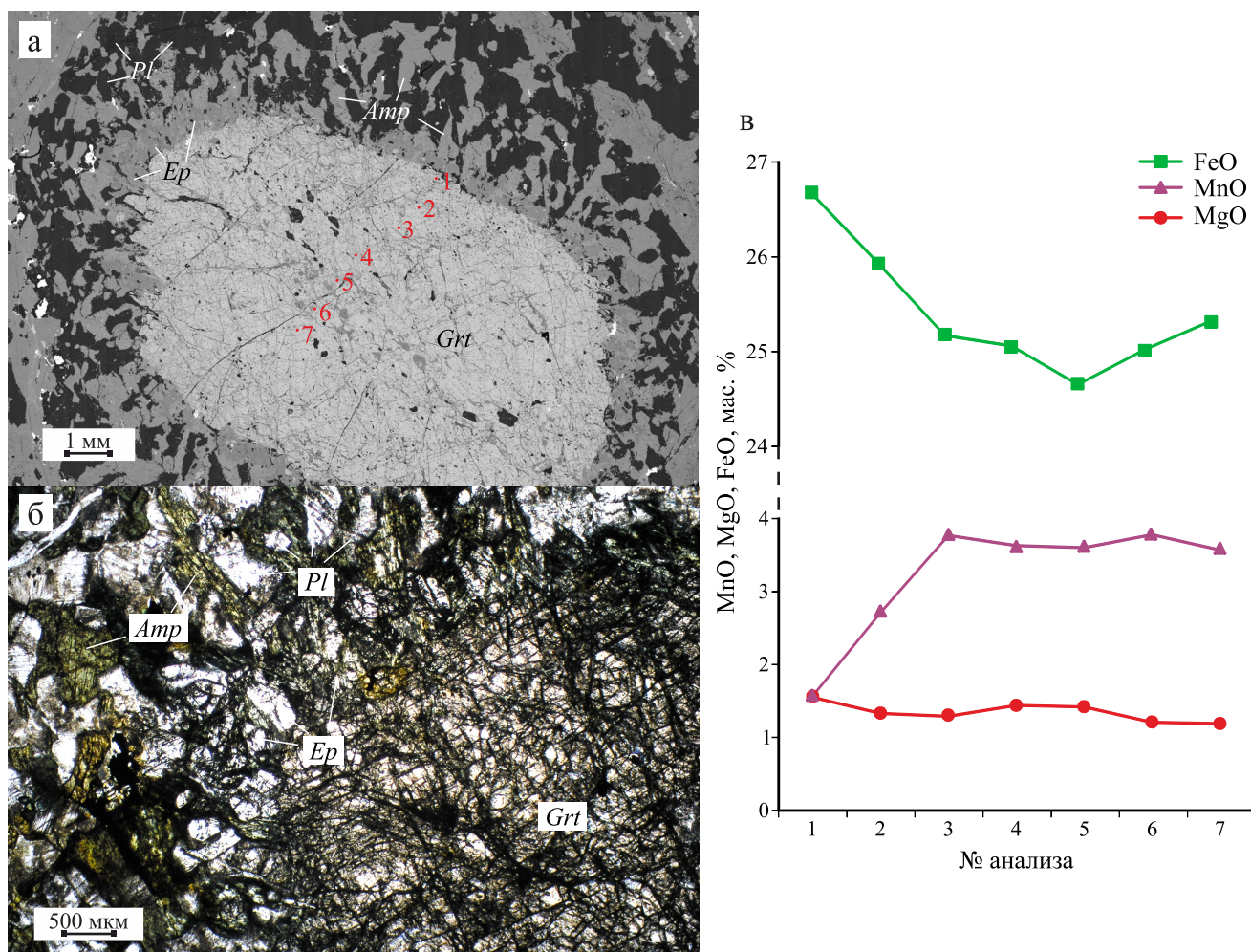


Рис. 7. Y-446/2 эпидот-гранатовый амфиболит.

а – BSE-изображение, б – фото шлифа без анализатора, в – концентрационный профиль через зерно граната.

Fig. 7. Y-446/2 epidote-garnet amphibolite.

a – BSE-image, б – photo of the thin section without analyzer, в – concentration profile through the garnet grain.

терная для метаморфических пород прямая пропорциональность между содержанием натрия и алюминия, отражающая вариацию жадеитового компонента (Добрецов и др., 1970). Содержание жадеитового компонента в пироксене из эпидот-гранатового амфиболита и клинопироксен-амфиболовой породы составляет 12–18%. Клиннопироксен, помимо базиса клинопироксен-амфиболовых пород, встречается в виде единичных изометричных реликтов в зернах амфибола из эпидот-гранатовых амфиболитов (см. рис. 6г). Реликтовый клинопироксен по составу также соответствует диопсиду (рис. 9, обр. Y-446/2), содержания Na_2O – 1.74–2.89 (см. табл. 3, ан. 15, 17, 78, 80), доля жадеитового компонента – 12–21%. Минерал отличается более высокой железистостью: $f = 34.0$ –35.6% (против $f = 27.4$ –30.6% в пироксене из основной ткани породы). Нужно отметить, что содержа-

ния Na_2O и Al_2O_3 в реликтах зерен пироксена также прямо пропорциональны. Это свидетельствует о том, что они образовались при метаморфизме и не являются остаточными минералами гипотетического габбрового протолита, как это предполагалось ранее (Добрецов и др., 1977).

Из особенностей химического состава флогопита можно отметить повышенное содержание антитового минала (33.7–38.9%), содержание TiO_2 изменяется от 0.23 до 1.42 мас. % (табл. 4). Состав флогопита представлен в табл. 4.

Парагонит встречен в качестве включений в порфиробластах граната и иногда образует сростания с ильменитом. Кроме этого, он выполняет трещины в зернах флогопита (см. табл. 4).

Фенгит представлен чешуйками размером от 50 до 100 мкм, образующими включения в амфиболе (см. рис. 6а, б). В индивидах проявлена химическая

Таблица 2. Химический состав граната из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из, мас. %**Table 2.** Chemical composition of garnet from amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif, wt %

| № обр. | Анализ | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|----------|--------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------|-------------------|------------------|--------|
| Y-446/2 | 1 к | 38.07 | 0.16 | 20.94 | 0.03 | 26.67 | 1.55 | 1.57 | 12.22 | 0.05 | 0.02 | 101.28 |
| | 2 | 37.54 | 0.17 | 20.45 | 0.01 | 25.93 | 1.33 | 2.71 | 11.67 | 0.06 | 0.00 | 99.87 |
| | 3 | 37.09 | 0.19 | 20.66 | 0.00 | 25.17 | 1.29 | 3.77 | 11.66 | 0.07 | 0.00 | 99.90 |
| | 4 | 37.5 | 0.2 | 20.74 | 0.02 | 25.06 | 1.44 | 3.63 | 11.61 | 0.06 | 0.00 | 100.26 |
| | 5 | 37.82 | 0.24 | 20.7 | 0.06 | 24.65 | 1.42 | 3.6 | 11.96 | 0.07 | 0.00 | 100.52 |
| | 6 | 37.66 | 0.16 | 20.37 | 0.03 | 25.02 | 1.21 | 3.78 | 12.01 | 0.04 | 0.00 | 100.28 |
| | 7 ц | 37.63 | 0.12 | 20.89 | 0.02 | 25.32 | 1.19 | 3.57 | 11.77 | 0.00 | 0.00 | 100.51 |
| Y-3533/1 | 21 к | 37.85 | 0.16 | 21.01 | 0.00 | 24.71 | 3.39 | 1.48 | 10.81 | 0.04 | 0.00 | 99.45 |
| | 23 ц | 38.53 | 0.1 | 20.88 | 0.00 | 25.48 | 3.1 | 0.83 | 11.1 | 0.02 | 0.01 | 100.05 |
| | 65 к | 38.43 | 0.17 | 20.77 | 0.00 | 24.7 | 3.02 | 1.95 | 11.62 | 0.05 | 0.00 | 100.71 |
| | 66 ц | 38.54 | 0.14 | 20.87 | 0.02 | 25.14 | 3.02 | 1.89 | 10.78 | 0.02 | 0.00 | 100.42 |
| | 69 ц | 38.03 | 0.12 | 20.62 | 0.13 | 25.53 | 2.54 | 0.6 | 11.47 | 0.04 | 0.00 | 99.08 |
| | 71 к | 38.39 | 0.17 | 20.9 | 0.08 | 24.43 | 3.26 | 1.62 | 10.88 | 0.00 | 0.00 | 99.73 |
| Y-3533/2 | 36 к | 39.01 | 0.02 | 21.59 | 0.04 | 25.46 | 8.5 | 1.92 | 3.62 | 0.02 | 0.02 | 100.20 |
| | 38 ц | 39.59 | 0.03 | 21.73 | 0.09 | 23.24 | 10.4 | 1.05 | 4.28 | 0.00 | 0.00 | 100.41 |
| | 49 к | 39.16 | 0.00 | 21.8 | 0.07 | 24.01 | 9.38 | 1.13 | 5.2 | 0.03 | 0.01 | 100.79 |
| | 50 ц | 39.25 | 0.03 | 21.95 | 0.04 | 22.86 | 10.45 | 1.12 | 4.42 | 0.00 | 0.00 | 100.12 |
| Y-3536/3 | 78 ц | 37.15 | 0.04 | 20.89 | 0.06 | 22.81 | 2.71 | 4.78 | 11.38 | 0.04 | 0.00 | 99.86 |
| | 77 к | 36.41 | 0.16 | 20.68 | 0.05 | 23.41 | 3.04 | 3.37 | 11.19 | 0.06 | 0.04 | 98.41 |
| | 116 к | 37.56 | 0.08 | 21.2 | 0.00 | 23.45 | 3.22 | 2.23 | 12.17 | 0.01 | 0.01 | 99.93 |
| | 122 ц | 35.64 | 0.06 | 20.26 | 0.00 | 24.65 | 3.77 | 2.89 | 10.44 | 0.02 | 0.01 | 97.74 |
| | 124 ц | 36.68 | 0.02 | 21.07 | 0.00 | 23.98 | 3.21 | 3.39 | 11.09 | 0.03 | 0.01 | 99.48 |
| | 128 к | 36.91 | 0.13 | 21.09 | 0.04 | 23.02 | 3.11 | 3.34 | 12.03 | 0.01 | 0.00 | 99.68 |
| № обр. | Анализ | Кристаллохимическая формула | | | | | | | | | | |
| Y-446/2 | 1 к | $(\text{Fe}_{1.68}\text{Ca}_{1.03}\text{Mg}_{0.18}\text{Mn}_{0.1}\text{Na}_{0.01})_{2.91}(\text{Al}_{1.92}\text{Fe}_{0.07}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.98}\text{Al}_{0.02})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 2 | $(\text{Fe}_{1.65}\text{Ca}_{1.00}\text{Mn}_{0.18}\text{Mg}_{0.16}\text{Na}_{0.01})_{3.00}(\text{Al}_{1.91}\text{Fe}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 3 | $(\text{Fe}_{1.59}\text{Ca}_{1.00}\text{Mn}_{0.25}\text{Mg}_{0.15}\text{Na}_{0.01})_{3.00}(\text{Al}_{1.90}\text{Fe}_{0.09}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 4 | $(\text{Fe}_{1.59}\text{Ca}_{0.99}\text{Mn}_{0.24}\text{Mg}_{0.17}\text{Na}_{0.01})_{3.00}(\text{Al}_{1.91}\text{Fe}_{0.07}\text{Ti}_{0.01})_{1.99}(\text{Si}_{2.97}\text{Al}_{0.03})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 5 | $(\text{Fe}_{1.57}\text{Ca}_{1.01}\text{Mn}_{0.24}\text{Mg}_{0.17}\text{Na}_{0.01})_{3.00}(\text{Al}_{1.92}\text{Fe}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})_{1.99}(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 6 | $(\text{Fe}_{1.7}\text{Ca}_{1.02}\text{Mn}_{0.25}\text{Mg}_{0.14}\text{Na}_{0.01})_{2.91}(\text{Al}_{1.90}\text{Fe}_{0.09}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 7 ц | $(\text{Fe}_{1.62}\text{Ca}_{1.00}\text{Mn}_{0.24}\text{Mg}_{0.14})_{3.00}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.98}\text{Al}_{0.02})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| Y-3533/1 | 21 к | $(\text{Fe}_{1.58}\text{Ca}_{0.91}\text{Mg}_{0.4}\text{Mn}_{0.1})_{2.99}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 23 ц | $(\text{Fe}_{1.62}\text{Ca}_{0.94}\text{Mg}_{0.36}\text{Mn}_{0.06})_{2.98}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 65 к | $(\text{Fe}_{1.54}\text{Ca}_{0.97}\text{Mg}_{0.35}\text{Mn}_{0.13})_{2.99}(\text{Al}_{1.91}\text{Fe}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 66 ц | $(\text{Fe}_{1.59}\text{Ca}_{0.91}\text{Mg}_{0.35}\text{Mn}_{0.13})_{2.98}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 69 ц | $(\text{Fe}_{1.65}\text{Ca}_{0.98}\text{Mg}_{0.3}\text{Mn}_{0.04})_{2.97}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}_{0.05}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 71 к | $(\text{Fe}_{1.57}\text{Ca}_{0.92}\text{Mg}_{0.38}\text{Mn}_{0.11})_{2.98}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}_{0.04}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| Y-3533/2 | 36 к | $(\text{Fe}_{1.60}\text{Mg}_{0.97}\text{Ca}_{0.30}\text{Mn}_{0.13})_{3.00}(\text{Al}_{1.96}\text{Fe}_{0.04})_{2.00}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 38 ц | $(\text{Fe}_{1.41}\text{Mg}_{1.17}\text{Ca}_{0.35}\text{Mn}_{0.07})_{3.00}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}_{0.06})_{2.00}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 49 к | $(\text{Fe}_{1.38}\text{Mg}_{1.18}\text{Ca}_{0.36}\text{Mn}_{0.07})_{2.99}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}_{0.07})_{2.00}(\text{Si}_{2.97}\text{Al}_{0.03})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 50 ц | $(\text{Fe}_{1.44}\text{Mg}_{1.06}\text{Ca}_{0.42}\text{Mn}_{0.07})_{2.99}(\text{Al}_{1.92}\text{Fe}_{0.08})_{2.00}(\text{Si}_{2.97}\text{Al}_{0.03})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| Y-3536/3 | 78 ц | $(\text{Fe}_{1.43}\text{Ca}_{0.96}\text{Mn}_{0.23}\text{Mg}_{0.36}\text{Na}_{0.01})_{2.99}(\text{Al}_{1.86}\text{Fe}_{0.13}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.91}\text{Al}_{0.09})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 77 к | $(\text{Fe}_{1.39}\text{Ca}_{0.96}\text{Mn}_{0.32}\text{Mg}_{0.32}\text{Na}_{0.01})_{3.00}(\text{Al}_{1.88}\text{Fe}_{0.12})_{2.00}(\text{Si}_{2.93}\text{Al}_{0.07})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 116 к | $(\text{Fe}_{1.45}\text{Ca}_{1.02}\text{Mn}_{0.15}\text{Mg}_{0.38})_{3.00}(\text{Al}_{1.91}\text{Fe}_{0.09})_{2.00}(\text{Si}_{2.95}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 122 ц | $(\text{Fe}_{1.45}\text{Ca}_{0.9}\text{Mn}_{0.2}\text{Mg}_{0.45})_{3.00}(\text{Al}_{1.79}\text{Fe}_{0.21})_{2.00}(\text{Si}_{2.87}\text{Al}_{0.13})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 124 ц | $(\text{Fe}_{1.45}\text{Ca}_{0.94}\text{Mn}_{0.23}\text{Mg}_{0.38})_{3.00}(\text{Al}_{1.86}\text{Fe}_{0.14})_{2.00}(\text{Si}_{2.9}\text{Al}_{0.1})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |
| | 128 к | $(\text{Fe}_{1.39}\text{Ca}_{1.02}\text{Mn}_{0.22}\text{Mg}_{0.37})_{3.00}(\text{Al}_{1.87}\text{Fe}_{0.13})_{2.00}(\text{Si}_{2.91}\text{Al}_{0.09})_{3.00}\text{O}_{12}$ | | | | | | | | | | |

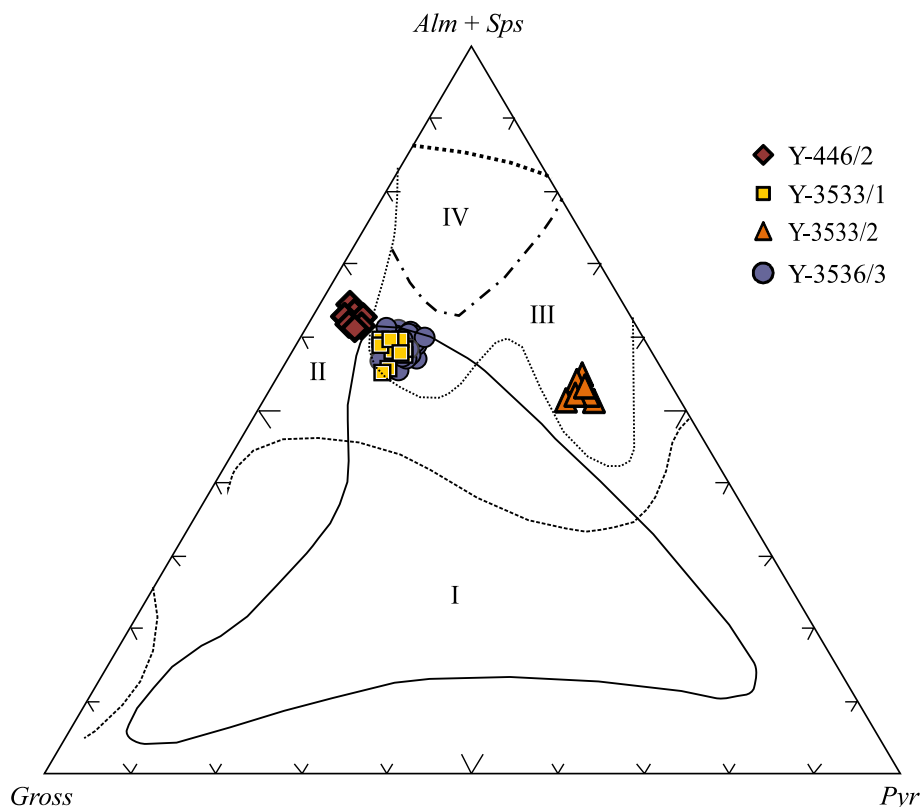


Рис. 8. Составы гранатов на диаграмме фациальной принадлежности гранатов по Н.В. Соболеву (Добрецов и др., 1970).

Фации: I – эклогитовая; II – гранулитовая (вместе с фациями кянитовых гнейсов и сланцев); III – амфиболитовая; IV – эпидот-амфиболитовая.

Fig. 8. Compositions of garnets on the diagram of facies affiliation of garnets according to N.V. Sobolev (Dobretsov et al., 1970).

Facies: I – eclogite; II – granulite (together with facies of kyanite gneisses and schists); III – amphibolite; IV – epidote-amphibolite.

зональность – в краевых частях зерен содержание Al_2O_3 уменьшается, а FeO и MgO – увеличивается. Отмечается примесь титана (TiO_2 до 0.5 мас. %) (см. табл. 4). По современной номенклатуре слюд (Rieder et al., 1998) слюды с содержанием Si в пределах 3.30–3.50 ф.к. называют фенгитами.

По рассчитанным кристаллохимическим формулам (см. табл. 4) была построена треугольная диаграмма (Васильев и др., 2012), показывающая количественное соотношение октаэдрических катионов в слюдах из гранатовых амфиболитов ЦЗМ (рис. 10).

Паргасит в амфибол-флогопит-гранатовых породах ассоциирует с флогопитом, альбитом и хлоритом; фенгит в гранатовом амфиболите образует мелкие идиоморфные лейсты в амфиболе. Эти особенности выделения минералов не позволяют рассматривать их в качестве продуктов более раннего или наложенного высокопараметрического метаморфизма, индикаторами которого в других обстановках они часто являются.

Плагиоклаз варьирует по составу от альбита (An_{1-8}) до олигоклаза (An_{9-21}). Составы плагиоклазов приведены в табл. 5.

Циркон представлен кристаллами призматического габитуса размером 0.01–0.25 мм. Встречается в виде включений в зернах амфибола. В цирконе определены примеси гафния ($HfO_2 = 1.42–4.62$ мас. %) и железа ($FeO = 0.41–0.73$ мас. %); расчетная формула $(Zr_{0.97}Hf_{0.01}Fe_{0.01})_{0.99}(Si_{1.00}O_{4.00})$.

Зерна апатита неправильной формы встречаются в качестве включений в гранате и базисе пород, размер – до 0.6 мм. В составе апатита обнаруживается невысокое содержание хлора ($Cl = 0.2$ мас. %), фтора ($F = 1.11–1.74$ мас. %). Также отмечается примесь стронция ($SrO = 0.32–0.74$ мас. %); кристаллохимическая формула $(Ca_{4.97}Fe_{0.01}Sr_{0.01})_{4.99}(P_{3.01}O_{12.00})(F_{0.29}OH, Cl_{0.01}O)$.

Ильменит в виде крупных (до 1 мм) неправильной формы зерен наблюдается в качестве включений в порфириобластах граната, в ассоциации с флогопитом и парагонитом в основной массе пород, а

Таблица 3. Химический состав пироксена из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из, мас. %**Table 3.** Chemical composition of pyroxene from amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif, wt %

| № обр. | Анализ | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|----------|--------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------|-------------------|------------------|--------|
| Y-446/2 | 15 | 52.73 | 0.07 | 2.7 | 0.03 | 9.29 | 11.64 | 0.15 | 21.71 | 1.74 | 0.02 | 100.16 |
| | 17 | 52.79 | 0.18 | 4.61 | 0.03 | 9.39 | 10.61 | 0.11 | 19.68 | 2.72 | 0.01 | 100.13 |
| | 56 | 52.21 | 0.04 | 2.36 | 0.04 | 9.11 | 12.41 | 0.11 | 22.11 | 1.37 | 0.03 | 99.79 |
| | 57 | 53.04 | 0.06 | 1.79 | 0.02 | 9.35 | 12.08 | 0.14 | 22.33 | 1.3 | 0.00 | 100.12 |
| | 78 | 52.74 | 0.19 | 4.12 | 0.02 | 8.94 | 11.16 | 0.06 | 20.28 | 2.45 | 0.01 | 100.00 |
| | 80 | 52.64 | 0.19 | 4.71 | 0.02 | 9.5 | 10.73 | 0.07 | 19.31 | 2.89 | 0.02 | 100.16 |
| Y-3536/3 | 141 | 50.38 | 0.22 | 3.81 | 0.01 | 10.18 | 10.57 | 0.32 | 20.69 | 2.35 | 0.01 | 98.54 |
| | 142 | 51.35 | 0.14 | 3.26 | 0.05 | 10.38 | 10.53 | 0.49 | 21.22 | 2.08 | 0.00 | 99.50 |
| | 194 | 50.59 | 0.09 | 2.02 | 0.15 | 10.34 | 11.15 | 0.65 | 22.25 | 1.48 | 0.01 | 98.73 |
| | 195 | 50.08 | 0.01 | 1.94 | 0 | 10.17 | 11.08 | 0.6 | 22.07 | 1.45 | 0.01 | 97.41 |
| | 196 | 50.11 | 0.07 | 2.24 | 0.01 | 10.43 | 11.03 | 0.66 | 21.8 | 1.63 | 0.01 | 97.99 |
| Y-3536/4 | 2-3 | 53.27 | 0.1 | 2.62 | 0.02 | 7.97 | 11.88 | 0.24 | 22.18 | 1.77 | 0.02 | 100.11 |
| | 2-6 | 53.03 | 0.11 | 2.48 | 0.00 | 8.61 | 11.63 | 0.28 | 22.05 | 1.84 | 0.00 | 100.12 |
| | 4-1 | 52.88 | 0.18 | 3.59 | 0.08 | 8.51 | 11.6 | 0.23 | 20.79 | 2.39 | 0.00 | 100.31 |
| | 4-3 | 52.73 | 0.19 | 3.99 | 0.08 | 8.38 | 11.29 | 0.25 | 20.78 | 2.51 | 0.00 | 100.21 |
| | 10 | 52.82 | 0.15 | 2.46 | 0.00 | 8.72 | 12.19 | 0.26 | 22.56 | 1.64 | 0.00 | 100.84 |
| № обр. | Анализ | Кристаллохимическая формула | | | | | | | | | | |
| Y-446/2 | 15 | (Ca _{0.87} Na _{0.13}) _{1.00} (Mg _{0.65} Fe _{0.29} Al _{0.07}) _{1.01} (Al _{0.05} Si _{1.97}) _{2.02} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 17 | (Ca _{0.78} Na _{0.20}) _{0.98} (Mg _{0.59} Fe _{0.29} Al _{0.15} Ti _{0.01}) _{1.05} (Al _{0.05} Si _{1.96}) _{2.01} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 56 | (Ca _{0.89} Na _{0.10}) _{0.99} (Mg _{0.69} Fe _{0.29} Al _{0.04}) _{1.04} (Al _{0.06} Si _{1.96}) _{2.02} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 57 | (Ca _{0.89} Na _{0.09}) _{0.98} (Mg _{0.67} Fe _{0.29} Al _{0.05}) _{0.99} (Al _{0.03} Si _{1.98}) _{2.01} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 78 | (Ca _{0.81} Na _{0.18}) _{0.99} (Mg _{0.62} Fe _{0.28} Al _{0.12} Ti _{0.01}) _{1.03} (Al _{0.05} Si _{1.96}) _{2.01} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 80 | (Ca _{0.77} Na _{0.21}) _{0.98} (Mg _{0.59} Fe _{0.28} Al _{0.14} Ti _{0.01}) _{1.04} (Al _{0.06} Si _{1.96}) _{2.01} O ₆ | | | | | | | | | | |
| Y-3536/3 | 141 | (Ca _{0.83} Na _{0.17}) _{1.00} (Mg _{0.59} Fe _{0.32} Al _{0.08} Ti _{0.01}) _{1.00} (Al _{0.11} Si _{1.89}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 142 | (Ca _{0.85} Na _{0.15}) _{1.00} (Mg _{0.59} Fe _{0.32} Al _{0.06}) _{0.97} (Al _{0.08} Si _{1.92}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 194 | (Ca _{0.90} Na _{0.11}) _{1.01} (Mg _{0.63} Fe _{0.33}) _{0.99} (Al _{0.09} Si _{1.91}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 195 | (Ca _{0.91} Na _{0.11}) _{1.02} (Mg _{0.63} Fe _{0.33} Al _{0.01}) _{0.97} (Al _{0.08} Si _{1.92}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 196 | (Ca _{0.89} Na _{0.12}) _{1.01} (Mg _{0.63} Fe _{0.33} Al _{0.01}) _{0.97} (Al _{0.09} Si _{1.91}) _{2.01} O ₆ | | | | | | | | | | |
| Y-3536/4 | 2-3 | (Ca _{0.88} Na _{0.13}) _{1.01} (Mg _{0.65} Fe _{0.25} Al _{0.08} Mn _{0.01}) _{0.99} (Al _{0.03} Si _{1.97}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 2-6 | (Ca _{0.87} Na _{0.13}) _{1.00} (Mg _{0.64} Fe _{0.27} Al _{0.07} Mn _{0.01}) _{0.99} (Al _{0.04} Si _{1.96}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 4-1 | (Ca _{0.82} Na _{0.17}) _{0.99} (Mg _{0.64} Fe _{0.26} Al _{0.10} Mn _{0.01}) _{1.01} (Al _{0.06} Si _{1.94}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 4-3 | (Ca _{0.82} Na _{0.18}) _{1.00} (Mg _{0.62} Fe _{0.26} Al _{0.11} Mn _{0.01}) _{1.00} (Al _{0.06} Si _{1.94}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |
| | 10 | (Ca _{0.89} Na _{0.12}) _{1.01} (Mg _{0.67} Fe _{0.27} Al _{0.05} Mn _{0.01}) _{1.00} (Al _{0.06} Si _{1.94}) _{2.00} O ₆ | | | | | | | | | | |

также более мелких (0.05–0.10 мм) – в сростании с рутилом в амфиболе. Содержание примеси MnO достигает 4.69 мас. %; кристаллохимическая формула (Fe_{0.92}Mn_{0.07}Mg_{0.01})_{1.00}(Ti_{0.95}Fe_{0.05})_{1.00}O_{3.00}.

Титанит образует зерна неправильной округлой формы величиной до 1 мм. Минерал встречается в виде включений в клинопироксене, амфиболе, гранате. Химический состав титанита постоянен; кристаллохимическая формула Ca_{1.01}(Ti_{0.94}Al_{0.03}Fe_{0.01})_{0.98}((Si_{0.98}Al_{0.02})_{1.00}O_{4.00})O.

Рутил в виде мелких вростков (до 0.1 мм) красновато-коричневой окраски встречен в титаните, гранате и амфиболе. В рутиле определены приме-

си, мас. %: FeO – 0.42–0.96 и V₂O₃ – 0.26–0.69. Химический состав минерала близок к стехиометрическому – Ti_{0.99}Fe_{0.01}O_{2.00}.

Пирит и халькопирит встречаются в качестве включений в гранате, а также в основной массе пород, размер зерен достигает 0.5 мм. По данным СЭМ минералы не содержат примесей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

На основе результатов изучения химического состава минералов метабазитов ЦЗМ были определены *P-T* параметры их образования. Расчеты

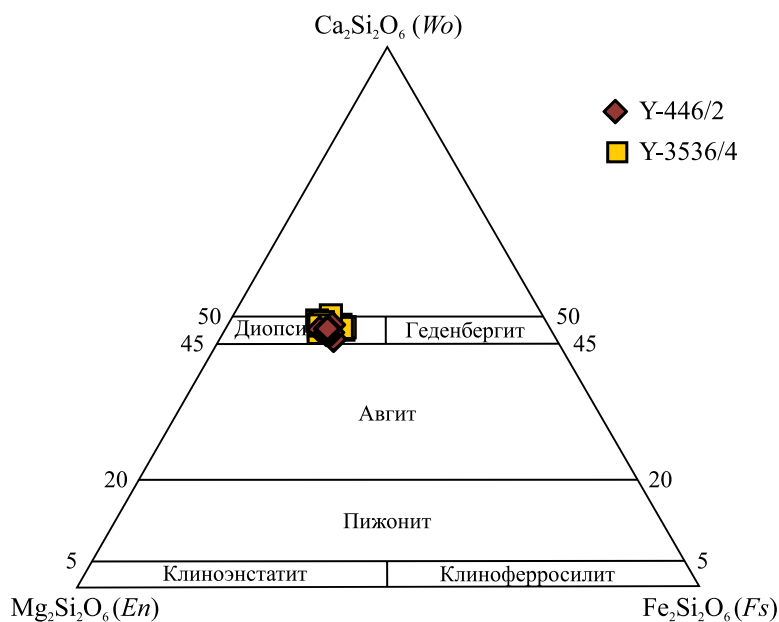


Рис. 9. Соотношение миалов в клинопироксенах (Morimoto et al., 1988).

Fig. 9. Minal ratio in clinopyroxenes (Morimoto et al., 1988).

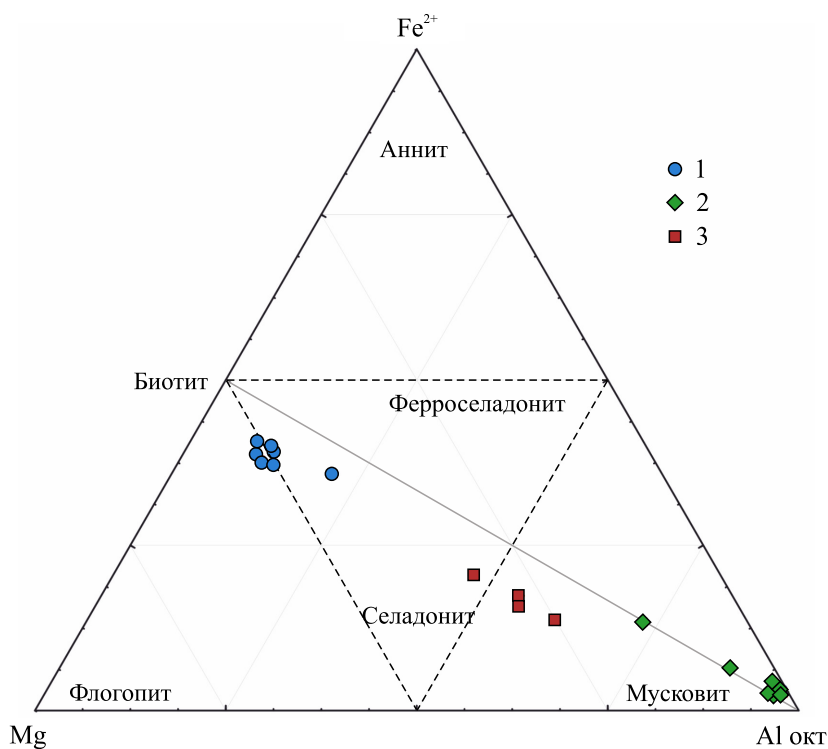


Рис. 10. Диаграмма Fe^{2+} -Mg-Al с фигуративными точками составов слюды из гранатовых амфиболитов ЦЗМ (Васильев и др., 2012).

Точки, вынесенные на диаграмму, соответствуют анализам из табл. 4: 1 – флогопит, 2 – паргонит, 3 – фенгит.

Fig. 10. Fe^{2+} -Mg-Al diagram with figurative points of mica compositions from garnet amphibolites of the Central zone of metamorphism (Vasiliev et al., 2012).

The points shown on the diagram correspond to the analyzes from Table 4: 1 – phlogopite, 2 – paragonite, 3 – phengite.

Таблица 4. Химический состав флогопита, парагонита и фенгита из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из, мас. %**Table 4.** Chemical composition of phlogopite, paragonite and phengite from amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif, wt %

| Анализ | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | Сумма |
|-----------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------|-------------------|------------------|------|-------|
| Флогопит | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 36.82 | 0.23 | 20.26 | 0.08 | 15.89 | 10.69 | 0.30 | 0.01 | 1.21 | 8.25 | 0.00 | 93.74 |
| 19 | 35.81 | 0.51 | 17.73 | 0.09 | 17.55 | 12.34 | 0.24 | 0.00 | 0.61 | 8.99 | 0.26 | 94.13 |
| 32 | 34.98 | 0.78 | 16.93 | 0.09 | 18.68 | 12.96 | 0.26 | 0.02 | 0.56 | 7.68 | 0.21 | 93.15 |
| 42 | 34.94 | 0.67 | 17.48 | 0.10 | 17.79 | 12.3 | 0.29 | 0.00 | 0.64 | 8.63 | 0.22 | 93.06 |
| 56 | 36.06 | 0.27 | 18.31 | 0.13 | 17.04 | 12.92 | 0.25 | 0.00 | 0.80 | 8.94 | 0.20 | 94.92 |
| 57 | 35.95 | 1.42 | 17.74 | 0.05 | 16.68 | 12.66 | 0.23 | 0.00 | 0.86 | 8.91 | 0.26 | 94.76 |
| 58 | 35.99 | 1.15 | 16.76 | 0.14 | 17.37 | 12.85 | 0.23 | 0.00 | 0.64 | 8.78 | 0.26 | 94.17 |
| Парагонит | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 44.39 | 0.08 | 37.39 | 0.06 | 2.44 | 1.18 | 0.01 | 0.06 | 6.72 | 1.71 | 0.21 | 94.25 |
| 8 | 45.61 | 0.00 | 39.80 | 0.06 | 1.09 | 0.10 | 0.01 | 0.14 | 7.42 | 0.44 | 0.08 | 94.75 |
| 17 | 46.00 | 0.00 | 40.30 | 0.12 | 1.18 | 0.15 | 0.05 | 0.20 | 7.19 | 0.56 | 0.10 | 95.85 |
| 30 | 43.96 | 0.04 | 37.84 | 0.14 | 1.41 | 0.24 | 0.04 | 0.24 | 6.80 | 0.79 | 0.00 | 91.50 |
| 41 | 44.82 | 0.02 | 39.66 | 0.08 | 1.14 | 0.11 | 0.01 | 0.16 | 7.17 | 0.62 | 0.11 | 93.90 |
| 53 | 45.78 | 0.04 | 39.69 | 0.03 | 1.01 | 0.13 | 0.00 | 0.11 | 7.42 | 0.41 | 0.05 | 94.67 |
| 54 | 45.26 | 0.07 | 39.94 | 0.04 | 1.00 | 0.16 | 0.00 | 0.18 | 7.11 | 0.59 | 0.06 | 94.41 |
| 55 | 45.85 | 0.08 | 39.88 | 0.03 | 0.98 | 0.14 | 0.01 | 0.18 | 7.31 | 0.50 | 0.03 | 94.99 |
| Фенгит | | | | | | | | | | | | |
| 58 | 50.31 | 0.03 | 21.81 | 0.00 | 4.88 | 5.04 | 0.05 | 0.17 | 0.07 | 10.78 | 0.00 | 93.14 |
| 59 | 49.50 | 0.10 | 22.88 | 0.00 | 6.74 | 6.10 | 0.02 | 0.08 | 0.02 | 10.99 | 0.00 | 96.43 |
| 60 | 49.22 | 0.04 | 21.37 | 0.00 | 5.96 | 6.01 | 0.03 | 0.12 | 0.06 | 10.44 | 0.00 | 93.25 |
| 61 | 47.53 | 0.05 | 21.44 | 0.00 | 8.10 | 7.18 | 0.08 | 0.19 | 0.05 | 9.89 | 0.00 | 94.51 |
| Анализ | Кристаллохимическая формула | | | | | | | | | | | |
| Флогопит | | | | | | | | | | | | |
| 7 | (K _{0.79} Na _{0.18}) _{0.97} (Mg _{1.20} Fe _{1.00} Al _{0.58}) _{2.78} [Al _{1.22} Si _{2.78} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 19 | (K _{0.88} Na _{0.09} Ba _{0.01}) _{0.98} (Mg _{1.41} Fe _{1.12} Al _{0.35} Cr _{0.01}) _{2.89} [Al _{1.26} Si _{2.74} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 32 | (K _{0.76} Na _{0.08} Ba _{0.01}) _{0.85} (Mg _{1.50} Fe _{1.21} Al _{0.26} Cr _{0.01}) _{2.98} [Al _{1.29} Si _{2.78} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 42 | (K _{0.86} Na _{0.10} Ba _{0.01}) _{0.97} (Mg _{1.42} Fe _{1.16} Al _{0.32} Cr _{0.01}) _{2.91} [Al _{1.29} Si _{2.71} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 56 | (K _{0.86} Na _{0.12} Ba _{0.01}) _{0.99} (Mg _{1.46} Fe _{1.08} Al _{0.36} Cr _{0.01}) _{2.91} [Al _{1.27} Si _{2.73} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 57 | (K _{0.86} Na _{0.13} Ba _{0.01}) _{1.00} (Mg _{1.43} Fe _{1.06} Al _{0.31} Cr _{0.01}) _{2.81} [Al _{1.27} Si _{2.73} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 58 | (K _{0.86} Na _{0.09} Ba _{0.01}) _{0.96} (Mg _{1.47} Fe _{1.11} Al _{0.27} Cr _{0.01}) _{2.86} [Al _{1.25} Si _{2.75} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| Парагонит | | | | | | | | | | | | |
| 7 | (Na _{0.86} K _{0.14} Ba _{0.01}) _{1.01} (Al _{1.84} Mg _{0.12} Fe _{0.13}) _{2.09} [Al _{1.07} Si _{2.93} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 8 | (Na _{0.93} K _{0.04} Ca _{0.01}) _{0.98} (Al _{1.97} Fe _{0.06} Mg _{0.01}) _{2.04} [Al _{1.06} Si _{2.94} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 17 | (Na _{0.89} K _{0.05} Ca _{0.01}) _{0.95} (Al _{1.87} Fe _{0.06} Mg _{0.01}) _{1.94} [Al _{1.06} Si _{2.94} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 18 | (Na _{0.73} K _{0.21} Ca _{0.01}) _{0.95} (Al _{1.64} Mg _{0.30} Fe _{0.30}) _{2.24} [Al _{1.13} Si _{2.87} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 30 | (Na _{0.88} K _{0.07} Ca _{0.02}) _{0.97} (Al _{1.94} Fe _{0.08} Mg _{0.02}) _{2.04} [Al _{1.05} Si _{2.95} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 41 | (Na _{0.91} K _{0.05} Ca _{0.01}) _{0.97} (Al _{1.98} Fe _{0.06} Mg _{0.01}) _{2.05} [Al _{1.08} Si _{2.92} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 53 | (Na _{0.93} K _{0.03} Ca _{0.01}) _{0.97} (Al _{1.97} Fe _{0.05} Mg _{0.01}) _{2.03} [Al _{1.05} Si _{2.95} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 54 | (Na _{0.89} K _{0.05} Ca _{0.01}) _{0.95} (Al _{1.98} Fe _{0.05} Mg _{0.02}) _{2.05} [Al _{1.07} Si _{2.93} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 55 | (Na _{0.91} K _{0.04} Ca _{0.01}) _{0.96} (Al _{1.97} Fe _{0.05} Mg _{0.01}) _{2.03} [Al _{1.05} Si _{2.53} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| Фенгит | | | | | | | | | | | | |
| 58 | (K _{0.96} Ca _{0.01} Na _{0.01}) _{0.98} (Al _{1.29} Mg _{0.52} Fe _{0.28}) _{2.09} [Al _{0.50} Si _{3.50} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 59 | (K _{0.96} Ca _{0.01}) _{0.97} (Al _{1.21} Mg _{0.62} Fe _{0.38}) _{2.21} [Al _{0.63} Si _{3.37} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 60 | (K _{0.93} Ca _{0.01} Na _{0.01}) _{0.95} (Al _{1.21} Mg _{0.63} Fe _{0.35}) _{2.19} [Al _{0.55} Si _{3.45} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |
| 61 | (K _{0.88} Ca _{0.01} Na _{0.01}) _{0.90} (Al _{1.10} Mg _{0.75} Fe _{0.47}) _{2.32} [Al _{0.67} Si _{3.33} O ₁₀](OH) ₂ | | | | | | | | | | | |

Таблица 5. Химический состав плагиоклаза из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из, мас. %

Table 5. Chemical composition of plagioclase from amphibolites of the Central zone of metamorphic of the Rai-Iz massif, wt %

| № обр. | Анализ | SiO ₂ | TiO ₂ | Cr ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|----------|--------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|
| Y-446/2 | 28 к | 66.48 | 0.02 | 0.01 | 21.70 | 0.11 | 0.01 | 0.00 | 1.94 | 10.77 | 0.12 | 101.16 |
| | 30 ц | 65.62 | 0.02 | 0.01 | 21.72 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 2.22 | 10.64 | 0.06 | 100.32 |
| | 41 ц | 68.53 | 0.01 | 0.17 | 19.78 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.44 | 11.65 | 0.11 | 100.75 |
| | 45 к | 65.02 | 0.03 | 0.09 | 22.34 | 0.11 | 0.01 | 0.00 | 3.09 | 10.14 | 0.07 | 100.9 |
| | 19 к | 65.56 | 0.00 | 0.25 | 22.26 | 0.15 | 0.02 | 0.00 | 2.59 | 10.37 | 0.06 | 101.26 |
| | 21 ц | 64.81 | 0.00 | 0.02 | 21.94 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 2.84 | 10.43 | 0.07 | 100.15 |
| Y-3533/1 | 76 к | 62.87 | 0.00 | 0.00 | 22.90 | 0.08 | 0.00 | 0.05 | 4.06 | 9.62 | 0.05 | 99.63 |
| | 77 ц | 63.73 | 0.00 | 0.01 | 22.86 | 0.10 | 0.00 | 0.06 | 4.01 | 9.68 | 0.04 | 100.49 |
| | 98 к | 62.80 | 0.02 | 0.02 | 22.91 | 0.12 | 0.01 | 0.01 | 4.09 | 9.42 | 0.05 | 99.45 |
| | 99 ц | 63.13 | 0.00 | 0.00 | 22.75 | 0.20 | 0.00 | 0.00 | 4.08 | 9.73 | 0.04 | 99.93 |
| Y-3533/2 | 109 к | 67.78 | 0.00 | 0.00 | 18.62 | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 0.43 | 11.46 | 0.02 | 98.55 |
| | 110 ц | 66.26 | 0.00 | 0.02 | 18.78 | 1.05 | 0.86 | 0.03 | 0.40 | 11.03 | 0.13 | 98.56 |
| Y-3536/4 | 5 к | 64.50 | 0.29 | 0.06 | 22.07 | 0.12 | 0.00 | 0.05 | 3.08 | 10.12 | 0.04 | 100.33 |
| | 6 ц | 65.61 | 0.06 | 0.01 | 22.03 | 0.20 | 0.02 | 0.00 | 2.96 | 10.41 | 0.04 | 101.34 |
| | 8 ц | 65.34 | 0.00 | 0.00 | 22.14 | 0.19 | 0.00 | 0.00 | 2.97 | 10.14 | 0.03 | 100.81 |
| | 9 к | 66.45 | 0.04 | 0.01 | 21.87 | 0.21 | 0.00 | 0.00 | 2.41 | 10.54 | 0.03 | 101.56 |
| | 8 ц | 68.03 | 0.02 | 0.00 | 20.39 | 0.21 | 0.01 | 0.01 | 1.11 | 11.10 | 0.04 | 100.92 |
| | 7 к | 65.10 | 0.01 | 0.00 | 22.26 | 0.23 | 0.01 | 0.00 | 3.04 | 10.13 | 0.07 | 100.85 |
| № обр. | Анализ | Кристаллохимическая формула | | | | | | | | | | |
| Y-446/2 | 28 к | (Na _{0.91} Ca _{0.09} K _{0.01}) _{1.01} Al _{1.11} Si _{2.88} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 30 ц | (Na _{0.90} Ca _{0.1}) _{1.00} Al _{1.12} Si _{2.87} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 41 ц | (Na _{0.98} Ca _{0.02}) _{1.00} Al _{1.01} Si _{2.97} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 45 к | (Na _{0.86} Ca _{0.14}) _{1.00} Al _{1.15} Si _{2.84} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 19 к | (Na _{0.87} Ca _{0.12}) _{1.00} Al _{1.14} Si _{2.85} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 21 ц | (Na _{0.89} Ca _{0.13}) _{1.02} Al _{1.13} Si _{2.84} O ₈ | | | | | | | | | | |
| Y-3533/1 | 76 к | (Na _{0.82} Ca _{0.19}) _{1.01} Al _{1.19} Si _{2.78} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 77 ц | (Na _{0.82} Ca _{0.19}) _{1.01} Al _{1.18} Si _{2.79} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 98 к | (Na _{0.81} Ca _{0.19}) _{1.00} Al _{1.20} Si _{2.78} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 99 ц | (Na _{0.91} Ca _{0.09}) _{1.00} Al _{1.18} Si _{2.78} O ₈ | | | | | | | | | | |
| Y-3536/2 | 109 к | (Na _{0.98} Ca _{0.02}) _{1.00} Al _{0.97} Si _{3.00} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 110 ц | (Na _{0.95} Ca _{0.02} K _{0.01}) _{0.98} Al _{0.98} Si _{2.93} O ₈ | | | | | | | | | | |
| Y-3536/4 | 5 к | (Na _{0.86} Ca _{0.15}) _{1.01} Al _{1.14} Si _{2.83} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 6 ц | (Na _{0.88} Ca _{0.14}) _{1.02} Al _{1.13} Si _{2.84} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 8 ц | (Na _{0.86} Ca _{0.14}) _{1.00} Al _{1.14} Si _{2.85} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 9 к | (Na _{0.88} Ca _{0.11}) _{0.99} Al _{1.12} Si _{2.87} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 8 ц | (Na _{0.94} Ca _{0.05}) _{0.99} Al _{1.04} Si _{2.96} O ₈ | | | | | | | | | | |
| | 7 к | (Na _{0.86} Ca _{0.14}) _{1.00} Al _{1.15} Si _{2.84} O ₈ | | | | | | | | | | |

выполнены по амфибол-плагиоклазовому геотермометру (Jaques et al., 1982; Holland, Blundy, 1994) и эмпирическому геобарометру (Ферштатер, 1990); мономинеральному амфиболовому геобарометру (Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991); гранат-амфиболовому геотермометру (Wells, 1979; Graham, Powell, 1984; Powell, 1985; Perchuk, Lavrent'eva, 1990). Результаты расчетов представлены в табл. 6, 7. И использованные геотермобарометры

позволяют оценить давление с точностью ± 1–3 кбар, температуру – ± 50°C.

Для оценки пиковых значений параметров метаморфизма произведены расчеты температур краевых и центральных частей зерен гранатов и контактирующих с ними амфиболов, аналогично рассчитаны температуры для пары амфибол–плагиоклаз.

Наиболее высокобарическими породами являются гранатовый амфиболит Y-3533/1 ($P = 8$ –

Таблица 6. *P-T* параметры образования амфиболитов по мономинеральному амфиболовому геобарометру и гранат-амфиболовому геотермометру**Table 6.** *P-T* parameters amphibolites by monomineral amphibole geobarometer and garnet-hornblende geothermometer

| № обр. | <i>Hbl</i> геобарометры, <i>P</i> , кбар | | <i>Grt-Hbl</i> геотермометры, <i>T</i> , °C | | | |
|----------|---|-------------------------|--|------------------------|---------------|------------------------------|
| | (Shmidt, 1991) | (Hamarstrom, Zen, 1986) | (Powell, 1985) | (Graham, Powell, 1984) | (Wells, 1979) | (Perchuk, Lavrent'eva, 1990) |
| Y-446/2 | 6.4–7.7 | 6.2–7.5 | 482–534 | 492–541 | 467–506 | 493–554 |
| Y-3533/1 | 8.6–11.2 | 8.4–11.1 | 699–812 | 677–784 | 648–755 | 733–859 |
| Y-3533/2 | 10.0–10.7 | 9.9–10.7 | 521–706 | 521–684 | 670–829 | – |
| Y-3536/3 | 6.9–7.2 | 6.8–7.0 | 693–767 | 708–751 | 654–719 | 712–828 |
| Y-3536/4 | 5.7–6.8 | 5.5–6.6 | – | – | – | – |

Примечание. *Grt* – гранат, *Hbl* – амфибол.Note. *Grt* – garnet, *Hbl* – amphibole.**Таблица 7.** *P-T* параметры образования амфиболитов по амфибол-плагиоклазовым геотермобарометрам**Table 7.** *P-T* parameters amphibolite formation by c amphibole-plagioclase geothermobarometers

| № обр. | <i>Pl-Hbl</i> геотермометры, <i>T</i> , °C | | Эмпирический <i>Pl-Hbl</i> геобарометр, <i>P</i> , кбар |
|----------|---|-----------------------|--|
| | (Holland, Blundy, 1994) | (Jaques et al., 1982) | |
| Y-446/2 | 431–583 | 428–590 | 6–9 |
| Y-3533/1 | 499–584 | 656–777 | 9–13 |
| Y-3533/2 | 471–487 | 477–480 | >13 |
| Y-3536/4 | 509–600 | 486–607 | 6–9 |

Примечание. *Hbl* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз.Note. *Hbl* – amphibole, *Pl* – plagioclase.

13 кбар, $T = 500\text{--}860^\circ\text{C}$) и амфибол-флогопит-гранатовая порода Y-3533/2 ($P = 10\text{--}13$ кбар, $T = 470\text{--}830^\circ\text{C}$). Эпидот-гранатовый амфиболит и безгранатовая клинопироксен-амфиболовая порода (Y-3536/4) образовались при относительно более низких давлениях – 6–9 кбар – и температуре 430–600°C.

Амфибол-плагиоклазовый геобарометр (Ферштатер, 1990) показал сопоставимые значения давления (см. табл. 7).

В амфибол-флогопит-гранатовой породе (обр. Y-3533/2) наблюдается высокое содержание магния в амфиболе и гранате, с этим связаны завышенные значения температуры по гранат-амфиболовому геотермометру (Perchuk, Lavrent'eva, 1990).

Параметры образования эпидот-гранатового амфиболита (обр. Y-446/2) соответствуют низкотемпературной границе зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Условия метаморфизма гранатового амфиболита (обр. Y-3533/1), амфибол-флогопит-гранатовой породы (обр. Y-3533/2), эпидот-гранатового амфиболита (обр. Y-3536/3) и безгранатовой клинопироксен-амфиболовой породы (обр. Y-3536/4) отвечают границе амфиболитовой и гранулитовой фаций.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛИТОВ

Химический состав исследованных амфиболитов приведен в табл. 8. Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в породах изменяется от 1.14 до 2.88 мас. % при преобладании натрия над калием – отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 2.13 до 5.58.

На классификационной TAS-диаграмме точки составов крупнозернистых гранатовых амфиболитов приурочены к области пород умеренной щелочности, а среднезернистые гранатовые амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые породы ложатся в область пород нормальной щелочности; как первые, так и вторые располагаются в поле базальтов и пикробазальтов (рис. 11). Исследованные породы отличаются от базальтов MORB более низким содержанием щелочей и кремнезема.

На дискриминационной диаграмме $\text{TiO}_2\text{--FeO}/\text{MgO}$ (рис. 12) амфиболиты ЦЗМ приурочены к полю базальтов типа MORB. При этом встречаются единичные образцы гранатовых амфиболитов, не входящие в область распространения базальтов MORB.

Таблица 8. Химический состав амфиболитов, мас. %

Table 8. Chemical composition of amphibolites, wt %

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ сум | MnO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | CaO | P ₂ O ₅ | П. п. п. | Сумма |
|----------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------------------------|------|-------|-------------------|------------------|-------|-------------------------------|----------|--------|
| Y-445/1 | 44.11 | 1.74 | 11.99 | 15.17 | 0.31 | 13.27 | 1.18 | 0.28 | 9.97 | 0.02 | 0.91 | 98.96 |
| Y-446/4 | 43.11 | 1.00 | 16.22 | 13.29 | 0.29 | 7.86 | 1.49 | 0.67 | 12.27 | 0.05 | 4.40 | 100.65 |
| Y-446/9 | 43.82 | 0.13 | 20.27 | 7.42 | 0.11 | 11.23 | 0.74 | 0.35 | 15.21 | 0.02 | 1.42 | 100.71 |
| Y-447/1 | 44.38 | 1.42 | 16.13 | 13.76 | 0.35 | 8.56 | 1.27 | 0.26 | 12.75 | 0.05 | 0.64 | 99.58 |
| Y-3529/2 | 48.52 | 1.73 | 12.03 | 14.04 | 0.23 | 9.06 | 0.89 | 0.26 | 12.08 | 0.14 | 0.95 | 99.93 |
| Y-3533/1 | 40.73 | 2.53 | 13.12 | 20.45 | 0.55 | 7.00 | 1.74 | 0.33 | 10.90 | 0.08 | 1.90 | 99.31 |
| Y-3533/3 | 45.51 | 1.09 | 12.08 | 14.10 | 0.33 | 12.43 | 1.37 | 0.50 | 10.59 | 0.05 | 0.95 | 99.02 |
| Y-3536/1 | 41.62 | 1.79 | 14.73 | 16.57 | 0.24 | 9.72 | 1.96 | 0.52 | 11.47 | 0.02 | 0.79 | 99.44 |
| Y-3536/3 | 43.67 | 1.90 | 10.06 | 15.41 | 0.45 | 11.05 | 0.88 | 0.29 | 14.66 | 0.02 | 1.09 | 99.48 |
| Y-3536/4 | 48.31 | 1.01 | 8.82 | 12.07 | 0.21 | 13.39 | 1.15 | 0.26 | 14.18 | 0.15 | 1.01 | 100.57 |

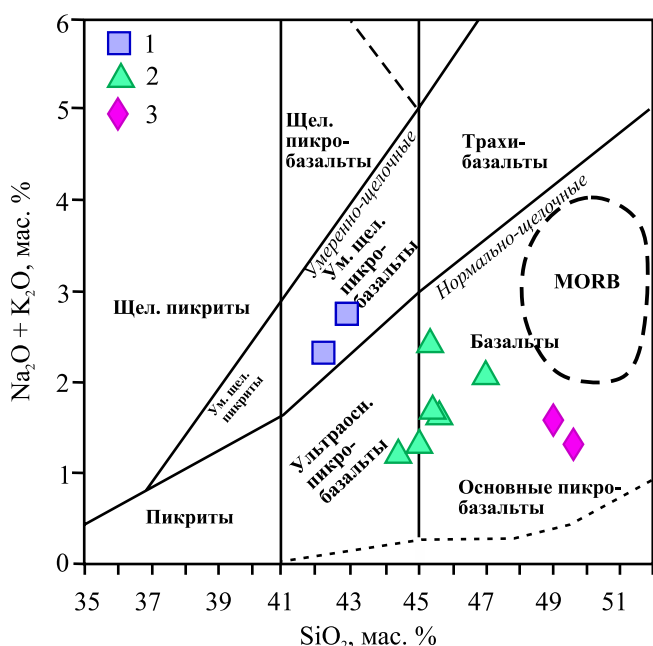


Рис. 11. Фрагмент TAS-диаграммы для амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (Петрографический..., 2008).

Поле составов базальтов MORB построено по данным PetDB (<https://search.earthchem.org>). 1 – крупнозернистые гранатые амфиболиты, 2 – среднезернистые гранатые амфиболиты, 3 – безгранатные клинопироксен-амфиболовые породы.

Fig. 11. Fragment of TAS-diagram for amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif (Petrographic..., 2008).

The composition field of MORB basalts is constructed from PetDB data (<https://search.earthchem.org>). 1 – coarse-grained garnet amphibolites, 2 – medium-grained garnet amphibolites, 3 – garnet-free clinopyroxene-amphibole rocks.

Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в амфиболитах ЦЗМ характеризуются преобладанием тя-

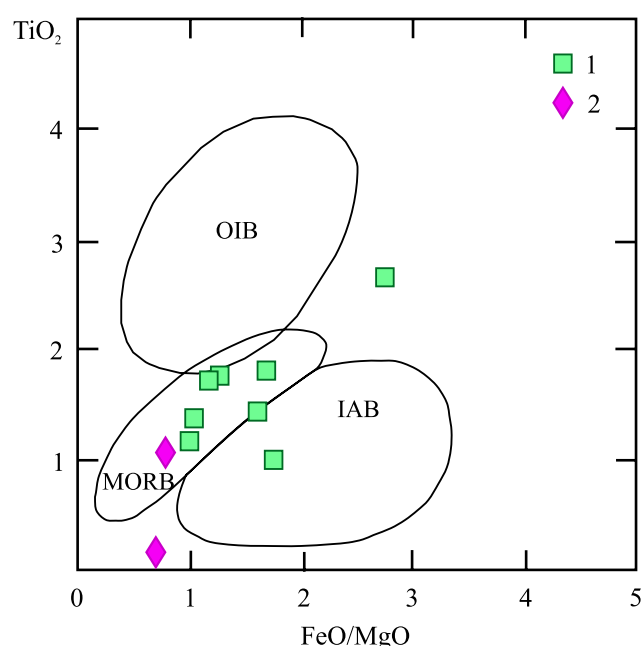


Рис. 12. Дискриминационная диаграмма TiO₂–FeO/MgO (Glassley, 1974).

Поля базальтов: OIB – океанических островов, MORB – срединно-океанических хребтов, IAB – островных дуг. 1 – гранатые амфиболиты, 2 – безгранатные клинопироксен-амфиболовые породы из Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из.

Fig. 12. Discriminating diagram TiO₂–FeO/MgO (Glassley, 1974).

Fields of basalt: OIB – oceanic islands, MORB – mid-ocean ridge, IAB – island arcs. 1 – garnet amphibolites, 2 – garnet-free clinopyroxene-amphibole rocks from the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif.

желых лантаноидов над легкими (рис. 13, табл. 9). В большинстве проб европиевая аномалия отсутствует, исключение составляют пробы Y-446/4 и

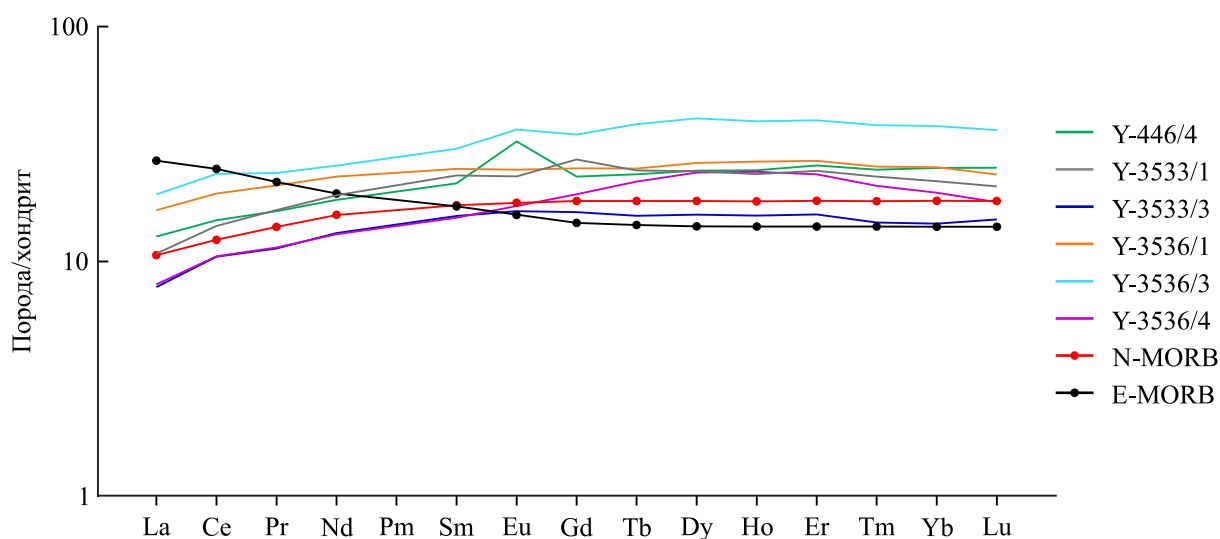


Рис. 13. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, в амфиболитах Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из.

E-MORB – обогащенный тип базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB – “нормальный” тип базальтов срединно-океанических хребтов. Составы E-MORB и N-MORB, а также хондрита приведены по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 13. REE distribution spectra in amphibolites from the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif normalized to chondrite.

E-MORB is an enriched type of mid-ocean ridge basalt, N-MORB is a “normal” type of mid-ocean ridge basalt. Compositions of E-MORB and N-MORB as well as chondrite according to (Sun, McDonough, 1989).

Таблица 9. Содержание лантаноидов в амфиболитах, г/т

Table 9. Lanthanide content in amphibolites, ppm

| Элемент | № обр. | | | | | | |
|---------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | Y-446/4 | Y-3533/1 | Y-3533/2 | Y-3533/3 | Y-3536/1 | Y-3536/3 | Y-3536/4 |
| La | 3.00 | 2.54 | 3.00 | 1.83 | 3.88 | 4.53 | 1.88 |
| Ce | 9.08 | 8.59 | 10.00 | 6.36 | 11.80 | 14.29 | 6.39 |
| Pr | 1.54 | 1.56 | 1.50 | 1.07 | 1.98 | 2.24 | 1.08 |
| Nd | 8.47 | 8.85 | 8.00 | 6.11 | 10.63 | 11.83 | 6.05 |
| Sm | 3.26 | 3.52 | 2.70 | 2.37 | 3.75 | 4.57 | 2.33 |
| Eu | 1.86 | 1.32 | 0.80 | 0.94 | 1.41 | 2.09 | 0.99 |
| Gd | 4.67 | 5.53 | 5.00 | 3.30 | 5.07 | 7.05 | 3.93 |
| Tb | 0.87 | 0.90 | 1.00 | 0.58 | 0.92 | 1.42 | 0.81 |
| Dy | 6.12 | 6.09 | 7.00 | 3.98 | 6.60 | 10.20 | 6.01 |
| Ho | 1.37 | 1.32 | 1.40 | 0.88 | 1.49 | 2.21 | 1.35 |
| Er | 4.20 | 3.98 | 4.00 | 2.60 | 4.39 | 6.53 | 3.85 |
| Tm | 0.62 | 0.58 | 0.60 | 0.37 | 0.64 | 0.96 | 0.53 |
| Yb | 4.21 | 3.69 | 3.70 | 2.44 | 4.24 | 6.34 | 3.30 |
| Lu | 0.63 | 0.53 | 0.60 | 0.38 | 0.59 | 0.91 | 0.45 |

Y-3536/3 с положительным европиевым максимумом. Сумма REE варьирует от 33.21 до 75.17 г/т; $(\text{Ln}/\text{Sm})_n = 0.72\text{--}1.11$. Спектры тяжелых РЗЭ для большинства образцов слабо дифференцированы – отношение $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ составляет 1.11–1.50. Характер спектра распределения РЗЭ в образцах близок к таковому базальтов N-MORB.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ АМФИБОЛИТОВ

В работе Н.Л. Добрецова с соавторами (1977) для пород ЦЗМ приводится абсолютный возраст амфиболитов 457–465 млн лет (К-Аг метод). Представленная датировка не соотносится с возрастными рубежами, установленными в последние го-

ды для полярноуральских ультрамафитовых комплексов.

Изотопный возраст пород дунит-гарцбургитового комплекса массива Рай-Из, определенный Sm-Nd изохронным методом, составляет 409 ± 26 млн лет (Ронкин и др., 2000). Близкие абсолютные U-Pb возрасты определены по цирконам из амфиболовых (398 ± 3 млн лет) и корундовых ($404.4 \pm \pm 2.8$ млн лет) жильных плагиоклазитов (Вахрушева и др., 2016). Для последних также получена U-Pb датировка 383 ± 2 млн лет и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по флогопиту – 377 ± 3 млн лет (Meng et al., 2018), что соответствует верхней возрастной границе перидотитов массива. Авторы исследований (Ронкин и др., 2000; Вахрушева и др., 2016) соотносят результаты полученных ими датировок с возрастом метаморфизма ультрамафитов большей части массива Рай-Из, под действием которого произошли формирование хромового оруденения высокохромистого типа и обособление жильной серии существенно плагиоклазовых пород. В отношении генезиса последних существует множество гипотез, в частности метасоматическая (Meng et al., 2018).

Для установления возраста метаморфизма пород ЦЗМ нами использован $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный ме-

тод. Датирование выполнено для флогопита из пробы Y-3536/2 – амфибол-флогопит-гранатовой породы. В высокотемпературной части возрастного спектра, показанного на рис. 14, выявлено плато из двух ступеней, характеризующееся 62% выделенного ^{39}Ar и значением возраста 405.2 ± 5.4 млн лет, что соответствует нижнему девону.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изученные в работе метабазиты Центральной зоны метаморфизма представлены несколькими разновидностями: гранатовыми амфиболитами, эпидот-гранатовыми амфиболитами, безгранатовыми клинопироксен-амфиболовыми и амфибол-флогопит-гранатовыми породами.

По химическому составу породообразующие амфиболы относятся к эдениту, паргаситу и ферропаргаситу; гранаты соответствуют альмандин-гроссуляру и альмандин-пиропу. В отдельных разностях породообразующим минералом является флогопит (до 35 об. %). Пироксены из клинопироксен-амфиболовых пород и эпидот-гранатовых амфиболитов по составу соответствуют диопсиду. Слюды представлены флогопитом, фенгитом и

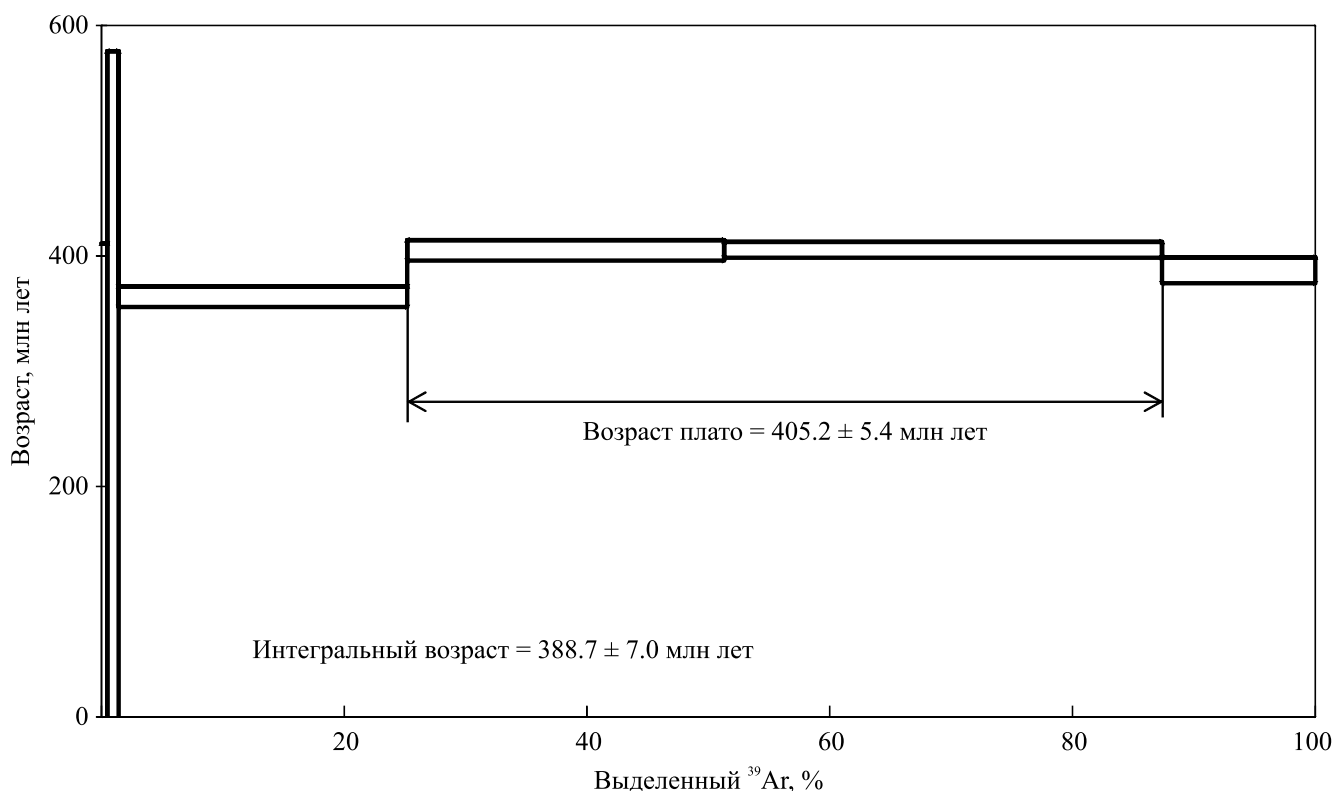


Рис. 14. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования флогопита из амфиболита Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (обр. Y-3536/2).

Fig. 14. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite from amphibolite from the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz (sample Y-3536/2).

парагонитом. Плаггиоклаз варьирует по составу от альбита до олигоклаза. В качестве аксессуарных минералов встречаются циркон, апатит, ильменит, титанит, рутил, пирит и халькопирит.

Спектры РЗЭ в изученных породах, нормированные относительно хондрита, показывают преобладание тяжелых лантаноидов над легкими. По соотношению содержания кремнезема и суммы щелочей исследованные породы близки к пикробазальтам и базальтам и отличаются от базальтов MORB более низким содержанием этих компонентов. Одновременно с этим распределение РЗЭ и соотношение TiO_2-FeO/MgO указывает на сходство метабазитов ЦЗМ с базальтоидами N-MORB.

Параметры метаморфизма пород, определенные при помощи амфиболового, плаггиоклаз-амфиболового и гранат-амфиболового геотермобарометров, отвечают границам амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также границе зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Ревердатто и др., 2017). Установленные температуры согласуются с результатами оливин-шпинелевой геотермобарометрии, полученными для вмещающих гипербазитов (Чашухин и др., 2007; Вахрушева и др., 2017).

Изотопный возраст, определенный в нашей работе по флогопиту из амфибол-флогопит-гранатовой породы, соответствует нижнему девону: 405.2 ± 5.4 млн лет. Он соотносится с Sm-Nd возрастом ультрамафитов массива (409 ± 26 млн лет), U-Pb возрастом цирконов из амфиболовых (398 ± 3 млн лет) и корундовых (404.4 ± 2.8 млн лет) жильных плаггиоклазитов, $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастом долеритов жильной серии массива (402.7 ± 3.8 млн лет) (Ронкин и др., 2000; Вахрушева и др., 2016, 2023). Датирование Rb-Sr и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами метабазитов Хараматалоуской структуры, развитых вдоль западного контакта массива, показало возраст метаморфизма в пределах 391–366 млн лет (Иванов и др., 2024). Таким образом, все известные датировки пород массива Рай-Из и вмещающих метаморфитов относятся к границе раннего-среднего девона. Можно предположить, что они фиксируют единый региональный процесс, которым, по мнению отдельных исследователей (Вахрушева и др., 2017), являлась начинающаяся мощная коллизия. Параметры метаморфизма пород ЦЗМ близки к условиям горячей коллизии, под влиянием которой происходил метаморфизм пород Гималайского орогена (Zhang et al., 2022), что косвенно подтверждает эту гипотезу.

Исследованные метабазиты предположительно представляют собой небольшие блоки основных пород (близких по составу к деплетированным базальтам), зажаты между тектонических пластин ультрамафитов, соответствующих северному и южному блокам массива Рай-Из. Взаимодействие с разогретыми ультрамафитами и давление, развивавшееся на границе пластин, привели к метаморфизму и образованию изученных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданова А.Р. (2020) Цельзиан из гранатовых амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал). *Вестн. Урал. отд. РМО*, (17), 5-9.
- Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б. (2019) Главные и редкоземельные элементы амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал). *Вестн. Урал. отд. РМО*, (16), 5-13.
- Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б. (2022) Амфиболиты ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал). *Металлогения древних и современных океанов*, **28**, 175-180.
- Васильев Н.В., Удоратина О.В., Скоробогатова Н.В., Бородулин Г.П. (2012) Слюды месторождения Тайкеу (Полярный Урал): состав и вопросы классификации. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **1**(205), 9-14.
- Вахрушева Н.В. (1996) Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГА, 24 с.
- Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Пучков В.Н., Ширяев П.Б. (2023) Субщелочные базальтоиды в ультрамафитах массива Рай-Из (Полярный Урал) и их петрогенетическое значение. *Докл. АН. Науки о земле*, **509**(2), 208-214. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602538>
- Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. (2017) Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 265 с.
- Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н., Хиллер В.В., Ширяев П.Б. (2016) Плаггиоклазиты из хромитоносных ультрамафитов массива Рай-Из. *Литосфера*, (5), 134-145.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Полярно-Уральская. Л. Q-41-XII. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Т.Н., Савельев А.А. (1977) Петрология и метаморфизм древних офиолитов: на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 221 с. (*Тр. ИГГ СО АН СССР*, вып. 368).
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1970) Фации метаморфизма. М.: Недра, 432 с.
- Заварицкий А.Н. (1932) Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.; Л.: ОНТИ, 221 с.
- Иванов К.С., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Дриль С.И., Степанов А.Е. (2024) О природе Хараматалоуской структуры и соотношении Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского ультрамафитовых массивов Полярного урала. *Геодинамика и тектонофизика*, **15**(3), 0758.
- Молдаванцев Ю.Е., Берлянд Н.Г., Казак А.П. (1977) Разрез земной коры Полярного Урала по геофизическим данным. *Тр. ВСЕГЕИ*, **240**, 85-91.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2008) Изд. 2-е, перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шепелев В.С., Колобов В.Ю. (2017) Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: СО РАН, 331 с.

- Ронкин Ю.Л., Прямоносцев А.П., Телегина Т.В., Лепихина О.П. (2000) Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения. *Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты*. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 302-305.
- Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. (2006) (Отв. ред. Н.И. Павленкова). М.: Геокарт Геос, 736 с.
- Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. (1990) (Под ред. В.Н. Пучкова, Д.С. Штейнберга). Свердловск: УрО АН СССР, 228 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, (11), 1181-1199.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007) Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 310 с.
- Чашухин И.С., Перевозчиков Б.В., Царицын Е.П. (1986) Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). *Исследования по петрологии и металлогении Урала*. Сб. науч. тр. (Отв. ред. А.М. Дымкин, Г.Б. Ферштатер). Свердловск: УНЦ АН СССР, 49-75.
- Шмелев В.Р. (2011) Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования. *Петрология*, **19**(6), 649-672.
- Шмелев В.Р., Араи С., Тамура А. (2018) Природа мантийного субстрата в офиолитах Полярного Урала. *Докл. АН*, **479**(4), 442-446. <https://doi.org/10.7868/S0869565218100195>
- Glassley W. (1974) Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 785-794.
- Graham C.M., Powell R. (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorf. Geol.*, **2**(1), 33-42.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**(11), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. (1982) Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland. *BMR J. Austral. Geol. Geophys.*, **7**(3), 181-196.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Meng F., Shmelev V.R., Kulikova K.R., Ren Y. (2018) A red-corundum-bearing vein in the Rai-Iz ultramafic rocks, Polar Urals, Russia: the product of fluid activity in a subduction zone. *Lithos*, **320-321**, 302-314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.025>
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. (1990) Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks. *Experiment-89, Informative volume*. (Ed. by V.A. Zhurikov). Moscow: Nauka, 44-45.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metamorphic Geol.*, **3**(3), 231-243.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *Canad. Miner.*, **36**(3), 905-912.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*, **3**(1), 30.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320.
- Wells P.R.A. (1979) P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 663-671. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.6.0663>
- Zhang H., Hou Z., Rolland Y., Santosh M. (2022) The cold and hot collisional orogens: Thermal regimes and metallogeny of the Alpine versus Himalayan-Tibetan belts. *Ore Geol. Rev.*, **141**, 104671. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104671>

REFERENCES

- Bogdanova A.R. (2020) Celsian from garnet amphibolites of the Rai-Iz massif (Polar Urals). *Vestn. Ural. otd. RMO*, (17), 5-9. (In Russ.)
- Bogdanova A.R., Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B. (2019) The main and rare-earth elements of amphibolites of the Rai-Iz massif (Polar Urals). *Vestn. Ural. otd. RMO*, (16), 5-13. (In Russ.)
- Bogdanova A.R., Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B. (2022) Amphibolites of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov*, **28**, 175-180. (In Russ.)
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) Crystallochemistry of chromeshpineli and oxythermobarometry of ultramafites of folded areas. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 310 p. (In Russ.)

- Chashchukhin I.S., Perevozchikov B.V., Tsaritsyn E.P. (1986) Hyperbasite metamorphism of the Rai-Iz massif (Polar Urals). *Research on petrology and metallogeny of the Urals*. (Ed. by A.M. Dymkin, G.B. Fershtatter). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 49-75. (In Russ.)
- Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., Kazak A.P., Ponomareva L.G., Savelyeva T.N., Savelyev A.A. (1977) Petrology and metamorphism of ancient ophiolites: Using the example of the Polar Urals and the Western Sayan. Novosibirsk, Nauka Publ., 221 p. (*Tr. IGG SO AN SSSR*, vyp. 368). (In Russ.)
- Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., Sobolev N.V., Khlestov V.V. (1970) Facies of metamorphism. Moscow, Nedra Publ., 432 p. (In Russ.)
- Fershtatter G.B. (1990) An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335.
- Glassley W. (1974) Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 785-794.
- Graham C.M., Powell R. (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorf. Geol.*, **2**(1), 33-42.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**(11), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Ivanov K.S., Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Drill S.I., Stepanov A.E. (2024) On the Nature of the Kharamatolou Structure and the Ratio of the Amount of Ultramafic Rocks of the Voykar-Synya Massif to That of the Ray-Iz Massif, Polar Urals. *Geodinamika i Tektonofizika*, **15**(3), 0758.
- Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. (1982) Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland. *BMJ. Austral. Geol. Geophys.*, **7**(3), 181-196.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Meng F., Shmelev V.R., Kulikova K.R., Ren Y. (2018) A red-corundum-bearing vein in the Rai-Iz ultramafic rocks, Polar Urals, Russia: the product of fluid activity in a subduction zone. *Lithos*, **320-321**, 302-314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.025>
- Moldavantsev Yu.E., Berlyand N.G., Kazak A.P. (1977) Section of the Earth's crust of the Polar Urals according to geophysical data. *Tr. VSEGEI*, **240**, 85-91. (In Russ.)
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. (1990) Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks. *Experiment-89, Informative volume*. (Ed. by V.A. Zhari-kov). Moscow, Nauka Publ., 44-45.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metamorphic Geol.*, **3**(3), 231-243.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2017) Nature and models of metamorphism. Novosibirsk, SO RAN, 331 p. (In Russ.)
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *Canad. Miner.*, **36**(3), 905-912.
- Ronkin Yu.L., Pryamonosov A.P., Telegina T.V., Lepikhina O.P. (2000) Dunitite-harzburgite and dunitite-verlite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Polar Urals: REE and Sr-Nd constraints. *Isotope dating of geological processes: new methods and results. Abstracts of the dokl. I Russian Conference on Isotope Geochronology*. Moscow, GEOS, 302-305. (In Russ.)
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*, **3**(1), 30.
- Shmelev V.R. (2011) Mantle ultrabasites of ophiolite complexes of the Polar Urals: petrogenesis and formation conditions. *Petrology*, **19**(6), 618-640 (translated from *Petrologiya*, **19**(6), 618-640). <https://doi.org/10.1134/S0869591111060038>
- Shmelev V.R., Arai S., Tamura A. (2018) The nature of the mantle substrate in ophiolites of the Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 472-476 (translated from *Dokl. AN*, **479**(4), 442-446). <https://doi.org/10.1134/S1028334X18040098>
- Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under the EUROPROBE Programme. (2006) (Ed by N.I. Pavlenkova). Moscow, Geokart Geos, 736 p. (In Russ.)
- Structure, evolution and minerageny of the Rai-Iz hyperbasite massif. (1990) (Ed. by V.N. Puchkov, D.S. Steinberg). Sverdlovsk, UrO RAN, 228 p. (In Russ.)
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- The Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, and impact formations. (2008) 2nd ed., revised and expanded. St.Petersburg, VSEGEI, 200 p. (In Russ.)
- The State Geological Map of the Russian Federation. (2013) Scale 1:200 000. 2nd ed. The Polar-Ural series. Sheet Q-41-XII. An explanatory note. Moscow, VSEGEI. (In Russ.)
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1181-1199). <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>
- Vakhrusheva N.V. (1996) Metamorphism of chromite-bearing hyperbasites of the Polar Urals. Cand. geol. and min.

- sci. diss. Ekaterinburg, UGGGA, 24 p. (In Russ.)
- Vakhrusheva N.V., Ivanov K.S., Puchkov V.N., Shiryayev P.B. (2023) Subalkaline basaltoids in ultramafic rocks of the Rai-Iz massif (Polar Urals) and their petrogenetic significance. *Dokl. Earth Sci.*, **509**(2), 203-208 (translated from *Dokl. AN. Nauki o Zemle*, **509**(2), 208-214). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601985>
- Vakhrusheva N.V., Ivanov K.S., Stepanov A.E., Shokalskiy S.P., Azanov A.N., Hiller V.V., Shiryayev P.B. (2016) Plagioclases from chromite-bearing ultramafic rocks of the Rai-Izh massif. *Lithosphere (Russia)*, (5), 134-145. (In Russ.)
- Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. (2017) Petrology and chromite content of the Ray-Iz ultrabasic massif (Polar Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 265 p. (In Russ.)
- Vasiliev N.V., Udoratina O.V., Skorobogatova N.V., Borodulin G.P. (2012) Micas of the Taikou deposit (Polar Urals): composition and classification issues. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **1**(205), 9-14. (In Russ.)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320.
- Wells P.R.A. (1979) *P-T* conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 663-671. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.6.0663>
- Zavaritsky A.N. (1932) The Ray-Iz peridotite massif in the Polar Urals. Moscow; Leningrad, ONTI, 221 p. (In Russ.)
- Zhang H., Hou Z., Rolland Y., Santosh M. (2022) The cold and hot collisional orogens: Thermal regimes and metallogeny of the Alpine versus Himalayan-Tibetan belts. *Ore Geol. Rev.*, **141**, 104671. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104671>

УДК (234.852):550.93:552.321(234.851)

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1350-1364

Геохимические особенности и условия формирования позднедокембрийских вулканитов южной части Ляпинской тектонической зоны (Северный Урал)

Г. А. Петров

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.02.2025 г., принята в печать 13.04.2025 г.

Объект исследования. Вулканогенные породы, относимые к саблегорской свите верхнего рифея – венда в южной части Ляпинской тектонической зоны (Северный Урал). **Цель.** Реконструкция этапов и палеообстановок формирования вулканических пород. **Методы и материалы.** Выполнены геохимические исследования и интерпретация геохимических параметров с привлечением геологических и изотопно-геохронологических данных. **Результаты.** Геохимические особенности вулканогенных пород, относимых к саблегорской свите, указывают на неоднородность их состава, что может указывать на присутствие нескольких групп пород, формировавшихся в разных условиях. Радиологические определения возраста пород имеют диапазон более 100 млн лет, от позднего рифея до позднего кембрия, что также не противоречит представлениям о нескольких импульсах магматической активности. Можно предположить пространственное совмещение в пределах Ляпинской тектонической зоны вулканогенных образований нескольких разновозрастных палеообстановок – докембрийской надсубдукционной и раннепалеозойской рифтогенной. **Выводы.** Сделано предположение, что вулканогенные породы, в настоящее время относимые к саблегорской свите RF₃-V, формировались в тылу позднедокембрийской активной континентальной окраины и на ранней стадии континентального рифтогенеза в раннем палеозое.

Ключевые слова: Северный Урал, Ляпинская тектоническая зона, вулканогенные образования, саблегорская свита

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6) с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН

Geochemical features and formation conditions of Late Precambrian volcanics in the southern part of the Lyapin tectonic zone (Northern Urals)

Georg A. Petrov

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

Received 24.02.2025, accepted 13.04.2025

Research subject. Volcanogenic rocks belonging to the Sablegorskaya formation of the Upper Riphean–Vendian in the southern part of the Lyapin tectonic zone (Northern Urals). **Aim.** Reconstruction of the stages and paleo-environments of volcanic rock formation. **Methods and materials.** Geochemical studies and interpretation of geochemical parameters were performed using geological and isotope-geochronological data. **Results.** Geochemical features of volcanogenic rocks belonging to the Sablegorskaya formation indicate heterogeneity of their compositions, which may indicate the presence of several rock groups formed under different conditions. Radiological determinations of the age of rocks have a range of more than 100 million years, from the Ediacaran to the Late Cambrian (Furongian). This finding does not contradict the idea of the action of several pulses of magmatic activity. An assumption can be made about a spatial combination of volcanogenic formations of several paleoenvironments of different ages – Precambrian suprasubduction and Early Paleozoic rifting – within the Lyapin tectonic zone. **Conclusions.** An assumption is made that the volcanogenic rocks currently attributed to

Для цитирования: Петров Г.А. (2025) Геохимические особенности и условия формирования позднедокембрийских вулканитов южной части Ляпинской тектонической зоны (Северный Урал). *Литосфера*, **25**(6), 1350–1364. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1350-1364>. EDN: OYUGZC

For citation: Petrov G.A. (2025) Geochemical features and formation conditions of Late Precambrian volcanics in the southern part of the Lyapin tectonic zone (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1350–1364. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1350-1364>. EDN: OYUGZC

© Г.А. Петров, 2025

the RF₃-V Sablegorskaya formation were formed in the rear of the Late Precambrian active continental margin at an early stage of continental rifting in the Early Paleozoic.

Keywords: *Northern Urals, Lyapin tectonic zone, volcanogenic formations, Sablegorskaya formation*

Funding information

The studies are carried out as a part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. 123011800013-6) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геологического строения, состава и возраста вулканогенных образований, распространенных среди докембрийских комплексов Северного и Приполярного Урала, рассмотрены во многих публикациях (Голдин и др., 1973; Голдин, Калинин, 1980; Червяковский и др., 1988, 2000 и др.; Душин, 1997; Андреичев, 1999 и др.; Соболева, 2004, 2020 и др.; Пучков, 2005, 2010; Кузнецов и др., 2006; Холоднов и др., 2022; и др.). Большая часть исследователей (Голдин, Калинин, 1980; Бочкарев, Язева, 2000; Волчек, 2004; и др.) рассматривала докембрийские вулканиты севера Урала в рамках модели континентального рифтогенеза и проводила корреляции с хорошо изученными рифтогенными магматическими образованиями Южного Урала. Позднее появились данные о принадлежности докембрийских блоков северной части Урала не к Восточно-Европейскому палеоконтиненту (Балтике), а к древнему композитному континенту Арктиде, который был аккретирован к окраине Балтики в конце венда – начале кембрия (Кузнецов и др., 2005, 2006; и др.). Интересные материалы получены при изучении состава и возраста магматических пород фундамента Печорской плиты и корреляции их с аналогичными образованиями западного склона северной части Урала (Фундамент..., 2008; Андреичев, 2010; и др.). Выяснилось, что часть докембрийских габброидов и гранитоидов имеет сходство составов с таковыми островодужных магматических образований, что позволяет по-новому взглянуть на возможный генезис гранитоидов I-типа, хорошо известных на севере Урала, и предположить формирование их в надсубдукционной и последующей орогенной обстановках (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2006; Пучков, 2010; Удоратина и др., 2022; и др.). В связи с наличием разных точек зрения на обстановки формирования докембрийских вулканогенных образований Северного и Приполярного Урала выполнено изучение геохимических особенностей магматических пород на основе авторских материалов с привлечением данных геолого-съёмочных работ.

Подавляющая часть предшествующих исследований доордовикских вулканитов выполнена на

Приполярном Урале, в северной части Ляпинского антиклинория, или Ляпинской тектонической зоны, по (Тектонический..., 2016). Нами изучена южная часть Ляпинской зоны, информация по которой весьма скудна. Распространенные здесь вулканогенные образования ранее не имели современной геохимической характеристики и обоснования возраста; обстановка формирования вулканитов также не была определена. Предлагаемая статья призвана восполнить этот пробел.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной статье использованы результаты геологического картирования м-ба 1:200 000 (Ильсоева и др., 2017; Государственная..., 2018). Силикатные химические анализы (РФА) и анализы методом ICP-MS выполнены с использованием оборудования ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Типовой силикатный анализ (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, п. п. п.) проведен на установках СРМ-18 и EDX-900HS. Масс-спектрометр квадрупольный с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 привлекался для микроанализа проб методом ICP-MS на редкие (14 редкоземельных элементов) и рассеянные элементы.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА, СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ПОРОД САБЛЕГОРСКОЙ СВИТЫ

Ляпинская тектоническая зона (по (Тектонический..., 2016)) расположена в осевой части Приполярного и Северного Урала и соответствует тектоническому блоку докембрийских пород в обрамлении комплексов палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (Пучков, 2010; и др.). Ляпинская структура (по терминологии различных авторов, антиклинорий или мегантиклинорий) включает несколько блоков (или антиклинориев) – северный Кожимский, южнее расположен Маньхамбовский блок (антиклинорий), и южная часть входит в состав Выдерьяинского аллохтона (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005; Го-

сударственная..., 2006; Холоднов и др., 2022; и др.). Докембрийские образования Ляпинской тектонической зоны объединяются в составе одноименной структурно-формационной зоны, северная часть которой представлена Хобеизско-Маньхамбовской, а южная – Выдерьинско-Ниолсовской подзонами. Ранее предполагалось (Государственная..., 2006; Жданов, 2009), что стратоны Выдерьинско-Ниолсовской подзоны имеют существенные отличия от распространенных севернее латеральных аналогов, но проведение геологосъемочных работ и создание комплектов Госгеолкарты-200/2 в этом районе (Ильясова и др., 2017; Государственная..., 2018) показали, что выделение двух подзон в составе Ляпинской структурно-формационной зоны вызвано недостаточной изученностью, а стратификация позднедокембрийских толщ, состав и возраст интрузивных и субвулканических образований могут быть прослежены на всем ее протяжении. В южной части (район верховьев рр. Печора и Вишера) Ляпинская структура имеет облик крупной тектонической пластины, ограниченной надвигами (рис. 1). В ее строении здесь участвуют верхнерифейские последовательности хобеинской и мороинской свит, а также верхнерифейско-вендские образования саблегорской свиты, прорываемые интрузиями габбро верхнерифейско-вендского парнукского и гранитов венд-кембрийского сальнерско-маньхамбовского комплексов (Ильясова и др., 2017; Государственная..., 2018).

Хобеинская свита распространена в ядрах антиклиналей и представлена кварцитопесчаниками, аркозовыми и известковистыми метапесчаниками, полосчатыми парасланцами с линзами метаморфизованных гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Согласно перекрывающая ее *мороинская свита* включает темно-серые и серо-зеленые сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава с различными соотношениями компонентов, иногда с примесью углеродистого материала, филлитовидные сланцы. Биостратиграфическое или изотопно-геохронологическое обоснование возраста данных стратонов в исследуемом районе отсутствует. Выше по разрезу, выполняя палеодепрессии, залегают преимущественно вулканогенные образования, с долей условности отнесенные к *саблегорской свите*.

Саблегорская свита первоначально выделена В.Н. Малашевским в 1961 г. в районе хр. Сабля на Приполярном Урале; несколько позднее в состав свиты включены вулканогенные образования, представленные эффузивами основного состава и их туфами, ранее относившиеся к мороинской свите. Саблегорские вулканы слагают разобщенные блоки с тектоническими ограничениями. На отдельных участках они со стратиграфическим и угловым несогласием перекрываются грубозернистыми осадками раннеордовикской тельпосской

свиты. Саблегорские образования представлены терригенно-базальт-риолитовой ассоциацией. В ее составе преобладают метаморфизованные базальты, андезибазальты, андезиты, риодациты, риолиты, трахириолиты, значительно реже встречаются трахибазальты, дациты, метаморфизованные туфы, туфопесчаники, кластолавы. Отмечаются прослои серицит-кварцевых сланцев.

Типы разрезов в северной и южной частях рассматриваемой территории существенно различны. В северной части (район верховьев р. Ыджидляга) они контрастные по составу: среди метабазальтов присутствует значительное количество метаморфизованных риолитов, вероятно, как лавовой, так и субвулканической фаций, другие типы пород присутствуют в резко подчиненном количестве. В южных разрезах (бассейн р. Печора) состав пород более разнообразен, кроме метаморфизованных базальтов и риолитов, отмечается значительное количество андезитов, дацитов, туфов разного состава.

Метаморфизованные риолиты – породы сланцеватой текстуры, афировой и бластопорфировой структуры – состоят из тонкозернистого агрегата кварца и альбита с тонкочешуйчатым серицитом или хлоритом, реже калиевым полевым шпатом, часто с примесью магнетита (до 5%), иногда стильномелана; вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и кварцем. Метабазальты имеют бластопорфировую структуру с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза размером до 1 мм (до 10%), иногда сохраняются элементы миндакаменной и (или) порфировой структуры. Основная ткань лепидогранобластовой и нематолепидогранобластовой структуры состоит из альбита, хлорита, эпидота, актинолита, нередко присутствуют серицит, магнетит, карбонат, вторичный кварц. Карбонат часто образует прожилки, субпараллельные сланцеватости.

Метаморфизованные андезиты по структурно-текстурным особенностям сходны с метабазальтами, вкрапленники альбитизированного плагиоклаза размером до 1.5 мм составляют 10–15%, основная масса состоит из альбита, эпидота, хлорита, кварца, актинолита. Метаморфизованные туфы кислого состава обладают кристаллокластической структурой. Угловатые обломки представлены кварцем и плагиоклазом (20–40%), цемент лепидогранобластовой микроструктуры состоит из округлых и угловатых зерен кварца (до 60%), альбита (до 20%), серицита, иногда присутствуют карбонат и хлорит.

Метаморфизм образований саблегорской свиты не превышает уровень зеленосланцевой степени. Гидротермально-метасоматические изменения проявлены в процессах окварцевания, серицитизации, эпидотизации, пиритизации. Докембрийские стратоны прорваны интрузиями габбро позднерифейско-ранневендского парнукского и грани-

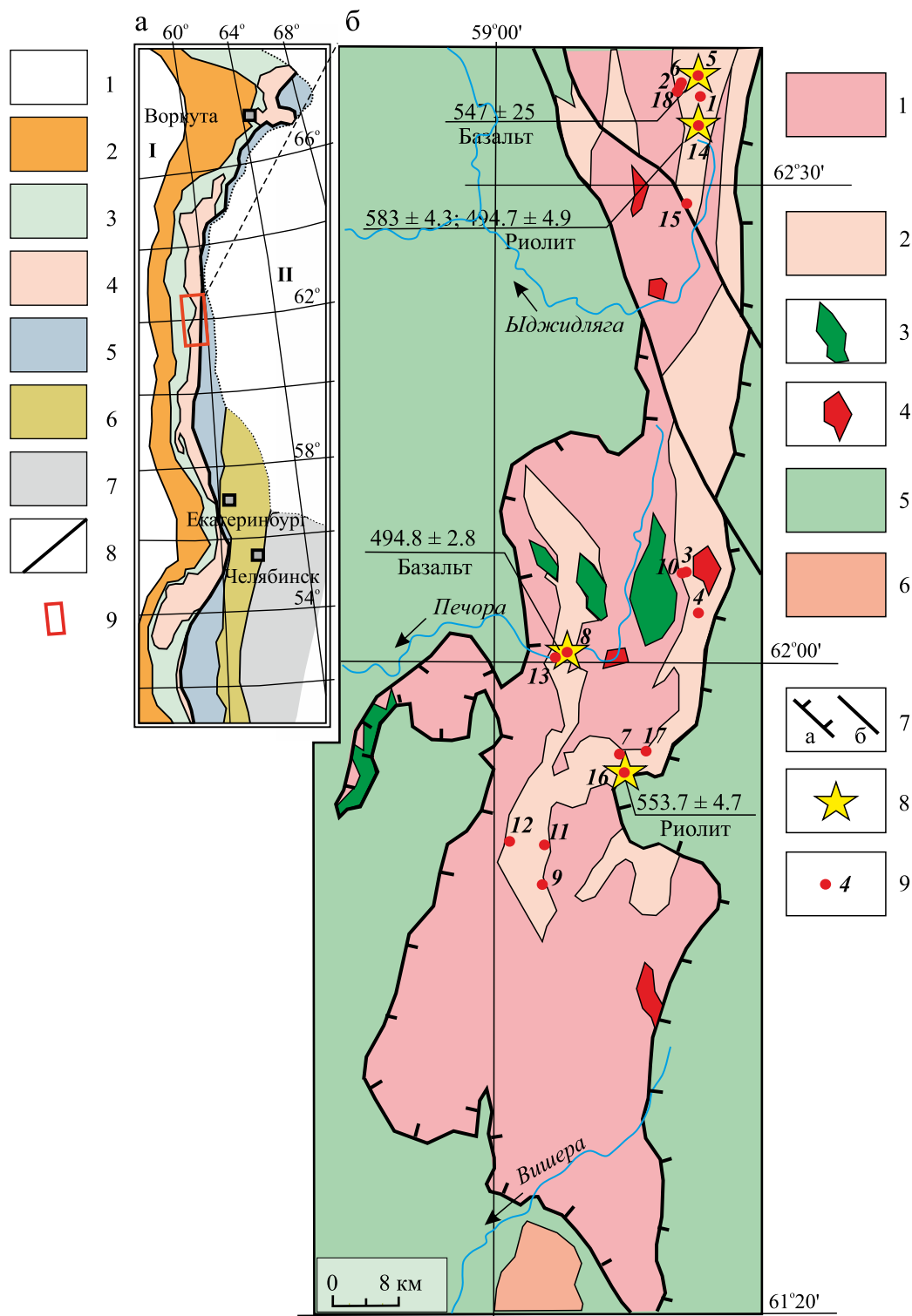


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала и его обрамления, по (Пучков, 2010) с изменениями (а), и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ АО “УГСЭ” и ЗАО “МИРЕКО” (б).

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

б. 1–4 – докембрийские комплексы Ляпинской тектонической зоны: 1 – метаморфизованные терригенные образования хобеинской и мороинской свит RF_3 , 2 – метавулканиды саблегорской свиты RF_3-V_1 , 3 – габбро и долериты парнукского комплекса RF_3-V_1 , 4 – граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса V_2-2_1 ; 5 – палеозойские толщи пассивной континентальной окраины; 6 – докембрийские образования Малопечорско-Выдербинско-Ишеримской (по (Тектонический..., 2016)) тектонической зоны; 7 – разрывные нарушения: а – надвиги и взбросы, б – сложной и неустановленной кинематики; 8 – точки определения U-Pb радиологического возраста по цирконам; 9 – точки отбора геохимических проб, номера соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 1. The layout of the main structures of the Urals according to (Puchkov, 2010) with changes (a), and a schematic geological map of the area under study, compiled based on the materials of geological survey work by JSC UGSE and CJSC MIREKO (б).

а. 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – the “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – the Pre-Ural regional trough, 3 – the West Ural megazone (Paleozoic complexes of the passive continental margin and continental slope), 4 – the Central Ural megazone (Precambrian formations); 5–7 – the Paleooceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6, 7 – East Ural and Trans-Ural megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Ural fault; 9 – the studied area.

б. 1–4 – Precambrian complexes of the Lyapin tectonic zone: 1 – metamorphosed terrigenous formations of the Hobeinskaya and Moroininskaya formations RF_3 , 2 – metavolcanites of the Sablegorskaya formation RF_3-V_1 , 3 – gabbro and dolerites of the Parnuk complex RF_3-V_1 , 4 – granites of the Salner-Mankhambo complex V_2-2_1 ; 5 – Paleozoic strata of the passive continental margin; 6 – Precambrian formations of the Malopetchorsko-Vyderinsko-Isherimskaya (by (Tectonicheskii..., 2016)) tectonic zone; 7 – faults: а – thrusts, б – unidentified kinematics; 8 – points of determination of U-Pb radiological age by zircons; points of the geochemical probes sampling, numbers are the same with Table 1.

тов поздневендско-раннекембрийского сальнерско-маньхамбовского комплексов.

Возраст образований саблегорской свиты, установленный различными радиологическими методами, существенно различается. Выделяется несколько возрастных групп вулканитов. В стратотипическом районе Приполярного Урала (северная часть Ляпинской тектонической зоны, Кожимский блок) получены следующие результаты. Для риолитов хр. Малдынырд Rb-Sr изохронным методом определены возрасты 586 ± 21 (Червяковский и др., 2000), 603 ± 8 (Червяковский и др., 1988), 535 ± 10 (Соболева, Андреичев, 1997) млн лет. Л.Т. Белякова (1972) приводит для риолитов U-Pb датировку 550 млн лет. Методом термоионной эмиссии В.Л. Андреичевым установлен Pb-Pb возраст субвулканических риолитов хр. Малды-Нырды 516 ± 19 и 519 ± 17 млн лет (Андреичев, 1999). А.А. Соболевой (2020) также по цирконам из риолитов методом U-Pb (SIMS) на установке SHRIMP-RG получена датировка 495 ± 4 млн лет. Приводятся данные о возрасте (SRIMP) цирконов из риолитов субвулканической фации – 623 ± 3.3 млн лет (Государственная..., 2005), вулканитов кислого состава U-Pb методом – 695 ± 6 и 642 млн лет (Иванов и др., 2013). Таким образом, диапазон возрастов вулканитов колеблется от позднего рифея до позднего кембрия, составляя более 100 млн лет. Формирование всех разновозрастных вулканитов, относимых к саблегорской свите, в рамках одного геотектонического процесса представляется маловероятным; скорее всего, в петротипическом районе Приполярного Урала пространственно совмещены вулканогенные образования, сформированные в разное время и в разных палеообстановках.

На исследуемой территории методом LA-ICP-MS по фракциям цирконов из вулканитов саблегор-

ской свиты также получены различные датировки (см. рис. 1) (Петров и др., 2017, 2018). Так, при изучении цирконов из метариолитов в северной части площади обнаружены два кластера значений возраста – 583 ± 4.3 млн лет ($n = 5$, СКВО = 0.55) и 494.7 ± 4.9 млн лет ($n = 3$, СКВО = 1.07). Значения U-Pb изотопных отношений в цирконах из metabазальтов при построении линии дискордии дали датировку 547 ± 25 млн лет ($n = 12$, СКВО = 0.75). В центральной части площади методом LA-ICP-MS проанализированы цирконы из metabазальта, полученные значения изотопных отношений образуют один кластер с датировкой 494.8 ± 2.8 млн лет ($n = 33$, СКВО = 1.2). Для цирконов из метариолитов получено значение возраста 553.7 ± 4.7 млн лет ($n = 17$, СКВО = 1.2). Так же, как и в петротипическом районе, для вулканитов южной части Ляпинской тектонической зоны намечаются два возрастных кластера – позднепротерозойский (в данном случае вендский) и раннепалеозойский (позднекембрийский). Можно предположить, что в составах вулканогенных образований также могут быть обнаружены признаки формирования в разных палеообстановках.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ САБЛЕГОРСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЛЯПИНСКОЙ ЗОНЫ

Представительные анализы вулканогенных пород саблегорской свиты приведены в табл. 1. На классификационной диаграмме (рис. 2а) точки составов пород образуют ряд от базальтов до риолитов с максимумами в областях содержания кремнезема 46–57 и 69–75 мас. %. Большая часть вулканитов относится к известково-щелочной серии (рис. 2б). Базальты саблегорской свиты – это в основном

Таблица 1. Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в вулканитах саблегорской свиты

Table 1. Representative analyses of petrogenic (wt %) and rare (g/t) elements in volcanic rocks of the Sablegorskaya series

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 2058-5 | 5062 | 5157 | 5154-5 | 5058 | 5061 | 2259-2 | 2269-1 | 2288-1 |
| SiO ₂ | 47.40 | 48.40 | 48.43 | 47.99 | 49.49 | 50.31 | 50.41 | 49.67 | 52.31 |
| TiO ₂ | 2.04 | 2.95 | 2.24 | 2.27 | 1.83 | 1.76 | 1.56 | 1.95 | 1.61 |
| Al ₂ O ₃ | 15.80 | 14.64 | 14.26 | 14.87 | 13.39 | 12.15 | 13.20 | 12.52 | 13.30 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | — | 8.95 | 8.46 | 11.60 | 6.85 | 8.85 |
| FeO | 13.52* | 13.87* | 14.82* | 15.73* | 3.60 | 4.10 | 3.50 | 7.00 | 4.30 |
| MnO | 0.18 | 0.20 | 0.22 | 0.20 | 0.18 | 0.21 | 0.20 | 0.17 | 0.18 |
| MgO | 4.06 | 3.80 | 5.33 | 5.64 | 7.06 | 7.92 | 4.93 | 7.80 | 6.11 |
| CaO | 9.96 | 8.30 | 7.76 | 6.47 | 8.77 | 9.00 | 8.02 | 7.11 | 5.61 |
| Na ₂ O | 2.49 | 2.64 | 2.39 | 3.49 | 3.40 | 2.44 | 2.36 | 3.38 | 5.31 |
| K ₂ O | 0.95 | 1.57 | 0.03 | 0.03 | 0.33 | 0.95 | 0.61 | 0.08 | 0.15 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.36 | 0.24 | 0.15 | 0.33 | 0.26 | 0.47 | 0.25 | 0.25 |
| П. п. п. | 2.46 | 1.99 | 3.40 | 2.88 | 2.89 | 2.73 | 3.37 | 3.62 | 2.37 |
| Сумма | 99.03 | 98.72 | 99.12 | 99.72 | 100.26 | 100.34 | 100.24 | 100.44 | 100.40 |
| Rb | 23.37 | 35.06 | 0.05 | 0.08 | 7.01 | 15.40 | 20.52 | 1.18 | 2.38 |
| Sr | 351.73 | 363.60 | 278.06 | 254.24 | 318.18 | 134.02 | 496.84 | 96.26 | 116.35 |
| Y | 16.04 | 28.34 | 28.61 | 24.74 | 18.73 | 30.00 | 32.32 | 26.51 | 19.58 |
| Zr | 33.47 | 49.38 | 32.13 | 49.77 | 101.65 | 112.78 | 89.77 | 77.73 | 63.03 |
| Nb | 13.96 | 31.40 | 8.42 | 2.51 | 24.19 | 13.63 | 14.77 | 14.56 | 13.81 |
| Hf | 1.17 | 1.24 | 1.00 | 1.45 | 2.59 | 2.97 | 1.87 | 2.26 | 1.56 |
| Ba | 197.70 | 635.91 | 26.83 | 8.95 | 111.90 | 330.08 | 206.50 | 20.56 | 24.08 |
| V | 235.70 | 460.96 | 339.36 | 448.71 | 247.60 | 314.91 | 353.49 | 309.89 | 225.59 |
| Cr | 75.67 | 15.47 | 71.25 | 8.18 | 31.72 | 84.29 | 16.81 | 38.53 | 47.57 |
| Co | 51.63 | 37.76 | 45.24 | 40.04 | 37.38 | 37.96 | 36.02 | 44.47 | 34.10 |
| Ni | 93.76 | 14.68 | 39.75 | 16.33 | 35.56 | 124.92 | 23.43 | 60.68 | 81.76 |
| Ta | 0.98 | 1.99 | 0.53 | 0.17 | 1.61 | 0.83 | 0.66 | 0.88 | 0.86 |
| Th | 1.81 | 3.90 | 1.27 | 0.55 | 1.87 | 0.95 | 3.09 | 1.32 | 0.76 |
| Pb | 5.47 | 5.78 | 8.33 | 9.70 | 2.40 | 1.38 | 6.07 | 2.22 | 1.41 |
| La | 14.46 | 29.27 | 11.22 | 5.15 | 18.42 | 15.39 | 31.96 | 12.18 | 11.81 |
| Ce | 34.40 | 63.56 | 28.84 | 14.27 | 39.85 | 33.38 | 67.79 | 27.19 | 26.39 |
| Pr | 4.37 | 7.67 | 3.95 | 2.22 | 4.95 | 4.31 | 8.00 | 3.55 | 3.37 |
| Nd | 18.39 | 31.60 | 18.33 | 11.51 | 21.83 | 19.15 | 30.83 | 15.69 | 14.77 |
| Sm | 4.37 | 6.80 | 4.95 | 3.65 | 4.68 | 4.61 | 6.19 | 3.92 | 3.41 |
| Eu | 1.59 | 2.47 | 1.65 | 1.39 | 1.52 | 1.48 | 1.75 | 1.17 | 0.88 |
| Gd | 4.59 | 7.65 | 5.65 | 4.69 | 4.38 | 5.28 | 5.53 | 4.51 | 3.54 |
| Tb | 0.65 | 1.03 | 0.93 | 0.78 | 0.66 | 0.87 | 0.83 | 0.76 | 0.59 |
| Dy | 3.78 | 6.27 | 5.84 | 4.91 | 4.08 | 5.81 | 5.31 | 4.97 | 3.82 |
| Ho | 0.76 | 1.18 | 1.21 | 1.06 | 0.78 | 1.23 | 1.10 | 1.05 | 0.78 |
| Er | 2.05 | 3.35 | 3.46 | 3.04 | 2.12 | 3.63 | 3.11 | 3.07 | 2.28 |
| Tm | 0.26 | 0.45 | 0.48 | 0.43 | 0.29 | 0.52 | 0.41 | 0.43 | 0.31 |
| Yb | 1.74 | 2.71 | 2.96 | 2.72 | 1.73 | 3.23 | 2.44 | 2.66 | 1.85 |
| Lu | 0.22 | 0.34 | 0.36 | 0.39 | 0.23 | 0.45 | 0.29 | 0.35 | 0.23 |

| Компонент | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | 2134-8 | 5039 | 7767 | 7777 | 2060 | 2081 | 2258 | 5035 | 5063 |
| SiO ₂ | 61.79 | 55.00 | 63.17 | 63.02 | 75.67 | 77.33 | 69.95 | 69.95 | 76.68 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.99 | 0.72 | 0.84 | 0.19 | 0.16 | 0.65 | 0.68 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 15.87 | 15.82 | 14.21 | 11.25 | 11.60 | 10.83 | 13.33 | 12.95 | 11.94 |
| Fe ₂ O ₃ | — | 6.37 | 4.77 | 10.36 | — | — | 4.42 | 3.18 | 2.23 |
| FeO | 6.75* | 4.60 | 3.10 | 2.10 | 3.11* | 1.55* | 1.10 | 2.30 | 0.40 |
| MnO | 0.13 | 0.18 | 0.11 | 0.24 | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.08 | 0.04 |
| MgO | 2.11 | 7.08 | 1.97 | 1.63 | 0.09 | 0.07 | 2.58 | 1.89 | 0.40 |
| CaO | 5.49 | 1.81 | 3.94 | 3.58 | 0.02 | 0.01 | 1.45 | 1.87 | 0.91 |
| Na ₂ O | 3.02 | 2.97 | 4.13 | 2.86 | 3.53 | 0.77 | 2.09 | 3.39 | 6.47 |
| K ₂ O | 1.90 | 1.28 | 2.38 | 1.07 | 4.65 | 7.84 | 1.71 | 1.50 | 0.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.10 | 0.29 | 0.33 | 0.03 | 0.03 | 0.13 | 0.16 | 0.01 |
| П. п. п. | 1.48 | 4.05 | 1.33 | 2.87 | 0.28 | 0.27 | 2.48 | 2.21 | 0.63 |
| Сумма | 99.21 | 100.29 | 100.13 | 100.16 | 99.15 | 98.84 | 99.98 | 100.19 | 99.99 |

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

| Компонент | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | 2134-8 | 5039 | 7767 | 7777 | 2060 | 2081 | 2258 | 5035 | 5063 |
| Rb | 61.57 | 22.61 | 37.51 | 28.67 | 77.86 | 183.18 | 64.48 | 43.41 | 0.75 |
| Sr | 287.10 | 69.74 | 368.94 | 259.18 | 2.12 | 1.96 | 110.76 | 76.58 | 34.67 |
| Y | 26.00 | 15.99 | 43.63 | 118.94 | 23.82 | 44.91 | 25.89 | 23.58 | 16.43 |
| Zr | 41.80 | 56.01 | 106.70 | 249.88 | 424.25 | 855.66 | 87.90 | 68.34 | 99.26 |
| Nb | 4.97 | 4.79 | 6.65 | 42.80 | 74.95 | 96.59 | 12.24 | 14.04 | 66.66 |
| Hf | 1.55 | 1.84 | 4.26 | 9.30 | 18.11 | 18.72 | 2.41 | 2.12 | 4.50 |
| Ba | 613.22 | 113.61 | 562.43 | 646.83 | 50.35 | 184.26 | 225.64 | 293.27 | 22.82 |
| V | 135.28 | 178.69 | 83.32 | 41.33 | 2.14 | 8.58 | 98.07 | 86.78 | 9.00 |
| Cr | 37.75 | 30.91 | 40.26 | 36.48 | 7.24 | 92.52 | 91.12 | 32.90 | 3.07 |
| Co | 13.95 | 26.17 | 15.80 | 9.23 | 0.54 | 1.52 | 15.55 | 10.71 | 2.17 |
| Ni | 5.77 | 45.91 | 7.24 | 12.16 | 1.53 | 2.44 | 41.66 | 17.11 | 4.30 |
| Ta | 0.31 | 0.38 | 0.55 | 3.37 | 5.08 | 6.17 | 0.80 | 1.12 | 4.43 |
| Th | 8.69 | 2.14 | 2.46 | 5.47 | 7.38 | 8.96 | 7.30 | 11.73 | 5.67 |
| Pb | 7.40 | 3.61 | 7.22 | 5.11 | 11.45 | 10.88 | 10.28 | 2.07 | 2.27 |
| La | 23.76 | 7.45 | 20.13 | 62.25 | 41.30 | 10.94 | 17.11 | 35.28 | 3.82 |
| Ce | 51.32 | 17.28 | 47.74 | 136.45 | 72.10 | 32.97 | 37.32 | 78.96 | 9.39 |
| Pr | 6.08 | 2.28 | 6.99 | 17.55 | 9.39 | 3.79 | 5.20 | 8.37 | 1.71 |
| Nd | 24.18 | 10.16 | 28.49 | 65.46 | 32.12 | 16.49 | 24.39 | 32.20 | 8.52 |
| Sm | 5.19 | 2.66 | 7.52 | 17.18 | 5.64 | 4.76 | 5.41 | 5.92 | 2.93 |
| Eu | 1.19 | 0.80 | 1.68 | 4.40 | 0.36 | 0.42 | 1.49 | 1.35 | 0.36 |
| Gd | 5.65 | 2.91 | 7.41 | 19.51 | 4.65 | 5.86 | 6.55 | 4.76 | 3.44 |
| Tb | 0.73 | 0.50 | 1.06 | 3.15 | 0.72 | 1.14 | 0.80 | 0.75 | 0.67 |
| Dy | 4.61 | 3.29 | 6.89 | 21.57 | 4.42 | 8.03 | 5.22 | 4.60 | 4.52 |
| Ho | 0.99 | 0.68 | 1.45 | 4.44 | 0.93 | 1.69 | 1.06 | 0.95 | 0.96 |
| Er | 3.08 | 2.05 | 4.36 | 12.12 | 2.80 | 5.15 | 3.08 | 2.77 | 3.00 |
| Tm | 0.44 | 0.29 | 0.63 | 1.53 | 0.40 | 0.72 | 0.44 | 0.39 | 0.45 |
| Yb | 2.87 | 1.89 | 4.00 | 8.38 | 2.50 | 4.28 | 2.70 | 2.51 | 3.01 |
| Lu | 0.44 | 0.25 | 0.63 | 1.09 | 0.37 | 0.64 | 0.39 | 0.34 | 0.41 |

Примечание. 1–9 – базальты, 10–13 – андезибазальты и андезиты, 14–18 – дациты и риолиты. *Общее определение окислов железа. 6.75* – суммарное содержание окислов железа.

Note. 1–9 – basalts, 10–13 – basaltic andesites and andesites, 14–18 – dacites and rhyolites. *General definition of iron oxides. 6.75* – total content of iron oxides.

высокотитанистые (TiO_2 – 1.09–2.95 мас. %, в среднем 1.84 мас. %), умеренно-магнезиальные (MgO – 3.8–8.48 мас. %, в среднем 5.89 мас. %) породы преимущественно с нормальной щелочностью при преобладании Na ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6.39$). Для них характерны высокие содержания V (225–461 г/т, в среднем 26 г/т), низкие – Cr (8–84 г/т, в среднем 41 г/т), крайне неравномерные – щелочных и щелочноземельных металлов (Rb – 0.05–35.06 г/т, в среднем 9.58 г/т; Ba – 6.25–635.91 г/т, в среднем 143.98 г/т; Sr – 96.26–496.84 г/т, в среднем 265.49 г/т). Сумма содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет в среднем 95.41 г/т (56.21–165.23 г/т), отношение суммы легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) к сумме тяжелых (ТРЗЭ) равно 4.36 (2.12–7.70). Содержание Y составляет в среднем 25.38 (16.04–32.32) г/т, Zr – 59.30 (12.80–112.78), Nb – 13.47 (2.51–24.19) г/т. Для андезитов характерны более высокие содержания Rb (22.61–61.56 г/т, в среднем 37.59 г/т), Y (15.99–118.94 г/т, в среднем

51.12 г/т), Zr (41.80–249.88 г/т, в среднем 113.60 г/т), Ba (113.61–646.83 г/т, в среднем 484.02 г/т), суммы РЗЭ (52.49–375.05 г/т, в среднем 174.27 г/т). При этом средние содержания Sr, Nb и значение отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ остаются на том же уровне.

Для более детального рассмотрения геохимических особенностей саблегорских вулканитов и сравнения их с базальтами эталонных обстановок использованы графики нормирования содержаний петрологически информативных элементов на эталон N-MORB (“нормальный” базальт срединно-океанических хребтов) (рис. 3). Прежде всего, обращает на себя внимание присутствие двух групп пород – обогащенных и обедненных элементами с большим ионным радиусом (K, Rb, Ba), а также графиков с выраженной отрицательной Ta-Nb аномалией и без нее. Если различия содержаний щелочных металлов можно было бы объяснить их высокой подвижностью при аллохимическом метаморфизме, то наличие двух групп пород с колеба-

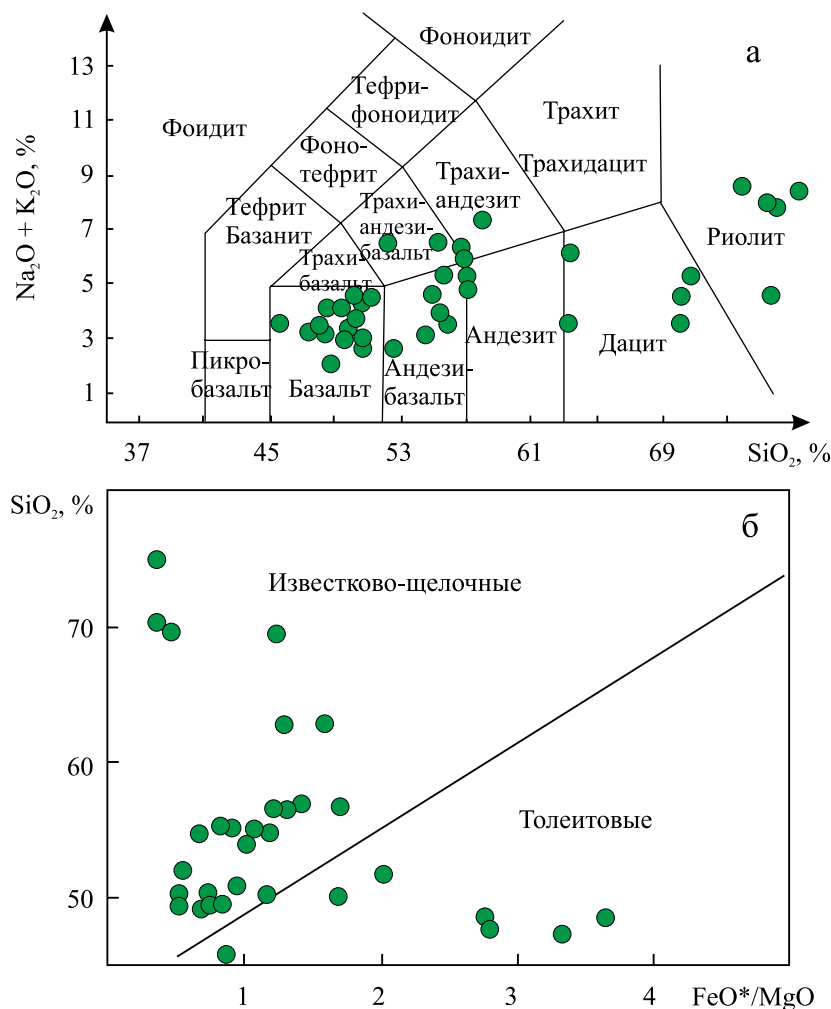


Рис. 2. Положение точек составов пород саблегорской свиты на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 (a) (Le Bas et al., 1986) и SiO_2 – FeO^*/MgO (б) (Miyashiro, 1974).

Fig. 2. The position of the rock composition points of the Sablegorskaya formation in the diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 (a) (Le Bas et al., 1986) and SiO_2 – FeO^*/MgO (б) (Miyashiro, 1974).

ниями содержаний Ta и Nb почти на порядок вряд ли можно связать с метаморфическими процессами. Скорее, можно предположить наличие вулканогенных пород с разными магматическими источниками. Общей характерной особенностью является наличие негативной аномалии Zr и Hf, что, как и Ta-Nb аномалия, сближает исследуемые базальты с островодужными вулканитами. На графиках составы андезитов (см. рис. 3б) демонстрируют обогащение пород литофильными элементами и негативные аномалии Ta, Nb, Zr и Hf. Общими для базальтов и андезитов являются высокие содержания Th и Ce, что может быть связано с контаминацией мантийных расплавов континентальной корой (Фролова, Бурикова, 1997). Неоднородность составов базальтов и андезитов иллюстрируется также диаграммой Th/Yb – Ta/Yb (рис. 4). Часть точек составов базальтов располагается на мантий-

ном тренде между эталонами E-MORB и WPB, другая часть точек базальтов и андезитов попала в поле надсубдукционных образований.

Сходные результаты дает и диаграмма Th/Nb – TiO_2/Yb (рис. 5). Большая часть точек составов базальтов лежит в поле вулканитов – производных “обогащенного” мантийного источника, но несколько точек базальтов и все точки андезитов характеризуются высокими значениями Th/Nb и низкими TiO_2/Yb , что позволяет предполагать в их составе существенную долю субдуцированного и (или) контаминированного корового вещества (Pearce et al., 2021).

Для уточнения обстановок формирования вулканитов рассмотрим некоторые индикаторные геохимические параметры базальтов и андезитов (табл. 2). Так, низкие значения Nb/Ta указывают на значительную переработку надсубдукционного

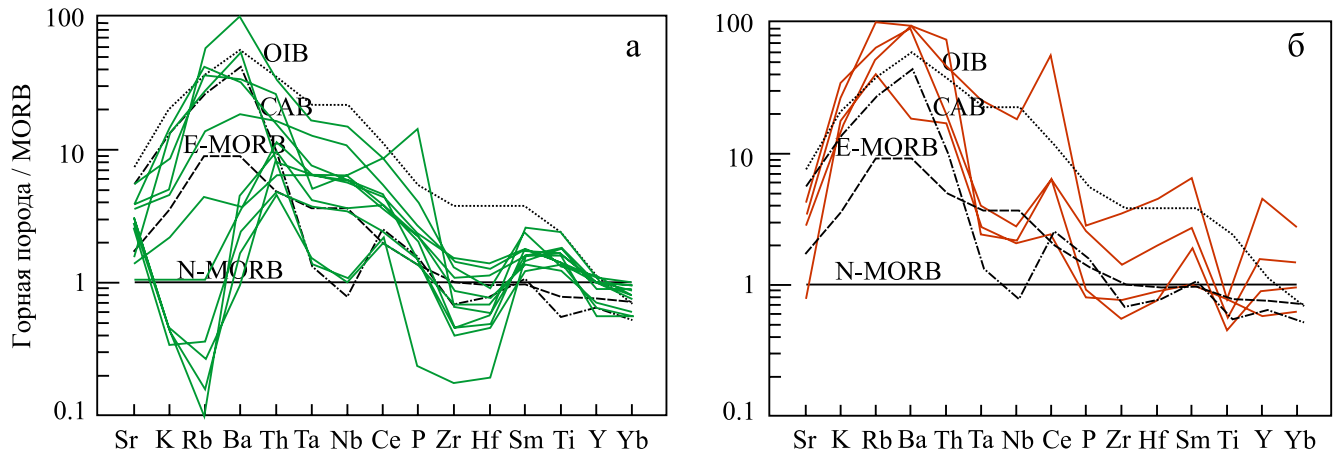


Рис. 3. Спайдер-диаграммы для базальтов (а) и андезитов (б) саблегорской свиты.

Составы пород нормированы по эталону N-MORB – по (Sun, McDonough, 1989). Эталоны E-MORB (“обогащенный” базальт срединно-океанических хребтов) и OIB (базальт океанических островов) – по (Sun, McDonough, 1989), CAB (известково-щелочной базальт Ново-Гэбридской островной дуги) – по (Kelemen et al., 2004).

Fig. 3. Spider diagrams for basalts (a) and andesites (b) of the Sablegorskaya formation.

Rock compositions are normalized to the N-MORB standard according to (Sun, McDonough, 1989). The standards are E-MORB (“enriched” basalt of mid-oceanic ridges) and OIB (basalt of oceanic islands) according to (Sun, McDonough, 1989), CAB (calc-areous-alkaline basalt of the New Hebridean island arc) according to (Kelemen et al., 2004).

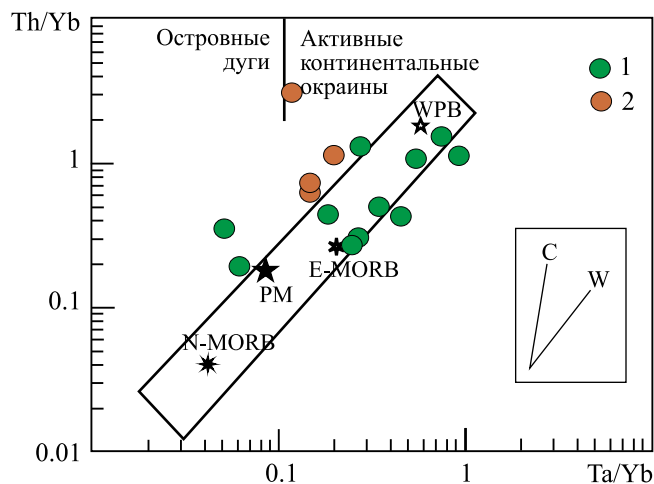


Рис. 4. Положение точек составов базальтов (1) и андезитов (2) саблегорской свиты на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983).

Средние составы: N-MORB и E-MORB – по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) – по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) – по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), – по (Фролова, Бурикова, 1997).

Fig. 4. The position of the points of the basalts (1) and andesites (2) of the Sablegorskaya formation in the Th/Yb–Ta/Yb diagram (Pearce, 1983).

The average compositions are N-MORB and E-MORB according to (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) according to (Taylor, McLennan, 1985), and WPB

(basalts of intraplate environments) according to (Barberi et al., 1975). Trends in the compositions of magmatic series caused by crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) according to (Frolova, Burikova, 1997).

мантийного клина при участии водного флюида перед частичным плавлением (Munker, 1998; Наркисова, 2005). Для океанических базальтов и вулканитов континентальных рифтов характерны величины Nb/Ta от 15 до 19, что близко к хондритовому уровню (Kamber, Collerson, 2000). Значения параметра Nb/Ta для большей части базальтов более 15, но для двух проб базальтов и трех андезитов оно ниже значений, характерных для пород дивергентных обстановок. Это позволяет предполагать в составе последних наличие вещества гидратированного надсубдукционного клина.

Для оценки роли флюидов, отделяющихся при дегидратации осадков и измененных базальтов, используются отношения Ba/Nb и Pb/Y (Brenan et al., 1995; Plank, Langmuir, 1998; Kent, Elliot, 2002). В базальтах срединно-океанических хребтов (COX) величины этих отношений составляют 2.7 и 0.01 соответственно, в вулканитах континентальных рифтов – 5–27 и 0.07–0.4 (Наркисова, 2005). Значение параметра Ba/Nb в большей части исследуемых пород не превышает “мантийный” диапазон, оно часто даже ниже, чем в базальтах COX, и только в двух образцах андезитов данное отношение значительно выше “мантийного” уровня, что позволяет предполагать участие субдукционных флюи-

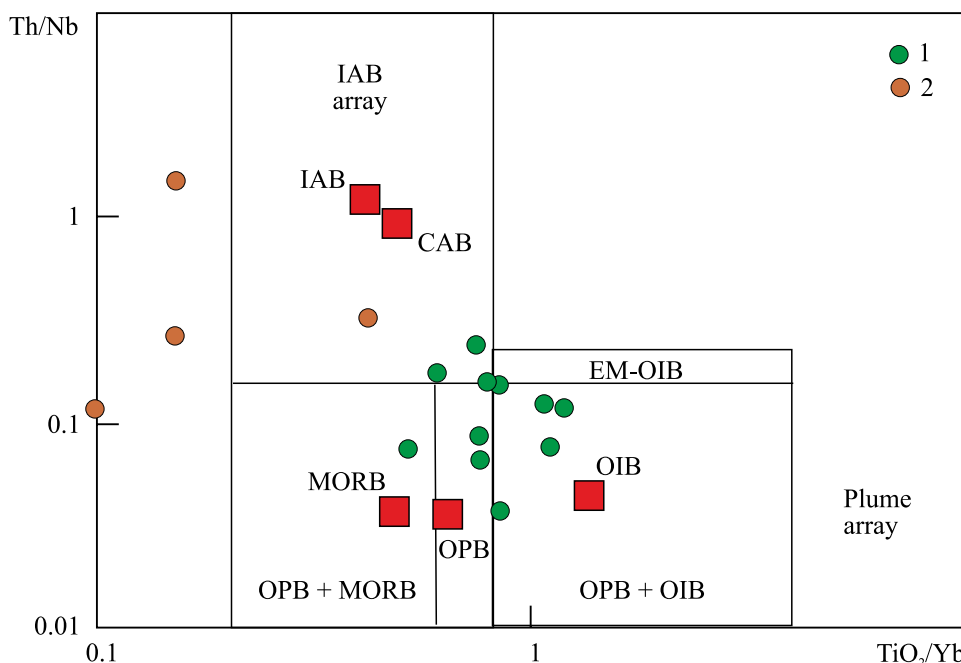


Рис. 5. Положение точек составов базальтов и андезитов саблегорской свиты на диаграмме Th/Nb–TiO₂/Yb.

Условные обозначения – см. рис. 4. Поля составов пород – по (Pearce et al., 2021): IAB array – островодужных базальтов; OPB + MORB – базальтов океанических плато и срединно-океанических хребтов; OPB + OIB – базальтов океанических островов; EM – “обогащенная” мантия; Plume array – плюмовые источники расплавов. Квадратами показаны средние составы базальтов эталонных обстановок: IAB – островодужных толеитовых, CAB – известково-щелочных, MORB – срединно-океанических хребтов, OPB – океанических плато, OIB – океанических островов.

Fig. 5. The position of the points of the compositions of basalts and andesites of the Sablegorskaya formation in the diagram Th/Nb–TiO₂/Yb.

Symbols see Fig. 4. Rock composition fields according to (Pearce et al., 2021): IAB array – island-arc basalts; OPB + MORB – basalts of oceanic plateaus and mid-oceanic ridges; OPB + OIB – basalts of oceanic islands; EM – “enriched” mantle; Plume array – plume sources of melts. The basalt composition points of the reference settings are: IAB – island-arc tholeiitic, CAB – calcareous-alkaline, MORB – mid-oceanic ridges, OPB – oceanic plateaus, OIB – oceanic islands.

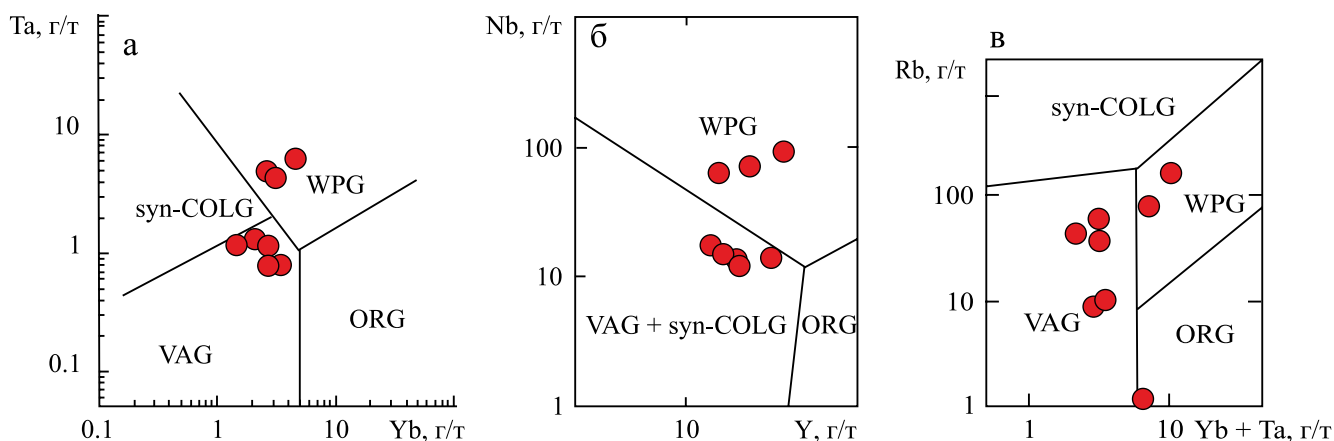
дов. Значения параметра Pb/Y находятся в пределах “мантийного” диапазона.

Отношение Nb/Th можно использовать для приблизительной оценки количества флюидного компонента, поступавшего в мантийный источник. Снижение значения данного параметра в надсубдукционных обстановках связывается с процессами метасоматического обогащения мантийного субстрата очагов плавления субдукционными флюидами, равновесными с эклогитовой ассоциацией, содержащей рутил (Brenan et al., 1995). Для базальтов СОХ характерны значения Nb/Th в интервале 15–20 (Наркисова, 2005), снижение данной величины указывает на возрастание количества флюидов, поступающих из зоны субдукции в мантийных источник. Почти все исследованные образцы вулканитов саблегорской свиты характеризуются низкими значениями данного параметра, что может свидетельствовать об участии в генерации магм вещества надсубдукционной метасоматически переработанной мантии.

Кислые вулканиты (см. табл. 1) демонстрируют значительное разнообразие составов. Так, содержание Rb в них варьируется от 0.75 до 183.18 г/т, составляя в среднем 55.28 г/т, Sr – 1.96–175.44 г/т, в среднем 70.85 г/т, Y – 14.80–44.91 г/т, в среднем 25.28 г/т, Zr – 60.72–424.25 г/т, в среднем 248.20 г/т, Nb – 12.24–96.59 г/т, в среднем 39.67 г/т. Сумма содержаний РЗЭ составляет в среднем 134.21 (43.20–179.28) г/т, отношение суммы ЛРЗЭ к сумме ТРЗЭ равно 7.77 (1.62–18.13). Вариации величин индикаторных отношений многих химических элементов в кислых вулканитах (см. табл. 2) весьма существенны, что также подчеркивает неоднородность выборки и может указывать на присутствие в ее составе нескольких генетических групп горных пород. Существование по меньшей мере двух дискретных групп риолитов демонстрируется на дискриминационных диаграммах (рис. 6), где точки составов пород попадают в поля внутриплитных и островодужных вулканитов.

Таблица 2. Индикаторные отношения химических элементов в базальтах и андезитах саблегорской свиты**Table 2.** Indicator ratios of chemical elements in basalts and andesites of the Sablegorskaya series

| № обр. | Nb/Th | Ba/Nb | Pb/Y | Nb/Ta | ЛРЗЭ/ ТРЗЭ | Географические координаты | |
|--------|-------|--------|------|-------|------------|---------------------------|-------------|
| | | | | | | Долгота (ВД) | Широта (СШ) |
| 2058-5 | 7.73 | 14.16 | 0.34 | 14.30 | 5.53 | 59.45896 | 62.59370 |
| 5062 | 8.04 | 20.25 | 0.20 | 15.81 | 6.15 | 59.40677 | 62.60320 |
| 5157 | 6.64 | 3.19 | 0.29 | 15.85 | 3.30 | 59.44434 | 62.05410 |
| 5154-5 | 4.52 | 3.57 | 0.39 | 14.35 | 2.12 | 59.41494 | 62.09541 |
| 5058 | 12.95 | 4.63 | 0.13 | 15.02 | 6.40 | 59.26300 | 61.80645 |
| 5061 | 14.30 | 24.21 | 0.05 | 16.47 | 3.73 | 59.25540 | 61.79955 |
| 2259-2 | 4.77 | 13.98 | 0.19 | 22.28 | 7.70 | 59.25833 | 61.90837 |
| 2269-1 | 11.05 | 1.41 | 0.08 | 16.45 | 3.57 | 59.10964 | 61.78464 |
| 2288-1 | 18.17 | 1.74 | 0.07 | 16.15 | 4.52 | 59.19960 | 61.63589 |
| 2134-8 | 0.57 | 123.37 | 0.28 | 15.98 | 5.94 | 59.41582 | 62.09554 |
| 5039 | 2.24 | 23.74 | 0.23 | 12.64 | 3.42 | 59.27673 | 61.97791 |
| 7767 | 2.70 | 84.62 | 0.17 | 12.14 | 4.26 | 59.03144 | 61.81775 |
| 7777 | 7.83 | 15.11 | 0.04 | 12.69 | 4.23 | 59.10926 | 61.81367 |
| 2060 | 10.16 | 0.67 | 0.48 | 14.74 | 9.58 | 59.45123 | 62.57477 |
| 2081 | 10.78 | 1.91 | 0.24 | 15.65 | 2.52 | 59.41460 | 62.47803 |
| 2258 | 1.68 | 18.44 | 0.40 | 15.32 | 4.50 | 59.23167 | 61.91942 |
| 5035 | 1.20 | 20.90 | 0.09 | 12.49 | 9.50 | 59.31747 | 61.91823 |
| 5063 | 11.76 | 0.34 | 0.14 | 15.03 | 1.62 | 59.26046 | 61.81845 |

**Рис. 6.** Положение точек составов риолитов саблегорской свиты на диаграммах Дж.А. Пирса (Pearce et al., 1984).

а – Ta–Yb, б – Nb–Y, в – Rb–(Yb + Ta). Поля составов гранитоидов различных обстановок: syn-COLG – коллизионных, WPG – внутриплитных, VAG – островодужных, ORG – срединно-океанических хребтов.

Fig. 6. The position of the points of the rhyolite compositions of the Sablegorskaya formation on the diagrams of J.A. Pearce (Pearce et al., 1984).

а – Ta–Yb, б – Nb–Y, в – Rb–(Yb + Ta). Fields of granitoid compositions of various settings: syn-COLG – collisional, WPG – intraplate, VAG – island arc, ORG – mid-oceanic ridges.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные выше геохронологические и геохимические данные позволяют предполагать, что вулканогенные породы, относимые в настоящее время к верхнепротерозойской саблегорской свите, сформированы в течение как минимум двух тектоно-магматических событий.

Первое из них, вероятно, проявилось в поздне-рифейско-вендское время (в исследуемом районе это диапазон 583–547 млн лет), на это указывает наличие в составе пород “надсубдукционных маркеров” (отрицательная Ta-Nb аномалия, высокие значения Th/Nb, Th/Yb, низкие – (Yb + Ta) и др.). При этом часть параметров (Nb/Ta, Ba/Nb, Pb/Y) соответствуют значениям, характерным для магматиче-

ских пород дивергентных и внутриплитных обстановок. Указанные особенности можно объяснить формированием вулканитов в тылу активной континентальной окраины. В.В. Холоднов с соавторами (2022) интерпретируют данную обстановку как трансформную. Можно согласиться с такой возможностью, но для ее подтверждения необходимо выполнить структурные исследования, показывающие приуроченность верхнепротерозойских вулканогенных палеодепрессий к крупным сдвиговым системам. Наличие в позднерифейское и вендское время палеозон субдукции, погружающихся в сторону Тиманской и Уральской окраин Балтики, реконструируется в палеотектонических построениях (Metelkin et al., 2015); геологические комплексы позднедокембрийской активной континентальной окраины описаны, в частности, на Южном Урале (Самыгин и др., 2007; Рязанцев, 2018; Рязанцев и др., 2023). На других позднедокембрийских палеореконструкциях зона субдукции погружается в сторону Гондванских террейнов, но также располагается в относительной близости от Уральской окраины Балтики (Cocks, Torsvik, 2006; и др.); в процессе эволюции океаническая кора вблизи континента поглощается и происходит коллизия Балтики с Гондванскими блоками (Кузнецов и др., 2012; Кузнецов, Романюк, 2021; и др.). В этом случае также можно допустить существование фрагментов надсубдукционных комплексов в составе экстернид позднедокембрийского Тиманского орогена (Пучков, 2010).

Второе тектономагматическое событие, по всей видимости, соответствует начальной стадии континентального рифтогенеза, проявившегося в кембрийское время (495–494 млн лет). Для раннепалеозойских вулканитов характерны “внутриплитные” геохимические характеристики.

Общими особенностями вулканогенных пород основного состава являются негативные аномалии Zr и Hf (см. рис. 3), а также низкие значения отношения Nb/Th, что может быть связано с метасоматической переработкой мантийного клина над докембрийской зоной субдукции. Более поздние (раннепалеозойские) поступления расплавов из “обогащенных” мантийных источников, вероятно, загрязнили фрагменты метасоматически переработанной мантии, что отразилось в геохимических параметрах вулканитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (1999) Изотопная геохронология доуральид Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 48 с.
- Андреичев В.Л. (2010) Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 47 с.
- Белякова Л.Т. (1972) Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 26 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 255 с.
- Волчек Е.Н. (2004) Геодинамические обстановки кислото вулканизма западного сектора севера Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 144 с.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П. (1980) Доордовикский магматизм севера Урала. *Доордовикская история Урала. 5. Доордовикский магматизм*. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 3–30.
- Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П. (1973) Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. Л.: Наука, 212 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2005) М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 335 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2006) М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Североуральск). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 332 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. (2018) Изд-е второе. Сер. Средне-Уральская. Лист Р-40-XXIV (Чистоп). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 371 с.
- Душин В.А. (1997) Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 213 с.
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 381 с.
- Иванов В.Н., Жаркова Т.Б., Курзанов И.Ю. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Сер. Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 259 с.
- Ильясова Г.А., Останин С.Ю., Михалева Е.Н. и др. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Изд-е второе. Сер. Северо-Уральская. Лист Р-40-XVIII (Лопсия). Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 148 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. (2021) Пери-гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, (4), 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерс Дж. (2012) Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии (“Australia Upside Down conception”). *Литосфера*, (4), 59–77.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. (2006) Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона. *Литосфера*, (4), 3–22.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-

- Уральского региона и эволюция протоуралитид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.
- Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 167 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2018) Кембрийский магматизм на Северном Урале: новые данные о возрасте и условиях формирования. *Докл. РАН*, **481**(5), 513–516.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2017) Новые данные о возрасте и специфике магматизма тиманид южной части Ляпинской структуры (Северный Урал). *Докл. РАН*, **476**(4), 426–430.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2005) Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену. *Проблемы тектоники Центральной Азии*. М.: ГЕОС, 309–342.
- Рязанцев А.В. (2018) Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале. *Докл. РАН*, **482**(3), 311–314.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Голионко Б.Г., Каныгина Н.А. (2023) Комплексы активной позднекембрийской–кембрийской континентальной окраины на Южном Урале и в Мугоджарах. *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2023*. Мат-лы LIV Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 159–163.
- Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. (2007) Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтаусской зоне (Южный Урал). *Докл. РАН*, **416**(1), 81–85.
- Соболева А.А. (2004) Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 147 с.
- Соболева А.А. (2020) Результаты U-Pb (SIMS) датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал. *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения, 2020)*. Мат-лы минералогического семинара с междунар. участием. Сыктывкар, 63–65.
- Соболева А.А., Андреев В.Л. (1997) Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале. *Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации*. Тез. докл. Всерос. совещ. Сыктывкар, 38–39.
- Тектонический кодекс России. (2016) М.: Геокарт: ГЕОС, 240 с.
- Удортина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С., Соболева А.А., Андреев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. (2022) Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 120 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. (2008) Киров: Обл. типография, 288 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С. (2022) Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхембровского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия. *Петрология*, **30**(4), 404–431.
- Червяковский С.Г., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Волчек Е.Н. (2000) Rb-Sr изотопное датирование кислых вулканитов хребта Малды-Нырды. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 147, 272–276.
- Червяковский С.Г., Сазонов В.Н., Малюгин А.А. (1988) Особенности металлогении рифтогенных формаций Урала. *Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 226–228.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22–56.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(16), 3331–3350.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H. (2006) European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. *Europ. Lithosphere Dynamics. Geol. Soc., Lond., Memoirs*, **32**, 83–95.
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3–4), 241–254.
- Kelemen P., Hanghoi K., Green A.R. (2004) One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 593–659.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263–286.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745–750.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precambrian Res.*, **259**, 114–129.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321–343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1–2), 23–45.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230–249.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, **392–393**, 106068.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpreta-

tion of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.

- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmaism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, Lond., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass, 312 p.
- Andreichev V.L. (2010) Evolution of the Pechora Plate basement according to isotopic and geochronological data. Abstr. doct. geol.-min. sci. diss. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 47 p. (In Russ.)
- Andreichev V.L. (1999) Isotopic geochronology of the pre-uralides of the Circumpolar Urals. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN Publ., 48 p. (In Russ.)
- Barberi F., Ferrara G., Santacrose R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Belyakova L.T. (1972) Geosynclinal riphean of the north of the Urals. Abstr. cand. geol.-min. sci. diss. Moscow, 26 p. (In Russ.)
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 255 p. (In Russ.)
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(16), 3331-3350.
- Chervyakovskii S.G., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Volchek E.N. (2000) Rb-Sr isotopic dating of acid volcanites of the Maldynynd ridge. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 147, 272-276. (In Russ.)
- Chervyakovskii S.G., Sazonov V.N., Malyugin A.A. (1988) Features of metallogeny of rift formations of the Urals. *Evolution of metallogeny of the Urals during the formation of the Earth's crust*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 226-228. (In Russ.)
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H. (2006) European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. *Europ. Lithosphere Dynamics. Geol. Soc., Lond., Memoirs*, **32**, 83-95.
- Dushin V.A. (1997) Magmatism and geodynamics of the paleocontinental sector of the north of the Urals. Moscow, Nedra Publ., 213 p. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, MGU Publ., 320 p. (In Russ.)
- Goldin B.A., Fishman M.V., Davydov V.P., Kalinin E.P. (1973) Volcanic complexes of the Riphean and Lower Paleozoic of the North of the Urals. Leningrad, Nauka Publ., 212 p. (In Russ.)
- Goldin B.A., Kalinina E.P. (1980) Pre-Ordovician magmatism of the Northern Urals. *The Pre-Ordovician history of the Urals. 5. Pre-Ordovician magmatism*. The preprint. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 3-30. (In Russ.)
- Il'yasova G.A., Ostanin S.Yu., Mikhaleva E.N. et al. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second ed. The North Ural series. Sheet R-40-XVIII (Russia). Explanatory note. Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI Publ., 148 p. (In Russ.)
- Ivanov V.N., Zharkova T.B., Kurzanov I.Yu. (2013) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. The North Ural series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note. Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI Publ., 259 p. (In Russ.)
- Kamber B.S., Collerson K.D. (2000) Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.*, **166**(3-4), 241-254.
- Kelemen P., Hanghoi K., Green A.R. (2004) One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 593-659.
- Kent A.J., Elliott T.R. (2002) Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chem. Geol.*, **183**, 263-286.
- Kholodnov V.V., Shadakova G.Yu., Dushin V.A., Korovko A.V., Shagalov E.S. (2022) Riphean-Vendian-Cambrian magmatism of the Mankhambovsky block (Circumpolar Urals): Geochemical typification, correction of geodynamic representations, the role of plume-lithospheric interaction. *Petrologiya*, **30**(4), 404-431. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V. (2021) The Peri-Gondwanan blocks in the structure of the southern and southeastern framing of the East European Platform. *Geotectonics*, **55**, 439-472 (translated from *Geotektonika*, (4), 3-40).
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert J. (2012) The age of detritic zircons from the Ashinskaya series of the Southern Urals confirms the spatial proximity of the Ural region of the Baltic and the Queensland region of Australia in Rodinia ("Australia Upside Down concept"). *Lithosphere (Russia)*, (4), 59-77. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. (2006) The Pre-Ural tectonic evolution of the northeastern and eastern framing of the East European Platform. Article 1. Proto-Uralides, Timanides and Preordovik granitoid volcanoplutonic associations of the north of the Urals and the Timan-Pechora region. *Lithosphere (Russia)*, (4), 3-22. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Preordovician granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of Proto-Uralides-timanids. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precambrian Res.*, **259**, 114-129.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-343.
- Munker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**(1-2), 23-45.
- Narkisova V.V. (2005) Petrochemistry of Late Ordovician-

- Early Devonian basaltoids of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals (according to the data of the Ural ultradeep borehole and the near-well space). Cand. geol.-min. sci. diss. Moscow, MGU Publ., 167 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, **392-393**, 106068.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2018) Cambrian magmatism in the Northern Urals: new data on the age and conditions of formation. *Dokl. RAN*, **481**(5), 513-516. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2017) New data on the age and specificity of timanid magmatism in the southern part of the Lyapun structure (Northern Urals). *Dokl. RAN*, **476**(4), 426-430. (In Russ.)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Puchkov V.N. (2005) Evolution of the lithosphere: from the Pechora Ocean to the Timan orogen, from the Paleouralian Ocean to the Ural orogen. *Problems of Central Asian tectonics*. Moscow, GEOS Publ., 309-342. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals region (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, Dizainpoligrafservis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Ryazantsev A.V. (2018) Vendian suprasubduction magmatism in the Southern Urals. *Dokl. RAN*, **482**(3), 311-314. (In Russ.)
- Ryazantsev A.V., Razumovskii A.A., Golionko B.G., Kanygina N.A. (2023) Complexes of the active Late Precambrian–Cambrian continental margin in the Southern Urals and Mugodzhary. *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: fundamental problems-2023*. Proc. of the LIV Tectonic Conf. V. 2. Moscow, GEOS Publ., 159-163. (In Russ.)
- Samygin S.G., Fedotova A.A., Bibikova E.V., Karyakin Yu.V. (2007) Vendian suprasubduction volcanism in the Uraltaus zone (Southern Urals). *Dokl. RAN*, **416**(1), 81-85. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2020) Results of U-Pb (SIMS) dating of zircon from granites and rhyolites of the Maldynard region, Circumpolar Urals. *Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings, 2020)*. Proc. of a mineralogical seminar with intern. particip. Syktyvkar, 63-65. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2004) Volcanites and associated granitoids of the Circumpolar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 147 p. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Andreichev V.L. (1997) Volcanic-plutonic association of gabbro-tonalite-granodiorite-granite composition in the Circumpolar Urals. *Granitoid volcanoplutonic associations*. Abstr. of reports. Syktyvkar, 38-39. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, Lond., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass, 312 p.
- Tectonic Code of Russia. (2016) Moscow, Geokart; GEOS Publ., 240 p. (In Russ.)
- The State Geological Map of the Russian Federation. (2005) Scale 1:1,000,000 (third generation). Ural series – Sheet Q-41 (Vorkuta). An explanatory note. St.Petersburg, Publishing house of St. Petersburg cartographic factory VSEGEI, 335 p. (In Russ.)
- The State Geological Map of the Russian Federation. (2006) Scale 1:1,000,000 (third generation). Ural series – Sheet P-40 (Severouralsk). An explanatory note. St.Petersburg, Publishing house of St. Petersburg cartographic factory VSEGEI, 332 p. (In Russ.)
- The 1:200,000 scale State Geological Map of the Russian Federation. (2018) Second edition. The Middle-Uralian series. Sheet P-40-XXIV (Chistop). Explanatory Note. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 371 p. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuiskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2022) Granitoids of the North of the Urals: geochronology, evolution, sources. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN Publ., 120 p. (In Russ.)
- Volchek E.N. (2004) Geodynamic conditions of acid volcanism in the western sector of the North of the Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 144 p. (In Russ.)
- Zhdanov A.V. (2009) Legend of the Ural series of sheets of the State Geological Map-1000/3 (updated version) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 381 p. (In Russ.)

Минералы редких и редкоземельных элементов в кислых метавулканитах саблегорской свиты (Северный Урал)

Т. А. Вовчина¹, О. В. Удоратина¹, А. С. Шуйский¹, С. Н. Сычев^{2,3}

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: s.sychev@spbu.ru

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Поступила в редакцию 05.12.2024 г., принята к печати 10.06.2025 г.

Объект исследования. Метавулканиты саблегорской свиты, отобранные в районе горы Редка на западном склоне Северного Урала (Республика Коми). **Цель.** Изучение петрогеохимического состава метавулканитов и минеральных форм нахождения в них Nb и элементов редких земель. **Материалы и методы.** Образцы пород отобраны из элювиально-делювиальных развалов и горных выработок на юго-восточном склоне горы Редка. Аналитические процедуры включали: определение содержаний породообразующих оксидов в породах классическим химическим методом, измерение концентраций редких, рассеянных и редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), микрозондовый анализ состава минералов. **Результаты.** Изученные метавулканиты саблегорской свиты принадлежат риолитам и трахириолитам нормальной и субщелочной серий, сформированных во внутриплитной обстановке. В минеральном составе пород установлено присутствие редкометалльных (Nb-рутил) и редкоземельных (алланит, монацит, ксенотим, ниобозинит-Y) минералов. Они образуют рассеянную вкрапленность зерен размером 20–50 мкм (Aesh(Y), Xnt, Mnz) и 50–500 мкм (Nb-Rt, Aln). Их появление рассматривается нами как результат кристаллизации магм, автометасоматических процессов, последующего метаморфизма. **Выводы.** В составе кислых метавулканитов саблегорской свиты Северного Урала выявлено присутствие минералов редких металлов и редких земель. Высказывается предположение о возможности мобилизации Th, U, Y, Nb, PЗЭ из риолитов и трахириолитов в тектонически активных зонах с формированием соответствующих рудопроявлений.

Ключевые слова: риолиты, трахириолиты, саблегорская свита, гора Редка, Северный Урал, редкометалльно-редкоземельная минерализация, ниобозинит-(Y)

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (регистрационный номер в системе ЕГИСУ НИОКТР – 122040600012-2; FUUU-2022-0085)

Minerals of rare and rare-earth elements in acidic metavolcanites of the Sablegorskaya Formation (Northern Urals)

Tatyana A. Vovchina¹, Oksana V. Udoratina¹, Aleksandr S. Shuisky¹, Sergey N. Sychev^{2,3}

¹N.P. Yushkin institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia, e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

²St. Petersburg State University, 7/9 University emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: s.sychev@spbu.ru

³A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Sredny av., St. Petersburg 199106, Russia

Received 05.12.2024, accepted 10.06.2025

Для цитирования: Вовчина Т.А., Удоратина О.В., Шуйский А.С., Сычев С.Н. (2025) Минералы редких и редкоземельных элементов в кислых метавулканитах саблегорской свиты (Северный Урал). *Литосфера*, **25**(6), 1365–1383. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1365-1383>. EDN: OXBQNO

For citation: Vovchina T.A., Udoratina O.V., Shuisky A.S., Sychev S.N. (2025) Minerals of rare and rare-earth elements in acidic metavolcanites of the Sablegorskaya Formation (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1365–1383. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1365-1383>. EDN: OXBQNO

Research subject. Metavolcanics of the Sablegorskaya Formation collected in the area of Mount Redka on the western slope of the Northern Urals (Komi Republic). **Aim.** To study the petrogeochemical composition of metavolcanics and mineral forms of Nb and rare-earth elements contained therein. **Materials and methods.** Rock samples were collected from eluvial-deluvial rubble and mine workings on the southeastern slope of Mount Redka. The analytical procedures included determination of the contents of rock-forming oxides in rocks by the classical chemical method; measurement of concentrations of rare, trace, and rare-earth elements by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS); microprobe analysis of mineral composition. **Results.** The studied metavolcanics of the Sablegorskaya Formation belong to rhyolites and trachyrhyolites of normal and subalkaline series formed in an intraplate setting. The presence of rare-metal (Nb-rutile) and rare-earth (allanite, monazite, xenotime, nioboeschinite-Y) in the mineral composition of the rocks was established. They form a scattered dissemination of grains 20–50 µm (Aesh(Y), Xnt, Mnz) and 50–500 µm (Nb-Rt, Aln) in size. We consider their appearance to be a result of magma crystallization, autometasomatic processes, and subsequent metamorphism. **Conclusions.** The presence of rare metal and rare-earth minerals in the composition of acid metavolcanics of the Sablegorskaya Formation of the Northern Urals was established. An assumption is made about the possibility of mobilization of Th, U, Y, Nb, and REE from rhyolites and trachyrhyolites in tectonically active zones with the formation of corresponding ore occurrences.

Keywords: riolites, trachyriolites, Sablegorskaya Formation, town of Redka, Northern Urals, rare metal–rare earth mineralization, niobeschinite-(Y)

Funding information

The work was carried out within the framework of the research topic “Deep structure, geodynamic evolution, geosphere interaction, magmatism, metamorphism and isotopic geochronology of the Timan-Severouralsk lithospheric” of the IG FRC Komi SC UB RAS (registration number in the EGISU NIOKTR system – 122040600012-2; FUUU-2022-0085)

Acknowledgements

The authors are grateful to V.A. Kapitanova, a leading geologist at the Petrography Laboratory, for her help in designing the graphic material.

ВВЕДЕНИЕ

На Северном Урале в верховьях р. Подчерем с 60-х гг. прошлого века известны комплексные проявления и аномалии U-Th – Редка I и Редка II (Душин и др., 2018). Проявление Редка I расположено в 1250 м к юго-западу от одноименной горы, в верховьях правого притока р. Подчерем (рис. 1). Согласно предшествующим исследованиям, аномальная по содержанию U-Th зона локализована в тектонически преобразованных вулканитах саблегорской свиты (альбитовых риолитах), в которых широко проявились процессы окварцевания, серицитизации, карбонатизации, связанные с развитием ураноносных березитов и эйситов. Аномалия Редка II расположена в 2.5 км на северо-восток от горы Редка и локализована в рассланцованных, окварцованных фельзитовых риолитах. В саблегорских вулканитах также известны аномалии Y и Yb (Душин и др., 2017, 2018), минеральные формы нахождения элементов в которых не установлены.

В последние годы, благодаря широкому использованию микрозондовых исследований в кислых вулканитах саблегорской свиты на территории Северного и Приполярного Урала, обнаружены минералы редких и редкоземельных элементов бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y), ниобозшинит-(Y), анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(La) (Удортатина и др., 2022; Гракова, Попвасев, 2024). В продолжение

данных исследований нами изучен состав кислых вулканитов саблегорской свиты вблизи горы Редка и одноименных аномалий в целях поиска минеральных форм нахождения редких и редкоземельных элементов. Данное исследование может иметь прикладное значение, касающееся прогноза и поиска на редкометалльно-редкоземельное оруденение.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Саблегорская свита в составе Центрально-Уральской мегазоны выделена В.Н. Малашевским в 1961 г. как возрастной аналог верхней толщ маньинской свиты со стратотипом на хр. Сабля (Душин и др., 2018). Состав свиты представлен лавами базальтов, андезибазальтов с прослоями филлитовидных парасланцев, линзами конгломератов, туфоконгломератов (нижняя подсвита) и кислыми эффузивами, их туфами, туффитами с подчиненными прослоями эпидот-хлорит-кварц-серицитовых, плагиоклаз-серицит-кварцевых и биотит-кварц-альбит-хлоритовых сланцев (верхняя подсвита). Нижняя граница свиты проводится по подошве туфоконгломератов и конгломератов либо по подошве потока базальтов, а верхняя – по несогласию налеганию грубоэриггенных пород поздневендско-раннепалеозойского возраста. Суммарная мощность отложений достигает 1500–2000 м (Душин и др., 2018). Субвулканические тела основных и кислых пород в составе саблегорской свиты

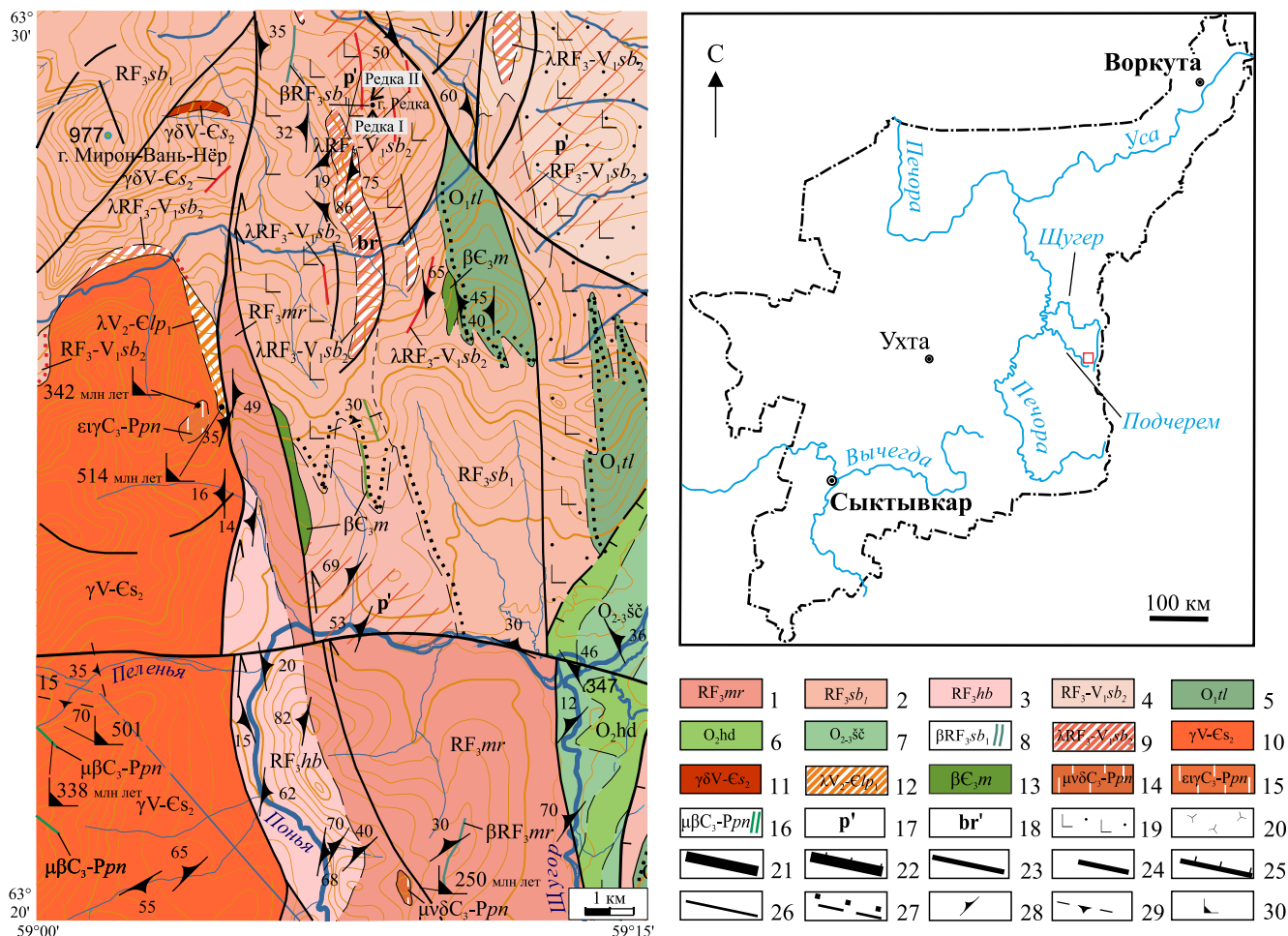


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района работ в верховьях р. Подчерем (Душин и др., 2018, с изменениями).

1 – мороинская свита (RF_3mr); 2 – саблегорская свита, нижняя подсвита (RF_3sb_1); 3 – хобеинская свита (RF_3hb); 4 – саблегорская свита, верхняя подсвита ($RF_3-V_1sb_2$); 5 – тельпосская свита (O_{1tl}); 6 – хыдейская свита (O_{23sc}); 7 – шугорская серия (O_{23sc}); 8, 9 – саблегорские субвулканические образования: 8 – базальты, первая фаза (βRF_3sb_1), 9 – риолиты вторая фаза ($\lambda RF_3-V_1sb_2$); 10, 11 – сальнеро-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый плутонический: 10 – граниты, вторая фаза ($\gamma V-Cs_2$), 11 – гранодиориты, вторая фаза ($\gamma \delta V-Cs_2$); 12 – лаптопайские субвулканические образования, риолиты, первая фаза (λV_2-Cp_1); 13 – малопатокский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный, базальты (βC_3m); 14–16 – поньинский комплекс монцогаббро-монзонитовый гипабиссальный: 14 – монцогаббро-диориты ($\mu \nu \delta C_3-Ppn$), 15 – умереннощелочные лейкограниты ($\epsilon \gamma C_3-Ppn$), 16 – монцодолериты ($\mu \beta C_3-Ppn$); 17 – пропилитизированные породы (p'); 18 – березитизированные породы (неполнопроявленные) (br'); 19 – туфы базальтового состава; 20 – вулканические образования нерасчлененные; 21 – главные разломы; 22 – надвиг; 23 – разломы второстепенные; 24 – разломы второстепенные (предполагаемые); 25 – надвиг (второстепенный); 26 – согласные залегания и интрузивные контакты; 27 – несогласные залегания (предполагаемые); 28 – метаморфической полосчатости, гнейсовидности; 29 – трещины отдельности; 30 – пункты, для которых имеются определения радиологического возраста пород.

Fig. 1. Schematic geological map of the upper reaches of the Podcherem River (Dushin et al., 2018, with changes).

1 – Moroin Formation (RF_3mr); 2 – Sablegorskaya Formation, lower subformation (RF_3sb_1); 3 – Khibinskaya Formation (RF_3hb); 4 – Sablegorskaya Formation, upper subformation ($RF_3-V_1sb_2$); 5 – Telposkaya Formation (O_{1tl}); 6 – Khedeyskaya Formation (O_{23sc}); 7 – Shchugorskaya series (O_{23sc}); 8, 9 – Sablegorsk subvolcanic formation: 8 – basalts, first phase (βRF_3sb_1), 9 – rhyolites, second phase ($\lambda RF_3-V_1sb_2$); 10, 11 – Salner-Mankhambovsky granitoid-leucogranite plutonic formation: 10 – granites, second phase ($\gamma V-Cs_2$), 11 – granodiorites, second phase ($\gamma \delta V-Cs_2$); 12 – Laptopay subvolcanic formation, rhyolites, first phase (λV_2-Cp_1); 13 – Malopatok gabbro-dolerite hypabyssal formation, basalts (βC_3m); 14–16 – Ponyin monzogabbro-monzonite hypabyssal formation: 14 – monzogabbrodiorites ($\mu \nu \delta C_3-Ppn$), 15 – moderately alkaline leucogranites ($\epsilon \gamma C_3-Ppn$), 16 – monzodolerites ($\mu \beta C_3-Ppn$); 17 – propylitized rocks (p'); 18 – beresitized rocks (incompletely developed) (br'); 19 – basaltic composition tuffs; 20 – undifferentiated volcanic formations; 21 – major faults; 22 – thrust; 23 – minor faults; 24 – minor (inferred) faults; 25 – minor thrust; 26 – conformable beds and intrusive contacts; 27 – unconformities (inferred); 28 – banding, gneissiness; 29 – jointing; 30 – localities with radiometric age determinations.

рассматриваются в качестве одноименного комплекса (Душин и др., 2018).

Исследованию состава пород свиты, в частности кислых вулканитов, картируемых на Приполярном и Северном Урале, посвящен ряд работ, описывающих их минералого-петрографические и петрогеохимические характеристики (Белякова, 1972; Червяковский, 1992; Иванов и др., 1995; Соболева, 2004; Ильясова и др., 2017; Душин и др., 2018; Трутнев, 2022; и др.). Установлено, что эти породы принадлежат контрастной базальт-риолитовой ассоциации, связанной с обстановкой континентального рифтогенеза и, возможно, предшествующей ей надсубдукционной обстановкой.

Возраст пород саблегорской свиты и саблегорского комплекса принят как позднерифейско-ранневендский (RF_3-V_{1sb}). Он базируется на определениях U-Pb возраста единичных кристаллов циркона из вулканических и субвулканических пород, составляющих, по разным данным, 642 млн лет (Иванов и др., 1995), 603 ± 12 млн лет (Сорока и др., 1995), 586 ± 12 млн лет (Червяковский, 1992), 550 млн лет (Белякова, 1972), 568 ± 4 млн лет (Ильясова и др., 2017). Столь широкий диапазон возраста вулканитов – в 100 млн лет и более – подтверждает возможное совмещение в пределах свиты комплексов, сформированных в разное время и разной тектонической обстановке (Ильясова и др., 2017).

Рассматриваемые в данной работе вулканиты кислого состава отобраны на Северном Урале в верховьях рек Подчерем и Щугер на участке юго-восточнее горы Редка вблизи одноименных аномалий Th-U (см. рис. 1). Здесь на дневную поверхность выведены комплексы доуралид, представленные отложениями саблегорской свиты и частично сохраненными перекрывающими их отложениями тельпосской свиты (O_1tl) уралид, разделенные угловым несогласием. Породы верхней подсвиты саблегорской свиты, обнаженные в районе горы Редка, локализуются в пределах реконструируемой здесь крупной Подчеремско-Тельпосской кольцевой вулканоструктуры, расположенной в северном экзоконтакте Ильяизского гранитного массива (Душин и др., 2018), и вскрыты на отдельных участках поверхностными горными выработками (канавами).

Опробование пород проведено на площади в 850 м из элювиально-делювиальных развалов и полотна канав с шагом между профилями 250 м и между точками 100 м со сгущением точек отбора в канавах (рис. 2). Породы представлены чередованием рассланцованных дацитов, риодацитов, риолитов, трахириолитов серой, серовато-белой и белой окраски нередко с зеленоватым оттенком. Установлены контакты между риолитами и риодацитами, риолитами и трахириолитами. Превалируют северо-восточные, единичные северные и южные углы падения сланцеватости от $40-85^\circ$.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование выполнено с использованием оборудования ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Породы изучались в прозрачных шлифах на исследовательском поляризационном микроскопе Olympus BX-51. Микрозондовый анализ проводился на электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN с EDS X-MAX 50mm Oxford Instruments. Содержания оксидов породообразующих элементов в породах определены там же классическим химическим методом. Концентрации редких и рассеянных элементов получены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ЦЛ ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Пересчет химических составов пород и минералов произведен при помощи программ PetroExploer (Кориневский, 2010), Makemineal (электронная таблица, созданная в 2004 г. сотрудником ИГЕМ РАН С.С. Абрамовым) и Magma (автор Ken Wohletz).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Изученные вулканиты (риолиты, трахириолиты) изменены в условиях не выше серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, вследствие чего они должны определяться с приставкой “мета”, однако в дальнейшем для упрощения восприятия материала мы будем именовать их в соответствии с их первичной магматической природой.

Риолиты (обр. 35-9, 36-1, 40-1, 40-1в) – это осветленные породы светло-серого, до белого, цвета с зеленоватым оттенком (рис. 3а). Они имеют первичную порфиловую или редкопорфировую структуру, массивную, слабосланцеватую текстуру. Вкрапленники составляют до 10 об. % породы, представлены табличками (1.0–1.5 мм) плагиоклаза (An_{0-2}), образующего гломеропорфировые сростки, калиевым полевым шпатом (0.5–1.0 мм) и единичными зернами кварца изометричной формы размером 0.5–1.0 мм (рис. 3б, в). Основная масса сложена кварц-полевошпат-серицит-хлоритовым агрегатом. Среди аксессуарных минералов наблюдаются апатит, циркон, монацит, алланит, ниобозинит (Y), титаномagnetит, ильменит, ниобиевый рутил.

Трахириолиты (обр. 41-1, 41-3, 42-2, 43-1, 44-3, 45-1а) имеют светло-серый цвет (рис. 3г). Первичная структура пород афировая, реже – редкопорфировая, текстура массивная. Небольшое количество порфировых вкрапленников (до 3 об. %) представлено широкими табличками (до 0.8 мм) калиевого полевого шпата с пертитовыми вросками альбита, реже – субидиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза (An_{0-2}) и округлыми зернами кварца размером до 0.5 мм (рис. 3д–е). Основная масса

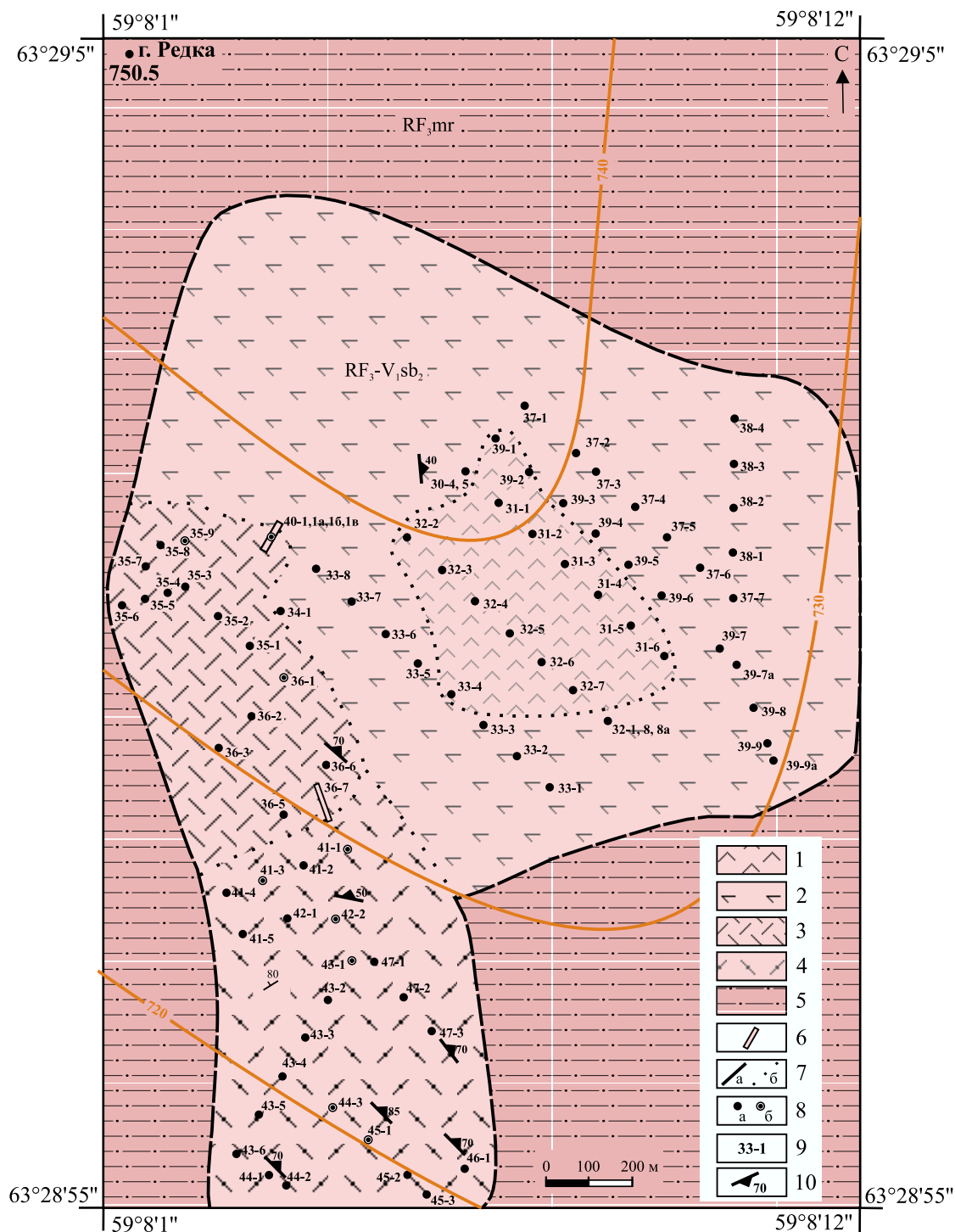


Рис. 2. Схема опробования юго-юго-восточного склона горы Редка.

Верхняя подсвита саблегорской свиты: 1 – дациты, 2 – риодациты, 3 – риолиты, 4 – трахириолиты; мороинская свита: 5 – алевритовые сланцы, 6 – канавы, 7 – геологические границы предполагаемые (а) и фациальные (б); 8 – точки опробования (а), точки, в которых обнаружены редкометалльно-редкоземельные минералы (б); 9 – номера точек отбора проб; 10 – наклонное залегание сланцеватости.

Fig. 2. Sampling scheme of the south-southeast slope of Mt. Redka.

Upper sub-suite of the Sablegorskaya Formation: 1 – dacites, 2 – rhyodacites, 3 – rhyolites, 4 – trachyrhyolites; Moroinskaya Formation: 5 – aleurolite slates; 6 – trenches; 7 – geological boundaries inferred (a) and facies boundaries (b); 8 – sampling points (a), points where rare-metal and rare-earth minerals were found (b); 9 – sample collection point numbers; 10 – inclined bedding of slaty cleavage.

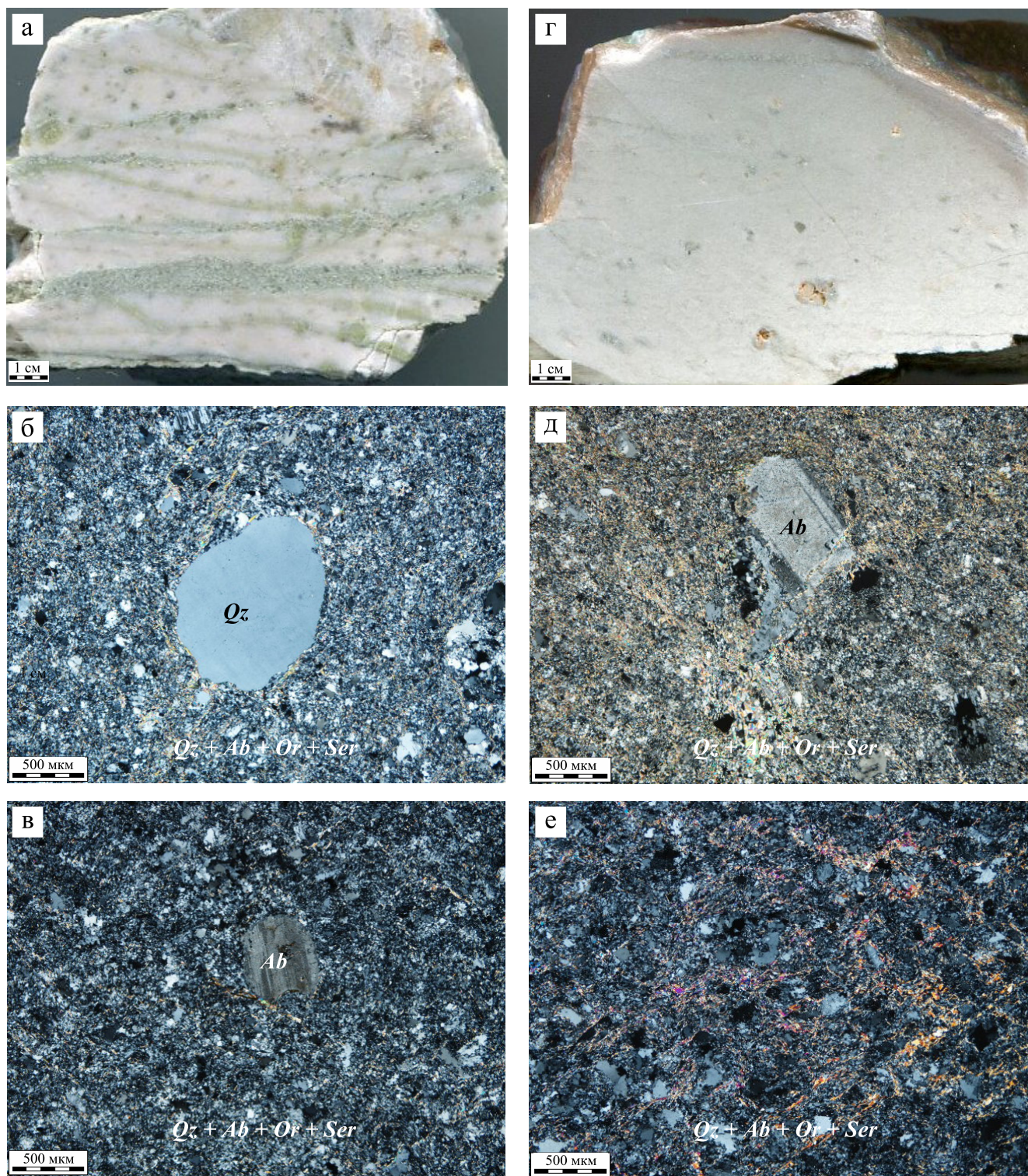


Рис. 3. Примеры макро- и микроструктур риолитов (а–в) и трахириолитов (г–е). б, в, д, е – николи скрещены. Риолиты: а – общий вид породы, б – вкрапленник кварца, в – вкрапленник альбита в кварц-полевошпатовом матриксе. Трахириолиты: г – общий вид породы, д – вкрапленник альбита в серититизированном кварц-полевошпатовом матриксе, е – общий вид матрикса.

Fig. 3. Examples of macro- and microstructures of rhyolites (а–в) and trachyrhyolites (г–е). б, в, д, е – crossed nicols. Rhyolites: а – general appearance of the rock, б – quartz phenocryst, в – albite phenocryst in a quartz-feldspar matrix. Trachyrhyolites: г – general appearance of the rock, д – albite phenocryst in a serititic quartz-feldspar matrix, е – general appearance of the matrix.

представлена кварц-полевошпат-серицитовым агрегатом. Местами отмечается наложенная микрорепидогранобластовая микроструктура, обусловленная присутствием серицита наряду с кварцем и полевыми шпатами, наблюдается кальцит. Акцессорные минералы: циркон, монацит, алланит (Ce), ниобозинит-(Y), ниобиевый рутил, апатит, гадолинит (?).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Кислые вулканиты характеризуются относительно высокими содержаниями кремнезема и суммы щелочей, классифицируются как риолиты и трахириолиты (рис. 4а, табл. 1). Они имеют калиево-натриевую специфику, принадлежат к умеренно-

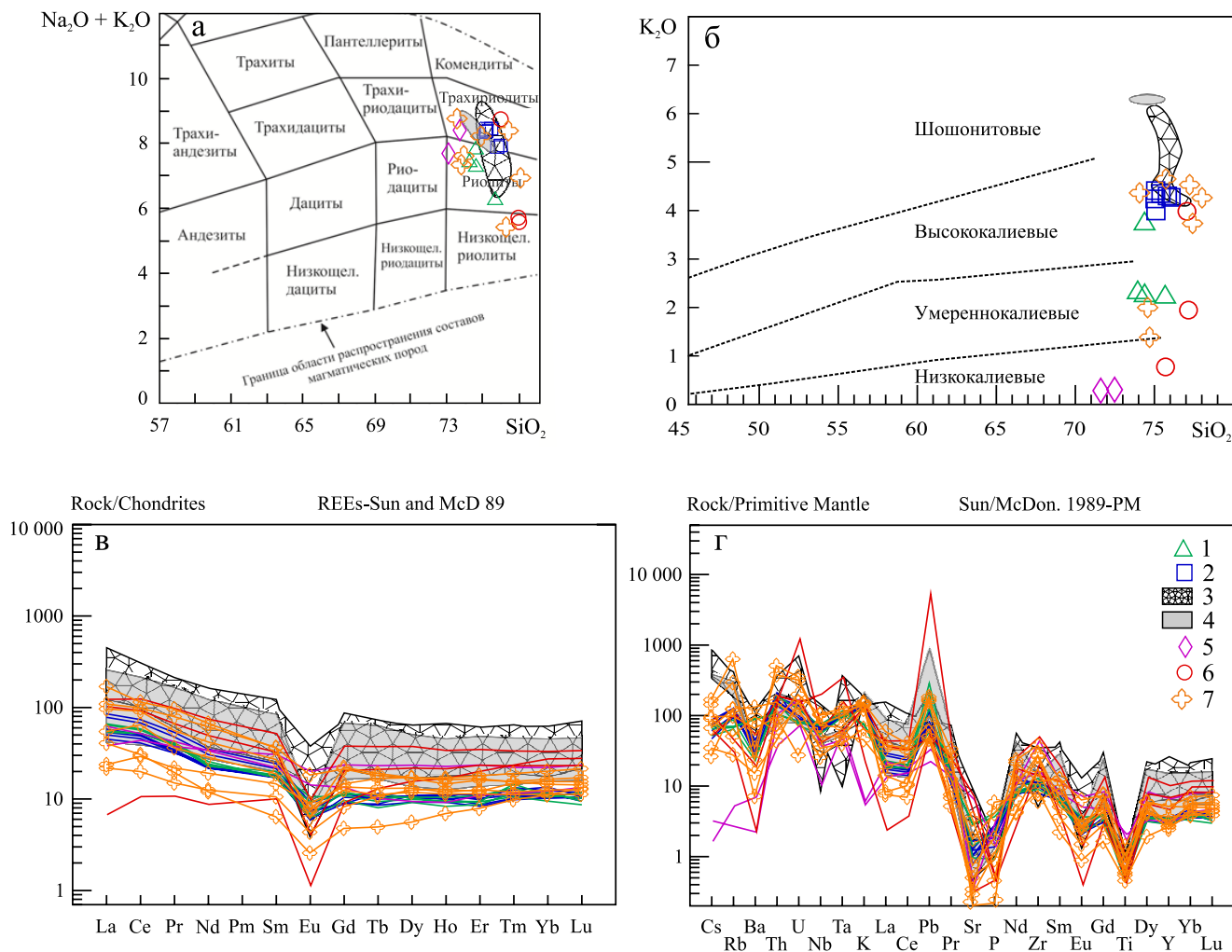


Рис. 4. Классификационные диаграммы для метавулканитов саблегорской свиты.

а – диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (TAS; Петрографический..., 2008); б – диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$; в – графики распределения РЗЭ; г – спектры распределения элементов-примесей. 1 – риолиты; 2 – трахириолиты; 3 – риолиты верхнего подкомплекса саблегорской свиты хр. Малдынырд, Приполярный Урал (Соболева, 2004); 4 – риолиты саблегорской свиты хр. Малдынырд, Приполярный Урал (Гракова, Попвасев, 2024); 5 – риолиты саблегорской свиты (Душин и др., 2018); 6 – риолиты саблегорского комплекса (Душин и др., 2018); 7 – риолиты саблегорского комплекса (Ильясова и др., 2017; Холоднов и др., 2022).

Fig. 4. Classification diagrams for metavolcanics of the Sablegorskaya Formation.

а – diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (TAS, Petrographic..., 2008); б – $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ diagram; в – REE distribution patterns; г – trace element distribution spectra. 1 – rhyolites; 2 – trachyrhyolites; 3 – rhyolites of the upper subcomplex of the Sablegorskaya Formation, Maldynyrd Ridge, Subpolar Urals (Soboleva, 2004); 4 – rhyolites of the Sablegorskaya Formation, Maldynyrd Ridge, Subpolar Urals (Grakova, Popvasev, 2024); 5 – rhyolites of the Sablegorskaya Formation (Dushin et al., 2018); 6 – rhyolites of the Sablegorsk complex (Dushin et al., 2018); 7 – rhyolites of the Sablegorsk complex (Il'yasova et al., 2017; Kholodnov et al., 2022).

Таблица 1. Химический состав метавулканитов саблегорской свиты, мас. %**Table 1.** Chemical composition of metavolcanics of the Sablegorskaya Formation, wt %

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|---------|-------|--------|--------|--------------|--------|--------|-------|-------|-------|
| | 35-9 | 36-1 | 40-1б | 40-1в | 41-1 | 41-3 | 42-2 | 43-1 | 44-3 | 45-1а |
| | Риолиты | | | | Трахиреолиты | | | | | |
| SiO ₂ | 75.68 | 74.38 | 74.39 | 73.95 | 76.06 | 75.83 | 75.08 | 75.10 | 75.04 | 75.42 |
| TiO ₂ | 0.10 | 0.14 | 0.22 | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.18 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| Al ₂ O ₃ | 14.95 | 13.60 | 14.99 | 15.24 | 13.22 | 12.97 | 14.13 | 13.08 | 13.03 | 12.95 |
| FeO | 0.15 | 0.43 | 0.18 | 0.25 | 0.30 | 0.26 | 0.26 | 0.30 | 0.35 | 0.34 |
| Fe ₂ O ₃ | Н. о. | Н. о. | 0.76 | 0.71 | 0.71 | 0.46 | 0.45 | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.08 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.34 | 0.12 | 0.47 | 0.57 | 0.51 | 0.26 | 0.52 | 0.14 | 0.27 | 0.20 |
| CaO | 0.72 | 0.45 | 0.28 | 0.29 | 0.28 | 0.62 | 0.28 | 0.45 | 0.28 | 0.28 |
| Na ₂ O | 4.19 | 4.05 | 5.06 | 5.12 | 3.68 | 3.61 | 3.92 | 4.37 | 4.17 | 4.06 |
| K ₂ O | 2.21 | 3.72 | 2.24 | 2.30 | 4.27 | 4.30 | 4.41 | 3.99 | 4.24 | 4.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.05 | 0.09 | 0.08 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.06 | 0.06 |
| П. п. п. | 1.16 | 1.50 | 1.28 | 1.33 | 0.94 | 1.17 | 1.18 | 0.86 | 1.12 | 0.93 |
| H ₂ O ⁻ | 0.06 | 0.32 | 0.04 | 0.01 | 0.33 | 0.36 | 0.14 | 0.25 | 0.25 | 0.28 |
| CO ₂ | 0.08 | Н. о. | 0.35 | 0.66 | 0.05 | 0.31 | 0.09 | <0.10 | Н. о. | <0.10 |
| Сумма | 99.68 | 98.78 | 100.45 | 100.79 | 100.61 | 100.41 | 100.69 | 98.74 | 98.95 | 99.01 |
| Na ₂ O + K ₂ O | 6.40 | 7.77 | 7.30 | 7.42 | 7.95 | 7.91 | 8.33 | 8.36 | 8.41 | 8.41 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1.90 | 1.09 | 2.26 | 2.23 | 0.86 | 0.84 | 0.89 | 1.10 | 0.98 | 0.93 |
| A/CNK | 1.33 | 1.33 | 1.41 | 1.2 | 1.09 | 1.08 | 1.10 | 1.18 | 1.06 | 1.18 |
| CIPW | | | | | | | | | | |
| Qz | 40.79 | 35.32 | 35.34 | 34.12 | 37.10 | 36.78 | 34.11 | 33.20 | 33.52 | 34.23 |
| Or | 13.06 | 21.98 | 13.24 | 13.59 | 25.23 | 25.41 | 26.06 | 23.58 | 25.06 | 25.71 |
| Ab | 35.46 | 34.27 | 42.82 | 43.33 | 31.14 | 30.55 | 33.17 | 36.98 | 35.29 | 34.36 |
| An | 3.44 | 1.91 | 0.80 | 0.92 | 1.06 | 2.81 | 1.19 | 1.91 | 1.00 | 1.00 |
| Cor | 4.40 | 2.21 | 3.95 | 3.99 | 2.15 | 1.35 | 2.47 | 0.87 | 1.22 | 1.20 |
| Hy | 0.99 | 0.88 | 1.17 | 1.42 | 1.27 | 0.65 | 1.30 | 0.76 | 1.13 | 0.94 |
| Mt | 0.00 | 0.00 | 0.27 | 0.49 | 0.48 | 0.39 | 0.38 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Il | 0.19 | 0.27 | 0.42 | 0.38 | 0.36 | 0.36 | 0.34 | 0.23 | 0.23 | 0.23 |
| Hem | Н. о. | Н. о. | 0.57 | 0.37 | 0.38 | 0.19 | 0.19 | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Apt | 0.05 | 0.12 | 0.21 | 0.19 | 0.12 | 0.09 | 0.07 | 0.12 | 0.14 | 0.14 |

Примечание. A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), мол. %. Здесь и далее “Н. о.” – не обнаружено.

Note. A/CNK = molar ratio Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O). Hereinafter “Н. о.” – not found.

и высококалиевым сериям (рис. 4б). Им свойственна насыщенность глиноземом (коэффициент A/CNK составляет 1.23–1.50 в риолитах и 1.10–1.22 в трахириолитах).

Пересчет химических анализов пород методом CIPW (см. табл. 1) показал, что нормативный кварц во всех образцах вулканитов содержится в примерно одинаковом количестве, об. %: 34.1–40.8 – в риолитах и 33.2–37.1 – в трахириолитах, тогда как полевые шпаты имеют разное количественное соотношение. В трахириолитах доля калиевого полевого шпата больше, нежели в риолитах, об. %: 23.6–26.1 против 13.1–22.0, чем и определяется калиевый тип щелочности пород.

В вулканитах отмечается в целом низкое содержание суммы редких земель – от 63.49 до 101.11 г/т (табл. 2). Спектры распределения РЗЭ

(рис. 4в) характеризуются V-образным типом с отрицательным наклоном: породы обогащены легкими редкими землями относительно тяжелых. Величина (La/Yb)_N, являющаяся показателем этого обогащения, варьируется от 3.15 до 7.73 (см. табл. 2). В породах в различной степени проявлен дефицит европия. В спектрах распределения РЗЭ наблюдается хорошо проявленный Eu-минимум (Eu/Eu* = 0.41–0.68). В трахириолитах в целом при сохранении типа спектра содержание РЗЭ несколько выше, чем в риолитах. Рассматриваемые породы имеют близкие спектры распределения элементов-примесей (рис. 4г). Наблюдаем обогащение всеми элементами, за исключением Ti, относительно примитивной мантии, наличие максимумов Rb, Th, Ta, K, Pb, Zr и минимумов Nb, La, Ce, Sr, P, Eu, Ti.

Таблица 2. Содержание элементов примесей в метавулканитах саблегорской свиты, г/т

Table 2. Content of impurity elements of metavolcanics of the Sablegorskaya Formation, ppm

| Элемент | № обр. | | | | | | | | | | Кларк |
|----------------------|---------|--------|--------|--------|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | 35-9 | 36-1 | 40-1б | 40-1в | 41-1 | 41-3 | 42-2 | 43-1 | 44-3 | 45-1а | |
| | Риолиты | | | | Трахириолиты | | | | | | |
| V | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 42 |
| Cr | 2.84 | 2.31 | 1.79 | 1.86 | 3.69 | 2.41 | 2.96 | 2.84 | 2.46 | 2.05 | 33 |
| Ni | <1.00 | <1.00 | <1.00 | <1.00 | 1.29 | <1.00 | <1.00 | 1.37 | <1.00 | <1.00 | 27 |
| Cu | 3.19 | 2.93 | <1.00 | <1.00 | <1.00 | 5.87 | 1.09 | 5.30 | 6.71 | <1.00 | 28 |
| Pb | 20.40 | 4.17 | 14.30 | 8.93 | 5.68 | 8.29 | 4.90 | 5.63 | 5.54 | 5.28 | 31 |
| Sr | 20.30 | 29.80 | 60.90 | 59.70 | 16.30 | 34.90 | 25.90 | 22.00 | 21.70 | 27.20 | 200 |
| Ba | 160.00 | 178.00 | 622.00 | 636.00 | 201.00 | 186.00 | 267.00 | 228.00 | 274.00 | 319.00 | 690 |
| Be | 3.45 | 3.75 | 3.00 | 2.77 | 3.03 | 3.13 | 2.98 | 3.72 | 2.79 | 2.88 | 3 |
| Y | 13.00 | 15.40 | 15.40 | 16.20 | 14.40 | 16.00 | 16.00 | 15.40 | 16.40 | 13.30 | 53 |
| Ga | 16.70 | 14.80 | 17.10 | 17.30 | 15.00 | 16.70 | 17.10 | 16.70 | 18.80 | 15.40 | 23 |
| Zr | 122.00 | 143.00 | 101.00 | 115.00 | 125.00 | 89.10 | 110.00 | 117.00 | 129.00 | 123.00 | 170 |
| Rb | 40.80 | 55.00 | 43.00 | 44.60 | 80.30 | 77.60 | 59.90 | 64.60 | 80.90 | 76.50 | 130 |
| Cs | 0.41 | 0.54 | 0.51 | 0.55 | 0.57 | 0.59 | 0.37 | 0.48 | 0.68 | 0.68 | 7 |
| Co | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | 0.60 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | 9 |
| Cd | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | <0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | <0.01 | 0.3 |
| Ag | 0.11 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.11 |
| Li | 4.81 | 4.66 | 2.93 | 3.51 | 5.14 | 3.71 | 2.71 | 2.71 | 4.30 | 3.74 | 26 |
| Sb | 0.17 | 0.14 | <0.01 | <0.01 | 0.20 | 0.17 | 0.33 | 0.33 | 0.16 | 0.22 | 5.3 |
| Se | 1.71 | 0.66 | 1.76 | 0.99 | 1.67 | 1.77 | 0.78 | 1.96 | 1.58 | 1.91 | — |
| Hf | 4.93 | 5.07 | 3.81 | 4.10 | 4.53 | 3.98 | 4.39 | 4.08 | 4.89 | 4.39 | 7.6 |
| Th | 16.10 | 12.90 | 9.03 | 8.87 | 11.60 | 15.20 | 15.30 | 13.70 | 17.90 | 13.80 | 9.5 |
| U | 2.56 | 1.50 | 1.64 | 1.74 | 1.92 | 2.63 | 2.90 | 2.10 | 1.72 | 1.91 | — |
| Nb | 50.90 | 39.10 | 51.90 | 53.30 | 41.90 | 46.70 | 46.90 | 42.20 | 44.50 | 47.80 | 14 |
| Ta | 4.06 | 3.89 | 4.57 | 4.72 | 4.12 | 4.17 | 4.55 | 3.84 | 4.13 | 4.06 | 1.2 |
| Zn | 38.90 | 33.00 | 40.70 | 48.30 | 29.50 | 32.40 | 27.00 | 45.20 | 29.50 | 28.80 | 35 |
| Mo | <0.60 | <0.60 | <0.60 | 0.72 | <0.60 | <0.60 | <0.60 | <0.60 | <0.60 | <0.60 | 1.2 |
| W | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | <0.50 | — |
| La | 15.30 | 15.70 | 12.70 | 13.10 | 20.20 | 10.70 | 11.90 | 12.70 | 18.50 | 13.80 | 20 |
| Ce | 34.60 | 35.70 | 31.90 | 32.00 | 45.10 | 25.00 | 27.90 | 29.90 | 41.50 | 30.90 | 43 |
| Pr | 3.79 | 3.89 | 3.67 | 3.74 | 5.08 | 3.01 | 3.09 | 3.16 | 4.53 | 3.27 | 3.1 |
| Nd | 11.30 | 12.00 | 10.80 | 10.60 | 16.40 | 11.10 | 10.10 | 10.20 | 14.30 | 10.70 | 11 |
| Sm | 2.64 | 2.62 | 2.80 | 3.06 | 3.72 | 2.75 | 2.70 | 2.61 | 3.28 | 2.62 | 2.7 |
| Eu | 0.36 | 0.39 | 0.54 | 0.61 | 0.53 | 0.34 | 0.42 | 0.36 | 0.44 | 0.43 | 1.3 |
| Gd | 1.98 | 2.44 | 2.31 | 2.24 | 2.33 | 2.14 | 1.83 | 1.83 | 2.35 | 1.86 | 3.9 |
| Tb | 0.30 | 0.38 | 0.42 | 0.35 | 0.37 | 0.38 | 0.33 | 0.43 | 0.41 | 0.32 | 0.68 |
| Dy | 2.33 | 2.66 | 2.60 | 2.51 | 2.79 | 2.75 | 2.77 | 2.59 | 2.61 | 2.34 | — |
| Ho | 0.47 | 0.59 | 0.52 | 0.54 | 0.61 | 0.64 | 0.56 | 0.57 | 0.62 | 0.52 | — |
| Er | 1.44 | 1.79 | 1.56 | 1.54 | 1.68 | 1.80 | 1.78 | 1.44 | 1.62 | 1.38 | — |
| Tm | 0.30 | 0.34 | 0.37 | 0.27 | 0.28 | 0.32 | 0.29 | 0.26 | 0.34 | 0.25 | — |
| Yb | 2.00 | 1.77 | 1.87 | 1.61 | 1.76 | 2.29 | 1.97 | 1.94 | 2.09 | 1.74 | 3.8 |
| Lu | 0.24 | 0.30 | 0.26 | 0.22 | 0.26 | 0.27 | 0.24 | 0.28 | 0.30 | 0.27 | — |
| Σ PЗЭ | 77.05 | 80.57 | 72.32 | 72.39 | 101.11 | 63.49 | 65.88 | 68.27 | 92.89 | 70.40 | 89.48 |
| (La/Yb) _N | 5.16 | 5.98 | 4.58 | 5.49 | 7.74 | 3.15 | 4.07 | 4.41 | 5.97 | 5.35 | 5.26 |
| Eu/Eu* | 10.59 | 11.43 | 11.64 | 12.17 | 14.04 | 11.18 | 10.46 | 10.23 | 12.95 | 10.31 | 0.40 |

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$, где Eu_N , Sm_N , Gd_N – нормализованные по хондриту значения. Кларк в метархиолитах (Григорьев, 2009). Прочерк – нет данных.

Note. $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$, where Eu_N , Sm_N , Gd_N is the chondrite-normalized value. Clark in metarhyolites (Grigor'ev, 2009). Dash – no data.

Приведенные на рис. 4в, г поля точек составов кислых вулканитов саблегорской свиты и саблегорского комплекса, заимствованные из работ предшественников, показывают широкую вариативность составов, но при этом сходные типы спектров.

Нормирование по кларку риолита (в скобках указано нормированное значение) показало превышение кларка в изученных риолитах Ве (до 1.25), Th (до 1.7), Nb (до 3.81), Ta (до 3.93), Zn (до 1.38), Pr (до 1.26), Nd (до 1.09), Sm (до 1.13), в трахириолитах Th (до 1.9), Nb (до 3.42), Ta (до 3.93), Pr (до 1.66), Nd (до 1.49), Sm (до 1.37), содержание остальных элементов на уровне или ниже кларка.

На диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамических обстановок магматизма, фигуративные точки составов риолитов и трахириолитов располагаются в поле внутриплитных образований (рис. 5а, б), что подтверждает более ранние исследования вулканитов саблегорской свиты (Соболева, 2004; Ильясова и др., 2017; Душин и др., 2018; Трутнев, 2022; Холоднов и др., 2022). Точки составов, группирующиеся на диаграмме Rb–(Y + Nb) вблизи границы между островодужным и внутриплитным полями, принято также относить к постколлизийным. Следует отметить, что точки составов кислых вулканитов саблегорской свиты более северных районов (Соболева, 2004; Гракова, Попвасев, 2024) расположены в поле постколлизийных образований.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

По результатам микрозондовых исследований редкометалльно-редкоземельные минералы пород представлены алланитом, монацитом, ксенотим, ниобиевым рутилом и минералами группы эшинита (эшинит-(Y) и ниобозэшинит-(Y)). Ассоциации этих минералов обнаружены как в риолитах, так и в трахириолитах.

Ниобиевый рутил (обр. 35-9а, 41-1а, 44-3, 45-1а, 47-3) представляет среди редкометалльных минералов наибольший интерес. Он наблюдается в виде единичных кристаллов и их агрегатов размером от 50 до 500 мкм (рис. 6), форма удлиненно-призматическая, в сечении – квадрат (см. рис. 6б, г). В сечениях зерен имеет особенную “гребенчатую” структуру, напоминающую псевдоморфозу рутила по ильмениту. Минерал ассоциирует с цирконом, титанитом, алланитом, эшинитом-(Y) и ниобозэшинитом-(Y). В составе содержание Nb₂O₅ варьируется от 2.97 до 11.5 мас. % (табл. 3). На рис. 6в ниобиевый рутил наполняет сложное альбитом эллипсовидное обособление.

Алланит-(Ce) (обр. 41-1а, 42-2, 45-1а, 46-1) в виде одиночных кристаллов до 400 мкм (рис. 7а, б) или их сростков (рис. 7в) заключен в кварц-полевошпатовый, реже – в хлоритовый агрегат. Среди легких редкоземельных элементов в составе минерала преобладает Ce, определяя минераль-

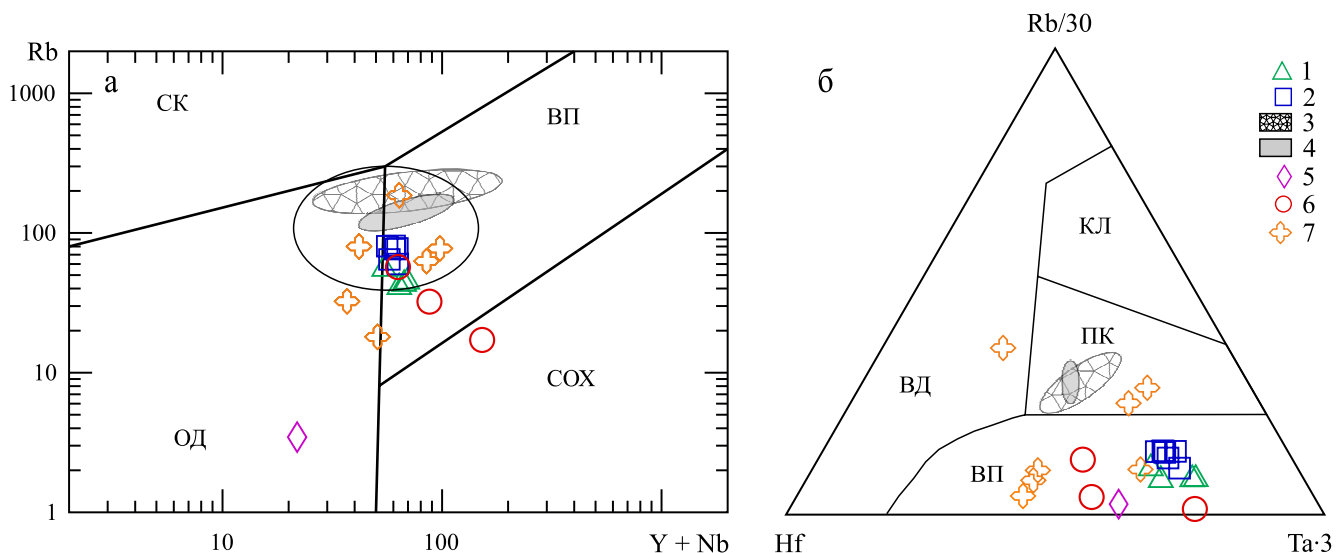


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для кислых метавулканитов саблегорской свиты.

а – Rb–(Y + Ta) (Pearce et al., 1984); б – Rb/30–Hf–Ta·3 (Harris et al., 1986). Поля: СК – синколлизийные граниты, ПК – постколлизийные граниты, ВП – внутриплитные граниты, ОД – островные дуги, СОХ – срединно-океанические хребты. Остальные условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Discrimination diagrams for metavolcanics of the Sablegorskaya Formation.

а – Rb–(Y + Ta) (Pearce et al., 1984); б – Rb/30–Hf–Ta·3 (Harris et al., 1986). Fields: СК – syn-collisional granites, ПК – postcollisional granites, ВП – intraplate granites, ОД – island-arc granites, СОХ – granites of mid-ocean ridges. Symbols – see Fig. 4.

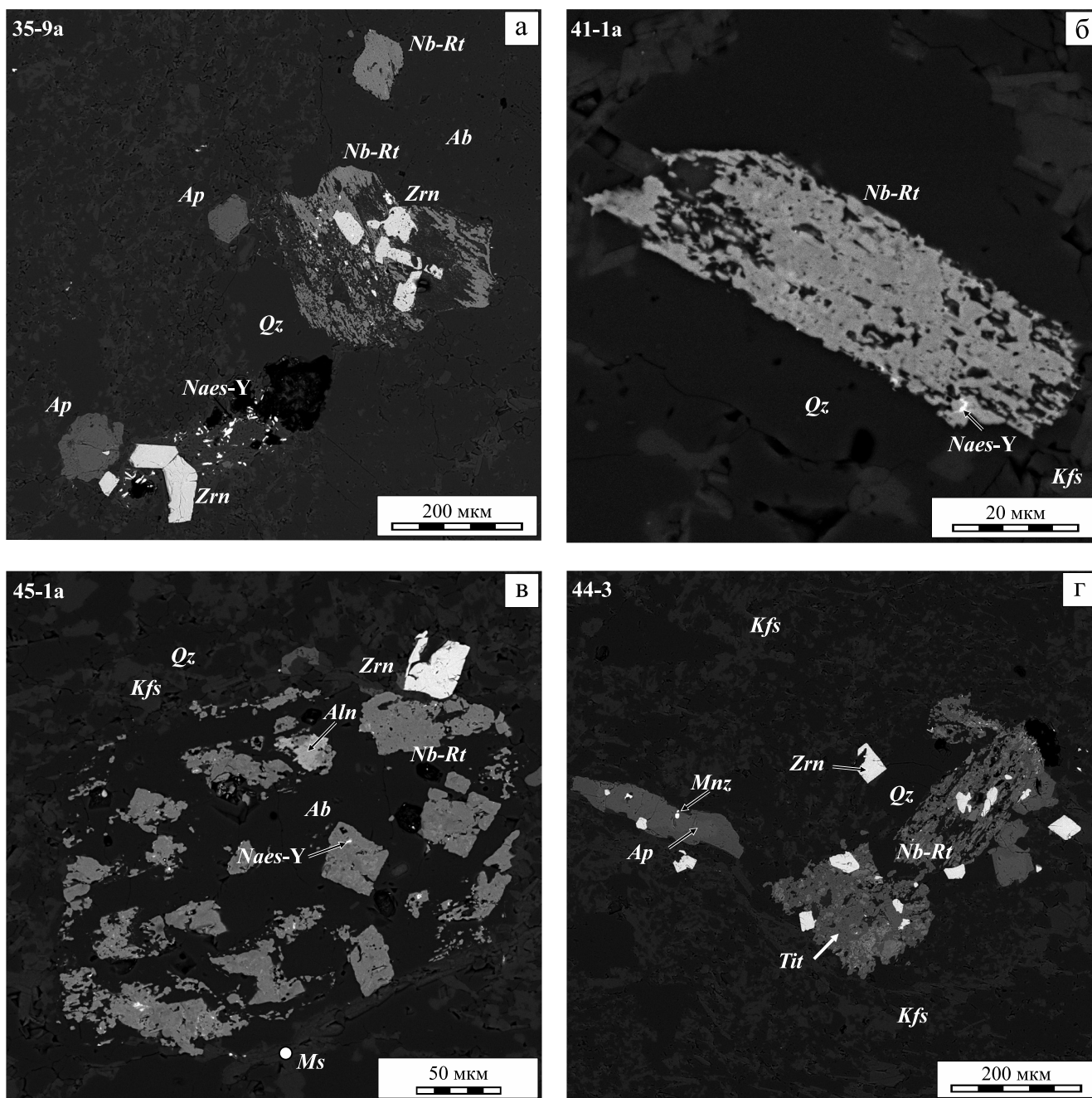


Рис. 6. Примеры агрегатов и кристаллов ниобиевого рутила. Снимки в обратно рассеянных электронах.

а – в риолитах; б–г – в трахириолитах. Здесь и далее в левом верхнем углу снимка приведены номера образцов. Символы минералов – по (Warr, 2021). *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ab* – альбит, *Qz* – кварц, *Ap* – апатит, *Ms* – мусковит, *Ttn* – титанит, *Naes-Y* – ниобозшинит-(Y), *Nb-Rt* – ниобиевый рутил, *Zrn* – циркон, *Mnz* – монацит, *Aln* – алланит.

Fig. 6. Examples of aggregates and crystals of niobium rutile. Images taken using backscattered electrons.

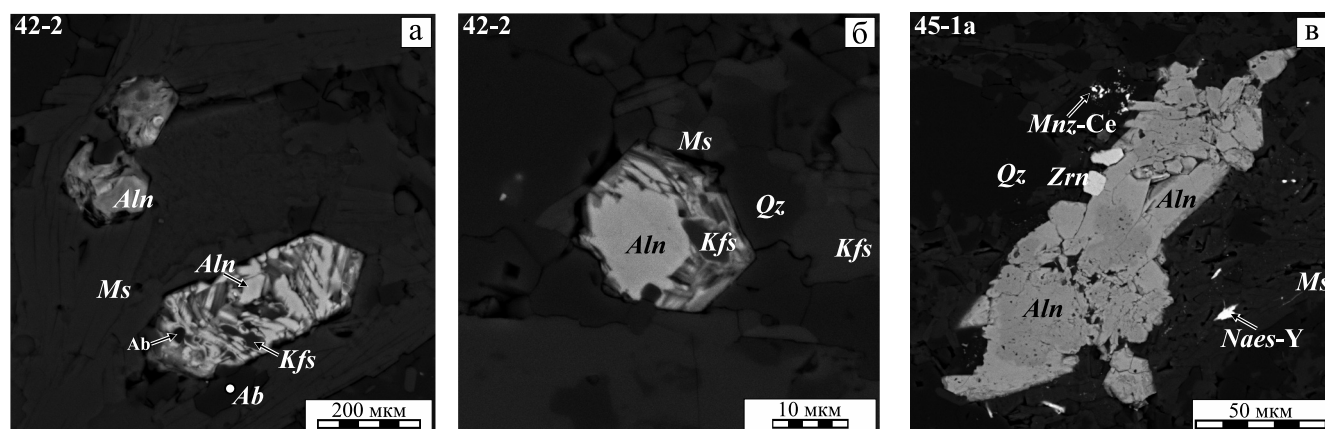
а – in rhyolites; б–г – in trachyrhyolites. Here and below, sample numbers are given in the upper left corner of the image. Mineral symbols according to (Warr, 2021). *Kfs* – potassium feldspar, *Ab* – albite, *Qz* – quartz, *Ap* – apatite, *Ms* – muscovite, *Ttn* – titanite, *Naes-Y* – nioboeschynite-(Y), *Nb-Rt* – niobium rutile, *Zrn* – zircon, *Mnz* – monazite, *Aln* – allanite.

ный вид (рис. 8а). Суммарное содержание РЗЭ достигает 25 мас. % (табл. 4). Наблюдаемая зональность кристаллов обусловлена увеличением суммы

легких РЗЭ от центра к краю. В ассоциации с минералом находятся циркон, монацит-(Ce), эшинит-(Y), ниобозшинит-(Y).

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты ниобиевого рутила**Table 3.** Chemical composition (wt %) and formula coefficients of niobium rutile

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|--------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | 35-9a | | 41-1a | | | 44-3 | 45-1a | | 47-3 | |
| | Риолиты | | Трахиреолиты | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.67 | 0.39 | 0.97 | 0.52 | 9.63 | 0.70 | Н. о. | Н. о. | 0.88 | 0.57 |
| TiO ₂ | 85.17 | 83.51 | 83.61 | 90.53 | 78.7 | 92.04 | 90.03 | 83.93 | 84.6 | 83.37 |
| FeO | 3.88 | 4.10 | 3.90 | 3.01 | 3.86 | 1.79 | 3.21 | 4.36 | 3.96 | 4.17 |
| CaO | Н. о. | Н. о. | 0.16 | Н. о. | Н. о. | 0.97 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| K ₂ O | Н. о. | Н. о. | 0.21 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Y ₂ O ₃ | Н. о. | Н. о. | 0.86 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| SrO | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.79 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Nb ₂ O ₅ | 10.28 | 11.46 | 9.02 | 5.29 | 7.73 | 2.97 | 6.16 | 8.26 | 8.46 | 8.48 |
| Ta ₂ O ₅ | Н. о. | Н. о. | 0.89 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.87 | Н. о. | Н. о. |
| Сумма | 100.40 | 99.97 | 99.62 | 99.35 | 99.92 | 100.10 | 99.40 | 97.42 | 98.55 | 96.59 |
| Формульные коэффициенты | | | | | | | | | | |
| Si | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.13 | 0.01 | Н. о. | Н. о. | 0.01 | 0.01 |
| Ti | 0.91 | 0.91 | 0.90 | 0.94 | 0.80 | 0.94 | 0.94 | 0.92 | 0.91 | 0.91 |
| Fe ²⁺ | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| Ca | Н. о. | Н. о. | 0.00 | Н. о. | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| K | Н. о. | Н. о. | 0.00 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Y | Н. о. | Н. о. | 0.00 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Sr | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Nb | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| Ta | Н. о. | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. |

**Рис. 7.** Примеры агрегатов и кристаллов алланита в трахиреолитах (а–в). Снимки в обратно рассеянных электронах.*Mnz(Ce)* – монацит-Се.**Fig. 7.** Examples aggregates and crystals of allanite in trachyrhyolites (a–b). Backscattered electron images.*Mnz(Ce)* – monazite-Ce.

Монацит-(Се) (обр. 35-9а, 36-1, 40-1в, 41-3, 47-3) диагностируется в виде мелких зерен (до 30 мкм) неправильной формы, сопровождаемых апатитом, цирконом, ниобозинитом-(Y) (рис. 9а–в). В составе монацита преобладает Се (33.5–37.4 мас. %), сумма легких РЗЭ – 61.1–67.8 мас. % (табл. 5).

Ксенотим (обр. 40-1, 41-1а, 46-1) формирует небольшие по размерам кристаллы, сростаю-

щиеся с цирконом (рис. 9г), “губчатые” выделения (рис. 9д), вытянутые агрегаты (рис. 9е). Он заполняет пространство между минеральными индивидуумами по типу пойкилобласт и при росте захватывает кварц и мусковит, которые находятся в виде пойкилитовых включений. Содержание Y₂O₃ составляет 43.0, сумма тяжелых РЗЭ – 18.7 мас. % (см. табл. 5).

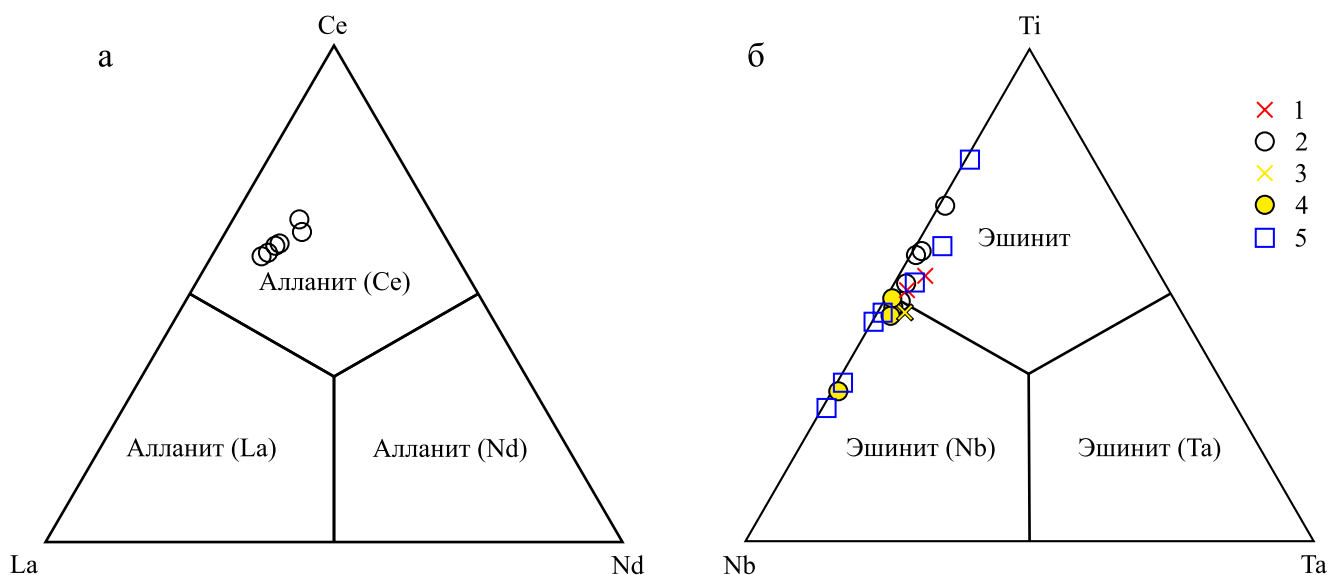


Рис. 8. Диаграммы составов РЗЭ минералов.

а – La-Ce-Nd для алланитов, по (Yavuz, Yildirim, 2018); б – Nb-Ti-Ta для минералов группы эшинита, по (Bermanec et al., 2008). 1, 2 – эшинит-(Y): 1 – из риолитов, 2 – из трахириолитов; 3–5– ниобоэшинит-(Y): 3 – из риолитов, 4 – из трахириолитов, 5 – из аннит-полевошпатовых агрегатов, по (Попова и др., 2019).

Fig. 8. Diagrams of the composition of rock-forming and accessory minerals.

а – La-Ce-Nd for allanites, according to (Yavuz, Yildirim, 2018); б – Nb-Ti-Ta minerals of the aeschinite group, according to (Bermanec et al., 2008). 1, 2 – aeschinite-(Y): 1 – from rhyolite, 2 – from trachyrhyolites; 3–5 – niobaeschinite-(Y): 3 – from rhyolite, 4 – from trachyrhyolites, 5 – from annite-feldspathic aggregates, according to (Popova et al., 2019).

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты алланита

Table 4. Chemical composition (wt %) and formula coefficients of allanite

| Компонент | № обр. | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 41-1a | 42-2 | | 45-1a | | | 46-1 |
| | Трахириолиты | | | | | | |
| SiO ₂ | 31.22 | 31.77 | 31.17 | 30.32 | 30.52 | 30.89 | 30.78 |
| TiO ₂ | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 2.67 | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Al ₂ O ₃ | 16.32 | 16.58 | 15.83 | 15.38 | 14.88 | 16.17 | 16.87 |
| FeO | 13.64 | 13.92 | 14.00 | 13.21 | 14.59 | 13.05 | 12.08 |
| MnO | Н. о. | 0.61 | 0.95 | 1.10 | 1.11 | 0.76 | 0.89 |
| CaO | 10.39 | 10.03 | 9.64 | 10.67 | 10.69 | 10.06 | 10.28 |
| La ₂ O ₃ | 5.93 | 5.60 | 6.86 | 7.30 | 6.97 | 6.85 | 6.00 |
| Ce ₂ O ₃ | 14.70 | 14.91 | 14.76 | 12.72 | 12.82 | 14.31 | 14.13 |
| Pr ₂ O ₃ | 1.55 | 1.51 | 0.94 | Н. о. | Н. о. | 0.93 | 1.24 |
| Nd ₂ O ₃ | 2.99 | 2.92 | 2.54 | 1.95 | 2.11 | 2.59 | 2.98 |
| Сумма | 96.74 | 97.85 | 96.69 | 95.32 | 93.69 | 95.61 | 95.25 |
| Формульные коэффициенты | | | | | | | |
| Si | 3.22 | 3.23 | 3.23 | 3.12 | 3.19 | 3.22 | 3.20 |
| Ti | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.21 | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Al | 1.98 | 1.98 | 1.93 | 1.86 | 1.83 | 1.99 | 2.07 |
| Fe ³⁺ | 1.17 | 1.18 | 1.21 | 1.13 | 1.27 | 1.14 | 1.05 |
| Mn | Н. о. | 0.05 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.08 |
| Ca | 1.15 | 1.09 | 1.07 | 1.17 | 1.20 | 1.12 | 1.14 |
| La | 0.11 | 0.10 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.11 |
| Ce | 0.28 | 0.28 | 0.28 | 0.24 | 0.24 | 0.27 | 0.27 |
| Pr | 0.03 | 0.03 | 0.02 | Н. о. | Н. о. | 0.02 | 0.02 |
| Nd | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.06 |

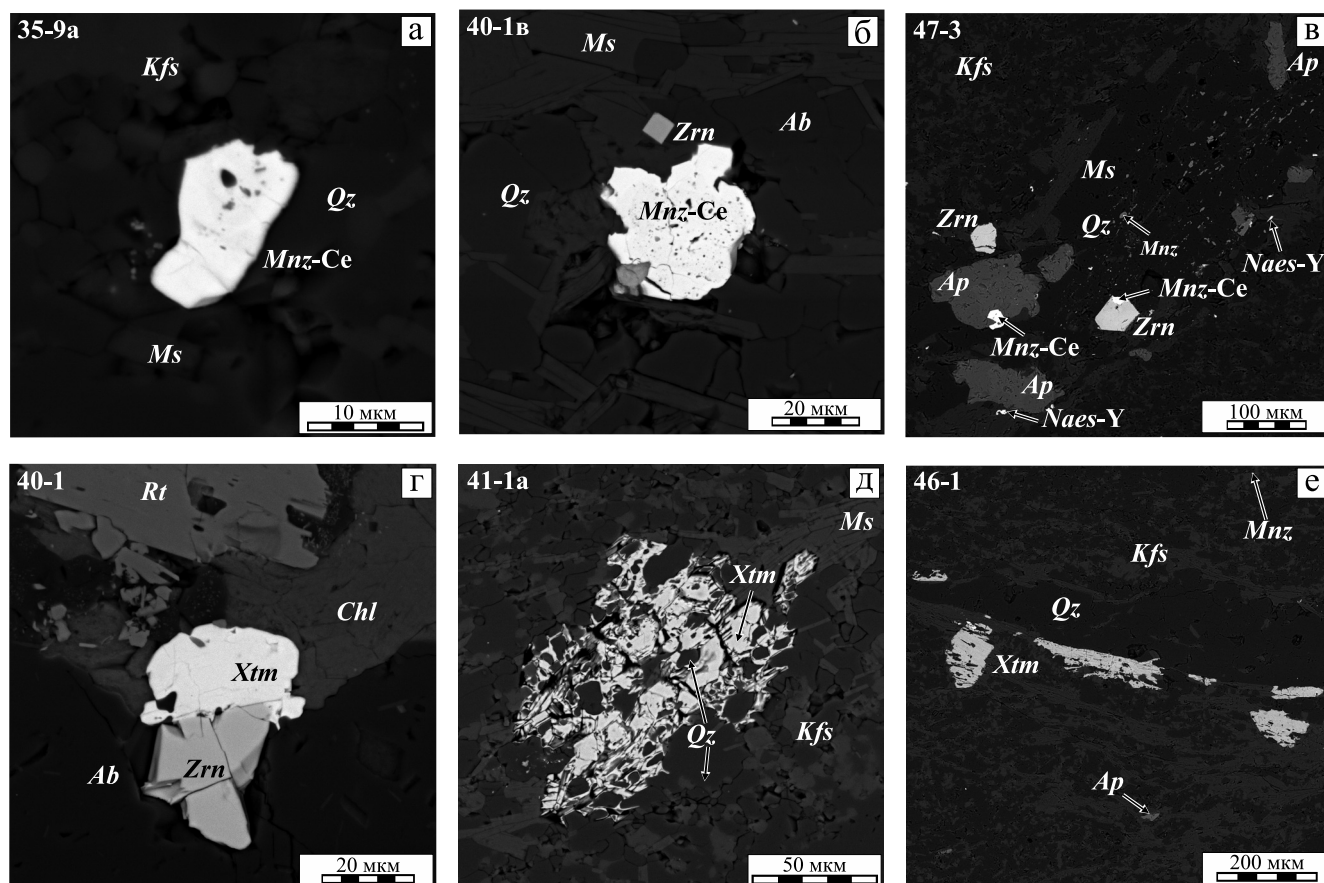


Рис. 9. Примеры агрегатов и кристаллов монацита в риолитах (а–б) и трахириолитах (в) и ксенотима в трахириолитах (г–е). Снимки в обратно рассеянных электронах.

Rt – рутил, *Xtm* – ксенотим.

Fig. 9. Examples of aggregates and crystals of monazite in rhyolites (a–b) and in trachyrhyolites (в) and kenotime in trachyrhyolites (г–е). Backscattered electron images.

Rt – rutile, *Xtm* – xenotime.

Эшинит-(Y) (35-9а, 36-1, 41-3, 45-1а, 46-1, 47-3; рис. 10а–д) и ниобэшинит-(Y) (36-1, 45-1а, 46-1, 47-3; см. рис. 7в, 9в, 10е) наблюдаются в виде мелких игольчатых (до 10 мкм) или более сложной формы (до 50 мкм) выделений в основной массе риолитов и трахириолитов. Ассоциируют с ниобиевым рутилом либо формируют самостоятельные выделения в мусковите.

В эшините-(Y) содержание TiO_2 варьируется от 11 до 29 мас. %, Nb_2O_5 – от 21 до 41 мас. %, концентрация Y_2O_3 – от 8 до 22 мас. %, торий и уран находятся в одинаковых количествах (ThO_2 – 0–8 мас. %, UO_2 – 0–9 мас. %). Содержание суммы редких земель (преимущественно средних и тяжелых) – от 5 до 18 мас. % (табл. 6, см. рис. 8б). В ниобэшините-(Y) содержание TiO_2 меняется от 19 до 27 мас. %, а Nb_2O_5 – от 26 до 33 мас. %, концентрация Y_2O_3 достигает 16–19 мас. %, торий и уран находятся в равных концентрациях (ThO_2 – 2–3 мас. %, UO_2 – 1–4

мас. %). Содержание суммы редких земель (преимущественно средних и тяжелых) составляет от 9 до 11 мас. % (см. табл. 6, рис. 8б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С учетом изложенного формирование редкометалльно-редкоземельной минерализации в риолитах и трахириолитах саблегорской свиты стало возможно в результате вулканического процесса или метаморфических и метасоматических преобразований. В пользу одного и другого варианта имеются доводы.

Признаки магматического (вулканического) генезиса минерализации: 1) минерализация обнаружена только в риолитах и трахириолитах, отсутствует в риодацитах, дацитах и перекрывающих эти породы кварцитопесчаниках (Никулова, Удотарина, 2021); 2) повышенные кларки редких эле-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты монацита и ксенотима

Table 5. Chemical composition (wt %) and formula coefficients of monazite and xenotime

| Компонент | № обр. | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|--------------|-------|--------------------------------|-------|
| | 35-9a | 36-1 | 40-1в | 41-3 | 47-3 | (Xtm) 46-1 | |
| | Риолиты | | | Трахириолиты | | | |
| SiO ₂ | 0.68 | 1.13 | Н. о. | 3.44 | 1.51 | P ₂ O ₅ | 33.62 |
| TiO ₂ | Н. о. | Н. о. | 1.73 | Н. о. | Н. о. | FeO | 0.51 |
| Al ₂ O ₃ | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 1.05 | Н. о. | Y ₂ O ₃ | 42.97 |
| CaO | 0.35 | Н. о. | 0.26 | Н. о. | 0.79 | Gd ₂ O ₃ | 3.38 |
| P ₂ O ₅ | 29.77 | 27.27 | 28.18 | 27.76 | 27.23 | Tb ₂ O ₃ | 1.04 |
| La ₂ O ₃ | 18.24 | 16.20 | 16.62 | 14.53 | 18.44 | Dy ₂ O ₃ | 6.97 |
| Ce ₂ O ₃ | 35.89 | 36.33 | 35.16 | 37.43 | 33.45 | Ho ₂ O ₃ | 1.17 |
| Pr ₂ O ₃ | 2.81 | 3.39 | 3.19 | 3.20 | 2.17 | Er ₂ O ₃ | 3.55 |
| Nd ₂ O ₃ | 9.18 | 10.41 | 9.77 | 10.57 | 7.07 | Yb ₂ O ₃ | 2.60 |
| Sm ₂ O ₃ | 1.50 | 1.46 | 1.11 | Н. о. | Н. о. | Сумма | 95.81 |
| ThO ₂ | 0.92 | 2.51 | 0.96 | 1.76 | 4.91 | Н. о. | Н. о. |
| Сумма | 99.34 | 98.70 | 96.98 | 99.74 | 95.57 | Н. о. | Н. о. |
| Формульные коэффициенты | | | | | | | |
| Si | 0.03 | 0.04 | Н. о. | 0.12 | 0.06 | P | 1.00 |
| Ti | Н. о. | Н. о. | 0.05 | Н. о. | Н. о. | Fe | 0.01 |
| Al | 0.00 | Н. о. | 0.00 | 0.04 | 0.00 | Y | 0.80 |
| Ca | 0.01 | Н. о. | 0.01 | Н. о. | 0.03 | Gd | 0.04 |
| P | 1.05 | 0.99 | 1.02 | 0.95 | 1.01 | Tb | 0.01 |
| La | 0.25 | 0.23 | 0.23 | 0.19 | 0.26 | Dy | 0.08 |
| Ce | 0.48 | 0.51 | 0.49 | 0.49 | 0.47 | Ho | 0.01 |
| Pr | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | Er | 0.04 |
| Nd | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.14 | 0.10 | Tm | 0.00 |
| Sm | 0.02 | 0.02 | 0.01 | Н. о. | Н. о. | Yb | 0.03 |
| Th | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | Н. о. | Н. о. |

ментов относительно среднемировых риолитов; 3) отсутствует положительная корреляция Y, Nb, Th, LREE с легкоподвижными петрохимическими компонентами (с Na₂O и K₂O); 4) равномерное распределение и малые размеры рудных минералов.

Признаки метаморфического или метасоматического генезиса: 1) изученные породы изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и рассланцованы; 2) некоторые рудные минералы локализованы в серицитовых прожилках (маркирующие плоскости рассланцевания); 3) развитие ксенотима в исследованных породах, его можно рассматривать как более позднее, связанное с метаморфизмом; 4) приуроченность пород к разломной зоне с развитыми в ней метасоматитами, несущими U-Th оруденение (аномалии Редка I, II).

Учитывая изложенные выше фактические материалы, можно утверждать, что наличие минералов РЭ и РЗЭ в вулканитах саблегорской свиты обусловлено их связью с веществом плюма, что отражается в обогащении расплавов РЭ, а также степенью фракционной кристаллизации, обуславливающих появление таких фаз, как алланит-(Ce), монацит-(Ce). Последующие процессы зеленокаменного метаморфизма вулканитов могли приводить к перераспределению элементов с образова-

нием новых минеральных фаз, это – эшинит, рутил, ксенотим. Важно отметить, что миграция флюидов в разломных зонах способна вызывать мобилизацию редких и редкоземельных элементов из данных пород с формированием аномалий и рудопроявлений, таких как Редка I и II.

ВЫВОДЫ

Кислые метавулканиты саблегорской свиты, изученные в районе горы Редка на Северном Урале, представлены риолитами, трахириолитами нормальной и субщелочной серий. Они имеют плюм-зависимую природу. Породы изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и рассланцованы в процессе динамометаморфизма.

Впервые в этих породах установлены минеральные формы нахождения ниобия и редкоземельных элементов: Nb – ниобиевый рутил, Y и HREE – ксенотим, эшинит-(Y), ниобозэшинит-(Y), LREE – алланит, монацит.

Формирование тонковкрапленной и тонкорасеянной минерализации в метавулканитах рассматривается в связи с магматической кристаллизацией, постмагматическим преобразованием пород, метаморфизмом.

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты ниобэшинита-(Y) и эшинита-(Y)
Table 6. Chemical composition (wt %) and formula coefficient of niobaeschynite-(Y) and aeschynite-(Y)

| Компонент | № обр. | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|-------|-------|---------------|-------|-------|------------|-------|-------|---------------|-------|-------|
| | 36-1 | 45-1a | 46-1 | 47-3 | 47-3 | 35-9a | 35-9a | 36-1 | 41-1a | 41-3 | 45-1a | 46-1 |
| | Ниобэшинит-(Y) | | | | | | Эшинит-(Y) | | | | | |
| | Риолиты | | | Трахиириолиты | | | Риолиты | | | Трахиириолиты | | |
| SiO ₂ | 1.49 | 8.57 | 3.92 | Н. о. | 1.52 | 3.57 | 1.33 | Н. о. | 1.22 | Н. о. | 1.24 | 8.66 |
| Al ₂ O ₃ | Н. о. | 1.54 | 0.72 | Н. о. | 0.45 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| K ₂ O | 0.26 | 0.53 | Н. о. | 0.16 | Н. о. | Н. о. | 0.17 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| CaO | 2.11 | 1.92 | 2.38 | 0.91 | 1.09 | 1.65 | 1.03 | 1.3 | 1.33 | 1.44 | 0.61 | 0.19 |
| MnO | 0.88 | Н. о. | 0.56 | Н. о. | Н. о. | 0.68 | 0.61 | 1.17 | 0.73 | Н. о. | Н. о. | 0.89 |
| ThO ₂ | 2.69 | 4.98 | Н. о. | 1.94 | 1.89 | 2.16 | 3.39 | 3.42 | 1.04 | 4 | 6.32 | 3.17 |
| UO ₃ | 1.34 | 2.74 | 0.89 | 0.44 | 0.64 | 2.82 | 3.06 | 3.74 | 2.98 | 8.73 | 3.41 | 1.49 |
| Y ₂ O ₃ | 18.57 | 9.56 | 16.73 | 21.97 | 20.24 | 16.39 | 18.36 | 18.41 | 19.56 | 17.51 | 14.29 | 12.41 |
| Ce ₂ O ₃ | Н. о. | 2.21 | 1.06 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Nd ₂ O ₃ | 0.76 | 0.87 | 1.17 | 0.35 | 0.39 | Н. о. | Н. о. | 0.46 | 1 | Н. о. | 0.99 | 1.15 |
| Sm ₂ O ₃ | 1 | 0.42 | 1.32 | 0.79 | 0.8 | Н. о. | 0.72 | 0.98 | 0.79 | Н. о. | 0.91 | 0.75 |
| Gd ₂ O ₃ | 1.83 | 1.08 | 2.39 | 2.19 | 1.31 | 1.28 | 1.85 | 1.7 | 1.55 | Н. о. | 2.11 | 1.47 |
| Dy ₂ O ₃ | 1.94 | 1.89 | 2.85 | 3.26 | 3.2 | 2.43 | 2.75 | 3.51 | 2.6 | 2.32 | 5.06 | 2.28 |
| Er ₂ O ₃ | 1.69 | 0.95 | 1.59 | 1.52 | 2.1 | Н. о. | 1.36 | 2.44 | 2.21 | 1.89 | 1.95 | 1.52 |
| Yb ₂ O ₃ | 1.46 | 1.16 | 0.9 | 1.52 | 2.04 | 1.26 | 1.47 | 1.4 | 1.88 | 2.53 | 1.33 | 1.16 |
| TiO ₂ | 18.79 | 14.75 | 11.31 | 21.89 | 21.07 | 19.13 | 21.85 | 26.77 | 24.97 | 28.88 | 27.92 | 16.35 |
| Nb ₂ O ₅ | 32.73 | 26.68 | 41.25 | 36.79 | 36.7 | 28.46 | 27.63 | 25.67 | 29.01 | 21.23 | 27.09 | 27.34 |
| Ta ₂ O ₅ | 5.08 | 2.43 | 0.95 | 1.4 | 2.24 | 2.94 | 5.1 | Н. о. | 1.32 | 1.38 | Н. о. | 2.67 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.64 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 1.55 | 1.56 | 1.41 | 1.02 | 1.72 | 1.51 | 0.36 |
| BaO | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Сумма А | 94.26 | 82.28 | 89.99 | 95.13 | 95.68 | 84.32 | 92.24 | 92.38 | 93.21 | 91.63 | 94.74 | 86.98 |
| Si | 0.09 | 0.5 | 0.24 | Н. о. | 0.09 | 0.22 | 0.08 | Н. о. | 0.07 | Н. о. | 0.07 | 0.49 |
| Al | Н. о. | 0.11 | 0.05 | Н. о. | 0.03 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.05 |
| Fe | 0.07 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.02 |
| Mg | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| K | 0.01 | 0.02 | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. | 0.01 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.01 |
| Ca | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.06 | 0.07 | 0.11 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.04 | 0.12 |
| Mn | 0.05 | Н. о. | 0.03 | Н. о. | Н. о. | 0.04 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | Н. о. | Н. о. | 0.04 |
| Y | 0.6 | 0.3 | 0.55 | 0.7 | 0.61 | 0.53 | 0.6 | 0.6 | 0.61 | 0.56 | 0.43 | 0.37 |
| Ba | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.03 |
| Ce | Н. о. | 0.05 | 0.02 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 0.02 |
| Nd | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | Н. о. | Н. о. | 0.01 | 0.02 | Н. о. | 0.02 | 0.16 |
| Sm | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | Н. о. | 0.02 | 0.02 | 0.02 | Н. о. | 0.02 | 0.01 |
| Gd | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | Н. о. | 0.04 | 0.03 |
| Dy | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.04 |
| Er | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | Н. о. | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 |
| Yb | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.02 |
| Pb | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. | Н. о. |
| Th | 0.04 | 0.07 | Н. о. | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.06 | 0.08 | 0.04 |
| U | 0.02 | 0.03 | 1.28 | 1.00 | 1.02 | 1.14 | 1.12 | 1.11 | 1.08 | 1.04 | 0.94 | 1.36 |
| Сумма А | 1.20 | 1.33 | 1.28 | 1.00 | 1.02 | 1.14 | 1.12 | 1.11 | 1.08 | 1.04 | 0.94 | 1.36 |
| Ti | 0.86 | 0.65 | 0.53 | 0.98 | 0.9 | 0.88 | 1 | 1.23 | 1.1 | 1.32 | 1.18 | 0.7 |
| Nb | 0.9 | 0.71 | 1.16 | 0.99 | 0.95 | 0.78 | 0.76 | 0.71 | 0.77 | 0.58 | 0.69 | 0.7 |
| Ta | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.08 | Н. о. | 0.02 | 0.02 | Н. о. | 0.04 |
| Сумма В | 1.84 | 1.4 | 1.71 | 1.99 | 1.88 | 1.71 | 1.84 | 1.94 | 1.89 | 1.92 | 1.87 | 1.44 |
| O | 5.92 | 5.39 | 5.96 | 5.92 | 5.78 | 5.54 | 5.69 | 5.91 | 5.8 | 3.1 | 5.61 | 5.42 |

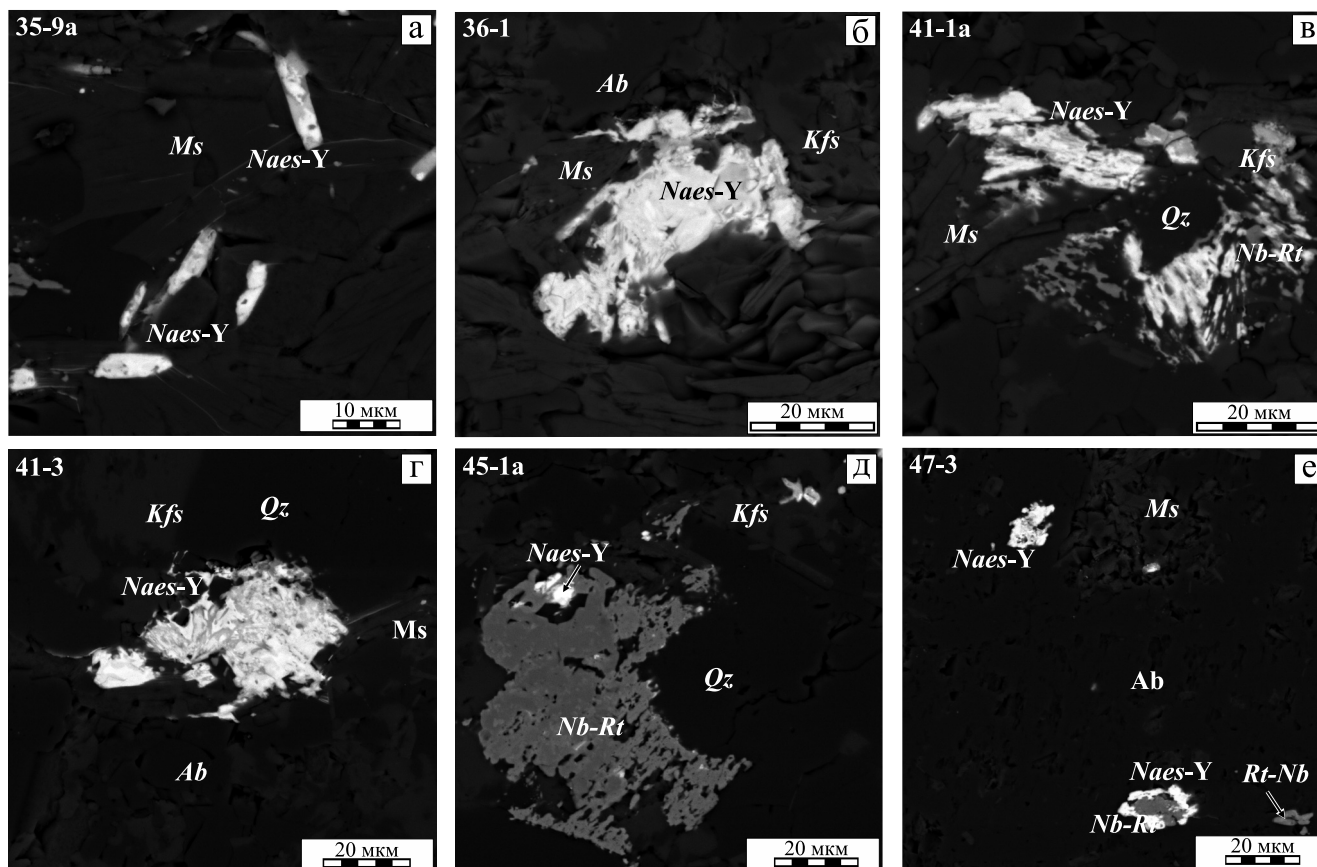


Рис. 10. Формы выделений эшинита-(Y) (а–д) и ниобозэшинита-(Y) (е) в риолитах и трахириолитах (в–е). Снимки в обратно рассеянных электронах.

Более светлые участки отвечают большему обогащению Nb_2O_5 .

Fig. 10. Forms segregations of aeshinite-(Y) (а–д) and niobaeshinite-(Y) (е) in rhyolites and trachyrhyolites (в–е). Backscattered electron images.

Lighter areas correspond to greater enrichment of Nb_2O_5 .

Высказывается предположение о возможности мобилизации Th, U, Y, Nb, РЗЭ из риолитов и трахириолитов в тектонически активных зонах с формированием соответствующих рудопроявлений.

Благодарности

Авторы благодарны ведущему геологу лаборатории петрографии В.А. Капитановой за помощь в оформлении графического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белякова Л.Т. (1972) Геосинклинальный рифей Севера Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 27 с.
- Гракова О.В., Попвасев К.С. (2024) Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал). *Литосфера*, 24(4), 661-674. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674>
- Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических эле-

ментов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 382 с.

Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А., Козьмин В.С. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000 (издание второе). Сер. Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 216 с.

Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П., Бурмако П.Л. (2017) Рудоносность Маньхамбовского блока (Приполярный Урал). *Геология и полезные ископаемые Урала и Сибири*. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 196 с.

Иванов В.Н., Кузенков Н.А., Курзанов И.Ю. и др. (1995) Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-A, Б, В, Г, 143-A (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Комгеолфонд.

Ильслова Г.А., Останин С.Ю., Михалева Е.Н. и др. (2017). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд-е второе. Сер. Северо-Уральская. Лист Р-40-XVIII (Лоп-

- сия). Объяснит. записка. М.: Моск. фил. ФГБУ ВСЕГЕИ, 148 с.
- Кориневский Е.В. (2010) PetroExplorer – новая компьютерная программа для хранения и расчета химических анализов минералов и горных пород. *Тезисы докладов VI Международной школы по наукам о Земле им. Л.Л. Перчука*. Одесса, 63-66.
- Никулова Н.Ю., Удоратина О.В. (2021) Геохимические особенности нижнеордовикских отложений верховья р. Подчерем (Северный Урал). *Вестн. геонаук*, **12**(324), 29-37. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.12.3>
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2008) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Касаткин А.В., Кузнецов А.М. (2019) Минералы группы эшинита из Вишневых гор (Южный Урал). *Минералогия*, **5**(3), 16-25. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-3-16-25>
- Соболева А.А. (2004) Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 146 с.
- Сорока Е.И., Рябинин В.Ф., Сазонов В.Н., Червяковский С.Г. (1995) Трансформация пород Малдинского липаритового комплекса под воздействием многоэтапной коллизии. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 142, 97-100.
- Трутнев А.К. (2022) Петрохимические особенности кислого магматизма саблегорского комплекса (Приполярный Урал). *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Науч. чт. памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: ПГНИУ, 265-270.
- Удоратина О.В., Вовчина Т.А., Шуйский А.С., Варламов Д.А. (2022) Ниобозшинит-(Y) в метариолитах саблегорской свиты (Северный Урал). *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2022)*. Мат-лы Рос. конф. с междунар. уч. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 158-160.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С. (2022) Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхембовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия. *Петрология*, **30**(4), 404-431.
- Червяковский С.Г., Иванов В.Н., Курзанов И.Ю. и др. (1992) О возрастной позиции Малопадокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 139, 71-74.
- Bermanec V., Tomasic N., Kniewald G., Back M.E., Zagger G. (2008) Niobaeschynite-(Y), a new member of the aeschynite group from the Bear Lake diggings, Haliburton County, Ontario, Canada. *Canad. Miner.*, **46**(2), 395-402. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.2.395>
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, 67-81.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Yavuz F., Yildirim D. (2018) A Windows program for calculation and classification of epidote-supergroup minerals. *Periodico di Mineralogia*, **87**(3), 269-285.

REFERENCES

- Belyakova L.T. (1972) Geosynclinal Riphean of the Northern Urals. Abstr. of the cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, 27 p. (In Russ.)
- Bermanec V., Tomasic N., Kniewald G., Back M.E., Zagger G. (2008) Niobaeschynite-(Y), a new member of the aeschynite group from the Bear Lake diggings, Haliburton County, Ontario, Canada. *Canad. Miner.*, **46**(2), 395-402. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.2.395>
- Chervyakovskii S.G., Ivanov V.N., Kurzanov I.Yu. (1992) On the Age Position of the Malopatoksky Massif of Granitoids in the Subpolar Urals and Its Formation Affiliation. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 139, 71-74. (In Russ.)
- Dushin V.A., Serdyukova O.P., Malyugin A.A., Koz'min V.S. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (Ed. 2nd.). Ser. North Ural. Sheet P-40-VI (Telpo-Iz). Explanatory letter. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 216 p. (In Russ.)
- Dushin V.A., Koz'min V.S., Serdyukova O.P., Burmako P.L. (2017) Ore potential of the Man'khambo block (Pripolyarny Urals). *Geology and Mineral Resources of the Urals and Siberia*. Ekaterinburg, UGU Publ., 196 p. (In Russ.)
- Grakova O.V., Popvasev K.S. (2024) Rare-earth minerals in Precambrian rocks of the northern part of the Lyapin anticlinorium (Polar Ural). *Lithosphere (Russia)*, **24**(4), 661-674. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674>
- Grigor'ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 382 p. (In Russ.)
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, 67-81.
- Il'yasova G.A., Ostanin S.Yu., Mikhaleva E.N., et al. (2017) State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. North Ural series. Sheet R-40-XVIII (Lopsiya). Explanatory note. Moscow, Branch of the Federal State Budgetary Institution VSEGEI, 148 p. (In Russ.)
- Ivanov V.N., Kuzenkov N.A., Kurzanov I.Yu. (1995) Geological additional study on a scale of 1:50 000 of the Tortovo-Patokskaya area in the territory of sheets Q-40-131-A, B, C, D, 143-A (a, b), B (a, b) with general searches. Komigefond. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Dushin V.A., Korumko A.V., Shagalov E.S. (2022) Riphean-Vendian-Cambrian magmatism of the Man'khambo Block (Polar Urals): geochemical typification, refinement of geodynamic interpretations, role of plume-lithosphere interaction. *Petrologiya*, **30**(4), 404-431. (In Russ.)
- Korinevskii E.V. (2010) PetroExplorer – a new computer program for storing and calculating chemical analyzes of minerals and rocks. *Abstracts of the VI Int. School of Geosciences named after. L.L. Perchuk*. Odessa, 63-66. (In Russ.)
- Nikulova N.Yu., Udoratina O.V. (2021) Geochemical fea-

- tures of the Lower Ordovician deposits at the Podchere-rem River source (Northern Urals). *Vestnik Geonauk*, **12**(324), 29-37. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2021.12.3>
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rock-assemblages. (2008) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 200 p. (In Russ.)
- Popova V.I., Popov V.A., Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M. (2019) Aeschynite group minerals from Vishnevye Mountains (South Urals). *Mineralogy*, **5**(3), 16-25. (In Russ.) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-3-16-25>
- Soboleva A.A. (2004) Volcanites and associated granitoids of the Polar Ural. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 146 p. (In Russ.)
- Soroka E.I., Ryabinin V.F., Sazonov V.N., Chervyakovskii S.G. (1995) Transformation of rocks of the Maldinsky liparite complex under the influence of a multi-stage collision). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 142, 97-100. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Vovchina T.A., Shuiskii A.S., Varlamov D.A. (2022) Niobeshinite-(Y) in metarhyolites of the Sablegorskaya Formation (Northern Urals). *Modern Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy (Yushkin Readings – 2022)*. Proc. of Russian conference with international participation. Syktyvkar, IG FITs Komi NTs UrO RAN Publ., 158-160. (In Russ.)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Miner. Mag.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Yavuz F., Yildirim D. (2018) A Windows program for calculation and classification of epidote-supergroup minerals. *Periodico di Mineralogia*, **87**(3), 269-285.

УДК 549.731:553.411(234.851)

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-6-1384-1403

Цинкохромит в золотофукситовых прожилках на Au-Pd месторождении Чудное (Приполярный Урал): генетический аспект

С. А. Онищенко

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар,
ул. Первомайская, 54, e-mail: mine222@ya.ru

Поступила в редакцию 21.03.2025 г., принята к печати 30.04.2025 г.

Объект исследований. Цинкохромит в прожилках хромсодержащей слюды (фуксита) в метариолитах. **Цель исследований.** Изучение взаимоотношений цинкохромита с другими минералами и с Au-Pd минерализацией, определение места и роли цинкохромита в процессе минералообразования. **Методы.** Изучались полированные шлифы из образцов руд и смонтированных в эпоксидной смоле концентратов тяжелых минералов с использованием оптического и электронных микроскопов. Состав минералов выявлялся на сканирующих электронных микроскопах с энергодисперсионными спектрометрами. **Результаты.** Идиоморфные кристаллы цинкохромита в фукситовых прожилках (размером до 12 мкм) локализованы непосредственно в фуксите, реже в алланите, отмечены сравнения с самородным золотом и арсеноантимонидами палладия. Цинкохромит содержит 15.5–27.5 мас. % ZnO и 40.2–47.5 мас. % Cr₂O₃. Формула наиболее богатого Zn минерала: $(\text{Zn}_{0.77}\text{Fe}_{0.13}^{2+}\text{Mn}_{0.10})(\text{Cr}_{1.37}\text{Fe}_{0.42}^{3+}\text{Al}_{0.21})_2\text{O}_4$. Содержание Cr₂O₃ в фуксите прожилков изменяется в значительном диапазоне (от 0.2 до 12.4 мас. %), но цинкохромит обычно заключен в фуксите с содержанием Cr₂O₃ более 1.5 мас. %. **Выводы.** Все породы в районе месторождения Чудное, в том числе руды, метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Образование цинкохромита связано с метаморфическими преобразованиями фукситовых прожилков, заключенных в риолитах. При перекристаллизации фуксита за счет последнего формируются кристаллы цинкохромита. Цинк, необходимый для синтеза цинкохромита, поступил из метаморфизованных фукситовых прожилков и вмещающих риолитов.

Ключевые слова: цинкохромит, хромсодержащий мусковит (фуксит), Cu-Pd-содержащее золото, алланит, ганит, риолиты, метаморфические преобразования

Zincochromite in gold–fuchsite veins at the Chudnoe Au–Pd deposit (Subpolar Urals): Genetic aspects

Sergei A. Onishchenko

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: mine222@ya.ru

Received 21.03.2025, accepted 30.04.2025

Research subject. Zincochromite in veins of chromium-bearing mica (fuchsite) in metarhyolites. **Aim.** To establish the relationships of zincochromite with other minerals and Au–Pd mineralization. To determine the place and role of zincochromite in the process of mineral formation. **Methods.** Polished sections from ore samples and concentrates of heavy minerals mounted in epoxy resin were studied using optical and electron microscopes. The composition of minerals was determined using SEM/EDS. **Results.** Idiomorphic crystals of zincochromite in fuchsite veins (up to 12 μm in size) are localized directly in fuchsite, less frequently in allanite; intergrowths with native gold and palladium arsenoantimonides were noted. Zincochromite contains 15.5–27.5 wt % ZnO and 40.2–47.5 wt % Cr₂O₃. The most Zn-rich mineral has the following formula: $(\text{Zn}_{0.77}\text{Fe}_{0.13}^{2+}\text{Mn}_{0.10})(\text{Cr}_{1.37}\text{Fe}_{0.42}^{3+}\text{Al}_{0.21})_2\text{O}_4$. The Cr₂O₃ content in fuchsite veins varies across a significant range (from 0.2 to 12.4 wt %); however, zincochromite is usually enclosed in fuchsite with a Cr₂O₃ content of more than 1.5 wt %. **Conclusions.** All rocks in the area of the Chudnoe deposit, including ores, are metamorphosed in the conditions of biotite subfacies of greenschist facies. The formation of zincochromite is associated with metamorphic transformations of fuchsite veins enclosed in rhyolites. During recrystallization of fuchsite, zincochromite crystals are formed at the expense of the latter. Zinc required for the synthesis of zincochromite came from metamorphosed fuchsite veins and host rhyolites.

Для цитирования: Онищенко С.А. (2025) Цинкохромит в золотофукситовых прожилках на Au-Pd месторождении Чудное (Приполярный Урал): генетический аспект. *Литосфера*, **25**(6), 1384–1403. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1384-1403>. EDN: OOFITB

For citation: Onishchenko S.A. (2025) Zincochromite in gold–fuchsite veins at the Chudnoe Au–Pd deposit (Subpolar Urals): Genetic aspects. *Lithosphere (Russia)*, **25**(6), 1384–1403. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1384-1403>. EDN: OOFITB

Keywords: zincochromite, chromium-containing mica (fuchsite), Cu-Pd-containing gold, allanite, gahnite, metarhyolite, metamorphic transformations

Acknowledgements

The author is grateful to N.D. Tolstykh for his comments and constructive suggestions, which were taken into account when finalizing the article.

ВВЕДЕНИЕ

Цинкохромит ZnCr_2O_4 принадлежит к группе оксишпинели, подгруппе шпинели (шпинелидам) с общей формулой $\text{A}^{2+}\text{B}^{3+}_2\text{O}_4$. Двухвалентные катионы обычно представлены Fe^{2+} , Mg , Mn^{2+} , Zn , трехвалентные – Al , Cr , Fe^{3+} , V^{3+} , Mn^{3+} . Между конечными членами подгруппы наблюдаются многочисленные серии изоморфных замещений, проявляющиеся между двух- и трехвалентными катионами (Bosi et al., 2019). Состав хромшпинелидов – обычных аксессуарных минералов мафит-ультрамафитовых пород – описывается в основном изоморфной смесью конечных членов магнезиохромит-хромит-герцинит-шпинель MgCr_2O_4 – FeCr_2O_4 – FeAl_2O_4 – MgAl_2O_4 . Наиболее широко распространен в магматических и метаморфических породах магнетит FeFe_2O_4 , предельно железистый член подгруппы шпинели.

Цинкохромит и другие цинковые шпинелиды (ганит ZnAl_2O_4 , франклинит ZnFe_2O_4 и гетеролит ZnMn_2O_4) не столь широко распространены, как другие минералы подгруппы, но неизменно привлекают внимание в связи со своеобразием состава. Нередко цинковые шпинелиды обнаруживаются в породах, не отличающихся сколь-нибудь заметным содержанием цинка, поэтому обсуждается вопрос об источнике этого элемента.

Цинкохромит ZnCr_2O_4 был открыт в Cr-V-содержащих слюдистых метасоматитах уран-ванадиевого месторождения Средняя Падма в Южной Карелии. Породообразующими минералами метасоматитов являются хромовые и ванадиевые слюды: хромселадонит $\text{KCrMg}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ (Пеков и др., 2000) и роскоэлит. Цинкохромит образует мелкие (2–10, изредка 40–50 мкм) идиоморфные кристаллы, содержит 37.05 мас. % ZnO и 53.30 мас. % Cr_2O_3 , формула минерала $\text{Zn}_{1.04}(\text{Cr}_{1.61}\text{V}_{0.11}\text{Si}_{0.11}\text{Fe}^{3+}_{0.06}\text{Al}_{0.05})_{1.94}\text{O}_4$ (Нестеров, Румянцева, 1987).

Цинкохромит, обнаруженный в Карелии, наиболее близок к конечному члену ZnCr_2O_4 , в других местах Zn-содержащие хромшпинелиды чаще всего содержат значительное количество изоморфных компонентов, при этом минералы с преобладанием ZnCr_2O_4 являются относительно редкими. Образование Zn-содержащих хромшпинелидов связано с метаморфическими и метасоматическими преобра-

зованиями пород базит-гипербазитового состава и метаморфизмом осадочных пород. Кроме того, детритовые зерна этих минералов обнаружены в осадочных породах различного возраста. В составе метаморфических шпинелидов помимо Zn совместно или раздельно с ним могут присутствовать Mn и V, намного превышая содержания этих элементов в магматогенных шпинелях.

Предельный уровень концентрации ZnO в шпинелях неизменных магматических пород большинством исследователей оценивается в 1 мас. %, содержания выше этой величины чаще всего являются результатом наложенных процессов. Имеются исключения из этой закономерности, но они немногочисленны (Barnes, 2000; Силаев и др., 2010; Резницкий и др., 2023). Магматические хромшпинелиды базит-гипербазитовых пород при постмагматических и метаморфических процессах в той или иной степени замещаются вторичными хромшпинелидами, иногда магнетитом. Часто замещение происходит с образованием своеобразной зональности, в которой неизменное или малоизмененное ядро окружено каймами вторичных хромшпинелидов, среди которых преобладают разности, лишенные первичного магния, нередко обогащенные трехвалентным железом. Во многих случаях процесс замещения сопровождается повышением концентрации Zn как в каймах, так и в малоизмененных ядрах, содержание ZnO достигает 11 мас. % (Wylie et al., 1987; Bjerg et al., 1993; Liipo et al., 1995; Barnes, 2000; Svetov et al., 2019; и др.).

Zn-Cr-содержащие шпинелиды распространены в метасоматитах по базит-ультрабазитам (лиственитах, родингитах, скарноподобных образованиях, жадеититах, нефритоидах, актинолититах) и сопутствующих гидротермально-метасоматических сульфидных рудах (Татаринов и др., 1980; Von Knorring et al., 1986; Wylie et al., 1987; Gahlan, Arai, 2007; Fanlo et al., 2015; Мурзин и др., 2017; Онищенко, Соболева, 2021). Содержание ZnO в шпинелидах варьирует, в некоторых случаях превышает 25 мас. %. Цинкохромит отмечен на Березовском золоторудном месторождении на Урале (Спиридонов и др., 2014), Zn-Cr-содержащие шпинелиды ряда цинкохромит-ганит присутствуют на колчеданном месторождении Оутокумпу в Финляндии (Treloar, 1987) и золоторудном место-

рождении в районе Сальсинье во Франции (Béziat, Monchoux, 1991).

В метаморфизованных осадочных горных породах распространены детритовые Zn-содержащие хромшпинелиды. Обогащение цинком связано с преобразованием зерен магматогенных хромшпинелидов при метаморфизме пород, но в некоторых случаях возможно поступление хромшпинелидов в осадочный бассейн уже в обогащенном цинком виде (Wylie et al., 1987; Chailis et al., 1995; Figueiras, Waerenborgh, 1997; Павлова, 2011; Никулова и др., 2014; Staddon et al., 2021; Новоселов и др., 2024). Содержание ZnO в хромшпинелидах изменчиво, цинкохромит обнаружен в обогащенных тяжелыми минералами слюдах кварцитов в докембрийских золотоносных конгломератах месторождения Тарква в Гане (Weiser, Hirdes, 1997), метапесчаниках алькесвожской свиты на Приполярном Урале (А.Б. Макеев, Б.А. Макеев, 2005) и гидротермально измененных арени-тах в импактном кратере Локне в Швеции (Alwmark, Schmitz, 2007).

Zn-Cr-содержащие шпинелиды присутствуют в глубоко метаморфизованных породах амфиболитовой и гранулитовой фаций, выделяющихся повышенными содержаниями хрома, шпинелиды обычно ассоциируют с другими хромсодержащими минералами (Donohue, Essene, 2005; Taguchi et al., 2012). Один из объектов, где выявлена обширная серия Zn-V-Cr шпинелей метаморфического генезиса, включающая цинкохромиты, – слюдянский комплекс Южного Прибайкалья. Вариации состава метаморфогенных шпинелей значительны и определяются в первую очередь валовым химическим составом протолита (Резницкий и др., 2023, 2024).

Обломочные зерна хромшпинелидов с эпигенетическими каймами, обогащенными Zn, присутствуют в девонских россыпях Среднего Тимана (Силаев и др., 2010; Глухов и др., 2015), цинкохромит обнаружен в алмазонасных россыпях р. Гуаниамо, Венесуэла (Johan, Ohnenstetter, 2010).

На золотопалладиевом месторождении Чудное (Приполярный Урал) цинкохромит приурочен к прожилкам Cr-содержащего мусковита (фуксита) в метариолитах. В этих же прожилках заключены Cu-Pd-содержащее золото и минералы палладия, определяющие промышленную значимость месторождения.

Цель исследования заключается в изучении взаимоотношений цинкохромита с другими минералами, в частности, с Au-Pd минерализацией, определение места и роли цинкохромита в процессе минералообразования. Для определения условий формирования цинкохромита рассмотрены геологические закономерности нахождения цинковых шпинелидов в различных породах как в районе месторождения Чудное, так и в других местах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Чудное находится на западном склоне Приполярного Урала в бассейне р. Кожим. В геологическом отношении этот район относится к Центрально-Уральскому поднятию и северной части выделяющейся здесь крупной геологической структуры – Ляпинскому антиклинорию. Месторождение приурочено к осевой зоне Малдинской антиклинали, осложненной разрывными нарушениями. Ядро антиклинали сложено рифей-вендскими вулканогенными породами эффузивной и субвулканической фаций кислого и основного состава, а крылья – нижнепалеозойскими терригенными отложениями алькесвожской и обеизской свит.

На площади месторождения распространены рифей-вендские риолиты и породы основного состава, среди которых преобладают базальты, реже долериты (рис. 1). В виде самостоятельных тел отмечены андезиты, присутствующие как в базитах, так и в риолитах. На докембрийских образованиях несогласно залегают кварцевые гравелиты, песчаники и сланцы алькесвожской свиты позднего кембрия – раннего ордовика, перекрывающиеся кварцитопесчаниками, конгломератами и гравелитами обеизской свиты раннего ордовика.

Все породы регионально метаморфизованы. Метариолиты представлены массивными, флюидальными и брекчиевидными разностями редкопорфировой структуры, в различной степени рассланцованными. Порфировые вкрапленники калиевого полевого шпата (замещенного альбитом) и кварца слагают от 3 до 10% породы. Кварцполевошпатовая цементирующая масса имеет микропйкилобластовую, изредка сферолитовую структуру, характерны струйчатые скопления серицита. В риолитах распространена мелкая вкрапленность гематита. Метабазиты представлены зелеными сланцами альбит-хлоритового состава, в переменном количестве присутствуют кварц, эпидот и актинолит, характерно наличие магнетита и минералов титана (титанита, ильменита, лейкоксена). Индикаторным является минеральный парагенезис (мусковит–биотит–альбит), характерный для сланцев, образованных по андезитам (Онищенко, Кузнецов, 2019), который соответствует биотитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. В метагравелитах и метапесчаниках алькесвожской свиты обломочная часть представлена кварцем, цементирующая масса сложена кварц-серицитовым агрегатом с хлоритом, пиррофиллитом, хлоритоидом, гематитом, фукситом, магнетитом, ильменитом и лейкоксомом.

Вдоль разрывных нарушений риолиты преобразованы в кварц-серицитовые и серицитовые метасоматиты. В зонах контакта риолитов с базитами развиты породы альбит-кварцевые, альбит-

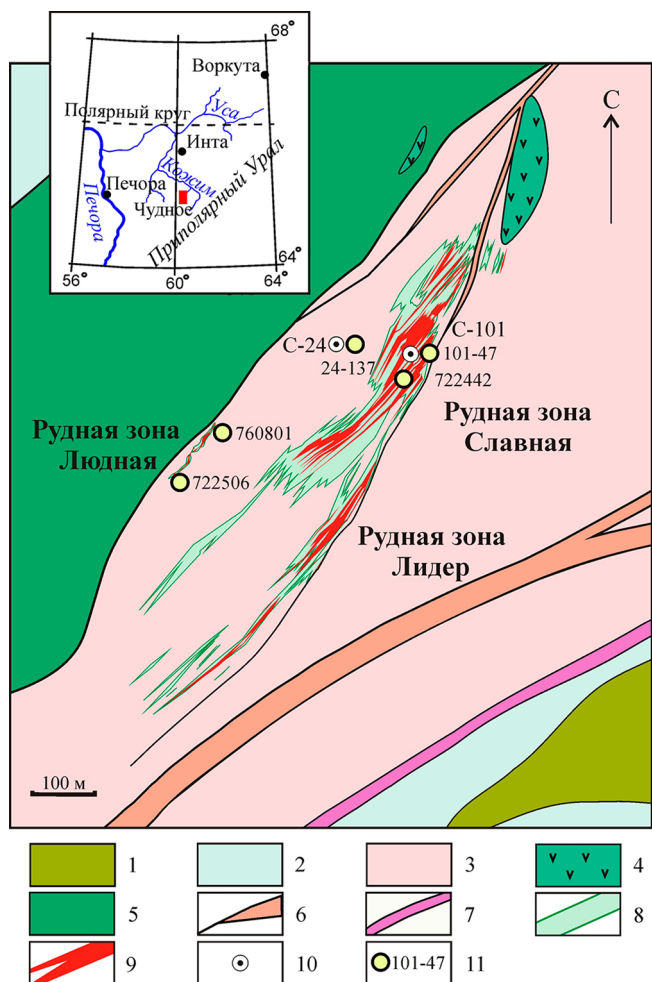


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Чудное.

1 – обеизская свита (нижний ордовик): кварцитопесчаники, конгломераты, гравелиты; 2 – алькесвожская свита (верхний кембрий-нижний ордовик): гравелиты, песчаники с прослоями сланцев; 3 – риолиты; 4 – андезиты; 5 – базиты (базальты и долериты); 6, 7 – разрывные нарушения, вдоль которых распространены метасоматиты: 6 – кварц-серицитовые и серицитовые, 7 – диаспор-пирофиллитовые; 8 – зоны фукситовой минерализации; 9 – рудные тела ($Au > 1$ г/т); 10 – скважины; 11 – места отбора образцов, содержащих цинкохромит.

Fig. 1. Geological map of the Chudnoe deposit.

1 – Obeese Formation (Lower Ordovician): quartzite sandstones, conglomerates, gravelites; 2 – Alkesvozh Formation (Upper Cambrian-Lower Ordovician): gravelites, sandstones with shale layers; 3 – rhyolites; 4 – andesites; 5 – mafic rocks (basalts and dolerites); 6, 7 – faults along which metasomatites are distributed: 6 – quartz-sericite and sericite, 7 – diaspore-pyrophyllite; 8 – zones of fuchsite mineralization; 9 – orebodies ($Au > 1$ ppm); 10 – boreholes; 11 – sampling locations containing zincochromite.

кварц-серицитового и хлорит-серицитового состава. В районе месторождения фиксируется также протяженная зона глиноземистых серицит-пи-

рофиллитовых и пирофиллит-диаспоровых пород, трассирующая зону разлома (см. рис. 1). По одним представлениям, эти породы являются приразломными метасоматитами (Козырева и др., 2003), по другим – метаморфизованной верхнекембрийской линейной корой выветривания по рифей-вендским вулканитам (Озеров, 1996).

Золотое оруденение, относящееся к типу минерализованных прожилковых зон, приурочено к трещиноватым и брекчированным риолитам. Рудные зоны имеют северо-восточное простирание и крутое ($50-70^\circ$) северо-западное падение. Золоторудные зоны Славная и Лидер протягиваются в центральной части месторождения, сменяя друг друга, на расстояние около 900 м. Вблизи контакта риолитов с базитами расположена маломощная зона Людная протяженностью около 80 м.

Самородное золото и минералы палладия приурочены главным образом к прожилкам Cr -содержащего мусковита (фуксита) в риолитах. Толщина фукситовых прожилков колеблется от долей миллиметра до 1.0–1.5 см, количество прожилков в рудных интервалах составляет 3–10 на погонный метр. Фуксит представлен тонкочешуйчатymi агрегатами зеленого цвета, обычное содержание Cr_2O_3 в минерале 1–7 мас. %.

Вместе с фукситом в прожилках присутствуют алланит, в том числе Cr -содержащий (до 5 мас. % Cr_2O_3), кварц, альбит, отмечаются кальцит, калиевый полевой шпат, титанит, апатит, цинкохромит и другие минералы. Гематит в фукситовых прожилках отмечается редко, иногда содержит примесь хрома (до 2 мас. % Cr_2O_3). Золото образует в фуксите выделения чешуйчатой, уплощенной и неправильной формы, размер их варьирует от 1–2 мкм до 2 мм, крайне редко до 8 мм.

Самородное золото месторождения Чудное характеризуется значительными вариациями состава и строения. Содержание Au заключено в интервале от 65.8 до 92.7 мас. %, Ag – от 0.4 до 33.8 мас. %, почти всегда присутствует Cu – до 12.7 мас. % и Pd – до 2.9 мас. %, отмечается Hg . Самородное золото формировалось в виде гомогенного $Au-Ag-Cu$ -твердого раствора при температуре выше $220^\circ C$. При понижении температуры в зависимости от исходного состава твердый раствор остается гомогенным либо, при содержании $Cu > 1.1-2.5$ мас. %, распадается на две или три фазы. Характерны пластинчато-решетчатые и таблитчатые структуры распада твердых растворов, формирование которых завершилось при температуре $\approx 100^\circ C$. Матрица в структурах распада имеет $Ag-Au$ состав, пластинки или таблички соответствуют фазе Au_3Cu и тетрааурикуприду $AuCu$ (Palyanova et al., 2021; Онищенко, Кузнецов, 2022, 2023; Онищенко и др., 2024).

Основные Pd минералы месторождения – изомертиит/псевдомертиит $Pd_{11}Sb_2As_2$ и мер-

тиит $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$, второстепенные – атенеит $\text{Pd}_2(\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25})$ и неназванный минерал Pd_6BiSe , отмечается Pt минерал – сперрилит PtAs_2 (Онищенко, Кузнецов, 2024).

Месторождение Чудное заметно отличается от других золоторудных и золотопалладиевых месторождений. Своеобразие выражается в том, что Au-Pd минерализация заключена в риолитах, включающих прожилки Cr-содержащего мусковита (фуксита) при отсутствии в непосредственной близости пород ультраосновного или близкого состава. В рудах нет сульфидных минералов, практически отсутствуют золотоносные кварцевые прожилки (Тарбаев и др., 1996; Palyanova et al., 2021, 2023; Онищенко, Кузнецов, 2023).

Вопросы датирования Au-Pd оруденения месторождения Чудное рассмотрены в работе А.В. Козлова с соавторами (2024). На основе результатов изотопно-геохронологических исследований с учетом особенностей геологического развития Приполярного Урала образование месторождения Чудное связывается с кембрийским этапом эндогенной активизации (около 500 млн лет), который соответствует началу рифтогенной стадии уралит.

По заключению В.Л. Андреичева (2010), в постордовикское время все породы Ляпинского антиклинория испытали зеленосланцевый метаморфизм (400 млн лет) и однофазальный диафторез (250 млн лет). К последнему рубежу приурочены большинство K-Ag датировок пород, а также Rb-Sr изохронные возрасты по минералам из некоторых гранитных массивов.

На месторождении Чудное датировка около 249 млн лет получена Rb-Sr методом по изохроне, построенной на результатах анализа проб альбита, фуксита, мусковита и риолита (Кузнецов, Андреичев, 1998).

Датирование фуксита месторождения Чудное методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ по двум пробам из рудной зоны Славной показало возраст 254 и 265 млн лет. Обе датировки интерпретируются как гидротермально-метасоматические события, наложившиеся на фуксит с переустановкой изотопной системы аргона. Появление высокотемпературных ступеней на спектре кажущихся возрастов дало основание предполагать, что фуксит древнее 300 млн лет (Моралев и др., 2005).

Таким образом, Rb-Sr изохронный возраст (249 млн лет) и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст (254 и 265 млн лет) отражают этап метаморфических преобразований пород месторождения Чудное в целом и золотофукситовых прожилков в частности.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований отобраны из керна скважин, полотна траншей и элювиальных обломков. Текстурно-структурные особенности и мине-

ральный состав пород изучались в кернах скважин, шлифованных образцах, петрографических шлифах, полированных шлифах руд и монтированных в эпоксидной смоле концентратов тяжелых минералов. Цинкохромит встречается не во всех фукситовых прожилках; детально изучены пять полированных шлифов, в которых цинкохромит присутствует в количестве десятков зерен, шлифы 101-47, 24-137 и 722442 характеризуют рудную зону Славную, 722506 и 760801 – рудную зону Людную.

Лабораторные исследования проведены в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН с использованием оптического микроскопа Nikon Eclipse LV 100 ND. Состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (оператор Е.М. Тропников) и электронном микроскопе КУКУ ЕМ-6900 с энергодисперсионным спектрометром Xplore 30 Oxford Instruments (оператор В.А. Радаев). Напряжение 20 кВ, диаметр электронного зонда 1 мкм. Время набора спектров составляло 60–80 с (600 тыс. импульсов). Эталонные – чистые металлы для Au, Ag, Fe, Cr, Zn, Ti и Mn, KBr для K, альбит для Na, LaB_6 для La, CeO_2 для Ce, волластонит для Ca, MgO для Mg, Al_2O_3 для Al.

В связи с небольшими размерами зерен цинкохромита при микрозондовом анализе в некоторых случаях захватывается некоторая часть матрицы (фуксита или алланита). Компоненты, содержащиеся во вмещающих минералах (K_2O до 0.4, CaO до 0.5, SiO_2 до 1.0 мас. %), а также эквивалентное количество Al_2O_3 (до 0.8 мас. %), FeO (до 0.4 мас. %) и Cr_2O_3 (до 0.2 мас. %) вычтены из первичных результатов анализов цинкохромита. Расчет содержаний FeO и Fe_2O_3 в цинкохромите произведен по стехиометрии шпинелей $\text{A}^{2+}\text{B}^{3+}_2\text{O}_4$ на 3 катиона, 8 положительных и отрицательных зарядов; сумма компонентов приведена к 100 мас. %.

Расчет содержаний FeO и Fe_2O_3 в алланите выполнен на 8 катионов и 25 положительных зарядов (Armbruster et al., 2006). Расчет содержаний FeO и Fe_2O_3 в Cr-содержащем мусковите (фуксите) произведен после пересчета результатов анализов на формулу диоктаэдрической слюды $\text{K}(\text{Al}, \text{Cr})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Расчет осуществлен на 7 катионов и 22 положительных и отрицательных заряда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Цинкохромит является характерным минералом руд месторождения Чудное. Он приурочен исключительно к прожилкам Cr-содержащего мусковита (фуксита) в риолитах, но обнаружен не во всех из них. Цинкохромит образует в фуксите скопления или цепочки многочисленных мелких зерен изометричной формы размером до 12 мкм, часто хорошо ограненных. В концентратах тяжелых минера-

лов цинкохромит обнаруживается в обломках золотофукситовых прожилков, а не в виде отдельных зерен, что говорит об отсутствии сколько-нибудь крупных его кристаллов. В алланит-фукситовых прожилках многочисленные кристаллики цинкохромита протягиваются вдоль контакта фуксита с алланитом, присутствуют в прожилковидных выделениях фуксита в алланите, переходящих в цепочки мелких зерен цинкохромита в алланите. Самородное золото обнаружено во всех фукситовых прожилках, содержащих цинкохромит, но срастания золота с цинкохромитом встречаются нечасто. С самородным золотом тесно связаны выделения минералов палладия, преимущественно изомертиита/псевдомертиита.

Характеристика минеральных срастаний

В фукситовых прожилках самородное золото и минералы палладия ассоциируют с алланитом, альбитом, кварцем, кальцитом, калиевым полевым шпатом, титанитом, апатитом и другими минералами (Palyanova et al., 2021; Онищенко, Кузнецов, 2023). В прожилках, содержащих цинкохромит, присутствует в целом такой же набор сопутствующих минералов.

В фукситовом прожилке (обр. 101-47) толщиной 2–3 мм (рис. 2а) цинкохромит концентрируется в виде линзовидных скоплений вдоль прожилка. В плоскости прожилка идиоморфные кристаллики цинкохромита размером до 12 мкм образуют

в фуксите густую вкрапленность (рис. 2б). Удлиненные и изометричные частицы золота размером 5–25 мкм рассеяны в фуксите, отмечены срастания золота с изомертиитом/псевдомертиитом.

В тяжелой фракции пробы 24-137 обломки фукситовых прожилков содержат обильную вкрапленность золота, изомертиита/псевдомертиита и идиоморфных кристалликов цинкохромита (рис. 3б), последние заключены в фуксите (рис. 3в) или минералах благородных металлов (рис. 3а). В некоторых обломках фукситовых прожилков золото и цинкохромит ассоциируют с другим арсеноантимонидом палладия – мертиитом. Кроме того, в этой же пробе отмечены срастания золота с минералом Pd_6BiSe , мертиитом, изомертиитом/псевдомертиитом и фукситом. Изомертиит замещается мертиитом с выделением сульфидов меди – халькозинидигенита и виттихенита Cu_3BiS_3 .

В алланит-фукситовом прожилке (обр. 722442) цинкохромит и самородное золото пространственно разобщены (рис. 4а). Многочисленные кристаллики цинкохромита протягиваются вдоль контакта фуксита с алланитом, фуксит содержит 5.3–8.2 мас. % Cr_2O_3 (рис. 4б). Частицы золота образуют в прожилке локальное скопление, золото находится в срастании с фукситом, кварцем, алланитом и изомертиитом/псевдомертиитом (рис. 4в). Фуксит здесь менее хромистый (1.4–3.5 мас. % Cr_2O_3), его чешуйки ориентированы в основном параллельно контактам прожилка, но отмечаются полосы деформации и

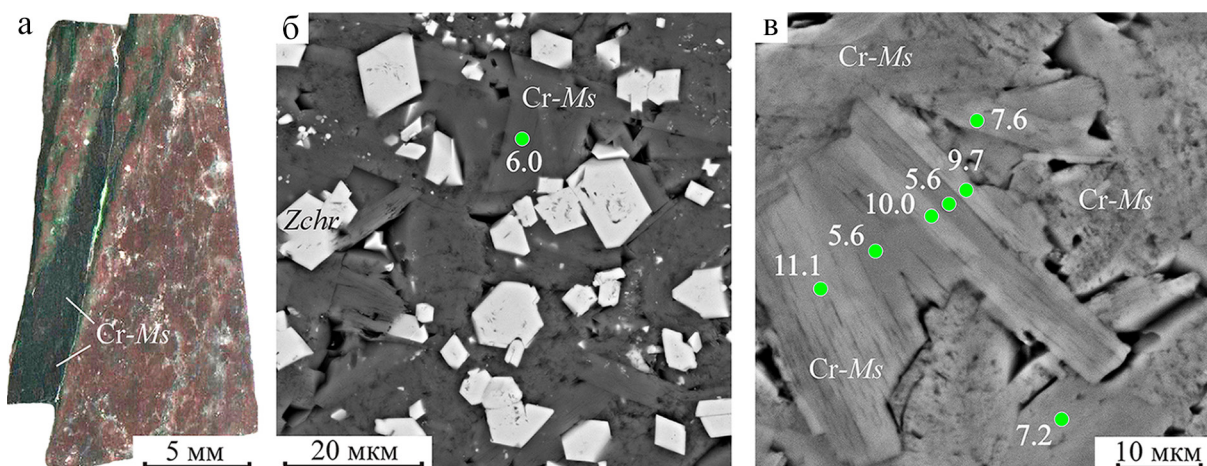


Рис. 2. Прожилок фуксита в риолите (а), кристаллы цинкохромита в фуксите (б), пластинчато-неоднородное строение фуксита (в).

Здесь и на рис. 3–6 содержание Cr_2O_3 в фуксите в мас. %. *Zchr* – цинкохромит, *Cr-Ms* – фуксит. Полированный шлиф 101-47. Изображения в отраженных электронах (б, в).

Fig. 2. Fuchsite vein in rhyolite (a), zincochromite crystals in fuchsite (b), lamellar-heterogeneous structure of fuchsite (v).

Here and in Fig. 3–6 Cr_2O_3 content in fuchsite in wt %. *Zchr* – zincochromite, *Cr-Ms* – fuchsite. Polished section 101-47. BSE images (b, v).

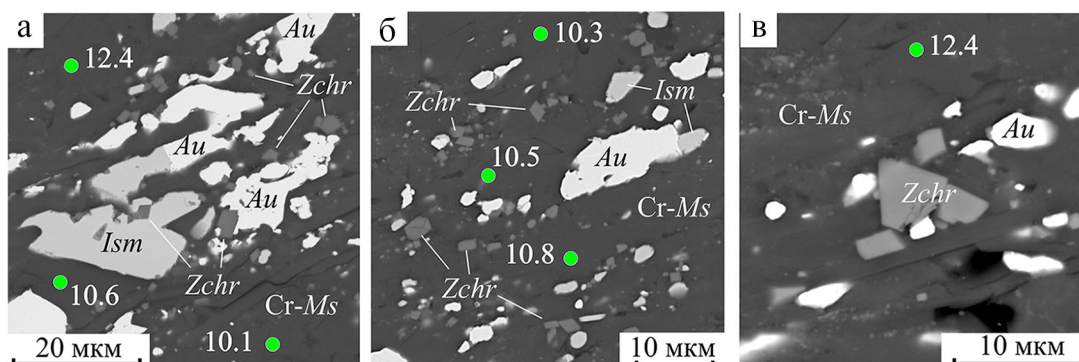


Рис. 3. Идиоморфные кристаллы цинхромиита в фуксита в сростании с золотом и изомертиитом/псевдомертиитом.

Zchr – цинхромит, *Au* – золото, *Ism* – изомертиит/псевдомертиит, *Cr-Ms* – фуксит. Полированный шлиф 24-137. Изображения в отраженных электронах.

Fig. 3. Idiomorphic crystals of zinchromite in fuchsite intergrown with gold and isomertite/pseudomertite

Zchr – zinchromite, *Au* – gold, *Ism* – isomertieite/pseudomertieite, *Cr-Ms* – fuchsite. Polished section 24-137. BSE images.

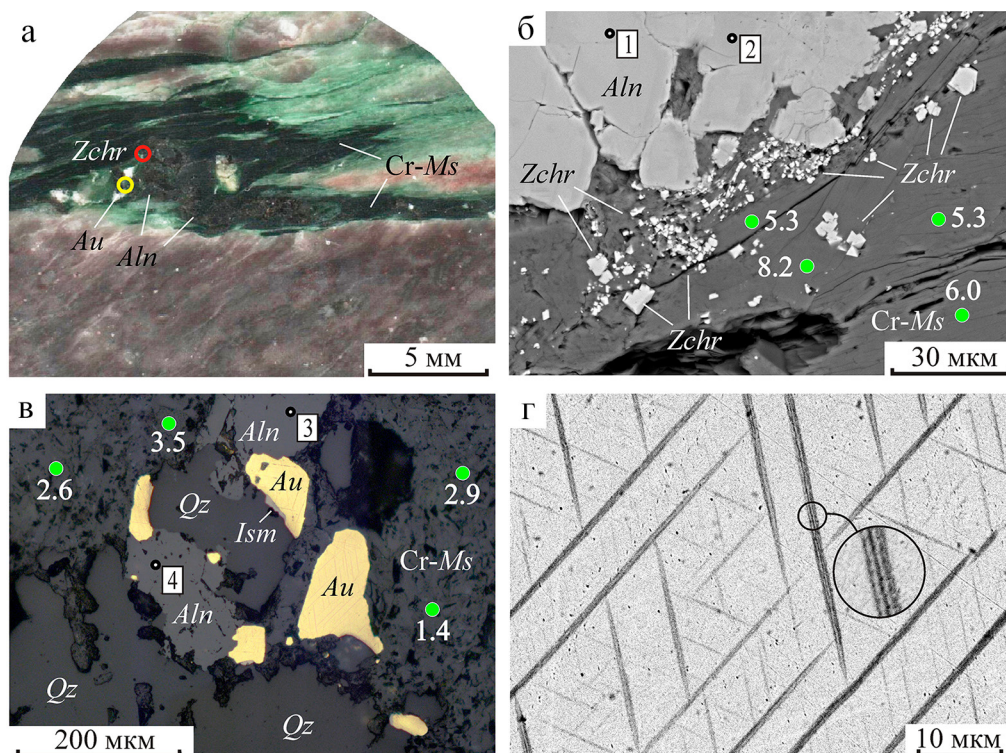


Рис. 4. Цинхромит и самородное золото в алланит-фукситовом прожилке в лиловом риолите.

а – общий вид прожилка; б – многочисленные кристаллики цинхромиита (*Zchr*), концентрирующиеся вдоль контакта фуксита (*Cr-Ms*) с алланитом (*Aln*); в – скопление частиц золота (*Au*), в сростании с золотом находятся изомертиит/псевдомертиит (*Ism*), алланит (*Aln*) и кварц (*Qz*); г – трехфазное строение самородного золота, обусловленное распадом твердого раствора. Цифрами в рамке обозначены точки анализа алланита (см. табл. 3). Полированный шлиф 722442. Изображения в отраженных электронах (б, г) и отраженном свете (в).

Fig. 4. Zinchromite and native gold in an allanite-fuchsite vein in purple rhyolite.

а – overall appearance of the vein; б – numerous crystals of zinchromite (*Zchr*), concentrated along the contact of fuchsite (*Cr-Ms*) with allanite (*Aln*); accumulation of gold particles (*Au*), intergrown with gold are isomertieite/pseudomertieite (*Ism*), allanite (*Aln*) and quartz (*Qz*); г – three-phase structure of native gold caused by the decomposition of a solid solution. The numbers in the box indicate the points of allanite analysis (Table 3). Polished section 722442. BSE images (б, г) and reflected light image (в).

перекристаллизации с изменением их направления. В фуксите присутствует также крупное выделение фторапатита, содержащее тонкие прожилки безцериевого монацита-(Nd, La).

В алланит-фукситовом прожилке (обр. 722506) скопления алланита зернистого или шестоватого строения облекаются агрегатами чешуйчатого фуксита (рис. 5а). Идиоморфные кристаллики цинкохромита размером до 5–6 мкм находятся в фуксите и на контакте фуксита с алланитом (рис. 5г). Кроме того, кристаллики цинкохромита образуют длинный цепочечный прожилок, частью находящийся в фуксите, частью пересекающий зерна алланита (рис. 5б). Соотношения минералов показывают,

что цинкохромит является относительно поздним образованием в этой минеральной ассоциации. Частицы золота находятся в фуксите и на границе с алланитом (рис. 5в).

В алланит-фукситовом прожилке (обр. 760801) золото группами по 5–10 частиц от мельчайших размеров до 30 мкм чередуются с группами зерен цинкохромита (рис. 6а). Цинкохромит находится в фуксите, обычно вблизи от зерен алланита (рис. 6б), реже образует цепочки зерен в алланите и на границе алланита с кварцем, единичные кристаллики цинкохромита заключены в кварце. Золото находится в фуксите, в срастании с золотом отмечен изомертиит/псевдомертиит.

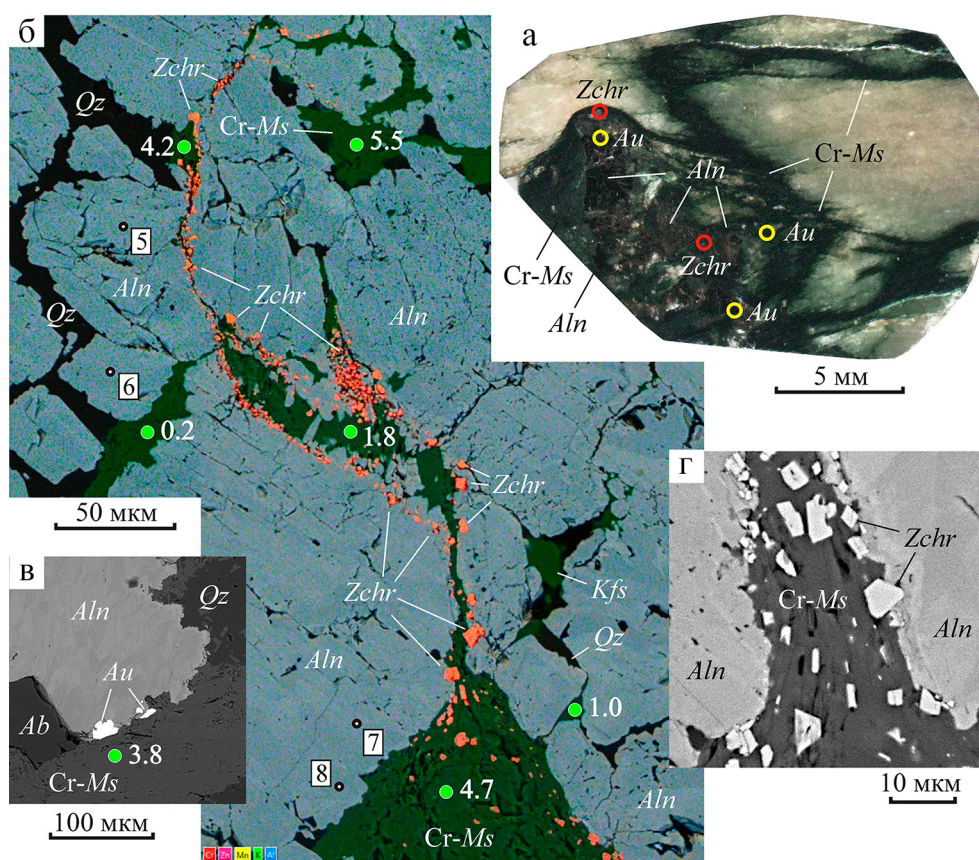


Рис. 5. Цинкохромит и самородное золото в алланит-фукситовом прожилке в риолите.

а – алланит-фукситовый прожилок в светлом риолите; б – цепочка зерен цинкохромита пересекает зерна алланита; в – золото на контакте фуксита и алланита; г – идиоморфные кристаллики цинкохромита в фуксите и вдоль контакта фуксита с алланитом. Цифрами в рамке обозначены точки анализа алланита (см. табл. 3). *Zchr* – цинкохромит, *Cr-Ms* – фуксит, *Aln* – алланит, *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ab* – альбит, *Au* – золото. Полированный шлиф 722506. б – многослойное (интегральное) изображение в характеристическом излучении Cr, Zn, Mn, K и Al, в, г – изображения в отраженных электронах.

Fig. 5. Zincochromite and native gold in allanite-fuchsite vein in rhyolite.

а – allanite-fuchsite vein in light rhyolite; б – chain of zincochromite grains crosses allanite grains; в – gold at the contact of fuchsite and allanite; г – idiomorphic zincochromite crystals in fuchsite and along fuchsite-allanite contact. The numbers in the box indicate the points of allanite analysis (Table 3). *Zchr* – zincochromite, *Cr-Ms* – fuchsite, *Aln* – allanite, *Qz* – quartz, *Kfs* – potassium feldspar, *Ab* – albite, *Au* – gold. Polished section 722506. б – multilayer (integral) images in the characteristic radiation of Cr, Zn, Mn, K and Al, в, г – BSE images.

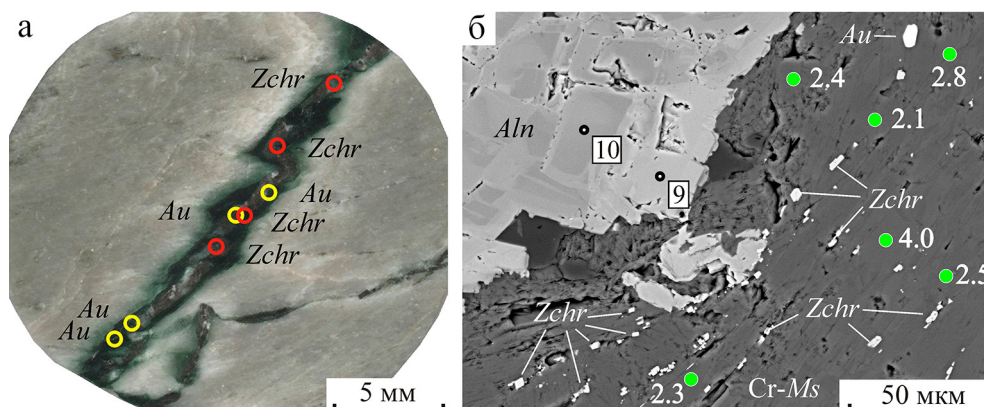


Рис. 6. Цинкохромит и самородное золото в алланит-фукситовом прожилке в риолите.

а – алланит-фукситовый прожилок в светлом риолите; б – цинкохромит и золото находятся в фукситовой части прожилка. Цифрами в рамке обозначены точки анализа алланита (табл. 3). *Zchr* – цинкохромит, *Cr-Ms* – фуксит, *Aln* – алланит, *Au* – золото. Полированный шлиф 760801, б – изображение в отраженных электронах.

Fig. 6. Zincochromite and native gold in allanite-fuchsite vein in rhyolite.

а – allanite-fuchsite veins in light rhyolite; б – zincochromite and gold are found in the fuchsite part of the vein. The numbers in the box indicate the points of allanite analysis (Table 3). *Zchr* – zincochromite, *Cr-Ms* – fuchsite, *Aln* – allanite, *Au* – gold. Polished section 760801, б – BSE image.

Минералы золотофукситовых прожилков

Цинкохромит является изоморфной смесью ряда конечных членов подгруппы шпинели: цинкохромита $ZnCr_2O_4$, ганита $ZnAl_2O_4$, франклинита $ZnFe_2O_4$, хромита $FeCr_2O_4$, манганохромита $MnCr_2O_4$ и магнетита $FeFe_2O_4$. По правилу доминирующей составной части (Hatert, Burke, 2008) минерал квалифицируется как цинкохромит со значительными содержаниями двух- и трехвалентного железа, в меньшей степени алюминия и марганца (рис. 7). В целом вариации содержаний минералообразующих компонентов в цинкохромите заключены в следующих пределах, мас. %: ZnO – 15.5–27.5, FeO – 4.0–12.9, MnO – 2.5–5.2, Cr_2O_3 – 40.2–47.5, Fe_2O_3 – 13.4–21.4, Al_2O_3 – 1.5–5.6 (табл. 1). Диапазон колебаний состава минерала в конкретных образцах заметно меньше, причем намечаются различия между ними, в частности в обр. 722442 цинкохромит отличается устойчиво более высокими содержаниями ZnO и низкими FeO , в обр. 24-137, напротив, – низкими содержаниями ZnO и высокими – FeO . Менее значительны различия в составе цинкохромита в соотношениях трехвалентных катионов.

Фуксит является промежуточным членом изоморфного ряда мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ – хромфиллит $KCr_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ (Резницкий и др., 1997). На месторождении Чудное фуксит составляет основной объем золотоносных прожилков. Содержание Cr_2O_3 в фуксите прожилков, вмещающих цинкохромит, изменяется от 0.2 до 12.4 мас. % (рис. 8), причем содержания Cr_2O_3 выше 10 мас. %, отмеченные в обр. 101-47 и 24-137 (рудная зона

Славная) являются наиболее высокими на месторождении.

Представительные анализы (табл. 2) демонстрируют диапазон изменений содержаний Cr_2O_3

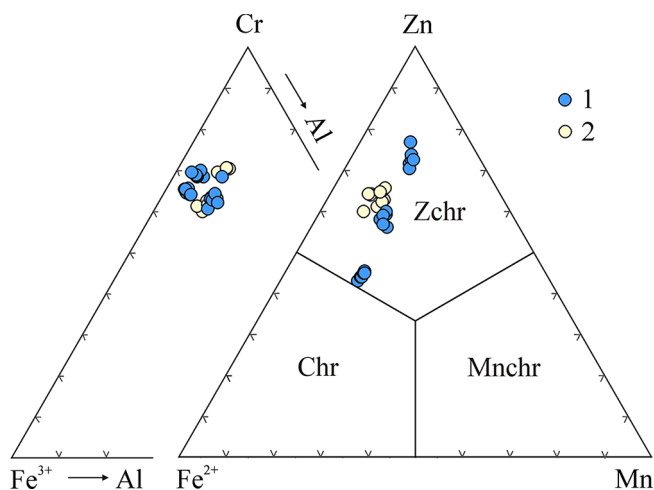


Рис. 7. Состав хромшпинелидов в фукситовых прожилках.

Здесь и на рис. 8: 1 – рудная зона Славная, 2 – рудная зона Людная. *Zchr* – цинкохромит, *Chr* – хромит, *Mnchr* – манганохромит.

Fig. 7. Composition of chrome spinelides in fuchsite veins.

Here and in Fig. 8: 1 – Slavnaya ore zone, 2 – Lyudnaya ore zone. *Zchr* – zincochromite, *Chr* – chromite, *Mnchr* – manganochromite.

Таблица 1. Состав цинкохромита месторождения Чудное, мас. %

Table 1. Composition of zincochromite of the Chudnoe deposit, wt %

| № обр. | ZnO | FeO | MnO | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Формула |
|--------|-------|-------|------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--|
| 101-47 | 21.09 | 8.29 | 4.36 | 42.81 | 21.37 | 2.09 | (Zn _{0.59} Fe ²⁺ _{0.27} Mn _{0.14})(Cr _{1.29} Fe ³⁺ _{0.62} Al _{0.09}) ₂ O ₄ |
| | 20.66 | 8.87 | 4.16 | 43.53 | 20.79 | 1.98 | (Zn _{0.58} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.14})(Cr _{1.31} Fe ³⁺ _{0.60} Al _{0.09}) ₂ O ₄ |
| | 21.26 | 8.15 | 4.29 | 43.30 | 21.24 | 1.76 | (Zn _{0.60} Fe ²⁺ _{0.26} Mn _{0.14})(Cr _{1.31} Fe ³⁺ _{0.61} Al _{0.08}) ₂ O ₄ |
| | 20.04 | 8.76 | 4.92 | 42.61 | 21.16 | 2.52 | (Zn _{0.56} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.16})(Cr _{1.28} Fe ³⁺ _{0.61} Al _{0.11}) ₂ O ₄ |
| | 20.93 | 8.56 | 4.19 | 43.37 | 21.19 | 1.76 | (Zn _{0.59} Fe ²⁺ _{0.27} Mn _{0.14})(Cr _{1.31} Fe ³⁺ _{0.61} Al _{0.08}) ₂ O ₄ |
| | 20.29 | 8.88 | 4.59 | 42.59 | 21.04 | 2.61 | (Zn _{0.57} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.15})(Cr _{1.28} Fe ³⁺ _{0.60} Al _{0.12}) ₂ O ₄ |
| 24-137 | 15.50 | 12.88 | 5.07 | 45.96 | 17.80 | 2.79 | (Zn _{0.43} Fe ²⁺ _{0.41} Mn _{0.16})(Cr _{1.37} Fe ³⁺ _{0.51} Al _{0.12}) ₂ O ₄ |
| | 15.79 | 12.51 | 5.09 | 46.79 | 17.54 | 2.27 | (Zn _{0.44} Fe ²⁺ _{0.40} Mn _{0.16})(Cr _{1.40} Fe ³⁺ _{0.50} Al _{0.10}) ₂ O ₄ |
| | 15.72 | 12.47 | 5.18 | 45.83 | 18.54 | 2.25 | (Zn _{0.44} Fe ²⁺ _{0.39} Mn _{0.17})(Cr _{1.37} Fe ³⁺ _{0.53} Al _{0.10}) ₂ O ₄ |
| | 16.06 | 12.11 | 5.19 | 45.81 | 18.72 | 2.10 | (Zn _{0.45} Fe ²⁺ _{0.38} Mn _{0.17})(Cr _{1.37} Fe ³⁺ _{0.54} Al _{0.09}) ₂ O ₄ |
| | 16.22 | 11.98 | 5.18 | 46.04 | 18.51 | 2.07 | (Zn _{0.45} Fe ²⁺ _{0.38} Mn _{0.17})(Cr _{1.38} Fe ³⁺ _{0.53} Al _{0.09}) ₂ O ₄ |
| | 16.04 | 12.03 | 5.20 | 46.25 | 18.98 | 1.50 | (Zn _{0.45} Fe ²⁺ _{0.38} Mn _{0.17})(Cr _{1.39} Fe ³⁺ _{0.54} Al _{0.07}) ₂ O ₄ |
| 722442 | 25.70 | 4.86 | 4.01 | 42.13 | 18.56 | 4.74 | (Zn _{0.72} Fe ²⁺ _{0.15} Mn _{0.13})(Cr _{1.26} Fe ³⁺ _{0.53} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| | 26.01 | 4.57 | 4.04 | 40.53 | 19.78 | 5.07 | (Zn _{0.73} Fe ²⁺ _{0.14} Mn _{0.13})(Cr _{1.21} Fe ³⁺ _{0.56} Al _{0.23}) ₂ O ₄ |
| | 25.24 | 5.09 | 4.23 | 42.11 | 18.39 | 4.94 | (Zn _{0.70} Fe ²⁺ _{0.16} Mn _{0.14})(Cr _{1.26} Fe ³⁺ _{0.52} Al _{0.22}) ₂ O ₄ |
| | 27.53 | 3.97 | 3.26 | 45.81 | 14.86 | 4.58 | (Zn _{0.77} Fe ²⁺ _{0.13} Mn _{0.10})(Cr _{1.37} Fe ³⁺ _{0.42} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| | 26.45 | 4.37 | 3.84 | 43.04 | 17.46 | 4.84 | (Zn _{0.74} Fe ²⁺ _{0.14} Mn _{0.12})(Cr _{1.29} Fe ³⁺ _{0.50} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| | 26.12 | 4.46 | 4.17 | 41.75 | 17.85 | 5.64 | (Zn _{0.73} Fe ²⁺ _{0.14} Mn _{0.13})(Cr _{1.24} Fe ³⁺ _{0.51} Al _{0.25}) ₂ O ₄ |
| 722506 | 22.99 | 8.58 | 2.73 | 46.61 | 15.16 | 3.94 | (Zn _{0.60} Fe ²⁺ _{0.27} Mn _{0.09})(Cr _{1.39} Fe ³⁺ _{0.43} Al _{0.18}) ₂ O ₄ |
| | 21.67 | 9.85 | 2.85 | 47.39 | 13.36 | 4.89 | (Zn _{0.60} Fe ²⁺ _{0.31} Mn _{0.09})(Cr _{1.40} Fe ³⁺ _{0.38} Al _{0.22}) ₂ O ₄ |
| | 23.08 | 8.72 | 2.63 | 47.35 | 13.64 | 4.59 | (Zn _{0.64} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.08})(Cr _{1.41} Fe ³⁺ _{0.39} Al _{0.20}) ₂ O ₄ |
| | 23.12 | 8.83 | 2.48 | 47.47 | 13.50 | 4.60 | (Zn _{0.64} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.08})(Cr _{1.41} Fe ³⁺ _{0.38} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| 760801 | 21.98 | 8.71 | 3.53 | 41.96 | 19.31 | 4.51 | (Zn _{0.61} Fe ²⁺ _{0.28} Mn _{0.11})(Cr _{1.25} Fe ³⁺ _{0.55} Al _{0.20}) ₂ O ₄ |
| | 22.58 | 7.98 | 3.70 | 40.24 | 20.88 | 4.61 | (Zn _{0.63} Fe ²⁺ _{0.25} Mn _{0.12})(Cr _{1.20} Fe ³⁺ _{0.59} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| | 22.28 | 8.18 | 3.66 | 40.88 | 21.11 | 3.89 | (Zn _{0.62} Fe ²⁺ _{0.26} Mn _{0.12})(Cr _{1.22} Fe ³⁺ _{0.60} Al _{0.18}) ₂ O ₄ |
| | 23.41 | 7.70 | 3.28 | 41.37 | 19.45 | 4.79 | (Zn _{0.65} Fe ²⁺ _{0.24} Mn _{0.11})(Cr _{1.24} Fe ³⁺ _{0.55} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |
| | 23.69 | 7.50 | 3.32 | 42.55 | 17.67 | 5.26 | (Zn _{0.66} Fe ²⁺ _{0.24} Mn _{0.10})(Cr _{1.27} Fe ³⁺ _{0.50} Al _{0.23}) ₂ O ₄ |
| | 23.29 | 7.93 | 3.16 | 42.57 | 18.35 | 4.70 | (Zn _{0.65} Fe ²⁺ _{0.25} Mn _{0.10})(Cr _{1.27} Fe ³⁺ _{0.52} Al _{0.21}) ₂ O ₄ |

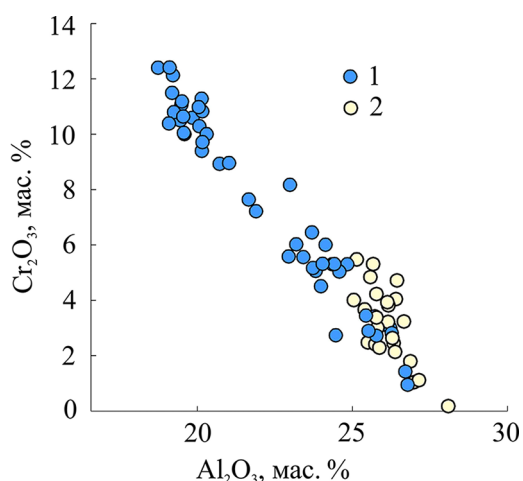


Рис. 8. Вариации состава фуксита (n = 71) в прожилках, содержащих цинкохромит.

Fig. 8. Variations in fuchsite composition (n = 71) in veins containing zincochromite.

в фуксите в прожилках вне зависимости от места локализации зерен цинкохромита в них. Примеры локальных вариаций содержаний Cr₂O₃ в фуксите показаны на рис. 2–6. Обращает на себя внимание пластинчато-неоднородное строение фуксита (см. рис. 2в), светлые в отраженных электронах области характеризуются более высоким содержанием Cr₂O₃. Изменчивость состава фуксита проявляется как в самих прожилках, так и между различными прожилками. Так, в обр. 760801 содержание Cr₂O₃ в фуксите не превышает 4.0 мас. %, в обр. 101-47 – не опускается ниже 4.5 мас. %, достигая исключительно высоких значений в обр. 24-137 (10.3–12.4 мас. % Cr₂O₃). В целом можно отметить, что цинкохромит чаще присутствует в фуксите с умеренными и высокими содержаниями Cr₂O₃ и не встречается в слюде, содержащей менее 1.5 мас. % Cr₂O₃.

Фуксит характеризуется значительной железистостью, общее содержание железа, в пересчете на Fe₂O₃, заключено в интервале 7.3–9.5 мас. %, в со-

Таблица 2. Представительные анализы фуксита в прожилках, содержащих цинкохромит, мас. %**Table 2.** Representative analyses of fuchsite in veins containing zincochromite, wt %

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | K ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------|
| 101-47 | 45.88 | 0.0 | 23.99 | 4.51 | 7.48 | 1.45 | 1.17 | 11.19 | 95.67 |
| | 45.79 | 0.0 | 23.73 | 5.17 | 7.82 | 1.43 | 1.18 | 11.14 | 96.26 |
| | 45.55 | 0.0 | 22.95 | 5.58 | 6.75 | 2.42 | 0.99 | 10.91 | 95.15 |
| | 44.38 | 0.17 | 20.15 | 9.40 | 8.09 | 1.02 | 0.98 | 11.04 | 95.23 |
| | 45.35 | 0.20 | 19.85 | 10.59 | 5.85 | 2.85 | 0.98 | 10.77 | 96.44 |
| | 44.95 | 0.20 | 19.49 | 11.06 | 5.36 | 2.85 | 0.94 | 10.69 | 95.54 |
| 24-137 | 45.60 | 0.11 | 20.07 | 10.29 | 5.35 | 2.45 | 1.05 | 10.94 | 95.86 |
| | 45.44 | 0.0 | 20.16 | 10.83 | 4.88 | 2.59 | 1.14 | 10.75 | 95.79 |
| | 45.07 | 0.17 | 20.05 | 10.98 | 5.63 | 2.34 | 1.03 | 10.80 | 96.07 |
| | 44.65 | 0.0 | 19.51 | 11.18 | 6.31 | 1.72 | 1.10 | 10.80 | 95.27 |
| | 44.74 | 0.0 | 19.22 | 12.13 | 5.69 | 1.97 | 1.09 | 10.75 | 95.59 |
| | 44.80 | 0.12 | 19.11 | 12.41 | 5.64 | 2.10 | 1.12 | 10.64 | 95.94 |
| 722442 | 46.14 | 0.57 | 26.78 | 0.95 | 7.44 | 1.75 | 1.15 | 11.29 | 96.07 |
| | 46.14 | 0.22 | 25.52 | 2.90 | 6.17 | 2.08 | 1.20 | 11.11 | 95.34 |
| | 46.13 | 0.23 | 25.44 | 3.45 | 5.71 | 2.75 | 1.14 | 10.91 | 95.76 |
| | 46.05 | 0.18 | 24.84 | 5.30 | 6.45 | 1.93 | 1.11 | 11.11 | 96.97 |
| | 45.03 | 0.32 | 23.70 | 6.45 | 6.46 | 1.71 | 0.91 | 11.05 | 95.63 |
| | 44.62 | 0.29 | 22.99 | 8.17 | 6.59 | 1.22 | 0.93 | 11.04 | 95.85 |
| 722506 | 47.10 | 0.20 | 28.09 | 0.18 | 5.05 | 3.00 | 1.04 | 11.18 | 95.84 |
| | 46.50 | 0.35 | 26.87 | 1.80 | 4.74 | 3.03 | 0.94 | 11.10 | 95.33 |
| | 46.98 | 0.24 | 26.66 | 3.24 | 5.53 | 2.52 | 0.92 | 11.34 | 97.43 |
| | 46.05 | 0.0 | 26.13 | 3.93 | 6.07 | 1.94 | 0.85 | 11.22 | 96.19 |
| | 45.71 | 0.19 | 25.58 | 4.84 | 3.68 | 3.25 | 0.85 | 10.79 | 94.89 |
| | 46.24 | 0.23 | 25.14 | 5.48 | 4.76 | 2.85 | 0.84 | 11.07 | 96.61 |
| 760801 | 47.06 | 0.10 | 26.38 | 2.14 | 6.56 | 1.81 | 1.24 | 11.40 | 96.69 |
| | 46.08 | 0.23 | 26.33 | 2.46 | 6.76 | 2.09 | 0.92 | 11.21 | 96.08 |
| | 46.11 | 0.28 | 25.78 | 2.72 | 6.14 | 2.39 | 0.99 | 11.13 | 95.54 |
| | 46.13 | 0.25 | 25.72 | 3.43 | 5.99 | 2.52 | 1.06 | 11.02 | 96.12 |
| | 46.17 | 0.28 | 25.40 | 3.67 | 5.54 | 2.73 | 1.03 | 11.01 | 95.83 |
| | 46.00 | 0.19 | 25.05 | 4.01 | 6.54 | 2.19 | 0.99 | 11.12 | 96.09 |

ставе слюды преобладает железо в трехвалентной форме (см. табл. 2).

Большой диапазон содержаний Cr₂O₃ в фуксите позволяет оценить характер изоморфных замещений в структуре минерала. Полученные данные подтверждают, что хром в структуре диоктаэдрической слюды в ряду мусковит KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH)₂ – хромфиллит KCr₂[AlSi₃O₁₀](OH, F)₂ отчетливо замещает алюминий (см. рис. 8).

Алланит на месторождении присутствует во многих фукситовых прожилках, образуя зернистые, шестоватые, изредка радиально-лучистые агрегаты. Для алланита характерно неоднородное строение, хорошо заметное в отраженных электронах. Светлые разности обычно отличаются более высокими содержаниями REE. Во всех разновидностях алланита среди REE преобладает церий, т. е. минерал является алланитом-(Ce).

Состав алланита в фукситовых прожилках, содержащих цинкохромит, варьирует; составы алланита в различных прожилках частично перекрываются (табл. 3). Повышенное содержание каль-

ция и наличие трехвалентного Fe обусловлены изоморфной примесью эпидота. Низкими содержаниями REE и значительным преобладанием Fe₂O₃ над FeO отличается темная в отраженных электронах разность в обр. 760801 из рудной зоны Людной (см. табл. 3, ан. 10, рис. 6б) с преобладанием эпидотовой составляющей в составе минерала. Наличие хрома для алланита в фукситовых прожилках, содержащих цинкохромит, нехарактерно, но в единичном случае отмечено 1.5 мас. % Cr₂O₃ в участке, относительно бедном REE (см. табл. 3, ан. 2; рис. 4б).

Состав *самородного золота* на месторождении изменяется в значительных пределах, при этом золоту каждой из рудных зон присущи свои особенности. Для зоны Славной наиболее характерно умеренно медистое золото с двухфазной структурой распада твердого раствора, менее распространено золото гомогенного строения с низким содержанием меди, реже встречается золото с трехфазной структурой распада. В рудной зоне Людной распространено серебристое золото гомо-

Таблица 3. Состав алланита в прожилках, содержащих цинкохромит, мас. %

Table 3. Composition of allanite in veins containing zincchromite, wt %

| Оксид | Обр. 722442 | | | | Обр. 722506 | | | | Обр. 760801 | |
|---|-------------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 31.85 | 31.53 | 32.38 | 32.07 | 32.06 | 32.40 | 32.70 | 33.22 | 32.92 | 34.58 |
| Al ₂ O ₃ | 17.68 | 19.02 | 19.52 | 18.07 | 18.92 | 18.73 | 18.82 | 19.28 | 20.02 | 20.43 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.0 | 1.49 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.35 | 6.61 | 5.77 | 4.03 | 6.98 | 6.07 | 5.05 | 5.73 | 6.48 | 11.87 |
| FeO | 6.84 | 5.38 | 6.01 | 6.95 | 5.36 | 6.03 | 6.86 | 6.36 | 5.12 | 1.53 |
| MnO | 1.61 | 1.75 | 1.94 | 1.23 | 0.90 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.00 | 0.62 |
| CaO | 13.17 | 13.66 | 13.77 | 13.57 | 14.90 | 15.45 | 15.00 | 15.72 | 15.52 | 19.68 |
| La ₂ O ₃ | 5.02 | 3.95 | 5.24 | 4.95 | 3.63 | 3.03 | 3.45 | 2.89 | 3.75 | 1.44 |
| Ce ₂ O ₃ | 11.56 | 8.69 | 8.71 | 10.30 | 8.45 | 7.71 | 9.24 | 7.99 | 7.43 | 4.61 |
| Pr ₂ O ₃ | 1.31 | 0.95 | 0.60 | 1.20 | 0.98 | 1.30 | 1.52 | 1.53 | 0.89 | 0.59 |
| Nd ₂ O ₃ | 4.18 | 3.94 | 3.11 | 3.91 | 3.37 | 3.19 | 3.47 | 3.67 | 3.84 | 1.65 |
| Sm ₂ O ₃ | 0.0 | 0.60 | 0.0 | 0.40 | 0.0 | 0.60 | 0.61 | 0.47 | 0.60 | 0.0 |
| Gd ₂ O ₃ | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.46 | 0.0 |
| Σ | 97.57 | 97.57 | 97.05 | 96.68 | 95.55 | 94.51 | 96.72 | 96.86 | 98.03 | 97.00 |
| Коэффициенты в формулах в расчете на 8 катионов | | | | | | | | | | |
| Si | 2.99 | 2.89 | 2.96 | 3.01 | 2.95 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.95 | 2.96 |
| Al | 1.96 | 2.05 | 2.10 | 2.00 | 2.06 | 2.05 | 2.04 | 2.05 | 2.11 | 2.06 |
| Cr | 0.0 | 0.11 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Fe ³⁺ | 0.31 | 0.46 | 0.40 | 0.28 | 0.49 | 0.42 | 0.35 | 0.39 | 0.44 | 0.76 |
| Fe ²⁺ | 0.54 | 0.41 | 0.46 | 0.55 | 0.41 | 0.47 | 0.53 | 0.48 | 0.38 | 0.11 |
| Mn | 0.13 | 0.14 | 0.15 | 0.10 | 0.07 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.08 | 0.05 |
| Ca | 1.32 | 1.34 | 1.34 | 1.36 | 1.47 | 1.53 | 1.47 | 1.52 | 1.49 | 1.80 |
| La | 0.17 | 0.13 | 0.18 | 0.17 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.05 |
| Ce | 0.40 | 0.29 | 0.29 | 0.35 | 0.29 | 0.26 | 0.31 | 0.27 | 0.25 | 0.14 |
| Pr | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.02 |
| Nd | 0.14 | 0.13 | 0.10 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.05 |
| Sm | 0.0 | 0.02 | 0.0 | 0.01 | 0.0 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.0 |
| Gd | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.01 | 0.0 |
| Σ REE | 0.75 | 0.60 | 0.59 | 0.70 | 0.55 | 0.53 | 0.61 | 0.56 | 0.55 | 0.26 |

Примечание. Номера анализов 1–10 соответствуют точкам анализа на рис. 4–6.

Note. The analysis numbers 1–10 correspond to the analysis point in Fig. 4–6.

генного строения с крайне низкими содержаниями меди. Наибольшим разнообразием характеризуется золото в зоне Лидер: на юго-западном ее фланге золото серебристо-гомогенного строения, в центральной распространено медьсодержащее золото с двух- и трехфазной структурой распада; особенностью зоны является наличие частиц золота с содержанием меди более 6 мас. %. Изменчивость состава самородного золота проявляется не только в различиях между рудными зонами, но и в дискретном характере изменения состава золота в рудных зонах, отражая приуроченность золота определенного состава к группам сближенных прожилков (Palyanova et al., 2021; Онищенко, Кузнецов, 2023).

Состав самородного золота в фукситовых прожилках, содержащих цинкохромит, отражает отмеченные закономерности. В рудной зоне Славной в обр. 101-47 золото имеет гомогенное строение, характеризуется выдержанным составом, мас. %: Au –

84.9–86.5, Ag – 13.4–14.2, Cu – 0.5–0.8, Pd – до 0.6. В пробе 24-137 (см. рис. 3) золото также имеет гомогенное строение, слегка отличаюсь по составу от предыдущего образца, мас. %: Au – 88.1–89.9, Ag – 10.0–11.4, Cu – до 0.5, Pd – до 0.9. В обр. 722442 все частицы золота демонстрируют гетерогенное (трехфазное) строение, обусловленное распадом Au-Ag-Cu-твердого раствора (см. рис. 4г). На первом этапе в Au-Ag матрице образовались пластинки гомогенного медистого золота, которые в последующем распались на фазу Au₃Cu и тетраурикуприд AuCu. Исходный (валовый) состав самородного золота, мас. %: Au – 85.5, Ag – 11.0, Cu – 3.5.

В рудной зоне Людной золото имеет гомогенное строение: в обр. 722506 (см. рис. 5в) частицы золота содержат 21–22 мас. %, Ag, Cu и Pd не обнаружены, в обр. 760801 (см. рис. 6б) содержание Ag составляет 29.5–33.0 мас. %, Cu и Pd также не обнаружены.

ОБСУЖДЕНИЕ

Фукситовые прожилки, содержащие цинкохромит, обнаружены в двух рудных зонах месторождения – Славной в центральной части месторождения и зоне Людной, узкой непротяженной полосой протянувшейся вдоль контакта с базитами.

Цинкохромит приурочен исключительно к прожилкам фуксита. Содержание Cr_2O_3 в фуксите прожилков, вмещающих цинкохромит, изменяется в значительном диапазоне (от 0.2 до 12.4 мас. %), обычно хромшпинелид заключен в фуксите с содержанием Cr_2O_3 более 1.5 мас. %. Из трех изученных образцов рудной зоны Славной в двух зафиксированы наиболее высокохромистые фукситы, отмеченные на месторождении. В целом во всех рудных зонах в преобладающей части прожилков содержание Cr_2O_3 в фуксите заключено в интервале 1–7 мас. %. Рудная зона Людная отличается от Славной высоким содержанием Ag в самородном золоте и доминированием мертиита среди арсеноантимонидов палладия.

Идиоморфные кристаллы цинкохромита локализованы непосредственно в фуксите, реже в алланите и кварце, отмечены срастания с самородным золотом и арсеноантимонидами палладия. Вариации в составе цинкохромита обусловлены соотношениями между Zn и Fe^{2+} , содержание Mn невысокое и довольно стабильное (см. рис. 7). Состав минерала в рудной зоне Славной изменяется от низко- до высокоцинкового, состав цинкохромита в рудной зоне Людной занимает промежуточное положение. По соотношениям трехвалентных катионов все изученные цинкохромиты близки между собой.

Возможны два варианта образования цинкохромита, различающиеся относительным временем формирования цинкохромита и фуксита. Первый вариант предусматривает одновременное образование этих двух минералов, в этом случае формирование цинкохромита обусловлено небольшой примесью цинка в хромоносных гидротермах. Во втором варианте цинкохромит образуется значительно позже фукситовых прожилков, что объясняется метаморфизмом пород, при котором наряду с перекристаллизацией фуксита за счет последнего формируются идиоморфные кристаллики цинкохромита. Цинк, необходимый для синтеза цинкохромита, поступает в этом случае из метаморфизованных фукситовых прожилков и вмещающих риолитов.

При характеристике минеральных сростаний уже обращалось внимание, что цинкохромит является относительно поздним образованием в алланит-фукситовом прожилке: цепочки его зерен развиваются вдоль трещин, пересекающих зерна алланита (см. рис. 5б). Однако взаимоотношения минералов в большей части образцов не дают однозначного вывода о последовательности их образования. В связи с этим необходимо рассмотреть геологическую ситуацию в более широком контексте.

Как указывалось ранее, все породы в районе месторождения метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации с преобразованием исходных пород в соответствующие по составу метаморфические производные. Характерными метаморфогенными оксидными минералами пород основного и среднего состава являются идиобласты магнетита и ильменита (рис. 9а, б). В базальном горизонте алькесвожской свиты, сложенном преимущественно метагравелитами, рас-

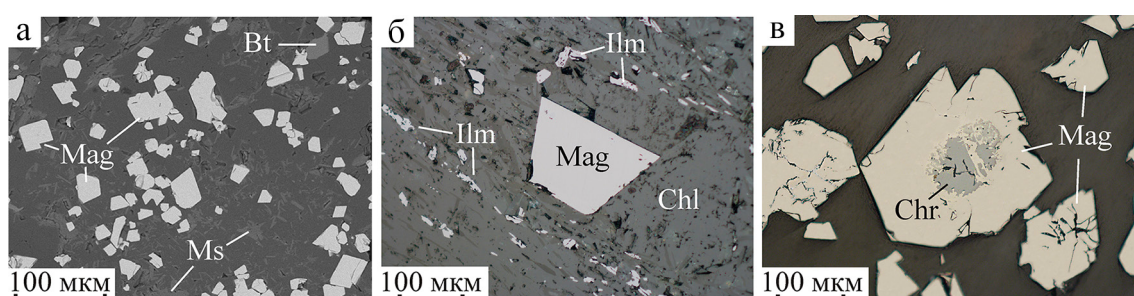


Рис. 9. Метаморфогенные кристаллы магнетита в мусковит-биотит-альбитовой породе по андезиту (а), в хлорит-серицитовом сланце по базиту (б), в метагравелитах алькесвожской свиты, магнетит содержит реликты хромшпинелида (в).

Mag – магнетит, Ms – мусковит, Bt – биотит, Ilm – ильменит, Chl – хлорит, Chr – хромшпинелид. Изображения в отраженных электронах (а) и отраженном свете (б, в). Полированные шлифы: а – 116-194, б – 14-5, в – магнитная фракция пробы 205-136.

Fig. 9. Metamorphogenic crystals of magnetite in muscovite-biotite-albite rock after andesite (a), in chlorite-sericite shale after basite (b), in metagravellites of the Alkesvozh formation, magnetite contains relics of chromspinelide (v).

Mag – magnetite, Ms – muscovite, Bt – biotite, Ilm – ilmenite, Chl – chlorite, Chr – chromspinelide. BSE image (a) and reflected light images (б, в). Polished sections: а – 116-194, б – 14-5, в – magnetic fraction of sample 205-136.

пространены идиоморфные кристаллы магнетита (рис. 9в). Морфология идиоморфных и субидиоморфных микрокристаллов цинкохромита в фукситовых прожилках (см. рис. 2–6) также позволяет рассматривать их как идиобласты.

Цинковые шпинелиды помимо фукситовых прожилков выявлены еще в двух геологических обстановках в непосредственной близости от месторождения Чудное. Детритовые Zn хромшпинелиды присутствуют в метапесчаниках и метагравелитах алькесвожской свиты, а ганит ZnAl_2O_4 обнаружен в диаспор-пирофиллитовых породах, приуроченных к зоне разлома.

Zn хромшпинелиды в метапесчаниках алькесвожской свиты встречаются в виде мелких зерен (0.15–0.30 мм), сопровождаемых оторочками фуксита. Форма зерен округлая, поверхность корродированная без какой-либо огранки, трещины в минерале выполнены фукситом. Состав минералов, мас. %: ZnO – 5.0–27.4, FeO – 1.4–15.9, MnO – 4.3–11.4, MgO – 0.0–3.5, Cr_2O_3 – 45.5–62.7, Al_2O_3 – 0.5–15.7, Fe_2O_3 – 0.0–6.7, TiO_2 – 0.0–0.13, V_2O_5 – 0.0–0.4. Зерна с наиболее высокими содержаниями цинка соответствуют цинкохромиту (А.Б. Макеев, Б.А. Макеев, 2005). Кроме того, реликты хромшпинелида обнаружены в магнетите в базальных метагравелитах. Магнетит представлен октаэдрическими кристаллами, реликты хромшпинелида имеют изометричную или неправильную форму, иногда расчленены на отдельные фрагменты. Состав хромшпинелидов в разных зернах различается по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 , заметную роль в их составе играют Zn и Mn. В реликте хромшпинелида (см. рис. 9в) наиболее высокое содержание Zn отмечено на границе с магнетитом, мас. %: ZnO – 12.0, FeO – 19.9, MnO – 2.5, Cr_2O_3 – 46.4, Fe_2O_3 – 4.8, Al_2O_3 – 12.6, сумма – 98.2.

Ганит ZnAl_2O_4 в виде мелких (до 0.1 мм) октаэдрических кристаллов обнаружен в высокоглиноземистых (33.3 мас. % Al_2O_3) диаспор-пирофиллитовых породах в двух местах на удалении 1 и 7 км от месторождения Чудное (А.Б. Макеев, Б.А. Макеев, 2005; Козырева, Швецова, 2007).

Таким образом, в зависимости от состава протолита при метаморфизме образуются различные по составу шпинелиды: в породах основного и среднего состава – магнетит, хромсодержащем субстрате (фукситовых прожилках в риолитах) – цинкохромит, а в высокоглиноземистых породах – цинк-алюминиевая шпинель ганит. Замещение детритовых хромшпинелидов Zn-содержащими разновидностями в породах алькесвожской свиты вписывается в концепцию метаморфического процесса, но нельзя исключать, что некоторая часть хромшпинелидов поступала в осадок уже в обогащенном цинком виде.

Вероятнее всего, определяющим фактором, приводящим к образованию Zn-содержащих шпинелидов, являются химические особенности цинка, который проявляет как халькофильные, так и литофильные свойства. Химическая индивидуальность цинка ярко проявляется в минералах подгруппы шпинели. На высокую способность к образованию цинковых шпинелей указывает распад франклинит-магнетитового твердого раствора на франклинит и магнетит (Valentino et al., 1990). Даже при незначительных содержаниях Zn в магнетите при распаде твердого раствора отмечено образование самостоятельной фазы – ганита (Попов и др., 2017).

Вхождение цинка в структуру хромшпинелидов кристаллохимически обусловлено сходством строения электронных оболочек, ионных радиусов Zn^{2+} и Fe^{2+} , что приводит к близким параметрам элементарных ячеек хромита FeCr_2O_4 и цинкохромита ZnCr_2O_4 , составляющих 8.376 и 8.327 Å соответственно (Biagioni, Pasero, 2014). Термодинамических ограничений для образования Zn-хромшпинелидов в магматических условиях не существует (Levy et al., 2005), хромиты-ферриты цинка со структурой шпинели синтезируются по керамической технологии путем твердофазных реакций при высоких температурах (Иванов и др., 2013). Невысокие содержания Zn в первичных шпинелидах базит-ультрабазитовых пород обусловлены геохимическими причинами: низкими содержаниями Zn в породе, несопоставимыми соотношениями между шпинелеобразующими компонентами (Fe, Mg и Zn) и между Zn и Cr, что не позволяет реализоваться возможности вхождения Zn в хромшпинелид.

Иначе обстоит дело при метаморфических и особенно метасоматических преобразованиях базит-гипербазитов, при которых возможен обмен компонентами с окружающей средой, в результате чего соотношение между Cr и Zn может измениться. Самые благоприятные условия для вхождения Zn в хромшпинелид возникают при метаморфизме осадочных пород, в которых практически весь хром сосредоточен в детритовых зернах хромшпинелида. В этом случае метаморфогенный хромшпинелид просто обязан обогащаться Zn, заимствуя его из окружающей среды.

Иначе обстоит дело при метаморфических и особенно метасоматических преобразованиях базит-гипербазитов, при которых возможен обмен компонентами с окружающей средой, в результате чего соотношение между Cr и Zn может измениться. Самые благоприятные условия для вхождения Zn в хромшпинелид возникают при метаморфизме осадочных пород, в которых практически весь хром сосредоточен в детритовых зернах хромшпинелида. В этом случае метаморфогенный хромшпинелид просто обязан обогащаться Zn, заимствуя его из окружающей среды.

Zn-хромшпинелиды и ганит в ряде месторождений встречаются совместно с сульфидами, предлагалось даже использовать эти минералы в качестве индикатора сульфидного оруденения (Groves et al., 1977; Wylie et al., 1987; Heimann et al., 2005). Существование оксидных и сульфидных минералов цинка возможно в некотором диапазоне, определяемом фугитивностью кислорода и активностью сульфид-иона. Тем не менее совершенно очевидно, что более благоприятные условия для существования цинковых шпинелей будут реализованы при отсутствии сульфидной серы. В таких условиях образовались скопления оксидных минералов цинка, в частности ганита и франклинита, на месторож-

дениях Франклин и Стерлинг Хилл (Нью Джерси, США) и рудопроявлениях Пелагонийского массива в Македонии (Ермолаева и др., 2016).

Анализ природных парагенезисов позволяет заключить, что цинк обладает исключительной способностью к концентрации в минералах подгруппы шпинели, в частности в хромшпинелидах. При метаморфических процессах возможно образование цинковых и Zn-содержащих шпинелей в породах с низким валовым содержанием Zn. Это заключение основано как на литературных данных, так и материалах, полученных при изучении месторождения Чудное.

В целом цинк в метаморфических породах наиболее значительно концентрируется в минералах подгруппы шпинели и ставролите. Содержание цинка в шпинелидах изменяется в существенных пределах, высокая доля ганитовой составляющей характерна для шпинелей в метабокситах, минералы ряда ганит – герцинит распространены в метасадочных и метавулканогенных породах (Heimann et al., 2005). Содержания Zn в шпинельсодержащих породах варьируют, низкие содержания Zn (42 г/т) отмечены в гранулитах Богемского массива в Чехии, шпинель содержит 25.3–26.9 мас. % ZnO (56–59 мол. % ганита) (Tajčmanová et al., 2009). Метапелитовые гнейсы на северо-западе Адирондака (США) содержат 113–136 г/т Zn, доля ганита в акцессорных шпинелидах составляет 20–31 мол. %, в кордиерит-амфиболовых породах в Калифорнии валовое содержание Zn 624 г/т, шпинель включает 42 мол. % ганита (Stoddard, 1979).

В диаспор-пирофиллитовых породах в районе месторождения Чудное, в которых обнаружен ганит, содержание Zn варьирует от 8 до 500 г/т (Козырева и др., 2003).

В Cr-содержащих породах Zn и Cr в составе шпинелей обычно присутствуют совместно. В Cr-содержащих кварцитах и слюдяных сланцах Северного Нельсона (Новая Зеландия) валовое содержание Zn равняется 8–217 г/т. Zn-содержащий хромшпинелид, заключенный в агрегатах Cr-содержащего мусковита или уваровита, имеет до 13.7 мас. % ZnO (Challis et al., 1995). В V-Cr-содержащих метапелитах (Вайоминг, США), метаморфизованных в гранулитовой фации, основная часть цинка в породе сконцентрирована в Zn-Cr-содержащем герцините, включающем 4.4–5.7 мас. % ZnO (Donohue, Esene, 2005). В V-Cr-содержащих параметаморфических породах слюдянского комплекса в Южном Прибайкалье выявлены как Zn-содержащие хромшпинелиды, так и собственно цинкохромиты. Валовое содержание Zn в кварцитах низкое (20–40 г/т), и, скорее всего, его основной концентратор – сам хромшпинелид (Резницкий и др., 2023).

На месторождении Чудное содержания Zn в породах невысокие. В фукситсодержащих риолитах

концентрация Zn составляет 35–90 г/т, в риолитах без фукситовых прожилков – 40–100 г/т.

Таким образом, в Cr-содержащих метаморфических породах цинк в значительной степени, а в некоторых случаях преимущественно концентрируется в Cr-содержащих шпинелидах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Идиоморфные кристаллы цинкохромита в фукситовых прожилках (размером до 12 мкм) локализованы непосредственно в фуксите, реже в алланите, отмечены сростания с самородным золотом и арсеноантимонидами палладия. Вариации состава цинкохромита заключены в следующих пределах, мас. %: ZnO – 15.5–27.5, FeO – 4.0–12.9, MnO – 2.5–5.2, Cr₂O₃ – 40.2–47.5, Fe₂O₃ – 13.4–21.4, Al₂O₃ – 1.5–5.6, при этом состав минерала в конкретных фукситовых прожилках относительно постоянен. Содержание Cr₂O₃ в фуксите прожилков, вмещающих цинкохромит, изменяется в значительном диапазоне (от 0.2 до 12.4 мас. %), обычно цинкохромит заключен в фуксите с содержанием Cr₂O₃ более 1.5 мас. %. Фуксит относится к изоморфному ряду мусковит – хромфиллит, при этом слюда характеризуется высоким содержанием железа (7.3–9.5 мас. % в пересчете на Fe₂O₃).

Все породы в районе месторождения Чудное, в том числе руды, метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Наблюдается значительный разрыв во времени между формированием золотофукситовых прожилков в риолитах (наиболее вероятно – 500 млн лет) и их метаморфизмом (250 млн лет). Образование цинкохромита связано с метаморфическими преобразованиями фукситовых прожилков, при которых наряду с перекристаллизацией фуксита за счет последнего возникают идиоморфные кристаллики цинкохромита. Цинк, необходимый для синтеза цинкохромита, поступил из метаморфизованных фукситовых прожилков и вмещающих риолитов. Цинкохромит, таким образом, является индикатором метаморфических преобразований фукситовых прожилков.

В зависимости от состава протолита при метаморфизме образуются различные по составу шпинелиды: в породах основного и среднего состава – магнетит, в хромсодержащем субстрате (фукситовых прожилках в риолитах) – цинкохромит, а в высокоглиноземистых породах – ганит.

Анализ природных парагенезисов метаморфических пород позволяет заключить, что цинк обладает исключительной способностью к концентрации в минералах подгруппы шпинели, в частности в хромшпинелидах. На месторождении Чудное цинкохромит образовался в породах с валовым содержанием Zn 35–100 г/т.

Благодарности

Автор благодарен Н.Д. Толстых за высказанные замечания и конструктивные предложения, которые были учтены при доработке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (2010) Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 7-12.
- Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Варламов Д.А., Шевчук С.С., Исаенко С.И. (2015) Хромшпинелиды с цинк содержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрекчиевых горизонтов россыпей проявления Ичетью (Средний Тиман). *Литосфера*, (2), 103-120.
- Ермолаева В.Н., Чуканов Н.В., Янчев С., Ван К.В. (2016) Эндогенный парагенезис несulfидных минералов халькофильных элементов в орогенной зоне "смешанной серии" Пелагонийского массива, Македония. *Новые данные о минералах*, (51), 12-19.
- Иванов В.В., Ульянов А.К., Шабельская Н.П. (2013) Ферриты-хромиты переходных элементов: синтез, структура, свойства. М.: Издательский дом Академии естествознания, 94 с.
- Козлов А.В., Корзников В.Д., Смоленский В.В., Кузнецов С.К., Савичев А.А., Иванов А.С., Васильев Е.А. (2024) Проблемы оценки возраста Au-Pd минерализации месторождения Чудное (Приполярный Урал). *Зан. РМО*, **153**(3), 42-63. <https://doi.org/10.31857/S0869605524030036>
- Козырева И.В., Швецова И.В. (2007) Находка редкого минерала ганита в диаспор-пирофиллитовых сланцах Приполярного Урала. *Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России*. Мат-лы Всерос. конф. (Отв. ред. А.И. Голубев). Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 176-178.
- Козырева И.В., Юдович Я.Э., Швецова И.В., Кетрис М.П., Ефанова Л.И. (2003) Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 101 с.
- Кузнецов С.К., Андреичев В.Л. (1998) Возраст золотофукситовой минерализации в риолитах хребта Малдырьд. *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов*. Мат-лы Всерос. конф. (Отв. ред. Н.П. Юшкин). Сыктывкар: Геопринт, 18-19.
- Макеев А.Б., Макеев Б.А. (2005) Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала. *Докл. АН*, **404**(2), 235-240.
- Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В., Тарбаев М.Б., Пономарчук В.А. (2005) Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировки слюд Au-Pd-P3Э проявления Чудное (Приполярный Урал). *Докл. АН*, **400**(2), 243-246.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Замятина Д.А. (2017) Эпигенетические преобразования хромшпинелида в процессе родингитизации и нефритизации на Агардагском проявлении золота (Южная Тува). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 164, 227-231.
- Нестеров А.Р., Румянцева Е.В. (1987) Цинкохромит $\text{Zn-Cr}_2\text{O}_4$ – новый минерал из Карелии. *Зан. ВМО*, **116**(3), 367-371.
- Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В. (2014) Возможные источники рудных минералов в нижнепалеозойских псефитах в верховье реки Малая Кара (Полярный Урал). *Региональная геология и металлогения*, **57**, 80-86.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Артемьев Д.А. (2024) Детритовые хромшпинелиды Удоканского осадочного бассейна (Забайкалье). *Геология и геофизика*, **65**(5), 694-709. <https://doi.org/10.15372/GiG2023173>
- Озеров В.С. (1996) Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала. *Руды и металлы*, (4), 28-37.
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2019) Палладий-золото-сульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (6), 20-27. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2022) Распад твердого раствора в системе Au-Ag-Cu в богатой золотом области. *Геохимия*, **67**(7), 639-654. <https://doi.org/10.31857/S0016752522060061>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2023) Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **64**(2), 233-254. <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2024) Минералы палладия и платины в рудах Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Литосфера*, **24**(3), 526-546. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546>
- Онищенко С.А., Соболева А.А. (2021) Апогипербазитовые метасоматиты поднятия Енганепэ (Полярный Урал). *Вестн. геонаук*, (3), 11-20. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.3.2>
- Онищенко С.А., Пархачева К.Г., Глухов Ю.В., Кузнецов С.К., Никулова Н.Ю., Тропников Е.М. (2024) Распад твердых растворов в области Au-Au₃Cu и уточнение фазовой диаграммы Au-Ag-Cu. *Геохимия*, **69**(11), 1012-1021. <https://doi.org/10.31857/S0016752524110048>
- Павлова А.А. (2011) Цинковые хромшпинелиды в осадочно-терригенных породах участка Палеодолинный северо-восточного контакта гранитного массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал). *Разведка и охрана недр*, (1), 25-28.
- Пеков И.В., Чуканов Н.В., Румянцева Е.В., Кабалов Ю.К., Шнайдер Ю., Леденева Н.В. (2000) Хромсаладонит $\text{KCrMg}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – новый минерал из группы слюд. *Зан. ВМО*, **129**(1), 38-44.
- Попов В.А., Попова В.И., Блинов И.А. (2017) Минеральные ассоциации и состав акцессорного магнетита Вишневогорского щелочного комплекса на Южном Урале. *Минералогия*, **3**(4), 3-11.
- Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Бараш И.Г. (2023) Ванадиево-хромовые метаморфические шпинели (слюдянский комплекс, Южное Прибайкалье). Железистые шпинели. *Геология и геофизика*, **64**(4), 494-515. <https://doi.org/10.15372/GiG2022118>
- Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Бараш И.Г. (2024) Ванадиево-хромовые метаморфические шпинели (слюдянский комплекс, Южное Прибайкалье). Магнезиальные шпинелиды. *Геология и геофизика*, **65**(6), 805-822. <https://doi.org/10.15372/GiG2023209>
- Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Ушаповская З.Ф., Нартова Н.В., Евсюнин В.Г., Кашаев А.А., Суворова Л.Ф. (1997) Хромфиллит $\text{KCr}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ – новая

- диоктаэдрическая слюда. *Зан. ВМО*, (2), 110-119.
- Силаев В.И., Голубева И.И., Хазов А.Ф., Тихомирова В.Д., Филиппов В.Н., Кузнецов Н.В., Белоусова Е.А. (2010) Цинксодержащие и цинкистые хромшпинелиды: химизм и типоморфное значение. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, вып. 126, 110-180.
- Спиридонов Э.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. (2014) Лиственитоподобные апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты Березовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом. *Урал. геол. журн.*, **97**(1), 20-67.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. (1996) Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия). *Геология руд. месторождений*, **38** (1), 15-30.
- Татаринов А.В., Кизияров Г.П., Завьялова Л.Л., Брандт С.Б. (1980) Рудные минералы и особенности происхождения жадеитов и нефритов в ультрабазитах Сибири. *Докл. АН*, **250**(2), 434-438.
- Alwmark C., Schmitz B. (2007) Extraterrestrial chromite in the resurge deposits of the early Late Ordovician Lockne crater, central Sweden. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253**(1-2), 291-303. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.034>
- Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopin C., Gieré R., Heuss-Assbisher S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote group minerals. *Eur. J. Miner.*, **18**, 551-567. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551>
- Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**(3), 387-409.
- Béziat D., Monchoux P. (1991) Les spinelles chromozincifères du district aurifère de Salsigne (Montagne Noire, France). *Eur. J. Miner.*, **3**(6), 957-969.
- Biagioni C., Pasero M. (2014). The systematics of the spinel-type minerals: an overview. *Am. Miner.*, **99**, 1254-1264. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4816>
- Bjerg E.A., Brodtkorb M.K. de, Stumpf E.F. (1993) Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Miner. Mag.*, **57** (386), 131-139.
- Bosi F., Biagioni C., Pasero M. (2019) Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *Eur. J. Miner.*, **31**(1), 183-192. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2788>
- Challis G.A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zincian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Canad. Miner.*, **33**(6), 1263-1284.
- Donohue C.L., Essene E.J. (2005) Granulite-facies conditions preserved in vanadium- and chromium-rich metapelites from the Paradise Basin, Wind River Range, Wyoming, U.S.A. *Canad. Miner.*, **43**(1), 495-511.
- Fanlo I., Gervilla F., Colas V., Subias I. (2015) Zn-, Mn- and Co-rich chromian spinels from the Bou-Azzer mining district (Morocco): Constraints on their relationship with the mineralizing process. *Ore Geol. Rev.*, **71**, 82-98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.006>
- Figueiras J., Waerenborgh J.C. (1997) Fully oxidized chromite in the Serra Alta (South Portugal) quartzites: chemical and structural characterization and geological implications. *Miner. Mag.*, **61**(408), 627-638. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.408.02>
- Gahlan H.A., Arai S. (2007) Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **102**, 69-85. <https://doi.org/10.2465/jmps.060212>
- Groves D.I., Barret F.M., Binns R.A., McQueen K.G. (1977) Spinel Phases Associated with Metamorphosed Volcanic-Type Iron-Nickel Sulfide Ores from Western Australia. *Econ. Geol.*, **72**, 1224-1244.
- Hatert F., Burke E. (2008) The IMA-CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended. *Canad. Miner.*, **46**(3), 717-728. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.3.717>
- Heimann A., Spry P.G., Teale G.S. (2005) Zincian spinel associated with metamorphosed Proterozoic base-metal sulphide occurrences, Colorado: A re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration. *Canad. Miner.*, **43**(2), 601-622. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.2.601>
- Johan Z., Ohnenstetter D. (2010) Zincochromite from the Guaniamo river diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. *Canad. Miner.*, **48**(2), 361-374. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.2.361>
- Levy D., Diella V., Pavese A., Dapiaggi M., Sani A. (2005) P-V equation of State, thermal expansion, and P-T stability of synthetic zincochromite (ZnCr₂O₄ spinel). *Amer. Miner.*, **90**(7), 1157-1162. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1755>
- Liipo J.P., Vuollo J.I., Nykänen V.M., Piirainen T.A. (1995) Zoned Zn-rich chromite from the Näätäniemi serpentinite massif, Kuhmo greenstone belt, Finland. *Canad. Miner.*, **33**(3), 537-545.
- Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native Gold in the Chudnoe Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis. *Minerals*, **11**, 451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Palyanova G.A., Zhegunov P.S., Beliaeva T.V., Murzin V.V., Borovikov A.A., Goryachev N.A. (2023) Palladian Gold: Chemical Composition, Minerals in Association, and Physicochemical Conditions of Formation at Different Types of Gold Deposits. *Minerals*, **13**, 1019. <https://doi.org/10.3390/min13081019>
- Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J., Elliott T., Valley J.W., Fournelle J., Kemp A., Shirey S.B. (2021) Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: signatures of metamorphism and constraints on provenance. *J. Petrol.*, **62**(12), 1-30. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab052>
- Stoddard E.F. (1979) Zinc-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of staurolite. *Amer. Miner.*, **64**, 736-741.
- Svetov S.A., Chazhengina S.I., Singh V.K., Rybnikova Z.P., Mishra S. (2019) Accessory zoned chromite from archaean komatiites of the Karelian craton, Russia: metamorphic fingerprints. *Zap. RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, **148**(4), 80-94. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1484.06>
- Taguchi T., Satish-Kumar M., Hokada T., Jayananda M. (2012) Petrogenesis of Cr-rich calc-silicate rocks from the Bandihalli supracrustal belt, Archaean Dharwar craton, India. *Canad. Miner.*, **50**(3), 705-718. <https://doi.org/10.3749/canmin.50.3.705>

org/10.3749/canmin.50.3.705

- Tajčmanová L., Konopásek J., Košler J. (2009) Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif) *Eur. J. Miner.*, **21**, 407-418. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1899>
- Treloar P.J. (1987) The Cr-minerals of Outokumpu – their chemistry and significance. *J. Petrol.*, **28**(5), 867-886. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.5.867>
- Valentino A.J., Carvalho A.V., Sclar C.B. (1990) Franklinite-magnetite-pyrophanite intergrowths in the Sterling Hill zinc deposit, New Jersey. *Econ. Geol.*, **85**(8), 1941-1946. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.8.1941>
- Von Knorring O., Condiliffe E., Tong Y.L. (1986) Some mineralogical and geochemical aspects of chromium-bearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **58**(1), 277-292.
- Weiser Th.W., Hirdes W. (1997) Zinc-rich chromite from Paleoproterozoic conglomerates at Tarkwa gold mine, Ghana. *Canad. Miner.*, **35**, 587-595.
- Wylie A.G., Candela P.A., Burke T.M. (1987) Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville district of Maryland and its bearing on the origin of “feritchromit”. *Amer. Miner.*, **72**(3-4), 413-422.
- Alwmark C., Schmitz B. (2007) Extraterrestrial chromite in the resurge deposits of the early Late Ordovician Lockne crater, central Sweden. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253**(1-2), 291-303. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.034>
- Andreichev V.L. (2010) Geochronology of granitoid magmatism of Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 7-12. (In Russ.)
- Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopin C., Gieré R., Heuss-Assbischler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. (2006) Recommended nomenclature of epidote group minerals. *Eur. J. Miner.*, **18**, 551-567. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551>
- Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**(3), 387-409.
- Béziat D., Monchoux P. (1991) Les spinelles chromozincifères du district aurifère de Salsigne (Montagne Noire, France). *Eur. J. Miner.*, **3**(6), 957-969.
- Biagioni C., Pasero M. (2014). The systematics of the spinel-type minerals: an overview. *Am. Miner.*, **99**, 1254-1264. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4816>
- Bjerg E.A., Brodtkorb M.K. de, Stumpfl E.F. (1993) Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Miner. Mag.*, **57**(386), 131-139.
- Bosi F., Biagioni C., Pasero M. (2019) Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *Eur. J. Miner.*, **31**(1), 183-192. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2788>
- Challis G.A., Grapes R., Palmer K. (1995) Chromian muscovite, uvarovite, and zincian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Canad. Miner.*, **33**(6), 1263-1284.
- Donohue C.L., Essene E.J. (2005) Granulite-facies conditions preserved in vanadium- and chromium-rich metapelites from the Paradise Basin, Wind River Range, Wyoming, U.S.A. *Canad. Miner.*, **43**(1), 495-511.
- Ermolaeva V.N., Chukanov N.V., Janchev S., Van K. (2016) Endogenic oxide parageneses with chalcophile elements in the orogenic zone related to the “Mixed Series” of the Pelagonian massif, Republic of Macedonia. *Novye Dannye o Mineralakh*, (51), 12-19. (In Russ.)
- Fanlo I., Gervilla F., Colas V., Subias I. (2015) Zn-, Mn- and Co-rich chromian spinels from the Bou-Azzer mining district (Morocco): Constraints on their relationship with the mineralizing process. *Ore Geol. Rev.*, **71**, 82-98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.006>
- Figueiras J., Waerenborgh J.C. (1997) Fully oxidized chromite in the Serra Alta (South Portugal) quartzites: chemical and structural characterization and geological implications. *Miner. Mag.*, **61**(408), 627-638. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.408.02>
- Gahlan H.A., Arai S. (2007) Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **102**, 69-85. <https://doi.org/10.2465/jmps.060212>
- Glukhov Yu.V., Makeev B.A., Varlamov D.A., Shevchuk S.S., Isaenko S.I. (2015) Chromespinelides with zinc-bearing epigene rims from Devonian conglobreccia horizons of Ichet’yu placer-like occurrence (Middle Timan). *Lithosphere (Russia)*, (2), 103-120. (In Russ.)
- Groves D.I., Barret F.M., Binns R.A., McQueen K.G. (1977) Spinel Phases Associated with Metamorphosed Volcanic-Type Iron-Nickel Sulfide Ores from Western Australia. *Econ. Geol.*, **72**, 1224-1244.
- Hatert F., Burke E. (2008) The IMA-CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended. *Canad. Miner.*, **46**(3), 717-728. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.3.717>
- Heimann A., Spry P.G., Teale G.S. (2005) Zincian spinel associated with metamorphosed Proterozoic base-metal sulphide occurrences, Colorado: A re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration. *Canad. Miner.*, **43**(2), 601-622. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.2.601>
- Ivanov V.V., Ulyanov A.K., Shabelskaya N.P. (2013) Ferrites-chromites of transition elements: synthesis, structure, properties. Moscow, Izdatel’skii dom Akademii estestvoznaniya, 94 p. (In Russ.)
- Johan Z., Ohnenstetter D. (2010) Zincchromite from the Guaniamo river diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. *Canad. Miner.*, **48**(2), 361-374. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.2.361>
- Kozlov A.V., Korznikov V.D., Smolensky V.V., Kuznetsov S.K., Savichev A.A., Ivanov A.S., Vasiliev E.A. (2024) Problems of Dating the Au-Pd Mineralization of the Chudnoye Deposit (the Subpolar Urals). *Zap. RMO*, **153**(3), 42-63. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605524030036>
- Kozyreva I.V., Shvetsova I.V. (2007) Discovery of a rare mineral ganite in diaspore- pyrophyllite shales of the Subpolar Urals. *Geodynamics, magmatism, sedimentogenesis, and minerageny of Northwestern Russia. Proceedings of the All-Russian Conf.* (Ed. by A.I. Golubev). Petrozavodsk, IG KaRNTs RAN, 176-178. (In Russ.)
- Kozyreva I.V., Yudovich Ya.E., Shvetsova I.V., Ketris M.P., Efanova L.I. (2003) The aluminous and ferriiferous rocks of the Near-Polar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 101 p. (In Russ.)
- Kuznetsov S.K., Andreichev V.L. (1998) The age of gold-fuchsite mineralization in the rhyolites of the Maldynyrd ridge. *Gold, platinum and diamonds of the Komi Repub-*

- lic and adjacent regions. Proceedings of the All-Russian Conf. (Ed. by N.P. Yushkin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 18-19. (In Russ.)
- Levy D., Diella V., Pavese A., Dapiaggi M., Sani A. (2005) P-V equation of State, thermal expansion, and P-T stability of synthetic zincochromite (ZnCr_2O_4 spinel). *Amer. Miner.*, **90**(7), 1157-1162. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1755>
- Liipo J.P., Vuollo J.I., Nykänen V.M., Piirainen T.A. (1995) Zoned Zn-rich chromite from the Näätäniemi serpentinite massif, Kuhmo greenstone belt, Finland. *Canad. Miner.*, **33**(3), 537-545.
- Makeev A.B., Makeev B.A. (2005) Zn-Chromspinel of Middle Timan and Near-Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **404**(7), 1078-1083 (translated from *Dokl. AN*, **404**(2), 235-240).
- Moralev G.V., Borisov A.V., Surenkov S.V., Tarbaev M.B., Ponomarchuk V.A. (2005) The first $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -dating of micas from the Chudnoe Au-Pd-REE occurrence, Near-Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **400**(2), 109-112 (translated from *Dokl. AN*, **400**(2), 243-246).
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Zamyatina D.A. (2017) Epigenetic transformations of chromspinelide in the process of rodingitization and nephritization at the Agardag gold deposit (South Tuva). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 164, 227-231. (In Russ.)
- Nesterov A.R., Rumyantseva Y.V. (1987) Zincochromite, ZnCr_2O_4 – a new mineral from Karelia. *Zap. VMO*, **116**(3), 367-371. (In Russ.)
- Nikulova N.Yu., Filippov V.N., Shvetsova I.V. (2014) Possible sources of ore minerals in Lower Paleozoic psephytes in the headwaters of the Malaya Kara River (Polar Urals). *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **57**, 80-86. (In Russ.)
- Novoselov K.A., Belogub E.V., Blinov I.A., Artemyev D.A. (2024) Detrital chrome spinels of the Udokan sedimentary basin in Transbaikalia. *Rus. Geol. Geophys.*, **65**(5), 609-522 (translated from *Geol. Geofiz.*, **65**(5), 694-709). <https://doi.org/10.2113/RGG20234632>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2019) Palladium-gold-sulphide mineralization in andesites at Chudnoe deposit (Subpolar Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 20-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2022) Exsolution in the Au–Ag–Cu System in a Gold-Rich Area. *Geochem. Int.*, **60**(7), 657-671 (translated from *Geochimiya*, **67**(7), 639-654). <https://doi.org/10.1134/S0016702922060064>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2023) Native Gold of the Chudnoe Gold–Palladium Deposit (Subpolar Urals, Russia). *Rus. Geol. Geophys.*, **64**(2), 192-209 (translated from *Geol. Geofiz.*, **64**(2), 233-254). <https://doi.org/10.2113/RGG20214452>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2024) Palladium and platinum minerals in Au-Pd ores of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **24**(3), 526-546. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546>
- Onishchenko S.A., Soboleva A.A. (2021) Apoultramafic metasomatites of the Enganepe Uplift (the Polar Urals). *Vestn. geonauk*, (3), 11-20. (In Russ.). <https://doi.org/10.19110/geov.2021.3.2>
- Onishchenko S.A., Parkhacheva K.G., Glukhov Yu.V., Kuznetsov S.K., Nikulova N.Yu., Tropnikov E.M. (2024) Exsolution in the Au–Ag–Cu Region and Correction of the Au–Ag–Cu Phase Diagram. *Geochem. Int.*, **62**(11), 1174-1183 (translated from *Geochimiya*, **69**(11), 1012-1021) <https://doi.org/10.1134/S0016702924700642>
- Ozerov V.S. (1996) Metamorphosed gold placers of the Subpolar Urals. *Rudy i Metally*, (4), 28-37. (In Russ.)
- Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native Gold in the Chudnoe Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis. *Minerals*, **11**, 451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Palyanova G.A., Zhegunov P.S., Beliaeva T.V., Murzin V.V., Borovikov A.A., Goryachev N.A. (2023) Palladian Gold: Chemical Composition, Minerals in Association, and Physicochemical Conditions of Formation at Different Types of Gold Deposits. *Minerals*, **13**, 1019. <https://doi.org/10.3390/min13081019>
- Pavlova A.A. (2011) Zinc chrome spinelides in sedimentary-terrigenous rocks of the Paleodolinsky site of the northeastern contact of the Man-Hambo granite massif (Subpolar Urals). *Razvedka i Okhrana Nedr*, (1), 25-28. (In Russ.)
- Pekov I.V., Chukanov N.V., Rumiantseva E.V., Kabanov Yu.K., Schneider Yu., Ledeneva N.V. (2000) Chromceladonite $\text{KCrMg}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – a new mineral of the mica group. *Zap. VMO*, **129**(1), 38-44. (In Russ.)
- Popov V.A., Popova V.I., Blinov I.A. (2017) Mineral assemblages and composition of accessory magnetite of the Vishnevogorsky alkaline complex (South Urals). *Mineralogiya*, **3**(4), 3-11. (In Russ.)
- Reznitsky L.Z., Sklyarov E.V., Barash I.G. (2023) Metamorphic vanadium-chromium spinel (Sludyanka Complex, South Baikal area). Ferroan spinel. *Rus. Geol. Geophys.*, **64**(4), 407-423 (translated from *Geol. Geofiz.*, **64**(4), 494-515). <https://doi.org/10.2113/RGG20224473>
- Reznitsky L.Z., Sklyarov E.V., Barash I.G. (2024) Metamorphic vanadium-chromium spinel (Sludyanka Complex, South Baikal area). Magnesian spinel. *Rus. Geol. Geophys.*, **65**(6), 699-713 (translated from *Geol. Geofiz.*, **65**(6), 805-822). <https://doi.org/10.2113/RGG20234659>
- Reznitsky L.Z., Sklyarov E.V., Ushchapovskaya Z.F., Nartova N.V., Evsyunin V.G., Kashaev A.A., Suvorova L.F. (1997) Chromfillite $\text{KCr}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ – a new dioctahedral mica. *Zap. VMO*, (2), 110-119. (In Russ.)
- Silaev V.I., Golubeva I.I., Khazov A.F., Tikhomirova V.D., Filippov V.N., Kuznetsov N.V., Belousova E.A. (2010) Zinc-containing chrome spinelides: chemistry and typomorphic significance. *Tr. IG Komi NTs UrO RAN*, vyp. 126, 110-180. (In Russ.)
- Spiridonov E.M., Sidorova N.V., Nurmuchametov F.M., Korotaeva N.N., Kulikova I.M., Polenov Y.A., Troshkina A.N. (2014) Listvenite-like apopicitic phlogopite-magnetite gumbites of the Beresovskoe gold deposit with zircon, monazite, xenotime, fluorapatite, tourmaline, relic zincochromite. *Ural. Geol. Zhurn.*, **97**(1), 20-67. (In Russ.)
- Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J., Elliott T., Valley J.W., Fournelle J., Kemp A., Shirey S.B. (2021) Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: signatures of metamorphism and constraints on provenance. *J. Petrol.*, **62**(12), 1-30. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab052>
- Stoddard E.F. (1979) Zinc-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of stau-

- rolite. *Amer. Miner.*, **64**, 736-741
- Svetov S.A., Chazhengina S.I., Singh V.K., Rybnikova Z.P., Mishra S. (2019) Accessory zoned chromite from archaean komatiites of the Karelian craton, Russia: metamorphic fingerprints. *Zap. RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, **148**(4), 80-94. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1484.06>
- Taguchi T., Satish-Kumar M., Hokada T., Jayananda M. (2012) Petrogenesis of Cr-rich calc-silicate rocks from the Bandihalli supracrustal belt, Archean Dharwar craton, India. *Canad. Miner.*, **50**(3), 705-718. <https://doi.org/10.3749/canmin.50.3.705>
- Tajčmanová L., Konopásek J., Košler J. (2009) Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif) *Eur. J. Miner.*, **21**, 407-418. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1899>
- Tarbaev M.B., Kuznetsov S.K., Moralev G.V., Soboleva A.A., Laputina I.P. (1996) A new gold-palladium type of mineralization in the Kozhim region of the Circumpolar Urals (Russia). *Geol. Ore Depos.*, **38**(1), 11-25 (translated from *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **38**(1), 15-30).
- Tatarinov A.V., Kiziyarov G.P., Zavyalova L.L., Brandt S.B. (1980) Ore minerals and features of the origin of jadeites and nephrites in the ultrabasic rocks of Siberia. *Dokl. AN*, **250**(2), 434-438. (In Russ.)
- Treloar P.J. (1987) The Cr-minerals of Outokumpu – their chemistry and significance. *J. Petrol.*, **28**(5), 867-886. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.5.867>
- Valentino A.J., Carvalho A.V., Sclar C.B. (1990) Franklinite-magnetite-pyrophosphate intergrowths in the Sterling Hill zinc deposit, New Jersey. *Econ. Geol.*, **85**(8), 1941-1946. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.8.1941>
- Von Knorring O., Condiliffe E., Tong Y.L. (1986) Some mineralogical and geochemical aspects of chromium-bearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **58**(1), 277-292.
- Weiser Th.W., Hirdes W. (1997) Zinc-rich chromite from Paleoproterozoic conglomerates at Tarkwa gold mine, Ghana. *Canad. Miner.*, **35**, 587-595.
- Wylie A.G., Candela P.A., Burke T.M. (1987) Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville district of Maryland and its bearing on the origin of "ferritchromite". *Amer. Miner.*, **72**(3-4), 413-422.

Интеграция радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга и анализа паводков на примере катастрофических наводнений 2019 года в городе Тулун

А. А. Юрьев^{1,2}, Е. П. Душкин¹, А. А. Рыбченко^{1,2}

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

²Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
e-mail: antonyrevgeo@mail.ru

Поступила в редакцию 31.12.2024 г., принята к печати 01.04.2025 г.

Объект исследования. Город Тулун в Иркутской области, где произошли разрушительные наводнения в 2019 г., нанеся значительный ущерб инфраструктуре и населению. **Цель.** Разработка и апробация методики интеграции данных со спутников Sentinel-1 и -2 для эффективного мониторинга паводков, анализа их динамики. **Материалы и методы.** Использовались снимки радиолокационных спутников Sentinel-1 и оптических спутников Sentinel-2. Обработка данных выполнялась через SNAP и Global Mapper, она включала геометрическую коррекцию, фильтрацию и интеграцию данных. Акцент сделан на временную синхронизацию, унификацию разрешения и методы взвешенного суммирования. **Результаты.** Исследование выявило значительные изменения в динамике площади водного зеркала с 2017 по 2024 г., особенно в 2019 г. Площадь варьировалась от 3.252 до 12.018 км², среднее значение составило 4.645 км². Интеграция данных существенно повысила точность мониторинга. **Выводы.** Интеграция данных Sentinel-1 и -2 позволила улучшить точность оценки масштабов наводнений, подчеркнув важность комплексного подхода. Результаты могут быть использованы для совершенствования стратегий управления рисками и разработки мер по снижению ущерба, а также для обеспечения более полной и надежной информацией при принятии решений.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, спутниковый мониторинг, катастрофический паводок, Тулун, Sentinel-1, Sentinel-2

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-20059, грант Иркутской области № 30-2025-004510

Integration of Sentinel radar and optical data for monitoring and analysis of floods on the example of the catastrophic floods of 2019 in Tulun

Anton A. Yuryev^{1,2}, Egor P. Dushkin¹, Artem A. Rybchenko^{1,2}

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

²V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, 1 Ulan-Batorskaya st., Irkutsk 664033, Russia,
e-mail: antonyrevgeo@mail.ru

Received 31.12.2024, accepted 01.04.2025

Research subject. In 2019, the city of Tulun in the Irkutsk Oblast experienced devastating floods, causing significant damage to infrastructure and the population. Detailed analysis and monitoring are required. **Aim.** Development and testing of a methodology for integrating data from Sentinel-1 and 2 satellites for effective flood monitoring, analysis of their dynamics, and assessment of suitability for identifying flooded areas. **Materials and methods.** Images from Sentinel-1 radar satellites and Sentinel-2 optical satellites were used. Data processing was carried out using SNAP and Global Mapper, including geometric correction, filtering, and data integration. Emphasis was placed on temporal synchronization, spatial resolution unification, and weighted summation methods. **Results.** The study revealed significant changes in the dynamics

Для цитирования: Юрьев А.А., Душкин Е.П., Рыбченко А.А. (2025) Интеграция радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга и анализа паводков на примере катастрофических наводнений 2019 года в городе Тулун. *Литосфера*, 25(6), 1404-1415. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1404-1415>. EDN: OBJZBR

For citation: Yuryev A.A., Dushkin E.P., Rybchenko A.A. (2025) Integration of Sentinel radar and optical data for monitoring and analysis of floods on the example of the catastrophic floods of 2019 in Tulun. *Lithosphere (Russia)*, 25(6), 1404-1415. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1404-1415>. EDN: OBJZBR

of the water surface area from 2017 to 2024, especially in 2019. The flooded area ranged from 3.252 to 12.018 km², with an average value of 4.645 km². Data integration significantly enhanced monitoring accuracy. *Conclusions.* The integration of Sentinel-1 and Sentinel-2 data improved the accuracy of flood scale assessments, highlighting the importance of a comprehensive approach. The results can be used to improve risk management strategies and develop damage reduction measures, as well as to provide more complete and reliable information for decision-making.

Keywords: remote sensing, satellite monitoring catastrophic flood, Tulun, Sentinel-1, Sentinel-2

Funding information

The study was funded by the Russian Science Foundation, project No. 24-27-20059, and the Irkutsk Region, grant No. 30-2025-004510

ВВЕДЕНИЕ

В июне–июле 2019 г. в Иркутской области в результате выхода нескольких рек из своих берегов произошло два катастрофических наводнения. Пострадали Нижнеудинский, Тайшетский, Чунский, Зиминский, Куйтунский и Тулунский районы (Дугарова, 2021). По данным властей, во время наводнения в Иркутской области было подтоплено 10 890 жилых домов, из которых более 5400 домов снесено полностью или не подлежало восстановлению.

Одним из наиболее пострадавших районов оказался Тулунский, в том числе пострадал и сам г. Тулун. Наводнения привели к серьезным разрушениям инфраструктуры и тяжелым последствиям для населения. Из-за резкого подъема уровня воды в р. Ия, особенностей застройки (многие строения расположены в пойме р. Ия) и рельефа города были затоплены промышленные объекты, жилые дома, очистные сооружения, также прервано движение по федеральной трассе Р-255 “Сибирь” (Шаликовский и др., 2019; Воронова и др., 2020; Мотовилов и др., 2021).

Проведенные исследования катастрофических паводков 2019 г. в Иркутской области выявили значительное увеличение осадков и нестабильность гидрологических характеристик рек, особенно в бассейне р. Ия (Георгиевский и др., 2020). Данные дистанционного зондирования, такие как снимки Sentinel-2, доказали свою эффективность в мониторинге и оценке паводковых ситуаций, предоставляя точную информацию о затопленных территориях (Решетило, Хлебникова, 2021). Моделирование метеорологических условий, включая данные ICON и методы RCNA, показало возможности прогнозирования и картирования паводков, что является важным для управления рисками наводнений (Fernandez et al., 2023). Данные исследования подчеркивают необходимость совершенствования гидрологического мониторинга и прогнозирования, а также принятия мер по снижению рисков, включая запрет строительства в зонах затопления (Кичигина, 2020).

Традиционные методы мониторинга, такие как наземные гидрологические станции, часто име-

ют ограниченный охват и не способны обеспечить оперативное и точное отслеживание динамики затоплений на больших территориях. Спутниковые технологии, в свою очередь, могут предоставлять актуальные данные с высокой пространственной и временной разрешающей способностью (Прошин и др., 2016).

Для более эффективного метода мониторинга и контроля над подобными, как в Тулуне, происшествиями было решено провести анализ паводков с помощью комбинирования снимков Sentinel-1 и -2.

Спутники Sentinel-1 и -2 предлагают уникальные возможности для мониторинга земной поверхности. Sentinel-1, оснащенный радиолокационным оборудованием, позволяет получать данные независимо от погодных условий и времени суток, что критически важно в условиях частой облачности. Sentinel-2 обеспечивает высокое пространственное разрешение и возможность спектрального анализа, что помогает детально оценивать состояние поверхности (Fernandez et al., 2023).

В качестве объекта исследования выбран г. Тулун (Иркутская область) и паводок, произошедший в 2019 г. В табл. 1 представлены географические координаты углов объекта исследования для использования данных дистанционного зондирования при мониторинге водных объектов (рис. 1).

Ранее на данную территорию для решения разных задач, в том числе связанных с наводнением 2019 г. (Шаликовский и др., 2019; Плотникова, Хлебникова, 2020; Рунова, Степанова, 2024), исследователи использовали данные, полученные только со спутников Sentinel-2. Однако в рамках своего исследования коллектив авторов (Fernandez et al., 2023), также используя группу спутников Sentinel-2, в заключении своей работы для анализа паводковых режимов предложили использовать данные со спутников Sentinel-1 и -2.

Интеграция данных с разных типов спутников может позволить более точно и надежно определять зоны затопления и динамику их изменений, что крайне важно для разработки эффективных мер по предотвращению и минимизации последствий паводков. Использование комбинированных спутниковых данных также может способствовать

Таблица 1. Географические координаты выбранного объекта исследования

Table 1. Geographical coordinates of the selected study site

| Номер точки | Северная широта | Восточная долгота |
|-------------|-----------------|-------------------|
| 1 | 54°36'02.9811" | 100°32'04.2274" |
| 2 | 54°36'02.9811" | 100°39'57.7148" |
| 3 | 54°30'05.0355" | 100°39'57.7148" |
| 4 | 54°30'05.0355" | 100°32'04.2274" |
| 5 | 54°36'02.9811" | 100°32'04.2274" |

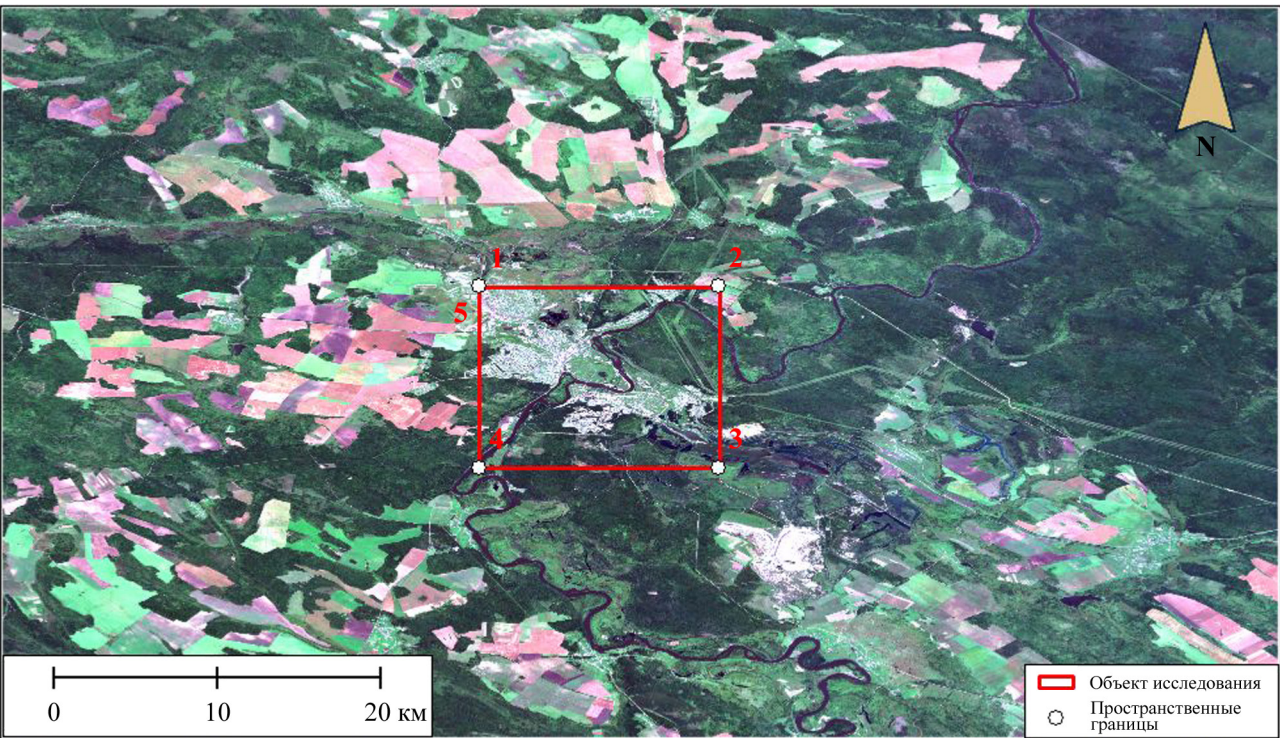


Рис. 1. Схема расположения объекта исследования.

Fig. 1. Schematic of the location of the object of study.

улучшению системы предупреждения и управления чрезвычайными ситуациями, помогая властям и службам реагирования более оперативно и точно принимать решения в условиях кризиса.

В связи с этим коллективом авторов настоящей работы поставлена цель – разработка методики комбинирования данных, полученных со спутников Sentinel-1 и -2, и проверка ее пригодности для мониторинга динамики колебания площади водного зеркала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве основных материалов исследования выступали снимки, полученные со спутников Sentinel-1 и -2. Интеграция материалов повышает надежность оценки динамики процессов, сглаживая

погрешности и пропуски в наборе данных. Это особенно важно при мониторинге быстро развивающихся наводнений, когда требуется максимально полная и актуальная информация. Эти спутники играют значительную роль в программах дистанционного зондирования Земли, предоставляя ценные данные для различных научных и прикладных исследований. Sentinel-1, оснащенный радиолокационными системами, и Sentinel-2, использующий оптические технологии, имеют свои уникальные характеристики и возможности, которые влияют на их применение при мониторинге природных явлений и изменений окружающей среды.

Sentinel-1 и -2 являются важными компонентами программы наблюдения за Землей, разработанной Европейским космическим агентством (ESA) в рамках инициативы Copernicus (Nagler et al., 2015;

Phiri et al., 2020). В табл. 2 приведены их ключевые характеристики.

Sentinel-1, оснащенный радиолокационными системами, предоставляет данные о различных природных явлениях и изменениях на поверхности Земли даже в условиях облачности (Torres et al., 2012; Potin et al., 2016). В свою очередь, Sentinel-2 использует оптические технологии для сбора высококачественных изображений, что позволяет анализировать состояние сельского хозяйства, лесных массивов и водных ресурсов (Drusch et al., 2012; Phiri et al., 2020).

Процесс отбора снимков тщательно продуман, чтобы обеспечить надежность и точность наших выводов. Основные принципы отбора следующие.

1. Временной охват. Мы стремились охватить весь летний период (июнь, июль, август) для каждого года с 2017 по 2024. Это позволило учесть сезонные изменения и динамику затоплений в разные годы.

2. Частота снимков. Мы старались отбирать по несколько снимков за каждый месяц, чтобы иметь возможность наблюдать изменения и колебания уровня воды в течение всего летнего сезона. Это обеспечивало более детализированное представление о развитии паводковых ситуаций.

3. Учет затоплений. В приоритете были снимки, на которых наблюдались явные признаки затоплений. Такой подход помогал сосредоточиться на периодах, когда паводковые события были наиболее интенсивными и требовали внимания.

4. Минимальная облачность. Важным критерием стало наличие минимальной облачности на снимках. Мы использовали снимки с облачностью

не более 15%, чтобы обеспечить высокое качество данных и точность анализа.

Таким образом, процесс отбора снимков нацелен на получение наиболее полной и точной информации о состоянии и изменениях водных поверхностей в пределах объекта исследования.

Методы, применяемые в исследовании, направлены на интеграцию и анализ данных в целях получения точной информации о динамике изменения площади водного зеркала.

Перед непосредственно интеграцией данных проводилась их предварительная обработка. Она включала несколько ключевых этапов, обеспечивающих точность и надежность последующего анализа.

Ниже представлена табл. 3, которая демонстрирует временной ряд снимков, процент используемых снимков и допустимую облачность для обоих спутников. Эта информация поможет лучше понять возможности и ограничения, связанные с использованием данных, полученных с этих спутников.

Анализировалось относительно равное количество снимков, что обеспечило оптимальное сочетание радиолокационных и оптических данных, позволяя эффективно проводить мониторинг динамики изменения площади водного зеркала. Такой подход позволил максимально использовать преимущества каждого спутника для достижения высокой точности и надежности результатов.

1. *Обработка данных Sentinel-1.* Для радиолокационных данных Sentinel-1 применялось программное обеспечение SNAP (Sentinel Application Platform) версии 11.0. Программа SNAP, разрабо-

Таблица 2. Ключевые характеристики спутников

Table 2. Key characteristics of satellites

| Характеристика | Sentinel-1 (SAR) | Sentinel-2 |
|-----------------------------|---|---|
| Тип | Радиолокационные спутники | Спутники с оптическими системами |
| Орбита | Полярная орбита, высота 693 км над ур. моря | Полярная орбита, высота 786 км над ур. моря |
| Спектральные диапазоны | Диапазон микроволн 5.4–7.5 ГГц | 13 спектральных полос, диапазон 0.4–2.5 мкм |
| Пространственное разрешение | До 5 м | 10 м. Спектральные каналы B03 и B08 (NDWI) |
| Частота повторения | ≈6 дней | ≈5 дней |
| Дата запуска | Sentinel-1A – 2014 г., Sentinel-1B – 2016 г., Sentinel-1C – 2024 г. Спутник Sentinel-1D находится в разработке | Sentinel-2A – 2015 г., Sentinel-2B – 2017 г., Sentinel-2C – 2024 г., который в конечном счете заменит спутники А и В. Пуск спутника Sentinel-2D запланирован на 2028 г. |
| Производитель | Airbus Defence and Space | Airbus Defence and Space и Thales Alenia Space |
| Страна | Европейский Союз (в рамках программы ESA) | |
| Ресурсы для скачивания | Copernicus Open Access Hub, Sentinel Hub, NASA Earthdata, Alaska Satellite Facility – Alaska Hub | |

Таблица 3. Характеристика используемых снимков

Table 3. Characteristics of the used images

| Тип спутника | Период наблюдения | Общее кол-во снимков | Кол-во используемых снимков | Процент используемых снимков | Допустимая облачность |
|--------------|------------------------------------|----------------------|-----------------------------|------------------------------|--------------------------|
| Sentinel-1 | 01.06.17– 31.08.21 (летний период) | 252 | 58 | 23% | Не зависит от облачности |
| Sentinel-2 | 01.06.17–31.08.24 (летний период) | 1147 | 51 | 5% | До 15% |

танная Европейским космическим агентством, предоставляет мощные инструменты для обработки и анализа данных, полученных с радиолокационных спутников. Этот инструмент обладает широким спектром функций для предобработки, включая геометрическую коррекцию, фильтрацию спекл-шумов и калибровку данных, что позволяет получить более чистые и точные изображения для анализа (рис. 2, 3).

2. *Обработка данных Sentinel-2.* Для оптических данных Sentinel-2 применялось программное обеспечение Global Mapper версии 24.1. Оно используется для коррекции атмосферных влияний, радиометрической коррекции и унификации данных, что включает устранение облачности и других атмосферных искажений, а также позволяет интегрировать данные в единую географическую систему координат.

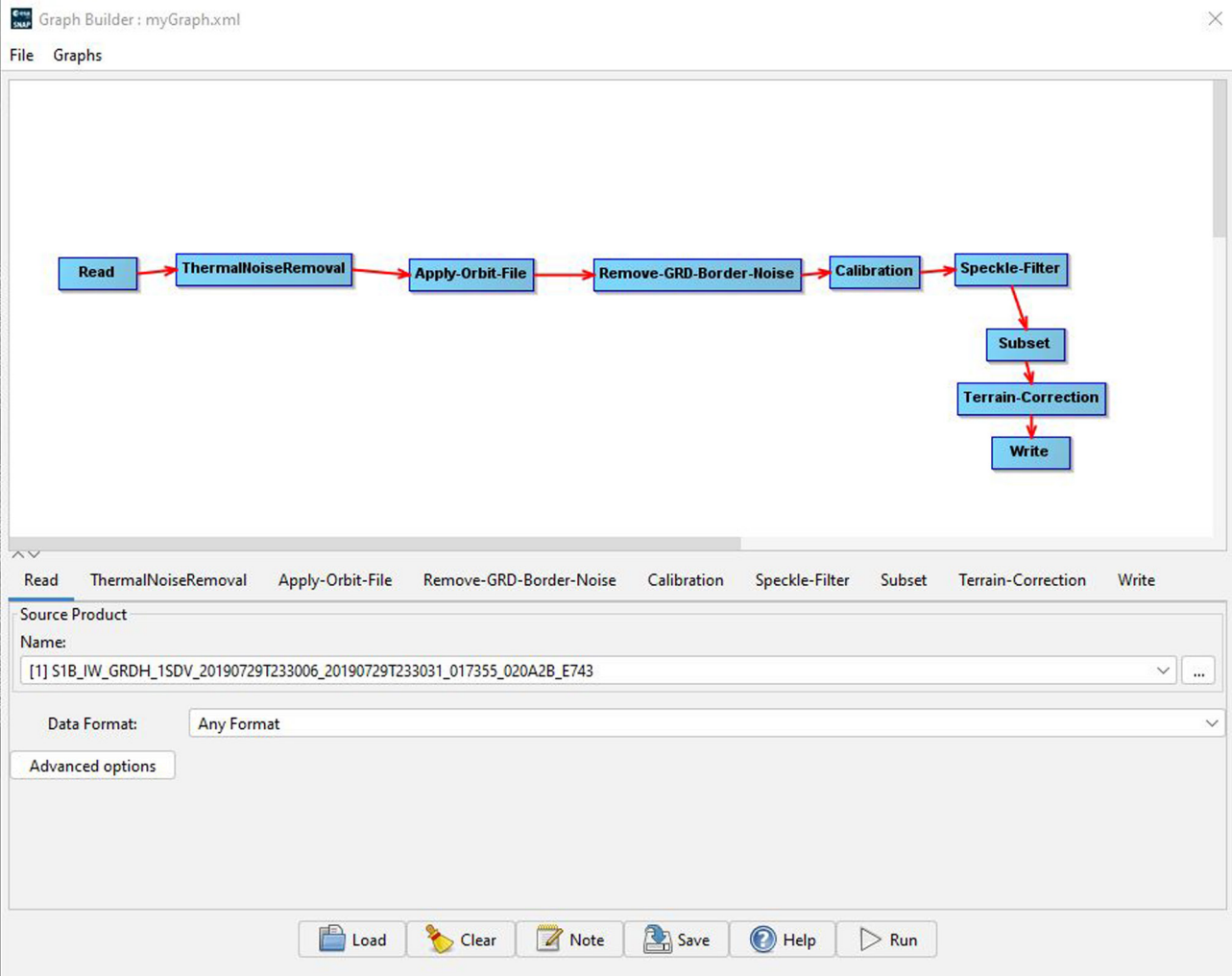


Рис. 2. План-схема этапов предварительной обработки снимков SAR в программе SNAP.

Fig. 2. Plan-scheme of SAR images preprocessing stages in SNAP programme.

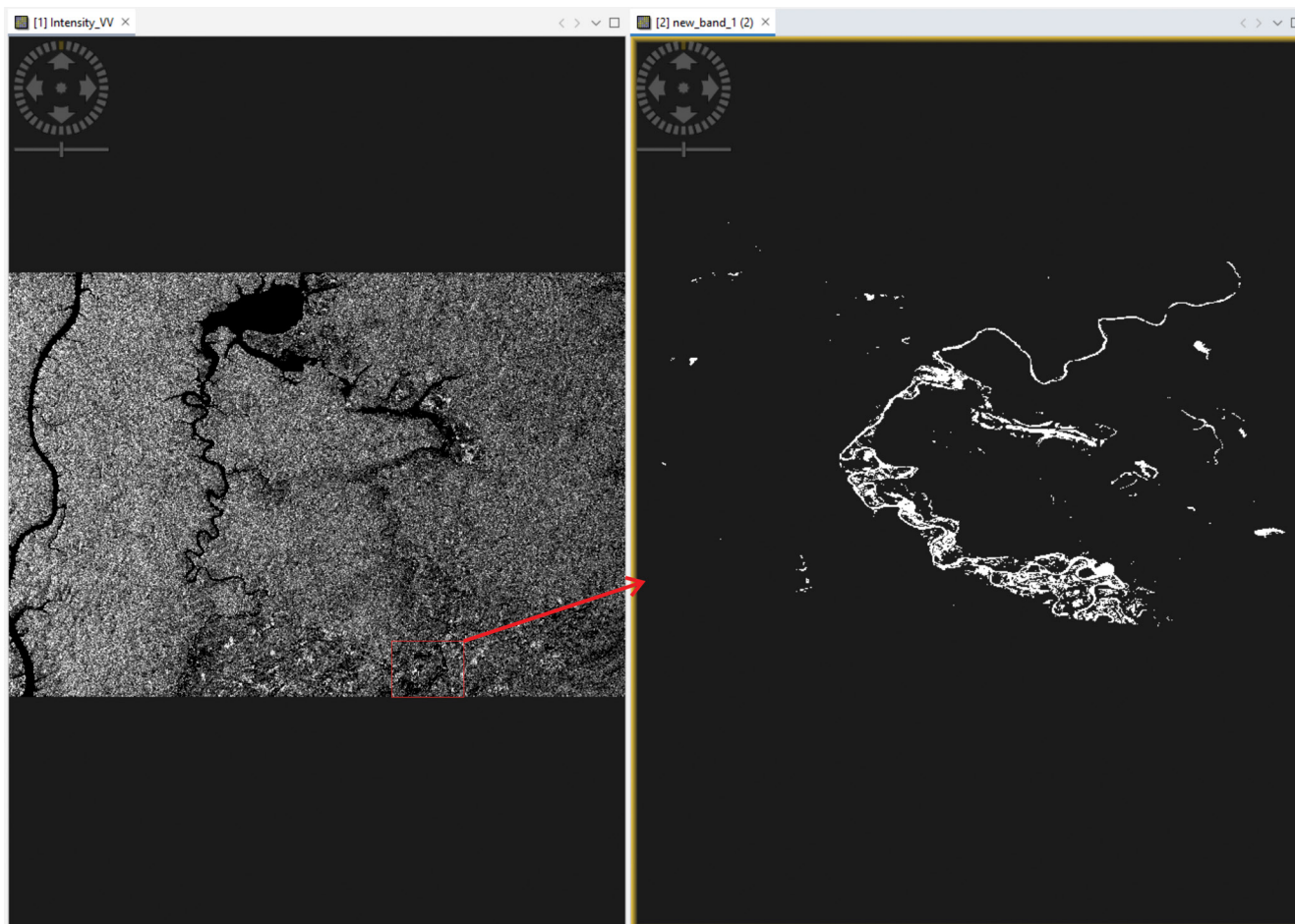


Рис. 3. Результаты предобработки снимков SAR в программе SNAP.

Fig. 3. Results of SAR images preprocessing in SNAP programme.

3. Выделение площади водного зеркала на оптических снимках космической программы Sentinel-2. Здесь применяется расчет нормализованного дифференциального водного индекса (NDWI), который определяется по формуле:

$$NDWI = \frac{B3 - B8}{B3 + B8},$$

где B3 – отражательная способность в зеленом спектральном диапазоне, B8 – в ближнем инфракрасном диапазоне. Этот индекс позволяет эффективно выделять водные объекты и зоны затопления на основе различий в отражательной способности.

Расчет NDWI производился в программе Global Mapper версии 24.1 (рис. 4).

Анализ временных рядов позволяет оценить динамику изменений и выявить ключевые тренды в развитии паводков.

Интеграция данных из различных источников, таких как Sentinel-1 и -2, является критически важным этапом, обеспечивающим синергетический

подход к анализу и интерпретации спутниковых изображений (рис. 5).

Этот процесс включает несколько ключевых шагов.

1. Приведение к единой географической проекции, такой как EPSG: 4326 – WGS 84, является основополагающим шагом в работе с геопространственными данными. Эта проекция широко признана и используется во всем мире, обеспечивая стандартное представление объектов на глобальной карте. Преобразование данных в единую проекцию позволяет объединять информацию из различных источников без потери точности. Это особенно важно при анализе данных разных спутников, таких как Sentinel-1 и -2, которые используют разные исходные системы координат. Приведение всех данных к единому стандарту упрощает их совместное применение и интеграцию, позволяя исследователям и аналитикам легко сопоставлять и анализировать информацию. Это также облегчает визуализацию данных, делая их доступными для широкого круга пользователей, от ученых до

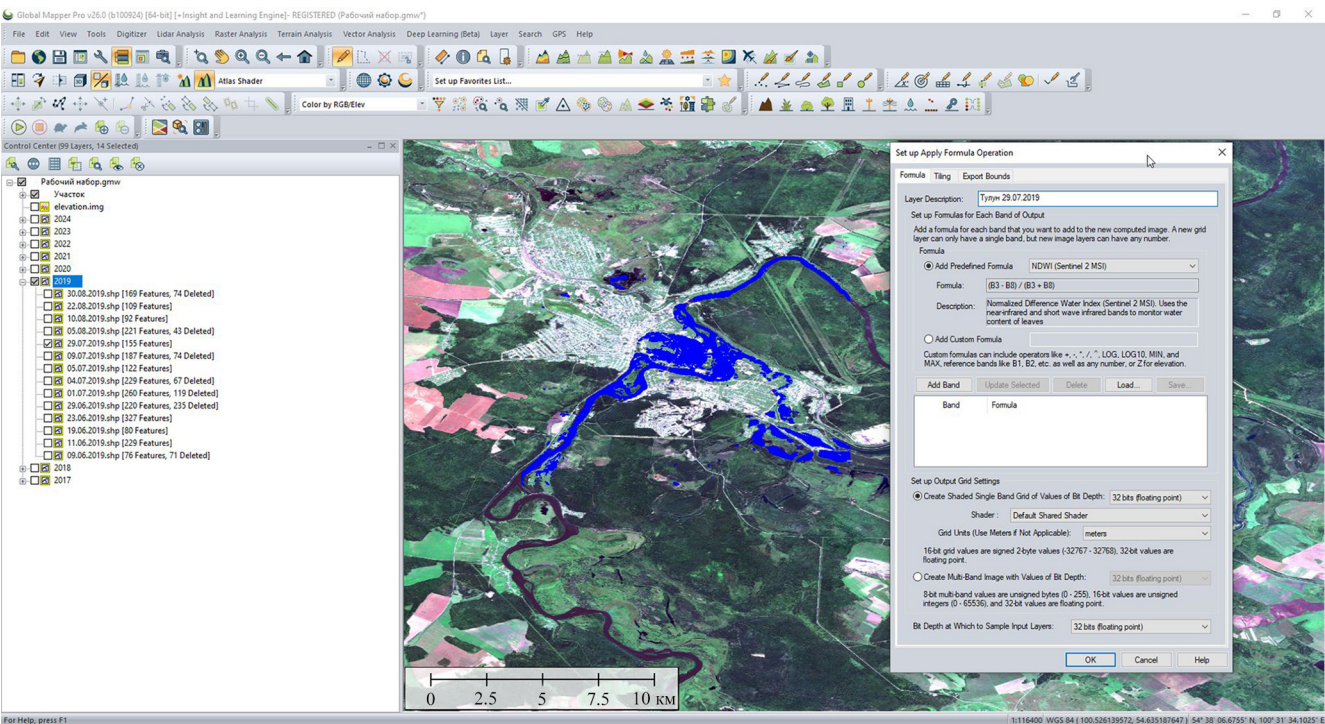


Рис. 4. Расчет индекса NDWI.

Fig. 4. NDWI index calculation.

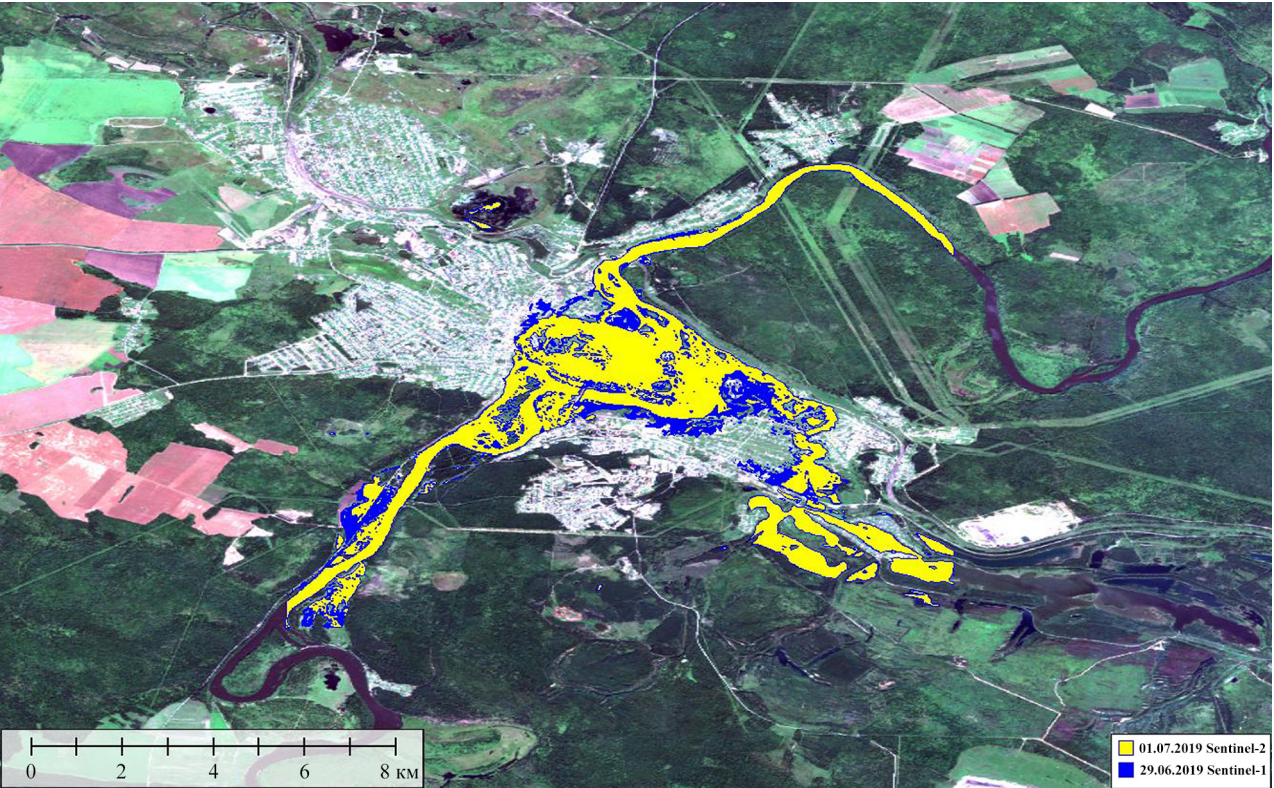


Рис. 5. Результат интеграции данных.

Fig. 5. Result of data integration.

государственных органов и планировщиков. Кроме того, использование общепринятой проекции обеспечивает совместимость с различными геоинформационными системами, что расширяет возможности для дальнейшего анализа и применения данных в различных областях.

2. Унификация пространственного разрешения – важный шаг при интеграции данных с разных спутников, таких как Sentinel-1 и -2, которые изначально могут иметь различное разрешение. Sentinel-1, обладая радиолокационными возможностями, обычно имеет разрешение до 5 м, в то время как оптический Sentinel-2 предлагает разрешение 10 м для своих ключевых спектральных каналов. Это различие может создавать проблемы при попытке совместного анализа данных, так как разная детализация может привести к несоответствиям в интерпретации изображений.

Для решения этой проблемы применяется метод ресемплинга, который позволяет преобразовать изображения к единому пространственному разрешению – в данном случае к 10 м. Этот процесс включает интерполяцию пикселей, чтобы выравнять данные по масштабу, что особенно важно для корректного наложения и сопоставления изображений. Ресемплинг обеспечивает согласованность данных, упрощая их сравнение и анализ.

Приведение к единому разрешению позволяет избежать искажений и артефактов, которые могут возникнуть при работе с изображениями разной детализации. Это критично при мониторинге таких динамичных процессов, как паводки, где требуется оперативное и точное наблюдение. Единое разрешение облегчает выявление изменений и тенденций, поскольку все данные представляются в одинаковом масштабе.

Кроме того, унификация разрешения делает данные более пригодными для автоматизированных систем анализа и методов машинного обучения, так как они требуют согласованных входных данных. Это расширяет применение данных в научных исследованиях, управлении рисками и принятии стратегических решений, позволяя более эффективно использовать спутниковую информацию для повышения устойчивости к природным катаклизмам.

1. Совмещение временных рядов данных из разных источников, таких как спутники Sentinel-1 и -2, является важным аспектом для обеспечения их согласованного анализа. Эти спутники имеют различные характеристики частоты съемки: Sentinel-1 обеспечивает обновление данных примерно каждые 6 дней, в то время как Sentinel-2 может предоставлять новые данные примерно каждые 5 дней. Эти различия в частоте обновления создают необходимость в синхронизации временных рядов, чтобы данные из обоих источников могли быть эффективно использованы вместе.

Синхронизация временных рядов включает в себя приведение данных к общим временным отметкам. Это может означать интерполяцию временных данных или использование методов агрегирования, чтобы заполнить пробелы и обеспечить согласованность временных интервалов. Такой подход позволяет авторам наблюдать изменения во времени более точно, используя данные обоих спутников для комплексного анализа.

Синхронизация временных рядов особенно важна при изучении динамичных процессов, таких как паводки, где временной аспект играет ключевую роль. Она позволяет определять временные тенденции, оценивать скорость изменений и лучше понимать динамику явлений.

Кроме того, совмещенные временные ряды повышают надежность и точность анализа, так как обеспечивают более полное покрытие событий, минимизируя вероятность пропуска ключевых моментов. Это особенно важно для управления рисками и принятия решений в условиях ограниченного времени, где требуется оперативная и точная информация. Совмещение временных рядов также упрощает интеграцию данных в автоматизированные системы мониторинга и прогнозирования, делая их более эффективными и надежными.

2. Объединение оптической и радиолокационной информации и методы наложения изображений. Интеграция данных из радиолокационных спутников Sentinel-1 и оптических спутников Sentinel-2 является ключевым аспектом для получения более полной и точной картины состояния водных объектов.

Для эффективного объединения этих данных применяется метод взвешенного суммирования. Он позволяет интегрировать радиолокационные и оптические данные с учетом их специфических сильных и слабых сторон.

Взвешенное суммирование включает несколько ключевых этапов.

– Назначение весов. Каждому типу данных присваивается определенный вес, отражающий его значимость для анализа. Например, в условиях облачности, где радиолокационные данные более надежны, они могут получить больший вес по сравнению с оптическими данными.

– Комбинация данных. Данные из различных источников комбинируются через вычисление взвешенной суммы значений пикселей. Итоговое значение пикселя рассчитывается как средневзвешенное, где вклад каждого источника данных пропорционален его весу.

– Оптимизация весов. В некоторых случаях веса могут быть оптимизированы с помощью алгоритмов машинного обучения, что позволяет адаптировать их в зависимости от изменяющихся условий наблюдения и повысить точность анализа.

– Учет контекста. Метод взвешенного суммирования позволяет учитывать контекстные факторы, такие как сезонные изменения и погодные условия, что делает итоговый анализ более надежным и адаптивным.

Преимущества интеграции данных.

– Повышенная точность оценки: Интеграция разнородных данных позволяет более точно определять площадь водного зеркала, что критично для нашего исследования.

– Гибкость и адаптивность. Метод взвешенного суммирования с возможностью динамической настройки весов делает анализ более гибким и адаптивным к изменяющимся условиям.

– Комплексный анализ. Объединение радиолокационных и оптических данных дает более полное представление о водных объектах, что улучшает качество мониторинга и анализа.

В результате интеграции спутниковых данных с использованием единой географической проекции, унификации пространственного разрешения, совмещения временных рядов и объединения оптической и радиолокационной информации достигается значительное улучшение качества и точности анализа. Эти методики позволяют исследователям эффективно объединять данные из различных источников, обеспечивая согласованность и полноту информации.

Приведение данных к единой географической проекции упрощает интеграцию и анализ, унификация разрешения устраняет искажения, а синхронизация временных рядов улучшает временную согласованность. Объединение оптических и радиолокационных данных посредством взвешенного суммирования дает более полное представление о состоянии объектов, что критически важно для мониторинга и принятия решений.

Таким образом, комплексный подход к обработке данных спутников Sentinel-1 и -2 расширяет возможности их применения в научных исследованиях и управлении рисками, повышая эффективность использования спутниковой информации для решения актуальных задач.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В рамках проведенного исследования по интеграции радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга паводков в районе г. Тулун выявлены значительные изменения в динамике площади водного зеркала в период с 2017 по 2024 г. Это исследование предоставило важные сведения о природе и масштабах паводковых явлений в регионе, что критически важно для управления рисками и планирования мер по минимизации ущерба.

1. Диапазон колебаний площади затопления. Анализ данных показал, что площадь водного зеркала

в исследуемом периоде варьировалась в широком диапазоне. Минимальная площадь затопления зафиксирована 2 июня 2017 г. и составила 3.252 км². Между тем максимальная площадь затопления достигла 12.018 км² 29 июня 2019 г. Эти данные подчеркивают значительную изменчивость паводковых явлений в регионе, что обусловлено как климатическими факторами, так и изменениями в гидрологических характеристиках рек.

2. Среднеарифметическое значение является одним из базовых статистических показателей, которое отражает общую тенденцию изменения площади (S , км²) за период с 2017 по 2024 г.: в 2017 г. – ≈ 4.029 км², 2018 г. – ≈ 4.525 , 2019 г. – ≈ 6.368 , 2020 г. – ≈ 4.380 , 2021 г. – ≈ 4.634 , 2022 г. – ≈ 4.214 , 2023 г. – ≈ 4.421 , 2024 г. – ≈ 4.586 км².

Для наших данных среднее арифметическое значение S равно ≈ 4.645 км².

3. Медианное значение площади затоплений составило 4.508 км², что близко к среднему показателю. Это указывает на относительно равномерное распределение данных, однако наличие экстремальных значений свидетельствует о необходимости постоянного мониторинга и анализа данных для своевременного выявления и реагирования на экстремальные условия.

5. Среднеквадратическое значение – важный показатель, который позволяет оценить вариативность и распределение значений площади S (км²) за рассматриваемый период с 2017 по 2024 г. Среднеквадратическое значение для данного набора данных составляет ≈ 4.825 км².

6. Среднеквадратическое отклонение – это мера, которая показывает, насколько значения в наборе данных разбросаны относительно их среднего значения. Оно позволяет понять, как сильно данные варьируются, и является одним из показателей статистического разброса. В нашем случае среднеквадратическое отклонение ≈ 1.458 км², что свидетельствует об умеренном разбросе значений в наборе данных относительно среднего. Это число помогает оценить, насколько сильно колеблются наши значения вокруг среднего значения по всему набору данных.

В результате изучения паводковых процессов в районе г. Тулун за период с 2017 по 2024 г. обнаружена существенная изменчивость площади водного зеркала в 2019 г. На гистограмме, представленной на рис. 6, визуализируется динамика изменения площади водного зеркала за весь период исследования.

Особенно показательным в контексте паводковых явлений в регионе стал 2019 г. Гистограмма на рис. 7 демонстрирует изменения площади водного зеркала в течение этого года, когда зафиксированы наиболее интенсивные и масштабные паводковые события, значительно превышающие средние показатели других лет.

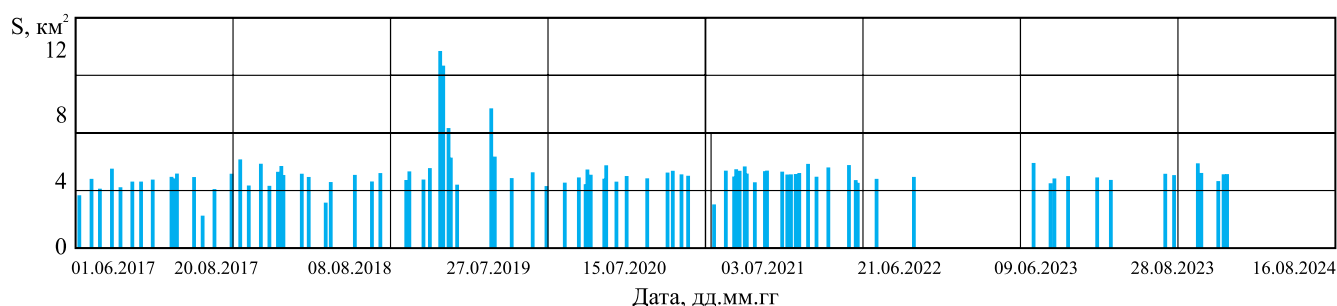


Рис. 6. Изменение площади водного зеркала за весь период наблюдения (2017–2024 гг.).

Fig. 6. Changes in Water Surface Area Over the Entire Observation Period (2017–2024).

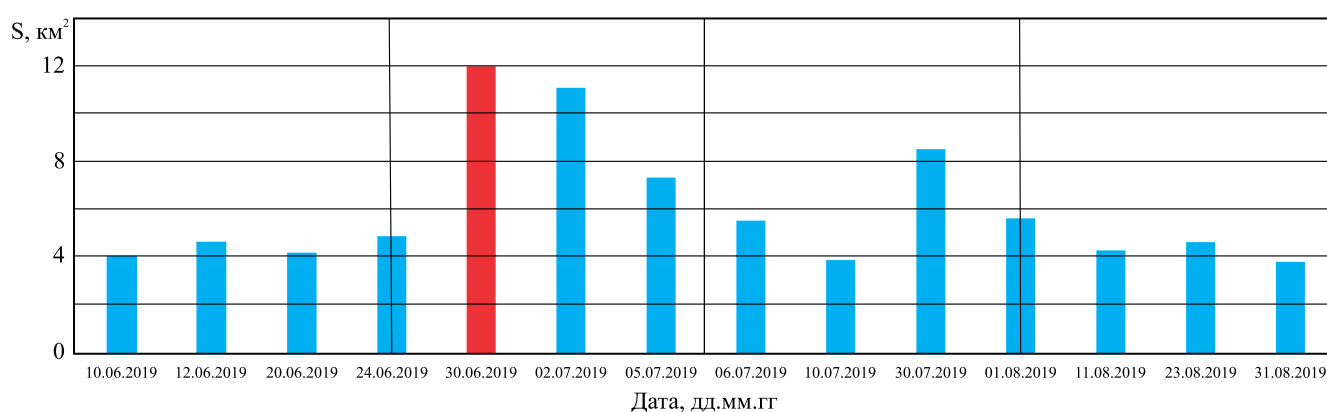


Рис. 7. Изменение площади водного зеркала в 2019 г.

Fig. 7. Changes in Water Surface Area in 2019.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования подчеркивают важность комплексного подхода к мониторингу паводковых событий, который включает использование как радиолокационных, так и оптических данных. Радиолокационные данные спутников Sentinel-1, способных проникать через облака и обеспечивать надежное наблюдение в любых погодных условиях, позволяют точно оценивать границы водоемов и выявлять изменения в их площади. Оптические данные Sentinel-2 предоставляют детализированную спектральную информацию.

Интеграция данных из различных источников позволяет значительно улучшить точность оценки масштабов и динамики паводковых явлений. Это особенно важно для разработки эффективных стратегий управления рисками, связанными с паводками, и принятия обоснованных решений для минимизации их последствий. Полученные данные могут способствовать улучшению стратегии управления рисками, включая разработку планов по защите населения и инфраструктуры,

а также меры по минимизации ущерба от будущих паводков.

Дальнейшее развитие методов интеграции данных дистанционного зондирования и их применение в различных климатических и географических условиях позволят улучшить понимание и управление природными рисками. Это будет способствовать повышению устойчивости сообществ к экстремальным погодным условиям и обеспечению безопасности населения в условиях изменяющегося климата.

Таким образом, интеграция современных технологий дистанционного зондирования в процессы мониторинга и анализа паводков является важным шагом к эффективному управлению рисками и повышению безопасности в условиях изменяющегося климата. Это исследование подчеркивает необходимость постоянного мониторинга и применения комплексного подхода для обеспечения более полной и надежной картины происходящих процессов, что, в свою очередь, улучшает качество принимаемых решений и мер по реагированию на экстремальные погодные условия.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования по интеграции радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга паводков в районе г. Тулуны сделаны следующие выводы.

1. Необходимость постоянного мониторинга для своевременного реагирования на экстремальные условия (максимальные значения площади водного зеркала).

2. Необходимость комплексного подхода. Использование как радиолокационных, так и оптических данных Sentinel позволило повысить точность в оценке масштабов наводнений. Это подчеркивает важность комплексного подхода к мониторингу природных явлений, что обеспечивает более полную и надежную картину происходящих процессов.

3. Практическое применение результатов. Полученные данные о динамике и масштабах паводков могут быть использованы для улучшения стратегий управления рисками, связанными с наводнениями. Это включает в себя разработку планов по защите населения и инфраструктуры, а также меры по минимизации ущерба от будущих паводков.

4. Перспективность дальнейших исследований. Развитие методов интеграции данных дистанционного зондирования и их применение в различных климатических и географических условиях позволят улучшить понимание и управление природными рисками, способствуя повышению устойчивости сообществ к экстремальным погодным условиям.

Таким образом, интеграция современных технологий дистанционного зондирования в процессы мониторинга и анализа паводков является важным шагом к эффективному управлению рисками и повышению безопасности в условиях изменяющегося климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронова А.Е., Рублев И.В., Соловьева И.А., Панов Д.Ю., Гордеева О.С., Батанов Д.В., Завьялова Д.Ю., Косторная А.А. (2020) Спутниковый мониторинг экстремального наводнения в Иркутской области 2019 года. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, **17**(1), 263-266.
- Георгиевский В.Ю., Грек Е.А., Лобанова А.Г., Молчанова Т.Г. (2020) Условия формирования катастрофического паводка 2019 года на реке Ие и оценка его характеристик. *География и природн. ресурсы*, (4), 86-94.
- Дугарова Г.Б. (2021) Анализ и оценка последствий наводнения в г. Тулуне (Иркутская область). *ЭКО*, (1), 130-150.
- Кичигина Н.В. (2020) Опасность паводочных наводнений в бассейнах левых притоков Ангары. *География и природн. ресурсы*, **41**(4), 45-55.
- Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Федорова А.Д., Шихов А.Н., Виноградова Т.А. (2020) Моделирование разрушительных паводков летом 2019 г. на реке Ие (Иркутская область). *География и природн. ресурсы*, (4), 66-76.
- Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н., Полянин В.О. (2021) Катастрофические паводки в бассейне ангары в 2019 году: моделирование условий формирования и водного режима рек. *Изв. РАН. Сер. геогр.*, **85**(2), 302-316.
- Плотникова М.А., Хлебникова Е.П. (2020) Исследование методов выявления изменений территорий по разновременным космическим изображениям. *Интерэкспо Гео-Сибирь*, **6**(2), 48-58.
- Прошин А.А., Лупян Е.А., Балашов И.В., Кашницкий А.В., Бурцев М.А. (2016) Создание унифицированной системы ведения архивов спутниковых данных, предназначенной для построения современных систем дистанционного мониторинга. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, **13**(3), 9-27.
- Решетило Н.С., Хлебникова Е.П. (2021) Возможность использования данных дистанционного зондирования при мониторинге водных объектов. *Интерэкспо ГЕО-Сибирь*, **6**, 248-255.
- Рунова Е.М., Степанова О.А. (2024) Анализ динамики вегетационного индекса зеленых насаждений городов иркутской области в период вегетационной активности. *J. Agricult. Environ.*, **1**(41). <https://doi.org/10.23649/JAE.2024.41.11>
- Шаликовский А.В., Лепихин А.П., Тиунов А.А., Курганович К.А., Морозов М.Г. (2019) Наводнения в Иркутской области 2019 года. *Водн. хоз-во России*, (6), 48-65.
- Drusch M., Del Bello U., Carlier S., Colin O., Fernandez V., Gascon F., Hoersch B., Isola C., Laberinti P., Martimort P., Meygret A., Spoto F., Sy O., Marchese F., Bargellini P. (2012) Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sens. Environ.*, **120**, 25-36.
- Fernandez H.M., Granja-Martins F., Dziuba O., Pereira D.A.B., Isidoro J.M.G.P. (2023) Comparison of Ratioing and RCNA Methods in the Detection of Flooded Areas Using Sentinel 2 Imagery (Case Study: Tulun, Russia). *Sustainability*, **15**, 10233-10248.
- Nagler T., Rott H., Hetzenecker M., Wuite J., Potin P. (2015) The Sentinel-1 Mission: New Opportunities for Ice Sheet Observations. *Remote Sens.*, **7**(7), 9371-9389.
- Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A., Silaev A.V. (2023) Channel Deformations and Hazardous Processes of the Left-Bank Tributaries of The Angara River (Eastern Siberia). *Water*, **15**(2), 291-312.
- Phiri D., Simwanda M., Salekin S., Nyirenda V.R., Murayama Y., Ranagalage M. (2020) Sentinel-2 Data for Land Cover/Use Mapping: A Review. *Remote Sens.*, **12**(14), 2291-2326.
- Potin P., Rosich B., Grimont P., Miranda N., Shurmer I., O'Connell A., Torres R., Krassenburg M. (2016) Sentinel-1 Mission Status. *Proc. of EUSAR 2016: 11th European Conference on Synthetic Aperture Radar*. Hamburg, Germany, 1-6.
- Torres R., Snoeij P., Geudtner D., Bibby D., Davidson M., Attema E., Potin P., Rommen B., Floury N., Brown M., Traver I.N., Deghaye P., Duesmann B., Rosich B., Mi-

randa N., Bruno C., L'Abbate M., Croci R., Pietropao-
lo A., Huchler M., Rostan F. (2012) GMES Sentinel-1
mission. *Remote Sens. Environ.*, **120**, 9-24.

REFERENCES

- Drusch M., Del Bello U., Carlier S., Colin O., Fernandez V., Gascon F., Hoersch B., Isola C., Laberinti P., Martimort P., Meygret A., Spoto F., Sy O., Marchese F., Bargellini P. (2012) Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sens. Environ.*, **120**, 25-36.
- Dugarova G.B. (2021) Analysis and evaluation of flood impact in Tulun (Irkutsk region). *ECO*, (1), 130-150. (In Russ.)
- Fernandez H.M., Granja-Martins F., Dziuba O., Pereira D.A.B., Isidoro J.M.G.P. (2023) Comparison of Ratioing and RCNA Methods in the Detection of Flooded Areas Using Sentinel 2 Imagery (Case Study: Tulun, Russia). *Sustainability*, **15**, 10233-10248.
- Georgievskii V.Yu., Greck E.A., Lobanova A.G., Molchanova T.G. (2020) Formation conditions for the catastrophic flood of 2019 on the Iya river and assessment of its characteristics. *Geografiya i Prirodn. Resursy*, (4), 86-94. (In Russ.)
- Kichigina N.V. (2020) Flood hazard within the basins of the left tributaries of the Angara. *Geografiya i Prirodn. Resursy*, **41**(4), 45-55. (In Russ.)
- Makar'eva O.M., Nesterova N.V., Fedorova A.D., Shikhov A.N., Vinogradova T.A. (2020) Modeling of the summer 2019 disastrous floods on the Iya river (Irkutsk oblast). *Geografiya i Prirodn. Resursy*, (4), 66-76. (In Russ.)
- Motovilov Yu.G., Gel'fan A.N., Polyanin V.O. (2021) Catastrophic floods in the angara river basin in 2019: modeling the conditionsof formation and water regime of rivers. *Izv. RAN. Ser. geogr.*, **85**(2), 302-316. (In Russ.)
- Nagler T., Rott H., Hetzenecker M., Wuite J., Potin P. (2015) The Sentinel-1 Mission: New Opportunities for Ice Sheet Observations. *Remote Sens.*, **7**(7), 9371-9389.
- Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A., Silaev A.V. (2023) Channel Deformations and Hazardous Processes of the Left-Bank Tributaries of The Angara River (Eastern Siberia). *Water*, **15**(2), 291-312.
- Phiri D., Simwanda M., Salekin S., Nyirenda V.R., Murayama Y., Ranagalage M. (2020) Sentinel-2 Data for Land Cover/Use Mapping: A Review. *Remote Sens.*, **12**(14), 2291-2326.
- Plotnikova M.A., Khlebnikova E.P. (2020) Study of methods for identifying territorial changes by multi-time satellite images. *Interexpo GEO-Siberia*, **6**(2), 48-58. (In Russ.)
- Potin P., Rosich B., Grimont P., Miranda N., Shurmer I., O'Connell A., Torres R., Krassenburg M. (2016) Sentinel-1 Mission Status. *Proc. of EUSAR 2016: 11th European Conference on Synthetic Aperture Radar*. Ham-burg, Germany, 1-6.
- Proshin A.A., Loupian E.A., Balashov I.V., Kashnitskiy A.V., Burtsev M.A. (2016) Unified satellite data archive management platform for remote monitoring systems development. *Sovremennye Problemy Distantstionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*, **13**(3), 9-27. (In Russ.)
- Reshetilo N.S., Khlebnikova E.P. (2021) Possibility of using remote sensing data for monitoring water objects. *Interexpo GEO-Siberia*, **6**, 248-255. (In Russ.)
- Runova Y.M., Stepanova O.A. (2024) An analysis of the dynamics of the vegetation index of green spaces in irkutsk region cities during the period of vegetation activity. *J. Agricult. Environ.*, **1**(41). (In Russ.) <https://doi.org/10.23649/JAE.2024.41.11>
- Shalikovskii A.V., Lepikhin A.P., Tiunov A.A., Kurganovich K.A., Morozov M.G. (2019) The 2019 Floods in Irkutsk Region. *Vodnoe Khozyaistvo Rossii*, (6), 48-65. (In Russ.)
- Torres R., Snoeij P., Geudtner D., Bibby D., Davidson M., Attema E., Potin P., Rommen B., Floury N., Brown M., Traver I.N., Deghaye P., Duesmann B., Rosich B., Miranda N., Bruno C., L'Abbate M., Croci R., Pietropao-
lo A., Huchler M., Rostan F. (2012) GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sens. Environ.*, **120**, 9-24.
- Voronova A.E., Rublev I.V., Solov'eva I.A., Panov D.Yu., Gordeeva O.S., Batanov D.V., Zav'yalova D.Yu., Kostornaya A.A. (2020) Satellite observation of extreme flooding in the Irkutsk Region in 2019. *Sovremennye Problemy Distantstionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*, **17**(1), 263-266. (In Russ.)

Влияние сейсмических событий на геоэлектрические параметры многолетней мерзлоты в Горном Алтае

Н. Н. Неведрова^{1,2}, П. В. Пономарев², А. М. Санчаа¹, И. О. Шапаренко¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

²Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: petruss1985@gmail.com

Поступила в редакцию 24.12.2024, принята к печати 20.05.2025

Объект исследования. Эпицентральная зона разрушительного Чуйского землетрясения 2003 г. ($M = 7.2$), которое характеризуется продолжительным нелинейным афтершоковым периодом. Эпицентр землетрясения находился в межгорной перемычке между Чуйской и Курайской впадинами Горного Алтая, всего в 15 км от участка исследования, расположенного в западной части Чуйской впадины в долине р. Чаган. **Цель.** По данным регулярных наблюдений проследить динамику изменений геоэлектрических параметров многолетнемерзлых пород во время афтершокового периода землетрясения с учетом характеристик сейсмичности Чуйско-Курайской сейсмоактивной зоны. **Методы.** Для выявления областей распространения многолетнемерзлых пород в долине использованы методы постоянного и переменного тока с контролируемыми источниками (электромагнитные зондирования становлением поля, вертикальные электрические зондирования, электротомография); регулярные наблюдения выполнялись методом вертикального электрического зондирования. **Результаты.** Исследование позволило определить вариации мощности и удельного электрического сопротивления слоя многолетнемерзлых пород. Сопоставление параметров сейсмической активности территории с геоэлектрическими характеристиками мерзлоты показало значительное влияние на них изменений сейсмического режима. В периоды активизаций мощность и удельное электрическое сопротивление многолетней мерзлоты уменьшались и увеличивались при снижении активности, при этом вариации геоэлектрических параметров достигали 50–80%. **Выводы.** Полученные результаты демонстрируют возможность применения методов геоэлектрики для регулярных наблюдений за состоянием многолетнемерзлых пород, подчеркивая их эффективность для понимания взаимосвязи между сейсмической активностью и геоэлектрическими параметрами мерзлоты.

Ключевые слова: сейсмоактивная зона Горного Алтая, Чуйская впадина, электромагнитные методы, мониторинг состояния многолетнемерзлых пород, сейсмическая энергия, удельное электрическое сопротивление

Источник финансирования

Работы выполнены при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственных заданий) № FWZZ-2022-0025 и № 075-00604-25

Impact of seismotectonic processes on the geoelectrical parameters of permafrost in the Altai mountains

Nina N. Nevedrova^{1,2}, Petr V. Ponomarev², Aidisa M. Sancha¹, Ilya O. Shaparenko¹

¹A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

²Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: petruss1985@gmail.com

Received 24.12.2024, accepted 20.05.2025

Research object. The epicentral zone of the destructive Chuya earthquake of 2003 ($M = 7.2$), characterized by a prolonged nonlinear aftershock period. The epicenter of the earthquake was located in the intermountain pass between the Chuya and Kurai depressions of the Altai Mountains, only 15 km from the study site located in the western part of the Chuya depression in the Chagan River valley. **Aim.** To determine the geoelectrical structure of the Chagan River valley, to

Для цитирования: Неведрова Н.Н., Пономарев П.В., Санчаа А.М., Шапаренко И.О. (2025) Влияние сейсмических событий на геоэлектрические параметры многолетней мерзлоты в Горном Алтае. *Литосфера*, 25(6), 1416–1427. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1416-1427>. EDN: NYOZPJ

For citation: Nevedrova N.N., Ponomarev P.V., Sancha A.M., Shaparenko I.O. (2025) Impact of seismotectonic processes on the geoelectrical parameters of permafrost in the Altai mountains. *Lithosphere (Russia)*, 25(6), 1416–1427. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1416-1427>. EDN: NYOZPJ

© Н.Н. Неведрова, П.В. Пономарев, А.М. Санчаа, И.О. Шапаренко, 2025

identify areas of development of permafrost deposits. Additionally, to track the dynamics of changes in the geoelectrical parameters of permafrost deposits during the aftershock period of the earthquake based on regular long-term observations, and to compare the geoelectrical data with the seismicity characteristics of the Chuya–Kurai seismic active zone. *Methods.* Electromagnetic methods with a controlled source were used to study the distribution of permafrost deposits in the valley, which exhibited uneven distribution. *Results.* The study allowed us to determine variations in the thickness and specific electrical resistivity of the layers of permafrost. Comparison of the seismic activity parameters of the area with the geo-electrical characteristics of the permafrost showed a significant influence of changes in seismic regime on these properties. During the periods of activation, permafrost degraded, while recovery occurred during the periods of reduced activity, with variations in geo-electrical parameters reaching 50–80%. *Conclusions.* The obtained results demonstrate the potential of using electromagnetic methods for continuous monitoring of the state of permafrost, emphasizing their effectiveness in understanding the relationship between seismic activity and the state of permafrost.

Keywords: seismic active zone, Altai Mountains, Chuya depression, electromagnetic methods, monitoring permafrost state, seismic energy, electrical resistivity

Funding information

The work was carried out with the support of the Ministry of Education and Science of Russia (within the framework of state assignments) No. FWZZ-2022-0025 and No. 075-00604-25

ВВЕДЕНИЕ

Большая часть российских территорий, занятых многолетней мерзлотой, находится за полярным кругом, но она присутствует и в горных регионах, в частности в межгорных впадинах. С увеличением высотных отметок увеличивается и мощность многолетнемерзлых пород (ММП) (Железняк, 2005; Шац, Скачков, 2016). Абсолютные высотные отметки дневной поверхности самой крупной в регионе Чуйской впадины в ее бортовых частях достигают 2000–2200 м, что способствует наличию ММП. Решение связанных с ними проблем, таких как термокараст, солифлюкция, всегда было актуальным (Fukui et al., 2007).

На территории всех внутригорных алтайских впадин развивается земледелие, животноводство и, соответственно, жилая и промышленная инфраструктура. Долина р. Чаган юго-западного замыкания Чуйской впадины исторически является местом поселения и деятельности коренных народов Алтая. В долине ежегодно проводятся посадки многолетних кормовых растений, построены животноводческие фермы, на севере расположен пос. Бельтир. Многолетнемерзлые породы здесь вскрыты скважинами, наблюдаются в телах имеющихся оползней. Криогенные объекты являются важными элементами экосистемы, требующими более глубокого изучения и мониторинга, а также важными элементами объектов промышленного освоения (Cunningham et al., 2015; Туренко, Дружинина, 2018; Glinskikh et al., 2021; Хрусталев, Хилимонюк, 2022). В свете изложенного актуальны регулярные наблюдения за изменениями ММП, определение главных влияющих на них факторов.

Считается, что на деструктивные процессы, связанные с мерзлотой, в первую очередь влияют температурные условия, и дискуссионная проблема

изменения климата Земли напрямую связана с исследованиями состояния многолетнемерзлых горных пород, современных темпов их деградации, особенно на территории Российской Федерации, где до 60% территории занято криолитозоной. По прогнозам экспертов, глобальная температура воздуха к 2060 г. может повыситься на 1.9–3.3°C, также растет температура внутри криолитозоны, в связи с чем наблюдается активное таяние мерзлоты в арктических районах (Разумов, 2015; Bartsch et al., 2023). Например, на территории стационара “Надым” за последние 40 лет температура ММП повысилась на 0.8–1.4°C (Печкин и др., 2018). Считается, что температурные условия в этой зоне за полярным кругом будут и далее существенно изменяться (Шац, Скачков, 2015).

В Горном Алтае протекают аналогичные процессы. Об этом свидетельствуют, например, результаты международных наблюдений за состоянием мерзлоты, которые проводятся с 2009 г. в Монгольском Алтае, где выполняется площадной мониторинг по сети скважин в зоне ММП. Анализ результатов показал, что, например, за период с 1959 по 2013 г. наблюдалось как повышение среднегодовой температуры воздуха на 0.77°C, так и повышение температуры мерзлоты на 0.14°C (Алтангэрэл, Цогбадрал, 2016). Но в сейсмоактивных горных районах температурный фактор является не единственным. В ряде публикаций отмечается, что в последнее десятилетие в российском Горном Алтае активизируются такие негативные процессы, как термокараст, наледи, береговые эрозии, оползни, обвалы, связанные с изменениями ММП (Достовалова, Шитов, 2011). Есть мнение специалистов-геологов, что на оползневую активность влияют происходящие геодинамические процессы. В публикации (Достовалова, Шитов, 2011) отмечается, что повышение сейсмической активности приводит к образованию трещин, разгрузке криогенных вод в виде

появления родников на поверхности, образованию наледей. Данные многолетнего электромагнитного мониторинга в районе Горного Алтая подтверждают существенное влияние сейсмической активности на состояние массива горных пород, включая и многолетнемерзлые (Shalaginov, Nevedrova, 2024). На территории России методы электроразведки в основном используются для определения параметров криолитозоны (мощности, удельного электрического сопротивления), но регулярных наблюдений этими методами пока недостаточно (Нерадовский, 2013, 2017а, 2018; Ефремов, 2017; Buddo et al., 2022; Мурзина и др., 2022; Глинских и др., 2023; Никитенко и др., 2023).

Эта статья посвящена комплексным многолетним геоэлектрическим исследованиям в долине р. Чаган, начатым вскоре после Чуйского землетрясения 2003 г. с магнитудой 7.2 и продолжающимся в настоящее время. По результатам исследований выяснено строение долины, выявлены области развития ММП, имеющие островной характер. Кроме того, по результатам исследований методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) име-

ется возможность проследить динамику изменений геоэлектрических параметров многолетней мерзлоты во время афтершокового периода Чуйского землетрясения 2003 г. с несколькими интервалами активизаций и сейсмических затиший. Сопоставление данных геоэлектрики с характеристиками сейсмичности Чуйско-Курайской зоны позволяет выявить степень влияния на криолитозону происходящих сейсмических событий.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения в долине р. Чаган выполняются после Чуйского землетрясения комплексом методов постоянного и переменного тока в течение более 20 лет. В комплекс входят ВЭЗ, электротомография (ЭТ), электромагнитные зондирования становлением поля (ЗСБ) (рис. 1).

Методом ВЭЗ получен основной объем полевых данных для построения геоэлектрических моделей долины и регулярных наблюдений. Метод ЗСБ использовался для уточнения глубины залегания кровли фундамента, а с помощью электрото-

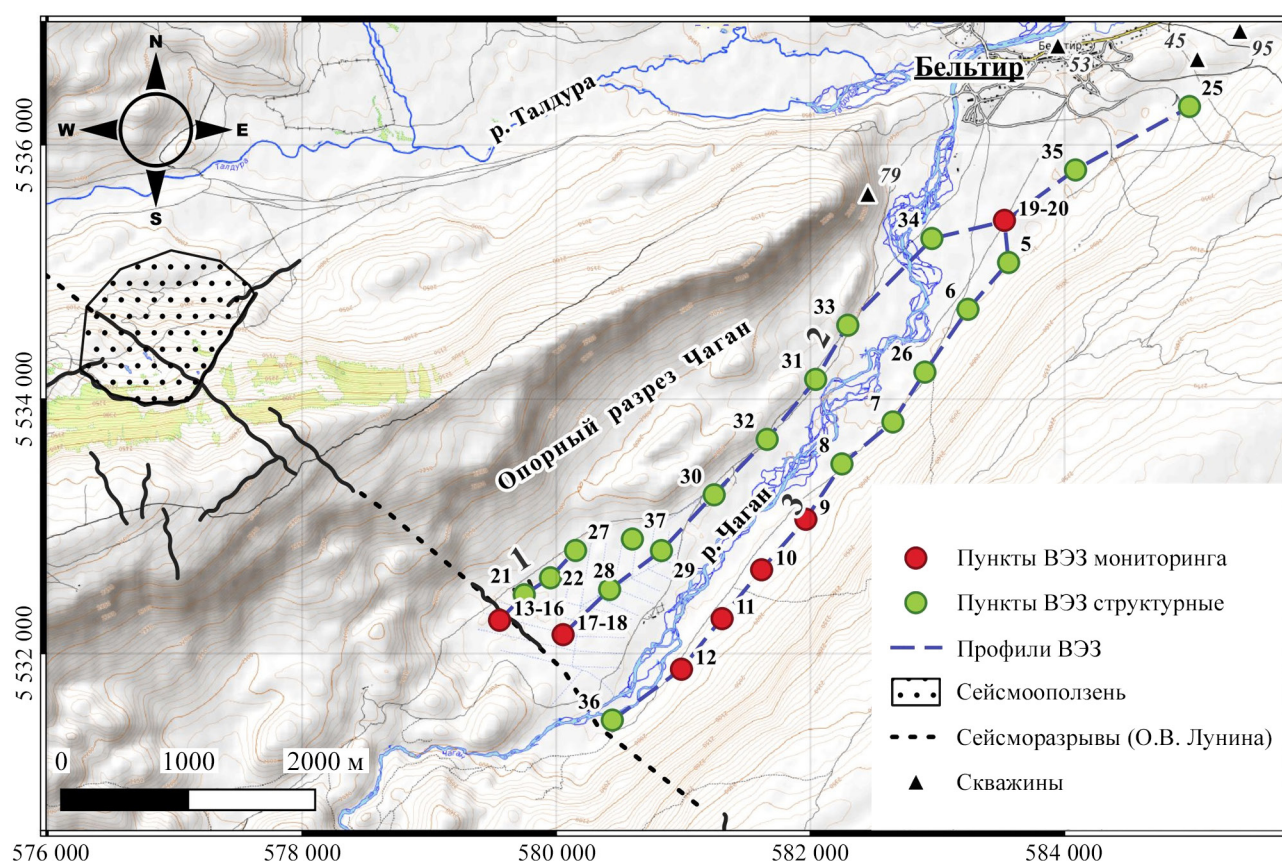


Рис. 1. Карта фактического материала геофизических наблюдений в долине р. Чаган (западная часть Чуйской впадины Горного Алтая).

Fig. 1. Map of factual observation material using VES and electrical tomography methods in the river Chagan valley (western part of the Chuya depression of the Altai Mountains).

мографии построены детальные разрезы до глубин 50–100 м в зонах имеющихся разломов. Измерения в крестовых и круговых пунктах ВЭЗ (ВЭЗ № 13–16, 17–18, 19–20), а также по отрезку профиля ВЭЗ № 9–12 повторяются каждый год в летний период (см. рис. 1). Размещение пунктов ВЭЗ отчасти обусловлено топографическими особенностями долины с крутыми бортами, заболоченными участками, выходами кристаллических пород фундамента. В целом профили ВЭЗ ориентированы примерно вкрест системе сейсмодислокаций, образовавшихся после разрушительного Чуйского землетрясения.

Для полевых работ методом ВЭЗ используются электроразведочный генератор Астра-100 и измеритель SGD-EET “MEDUSA”. Максимальная выходная мощность генератора в 100 Вт способна обеспечить глубинность исследования до первых сотен метров в существующих геоэлектрических условиях. Измеритель MEDUSA-B2 предназначен для измерения и сохранения в энергонезависимой памяти значений разности потенциалов на приемном диполе (MN) и тока в питающем диполе (AB) при производстве электроразведочных работ методами постоянного и переменного тока. Измерения выполнялись с четырехэлектродной установкой Шлюмберже с максимальным размером генераторной линии $AB/2 = 1000$ м. В геоэлектрических условиях долины такая установка в большинстве случаев позволяет получить полный разрез осадочной толщи и параметры палеозойского основания. Пункты ВЭЗ расположены по трем профилям, пересекающим участок с юго-запада на северо-восток. Измерения по короткому профилю № 1 (ВЭЗ № 13, 21, 22, 27) выполнены в зоне развития сейсмодислокаций магистрального разрыва Чуйского землетрясения с шагом в среднем 200 м. На двух более длинных профилях № 2 и 3 расстояние между пунктами составляет в основном 500 м.

По данным ЗСБ, пункты которого совмещались с пунктами ВЭЗ, получены и верифицированы в сопоставлении с данными ВЭЗ толщины слоев кайнозойского комплекса и его общая мощность. Для реализации ЗСБ использована аппаратура Байкал-МЭРС с установкой “соосные” симметричные петли с размерами генераторной петли 200×200 м, а приемной – 100×100 м, что позволило достигнуть необходимой глубинности (Бабушкин, Неведрова, 2017).

С привлечением метода электротомографии ранее получены детальные геоэлектрические параметры верхней части разреза наиболее сложнопостроенных участков с присутствием многолетней мерзлоты и разломов. С его помощью дополнительно обоснованы выделенные по данным ВЭЗ разломные нарушения, определены их параметры, такие как ширина разломной зоны, возможный наклон сместителя (Неведрова и др., 2017). Работы выпол-

нены с помощью современной разработки ИНГГ СО РАН станции “Скала-48М” (Балков и др., 2012). Длина стандартной расстановки ЭТ составляла 235 м с шагом в 5 м между электродами. Были выбраны установки Шлюмберже и трехэлектродная, а для создания профиля нужной длины использована нагоняющая расстановка (roll along).

Интерпретация всего комплекса полевых данных методов геоэлектрики основана на решении обратной задачи с использованием интерактивных программных комплексов моделирования и инверсии: EMS, Geotomo Software, Zond Software, (Хабинов, 2009; <http://www.geotomosoft.com>; <http://zond-geo.ru>), и согласовании результатов разноглубинного комплекса методов. В ходе интерпретации привлечены все возможные данные по имеющимся скважинам, литолого-стратиграфические разрезы, что служило привязкой и обоснованием стартовых геоэлектрических моделей. С помощью количественной интерпретации с учетом геологических данных получены наиболее достоверные геоэлектрические характеристики горных пород, слагающих несимметричный грабен долины р. Чаган.

Регулярные наблюдения методом ВЭЗ в течение длительного времени (2004–2019 гг.) дают возможность проследить временные изменения геоэлектрических параметров горных пород, в том числе и многолетнемерзлых, под воздействием сеймотектонических процессов и оценить их количественно. Полученные данные геоэлектрики сопоставляются с характеристикой сейсмического режима территории, что позволяет выявить влияние текущей сейсмической активности на зоны ММП. Температурный тренд и климатические прогнозы пока не рассматриваются из-за недостатка данных. Наблюдая за воздействием на ММП сейсмических событий и учитывая возможный климатический тренд, можно считать, что процессы частичной или полной деградации мерзлоты в горных районах будут усиливаться, что угрожает сохранности жилой инфраструктуры, автодорог, трубопроводов и прочих значимых хозяйственных объектов.

ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Чуйское землетрясение 2003 г. с магнитудой 7.2 существенно изменило облик долины р. Чаган в западной части Чуйской впадины. Его эпицентр расположен в межвпадинной перемычке, разделяющей Чуйскую и Курайскую впадины, всего в 20 км от пос. Бельтир. Система первичных сейсмогенных разрывов землетрясения хорошо выражена на дневной поверхности в южной части долины (см. рис. 1). На поверхности наблюдается целый ряд субпараллельных глубоких трещин и рвов большой протяженности шириной до 6 м. Катастро-

фически пострадал пос. Бельтир, жилой фонд которого был практически разрушен. Именно здесь и в пойме р. Чаган происходили яркие вторичные эффекты события, такие как алевритопесчаные вулканы, грифоны, обширные площадные разливы грязевого материала. На территории поселка были затоплены все низины. Высота водно-грязевых фонтанов в зоне сейсморазрывов достигала нескольких метров (Рогожин и др., 2007; Lunina et al., 2008).

Глубинное строение долины, мощность осадочной толщи, удельное электрическое сопротивление (УЭС) и мощность отдельных горизонтов определены по данным комплекса методов наземной электроразведки с учетом параметрических измерений методами постоянного тока на опорном разрезе Чаган (Деев и др., 2012), а также имеющихся геологических и других априорных материалов. По геолого-геофизическим данным в разрезе выделены два разновозрастных осадочных комплекса. Нижний буроватый комплекс содержит в своем основании среднемиocen-плиоценовые карбонатные алевритистые глины и глинистые алевриты туевской свиты, которые вверх по разрезу постепенно фациально замещаются озерно-аллювиальными отложениями бекенской свиты. Низкие значения УЭС этого комплекса с толщинами от 100 до 200 м находятся в интервале примерно от 20 до 60 Ом·м. Выше залегает сероцветный полифациальный комплекс, представленный в основном ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, связанными с эпохами плейстоценовых оледенений. В приповерхностной части разреза наблюдаются позднеплейстоценовые флювиогляциальные галечники и тонкозернистые озерно-ледниковые отложения с присутствием голоценового аллювия (русловые галечники, пойменные алевриты, пески, суглинки). Эти отложения характеризуются УЭС в широком интервале значений, что, по мнению специалистов-геологов, объясняется гранулометрическими различиями голоценового руслового и пойменного аллювия р. Чаган, представленного как галечниками, так и алевросеками (Деев и др., 2012; Русанов, Важов, 2014). Подстилает осадочные горизонты относительно неглубоко залегающий палеозойский фундамент с УЭС 5000 Ом·м. Глубины до фундамента, по данным ВЭЗ и ЗСБ, составляют 100–150 м в приподнятых юго-западных блоках замыкания впадины и достигают 300–400 м при движении на северо-восток.

На этапе обработки полевых данных ВЭЗ выявлены некоторые важные особенности строения долины. Интервалы в самой верхней части разреза с максимальными значениями УЭС и мощностью в интервале от 15 до 100–150 м, по геолого-геофизическим данным, скорее всего, соответствуют зонам развития многолетней мерзлоты. На целом ряде кривых кажущегося удельного сопротивления

ВЭЗ наблюдается максимум, амплитуда которого свидетельствует о присутствии в разрезе отложений с аномально высокими значениями УЭС, достигающими, по данным отдельных зондирований, 15 000–20 000 Ом·м. С учетом априорной информации (Патрин, 1991ф; Неведрова и др., 2001; Оленченко и др., 2011) отложения с таким уровнем УЭС отнесены к многолетнемерзлым. Рассмотрим типичные кривые и геоэлектрические модели по данным ВЭЗ № 21 и 33 (рис. 2). Пункт ВЭЗ № 21 находится на юго-западе площади на профиле № 1. Значения УЭС и мощности четвертого горизонта характеризуют ММП этой территории. ВЭЗ № 33 расположен на профиле № 2, мощность второго высокоомного горизонта составляет 1.3 м, что свидетельствует об отсутствии ММП в районе этого пункта наблюдения.

В качестве примера рассмотрены двумерные геоэлектрические разрезы по профилям № 2 и 3 ВЭЗ, выполненные с юго-запада на северо-восток по простиранию долины (рис. 3а, б). На обоих разрезах верхняя часть до глубин 20–100 м характеризует зональное распределение ММП. Разрезы построены по результатам двумерной инверсии с помощью программы ZondIP1D (<http://zond-geo.ru>).

Представленные по данным ВЭЗ разрезы демонстрируют, что многолетнемерзлые высокоомные породы не имеют сплошного распространения в изученной части долины. Максимальные мощности этих пород наблюдаются в юго-западном замыкании долины и на северо-восточном отрезке профиля № 3 и вскрыты скважинами недалеко от пос. Бельтир. В центральной части долины на профиле № 2 мощность ММП менее значительна. Для анализа изменений мерзлоты с течением времени также рассчитано поперечное сопротивление слоя ММП. Параметр получен в результате решения обратной задачи для всего объема данных ВЭЗ.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ. СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

По опубликованным сейсмологическим данным за 2003–2019 гг., Чуйское землетрясение 2003 г. сопровождается длительным, до сих пор не завершённым афтершоковым процессом, во время которого активные периоды чередуются с сейсмическими затишьями (Еманов и др., 2021). При повышении сейсмической активности происходят сейсмические события разного энергетического класса, включая достаточно крупные, с магнитудами 4–5 и более. В качестве характеристик сейсмичности из опубликованных каталогов получены данные о числе землетрясений и количестве выделившейся сейсмической энергии в районе исследований за каждый год.

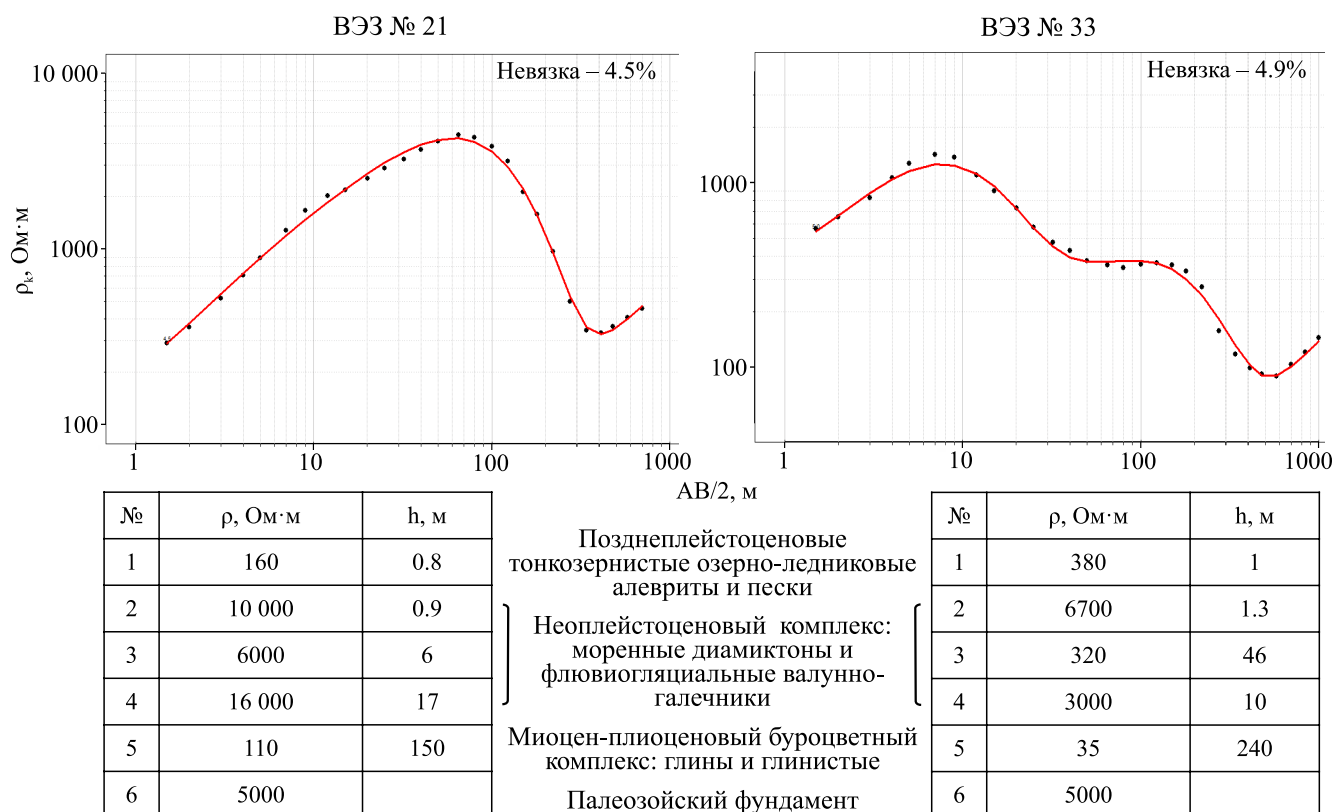


Рис. 2. Характерные кривые ВЭЗ и полученные геоэлектрические модели.

Fig. 2. Typical VES curves and the resulting geoelectric models.

Сейсмические события выбирались исходя из эмпирического уравнения регрессии: $0.9K - 3 \cdot \lg R - 0.5 = 0$, где K – энергетический класс землетрясения, R – эпицентральное расстояние (расстояние от эпицентра до пункта наблюдения ВЭЗ). Подобное уравнение регрессии получено эмпирически и обосновано теоретически при анализе результатов мониторинга методом ВЭЗ в Байкальской рифтовой зоне (дельта р. Селенга) (Неведрова, Дашевский, 2000; Дашевский и др., 2000). Известно, что в этой системе действует механизм растяжения, вызванный в основном внутренними источниками энергии, и преобладают сбросовые разломы (Логачев, 1999).

В Горном Алтае деформации литосферы связаны с воздействием Индо-Евразийской коллизии, современное поле напряжений наблюдается с ориентацией С-Ю и присутствуют в основном неотектонические сжимающие напряжения, а разломы – надвиговые и сдвиговые (Дельво и др., 1995; Добрецов и др., 2013; Буслов, Имаев, 2020). Эта разница предполагает другие коэффициенты в уравнении регрессии. Для данной статьи коэффициенты уравнения подбирались таким образом, чтобы исключить слишком удаленные и имеющие низкий энергетический класс землетрясения, в то же время

необходимо иметь представительную выборку числа значимых событий для сопоставления с геоэлектрическими данными.

Кроме того, учитывались особенности построения сейсмологических сетей в разные годы наблюдений, так как уровень представительности каталогов землетрясений в разные годы менялся. В данной работе учитывались землетрясения с $M > 2$. В результате из каталогов землетрясений Чуйско-Курайской зоны за 2004–2019 гг., в которых содержится более 12 000 событий, по приведенному выше критерию выбраны 340 событий (рис. 4) (ФИЦ ЕГС РАН). Число сейсмических событий из выборки в районе исследований значительно варьируется год от года: от 0–2 событий в периоды затишья (2007, 2011, 2014–2017) до 6–12 в активные периоды (2010, 2013, 2019).

Для совместного анализа с данными ВЭЗ использовано количество суммарной выделившейся сейсмической энергии ($\lg(E)$, Дж). На рис. 5 показано сопоставление $\lg(E)$ с геоэлектрическими параметрами моделей ВЭЗ № 9, полученных в результате инверсии, за каждый год наблюдений. Этот пункт находится в зоне развития ММП, мощность мерзлоты здесь составляет 16 м, и залегание практически горизонтально-слоистых от-

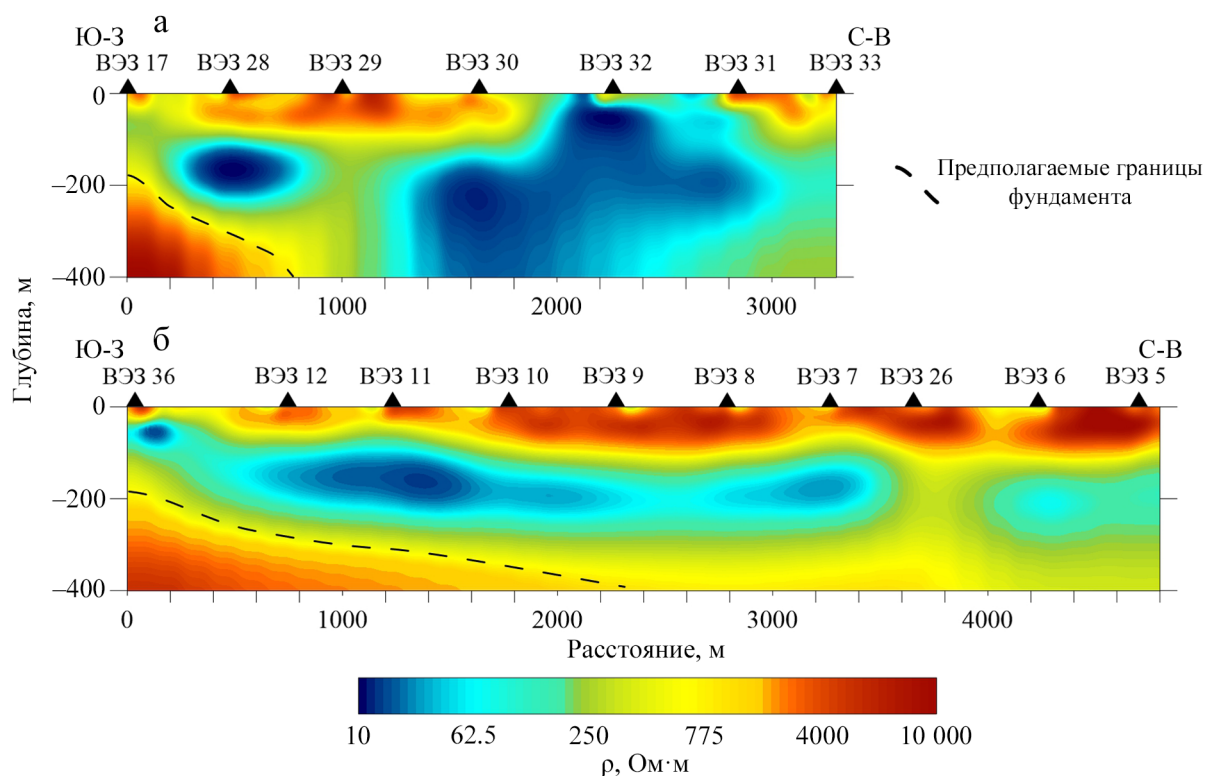


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы.

а – по профилю ВЭЗ № 2, б – по профилю ВЭЗ № 3.

Fig. 3. Geoelectric sections.

а – along the VES profile No. 2, б – along the VES profile No. 3.

ложений не создает неоднородностей, искажающих полевые данные. Интерпретация выполнена с использованием горизонтально-слоистой модели с невязкой $\approx 5\%$. В полученной в результате инверсии модели содержится 6 слоев, из них три верхних относятся к четвертичным отложениям, а четвертый горизонт с УЭС 9300 Ом·м и мощностью 16 м, отнесенный к многолетней мерзлоте, выделен на рис. 5 оттенками красного цвета, в его пределах подписаны значения УЭС, а также поперечного сопротивления за каждый год наблюдений. Пятый проводящий слой мощностью в 220 м залегает на высокоомном основании. Можно наблюдать динамику изменений удельного электрического сопротивления разреза с течением времени по данным регулярных наблюдений в пункте ВЭЗ № 9.

Хорошо видно, что геоэлектрические параметры всех горизонтов разреза реагируют на изменение сейсмической активности. В частности, в периоды ее уменьшения в 2011 и 2015 гг. увеличиваются УЭС и поперечное сопротивление горизонта многолетнемерзлых отложений и, напротив, когда активность возрастает (2012, 2018–2019 гг.), эти параметры уменьшаются.

Таким образом, по результатам сопоставления сейсмологических и геоэлектрических данных видна корреляция между сейсмической активностью и геоэлектрическими параметрами ММП. Следовательно, с помощью электромагнитного мониторинга можно следить за состоянием мерзлых пород, в том числе на участках, важных для хозяйственной деятельности населения.

Результаты мониторинга ВЭЗ (см. рис. 5) свидетельствуют, что УЭС проводящего мощного горизонта с УЭС в интервале 11–30 Ом·м также реагирует на сейсмические воздействия. Но, если рассматривать наблюдения за многолетнемерзлыми отложениями до глубин ≈ 100 м, в дальнейшем можно привлечь современный оперативный метод постоянного тока – электротомографию. Именно он дает возможность уменьшить временные затраты на полевые измерения и повысить детальность исследования за счет плотной сети наблюдений.

ВЫВОДЫ

Методы электроразведки, такие как ВЭЗ, электропрофилирование, нестационарное электромагнитное зондирование, широко используются в

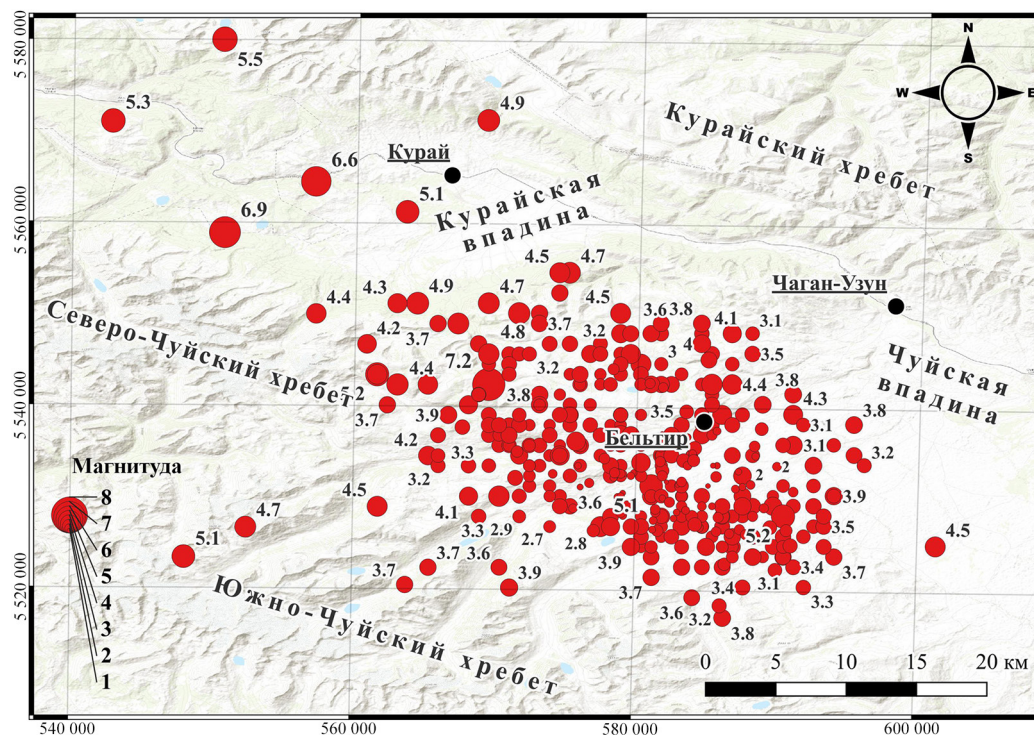


Рис. 4. Схема размещения эпицентров сейсмических событий в районе исследований за 2003–2019 гг.

Fig. 4. Layout of epicenters of seismic events in the study area for 2003–2019.

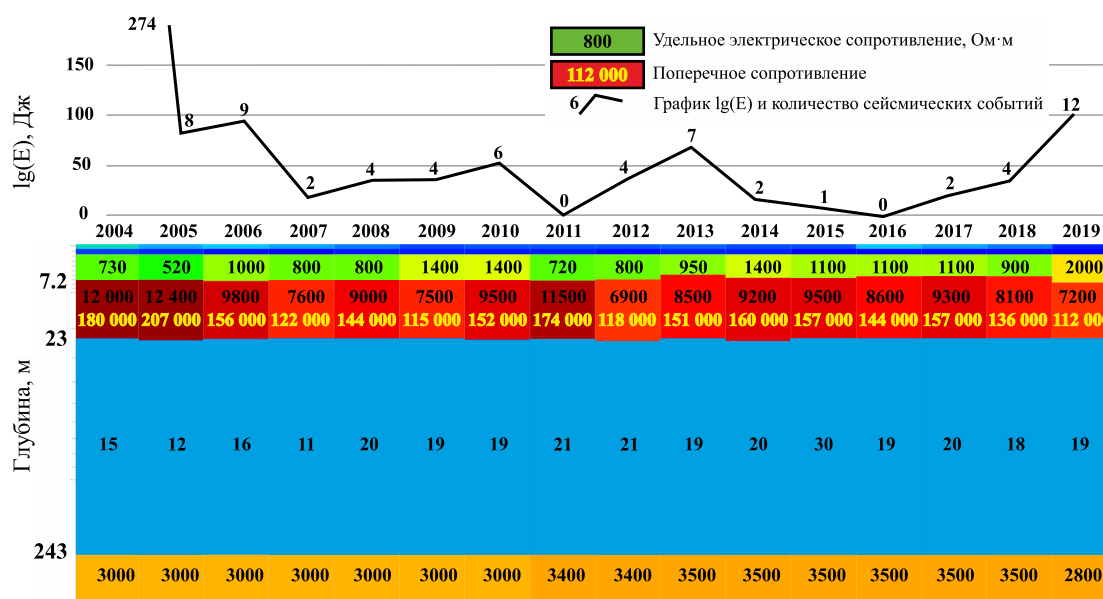


Рис. 5. Сопоставление количества сейсмической энергии с геоэлектрическими параметрами модели ВЭЗ № 9 за 2004–2019 гг. измерений в районе исследования.

На графике $\lg(E)$ подписано число землетрясений, происходящих в периоды сейсмических активизаций и затиший в афтершоковый период Чуйского землетрясения 2003 г.

Fig. 5. Comparison of the amount of seismic energy with the geoelectric parameters of the VES model No. 9 for 2004–2019 measurements in the study area.

The $\lg(E)$ graph shows the number of earthquakes occurring during periods of seismic activation and quiescence during the aftershock period of the 2003 Chuya earthquake.

областях распространения многолетнемерзлых толщ на территории Российской Федерации, о чем свидетельствует значительное число публикаций различных авторов (Нерадовский, 2017б, 2018; Панькова и др., 2020; Мурзина и др., 2022; Глинских и др., 2023). С помощью методов геоэлектрики можно не только оконтурить зоны развития ММП, но и определить их мощность, УЭС, глубину до верхней кромки, что позволяет далее наблюдать за их состоянием, используя количественные способы интерпретации.

В статье показано, что задачи картирования, диагностики и мониторинга криолитозоны весьма актуальны не только в полярных регионах, но и на территории межгорных заселенных впадинах Горного Алтая с развитой инфраструктурой. Объект исследования – Чуйская впадина – входит в зону, где происходят сильнейшие в регионе землетрясения с длительным афтершоковым периодом, а также последующие неотектонические процессы, такие как оползни, обвалы, новые сейсмодислокации, изменения в гидрогеологических процессах, например в дебете водоносных скважин.

Для интерпретации данных многолетних наблюдений методом ВЭЗ в западной части Чуйской впадины используется авторский подход, основанный на решении обратной задачи для каждого электрического зондирования, что позволяет по значениям значения УЭС и мощности ММП получать количественные оценки вариаций геоэлектрических параметров, достигающие 50% и более.

Результаты свидетельствуют, что на состояние многолетней мерзлоты может влиять сейсмическая активность исследуемой территории. С учетом того, что Чуйская впадина относится к артезианским бассейнам, причины изменения УЭС ММП в сторону понижения, скорее всего, связаны с активным перемещением подземных вод по разломам при усилении сейсмичности.

Так как доказано влияние температурных условий на зоны ММП (Лебедева и др., 2023), в принципе в сейсмоактивных районах необходимо наблюдать за двумя разными природными процессами.

Неразрушающий мониторинг методом ВЭЗ позволяет следить за состоянием мерзлоты на участках, важных для хозяйственной деятельности населения, а также на территориях с федеральными автотрассами, дорогами местного значения, трубопроводами, ЛЭП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алтангэрэл Д., Цогбадрал Х. (2016) Исследование вечной мерзлоты гор Монгольского Алтая (на примере бассейна озера Цагаан-Нуур). *Науч. обозрение. Биол. науки*, (1), 47-50.
- Бабушкин С.М., Неведрова Н.Н. (2017) Аппаратурные и методические средства при поисках рудных месторождений методом нестационарного электромагнитного зондирования. *Международ. науч. конгр. Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. Т. 4*. Новосибирск: СГУГиТ, 207-212.
- Балков Е.В., Панин Г.Л., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Белобородов В.А. (2012) Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения. *Геофизика*, (6), 54-63.
- Буслов М.М., Имаев В.С. (2020) Модель формирования внутриконтинентальных деформаций Центральной Азии и закономерности проявления сейсмичности. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Мат.-лы совещ., вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 41-44.
- Глинских В.Н., Федосеев А.А., Никитенко М.Н., Михайлов И.В., Бухтияров Д.А. (2023) Проектирование полевых экспериментов для обоснования технологии мониторинга мерзлых пород. *Криосфера Земли*, XXVII(4), 45-53. <https://doi.org/10.15372/KZ20230405>
- Дашевский Ю.А., Неведрова Н.Н., Жирова Н.В. (2000) Интегральная проводимость разреза как индикатор напряженного состояния среды при активном электромагнитном мониторинге на Южно-Байкальском прогностическом полигоне. *Докл. РАН*, 370(6), 807-809.
- Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. (2012) Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай). *Геология и геофизика*, 53(1), 120-139.
- Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. (1995) Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль. *Геология и геофизика*, 36(10), 31-51.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Складаров Е.В. (2013) Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении. *Геология и геофизика*, 54(10), 1451-1471.
- Доставалова М.С., Шитов А.В. (2011) Влияние метеорологических характеристик и геодинамической активности на режим образования гидрогенных наледей Горного Алтая. *Геориск*, (4), 36-43.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г., Дураченко А.А., Корбельщиков Д.Г., Гладышев Е.А. (2021) Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Алтай и Саяны. *Землетрясения России в 2019 году*. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 37-44.
- Ефремов В.Н. (2017) Возможности регистрации геофизических аномалий от талых водоносных зон и горизонтов в мерзлых породах. *Криосфера Земли*, XXI(6), 129-133. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6\(129-133\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(129-133))
- Железняк М.Н. (2005) Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 228 с.
- Лебедева Л.С., Баишев Н.Е., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М. (2023) Температура пород в слое годовых теплооборотов в районе распространения надмерзлотных таликов в Центральной Якутии. *Криосфера Земли*, XXVII(2), 3-15. <https://doi.org/10.15372/KZ20230201>

- Логачев Н.А. (1999) Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны. *Физ. мезомеханика*, **2**(1-2), 163-170.
- Масленников С.А. (1970ф) Гидрогеологические условия района Чуйской и Курайской степей (юго-восточная часть Горного Алтая). Отчет Тархатинской гидрогеологической партии за 1966–1970 гг. Новокузнецк.
- Мурзина Е.В., Поспеев А.В., Буддо И.В., Шарлов М.В., Семинский И.К., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А. (2022) Возможности малоглубинных нестационарных электромагнитных зондирований для выделения газогидратных скоплений в криолитозоне северных регионов Западной Сибири. *Криосфера Земли*, **XXVI**(2), 51-62. <https://doi.org/10.15372/KZ20220204>.
- Неведрова Н.Н., Дашевский Ю.А. (2000) Связь сейсмического режима с элементами активной тектоники по данным электромагнитных зондирований. *Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 173-178.
- Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Пономарев П.В. (2017) Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай). *Геология и геофизика*, **58**(1), 146-156. <https://doi.org/10.15372/GiG20170110>
- Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. (2001) Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований. *Геология и геофизика*, **42**(9), 1399-1416.
- Нерадовский Л.Г. (2018) Количественная оценка объемной льдистости мерзлых грунтов методом дипольного электромагнитного профилирования. *Лед и снег*, **58**(1), 94-104. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-94-104>
- Нерадовский Л.Г. (2013) Опыт изучения влияния температуры на удельное электрическое сопротивление мерзлых грунтов. *Геофизика*, **1**, 67-70.
- Нерадовский Л.Г. (2017а) Региональная модель поведения температурного поля криолитозоны Восточной Сибири и Дальнего Востока: описание в искусственно создаваемых электромагнитных полях. *Криосфера Земли*, **XXI**(4), 12-22. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(12-22\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(12-22))
- Нерадовский Л.Г. (2017б) Упрощенный подход изучения мерзлых грунтов методом дистанционного электромагнитного зондирования. *Геофизика*, **2**, 79-87.
- Никитенко М.Н., Глинских В.Н., Михайлов И.В., Федосеев А.А. (2023) Математическое моделирование сигналов импульсного электромагнитного зондирования для мониторинга состояния многолетнемерзлых пород. *Геология и геофизика*, **64**(4), 591-600. <https://doi.org/10.15372/GiG2022132>
- Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Поспеева Е.В., Потапов В.В., Шеин А.Н., Стефаненко С.М. (2011) Распространение толщи мерзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований. *Криосфера Земли*, **15**(1), 15-22.
- Панькова Д.С., Оленченко В.В., Цибизов Л.В., Камнев Я.К., Шеин А.Н., Синицкий А.И. (2020) Строение многолетнемерзлой толщи в пределах стационара Парисенто (п-ов Гыдан) по геофизическим данным. *Криосфера Земли*, **XXIV**(2), 52-67. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2\(52-67\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2(52-67))
- Патрин А.А. (1991ф) Результаты поисковых геофизических работ по оценке угленосности кайнозойских отложений Аржанского, Междуреченского и Чуйского участков. Отчет Тургусунской партии за 1989–1991 гг. ТГФ, Горно-Алтайск.
- Печкин А.С., Романов А.Н., Калачев А.В., Красненко А.С. (2018) Сезонная динамика температурного режима тундровых почв Надымской провинции. *Науч. вестн. Ямало-Ненецкого автономного округа*, **1**(98), 34-39.
- Разумов С.О. (2015) Оценка современных темпов деградации многолетнемерзлых пород, тенденций и последствий ее развития в XXI в. *Приоритеты мировой науки: эксперимент и научная дискуссия*. Кемерово: науч.-издат. центр “Открытие”, 39-44.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. (2007) Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения. *Геотектоника*, (2), 3-22.
- Русанов Г.Г., Вазов С.В. (2014) Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). Бийск: ФГБОУ ВПО “АГАО”, 163 с.
- Туренко С.К., Дружинина К.В. (2018) О системном подходе к повышению эффективности исследований объектов криолитозоны геофизическими методами. *Нефть и газ*, (2), 27-31.
- Хабинов О.Г., Чалов И.А., Власов А.А., Антонов Е.Ю. (2009) Система интерпретации данных зондирования методом переходных процессов EMS. *ГЕО-Сибирь-2009*. Новосибирск: СГУГиТ, 108-113.
- Хрусталева Л.Н., Хилимонюк В.З. (2022) Прогноз аварийной ситуации по данным температурного мониторинга многолетнемерзлых грунтов вблизи подземного нефтепровода. *Криосфера Земли*, **XXVI**(3), 12-20. <https://doi.org/10.15372/KZ20220302>
- Шац М.М., Скачков Ю.Б. (2016) Климат Севера: Потепление или похолодание? *Климат и природа*, **2**(19), 27-37.
- Bartsch A., Strozzi T., Nitze I. (2023) Permafrost monitoring from space. *Surveys in Geophysics*, **44**, 1579-1613. <https://doi.org/10.1007/s10712-023-09770-3>
- Buddo I., Sharlov M., Shelokhov I., Misyurkeeva N., Seminsky I., Selyaev V., Agafonov Y. (2022) Applicability of transient electromagnetic surveys to permafrost imaging in Arctic West Siberia. *Energies*, **15**(5), 1-16. <https://doi.org/10.3390/en15051816>
- Cunningham K., Hatfield M., Pericon L.S. (2015) Unmanned aircraft systems for geotechnical monitoring of pipelines in the Arctic. *The Arctic Technology Conference*, Copenhagen: Curran Associates, Inc., 948-954.
- Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. (2007) The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains. *Permafrost Periglacial Processes*, **18**(2), 129-136. <https://doi.org/10.1002/ppp.585>
- Glinkikh V., Nechaev O., Mikhaylov I., Danilovskiy K., Olenchenko V. (2021) Pulsed Electromagnetic Cross-Well Exploration for Monitoring Permafrost and Examining the Processes of Its Geocryological Changes. *Geosci.*, **11**(2), 1-15. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020060>
- Lunina O.V., Gladkov A.V., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. (2008) Geometry of the

fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai. *Tectonophysics*, **453**, 276-294. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.010>

Shalaginov A., Nevedrova N. (2024) Electromagnetic Monitoring During the Aftershock Period of the 2003 Chuya Earthquake in Gorny Altai: Measurement Technique and Results. *Geomag. Aeron.*, **64**(4), 569-580.
<http://eqru.gsras.ru>
<http://www.geotomosoft.com>
<http://zond-geo.ru>

REFERENCES

- Altangerel D., Tsogbadral Kh. (2016) Study of permafrost in the mountains of the Mongolian Altai (based on the Tsagaan-Nuur lake basin). *Nauch. Obozrenie. Biol. Nauki*, (1), 47-50. (In Russ.)
- Babushkin S.M., Nevedrova N.N. (2017) Equipment and methodological tools for searching for ore deposits using the non-stationary electromagnetic sounding method. *International Scientific Congress Interexpo GEO-Siberia-2017. V. 4*. Novosibirsk, SGUGiT Publ., 207-212. (In Russ.)
- Balkov E.V., Panin G.L., Manshtein Yu.A., Manshtein A.K., Beloborodov V.A. (2012) Electrical tomography: equipment, methodology, and application experience. *Geofizika*, (6), 54-63. (In Russ.)
- Bartsch A., Strozzi T., Nitze I. (2023) Permafrost monitoring from space. *Surveys in Geophysics*, **44**, 1579-1613. <https://doi.org/10.1007/s10712-023-09770-3>
- Buddo I., Sharlov M., Shelokhov I., Misyurkeeva N., Seminsky I., Selyaev V., Agafonov Y. (2022) Applicability of transient electromagnetic surveys to permafrost imaging in Arctic West Siberia. *Energies*, **15**(5), 1-16. <https://doi.org/10.3390/en15051816>
- Buslov M.M., Imaev V.S. (2020) Model of the formation of intracontinental deformations in Central Asia and patterns of seismicity manifestation. *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of the conference, vyp. 18. Irkutsk, IZK SO RAN Publ., 41-44. (In Russ.)
- Cunningham K., Hatfield M., Pericon L.S. (2015) Unmanned aircraft systems for geotechnical monitoring of pipelines in the Arctic. *The Arctic Technology Conference*, Copenhagen, Curran Associates, Inc., 948-954.
- Dashevskii Yu.A., Nevedrova N.N., Zhirova N.V. (2000) Integral conductivity of the section as an indicator of the stressed state of the medium in active electromagnetic monitoring at the South Baikal predictive polygon. *Dokl. RAN*, **370**(6), 807-809. (In Russ.)
- Deev E.V., Nevedrova N.N., Zol'nikov I.D., Rusanov G.G., Ponomarev P.V. (2012) Geoelectrical studies of the deposits of the Chui basin (Mountain Altai). *Geol. Geofiz.*, **53**(1), 120-139. (In Russ.)
- Del'vo D., Tenissen K., Van-der-Meier R., Berzin N.A. (1995) Dynamics of formation and paleostress during the formation of the Chuisko-Kurai depression in the Mountain Altai: tectonic and climatic control. *Geol. Geofiz.*, **36**(10), 31-51. (In Russ.)
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., de Grave I., Sklyarov E.V. (2013) Interrelationship of magmatic, sedimentary, and accretion-collision processes on the Siberian Platform and its folded framing. *Geol. Geofiz.*, **54**(10), 1451-1471. (In Russ.)
- Dostavalova M.S., Shitov A.V. (2011) The influence of meteorological characteristics and geodynamic activity on the regime of hydro-genic icing formation in the Mountain Altai. *Georisk*, (4), 36-43. (In Russ.)
- Efremov V.N. (2017) Opportunities for registering geophysical anomalies from thawed aquifer zones and horizons in permafrost rocks. *Kriosfera Zemli*, **XXI**(6), 129-133. (In Russ.) [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6\(129-133\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(129-133))
- Emanov A.F., Emanov A.A., Fateev A.V., Shevkunova E.V., Podkorytova V.G., Durachenko A.A., Korabel'shchikov D.G., Gladyshev E.A. (2021) Results of seismic monitoring of various regions of Russia. Altai and Sayans. *Earthquakes in Russia in 2019*. Obninsk, FiTs EGS RAN Publ., 37-44. (In Russ.)
- Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. (2007) The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains. *Permafrost. Periglac. Process.*, **18**(2), 129-136. <https://doi.org/10.1002/ppp.585>
- Glinkikh V.N., Fedoseev A.A., Nikitenko M.N., Mikhailov I.V., Bukhtiyarov D.A. (2023) Designing field experiments to justify the technology of permafrost monitoring. *Kriosfera Zemli*, **XXVII**(4), 45-53. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20230405>
- Glinkikh V., Nechaev O., Mikhaylov I., Danilovskiy K., Olenchenko V. (2021) Pulsed Electromagnetic Cross-Well Exploration for Monitoring Permafrost and Examining the Processes of Its Geocryological Changes. *Geosci.*, **11**(2), 1-15. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020060>
- Khabinov O.G., Chalov I.A., Vlasov A.A., Antonov E.Yu. (2009) System for interpreting sounding data using transient processes EMS. *GEO-Siberia-2009*. Novosibirsk, SGUGiT Publ., 108-113. (In Russ.)
- Khrustalev L.N., Khilimonyuk V.Z. (2022) Forecasting emergency situations based on temperature monitoring data of permafrost near an underground oil pipeline. *Kriosfera Zemli*, **XXVI**(3), 12-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20220302>
- Lebedeva L.S., Baishev N.E., Pavlova N.A., Efremov V.S., Ogonerov V.V., Tarbeeva A.M. (2023) Temperature of rocks in the layer of annual heat turnover in the area of the spread of super-permafrost thawing in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli*, **XXVII**(2), 3-15. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20230201>
- Logachev N.A. (1999) Main structural features and geodynamics of the Baikal rift zone. *Fizich. Mezomekhanika*, **2**(1-2), 163-170. (In Russ.)
- Lunina O.V., Gladkov A.V., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. (2008) Geometry of the fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai. *Tectonophysics*, **453**, 276-294. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.010>
- Maslennikov S.A. (1970f) Hydrogeological Conditions of the Chuya and Kurai Steppes Area (Southeastern Part of the Altai Mountains). Report of the Tarkhatinskaya Hydrogeological Party for 1966-1970. Novokuznetsk. (In Russ.)
- Murzina E.V., Pospeev A.V., Buddo I.V., Sharlov M.V., Seminskii I.K., Misyurkeeva N.V., Shelokhov I.A. (2022) Opportunities of shallow non-stationary electromagnetic soundings for identifying gas hydrate accumulations in the cryolithozone of the northern regions of Western Siberia. *Kriosfera Zemli*, **XXVI**(2), 51-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20220204>

- Neradovskii L.G. (2017b) A simplified approach to studying frozen soils using remote electromagnetic sounding method. *Geofizika*, (2), 79-87. (In Russ.)
- Neradovskii L.G. (2018) Quantitative assessment of the volumetric ice content of frozen soils using dipole electromagnetic profiling method. *Led i Sneg*, **58**(1), 94-104. (In Russ.) <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-94-104>
- Neradovskii L.G. (2013) Experience in studying the influence of temperature on the specific electrical resistance of frozen soils. *Geofizika*, (1), 67-70. (In Russ.)
- Neradovskii L.G. (2017a) Regional model of the thermal field behavior in the cryolithozone of Eastern Siberia and the Far East: description in artificially created electromagnetic fields. *Kriosfera Zemli*, **XXI**(4), 12-22. (In Russ.) [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(12-22\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(12-22))
- Nevedrova N.N., Dashevskii Yu.A. (2000) Connection of seismic regime with elements of active tectonics from data of electromagnetic soundings. *Seismology in Siberia at the turn of the millennium*. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 173-178. (In Russ.)
- Nevedrova N.N., Deev E.V., Ponomarev P.V. (2017) Identification of fault structures and their geoelectrical characteristics from resistivity method data in the epicentral zone of the Chui earthquake of 2003 (Mountain Altai). *Geol. Geofiz.*, **58**(1), 146-156. (In Russ.) <https://doi.org/DOI: 10.15372/GiG20170110>
- Nevedrova N.N., Epov M.I., Antonov E.Yu., Dashevskii Yu.A., Duchkov A.D. (2001) Reconstruction of the Deep Structure of the Chuya Basin in the Altai Mountains Based on Electromagnetic Sounding Data. *Geol. Geofiz.*, **42**(9), 1399-1416. (In Russ.)
- Nikitenko M.N., Glinskikh V.N., Mikhailov I.V., Fedoseev A.A. (2023) Mathematical modeling of impulse electromagnetic sounding signals for monitoring the state of permafrost rocks. *Geol. Geofiz.*, **64**(4), 591-600. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2022132>
- Olenchenko V.V., Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu., Pospeeva E.V., Potapov V.V., Shein A.N., Stefansenko S.M. (2011) Distribution of Permafrost Thickness in the Chuya Basin (Altai Mountains) Based on Electromagnetic Sounding Data. *Kriosfera Zemli*, **15**(1), 15-22.
- Pan'kova D.S., Olenchenko V.V., Tsibizov L.V., Kamenev Y.K., Shein A.N., Sinitskii A.I. (2023) Structure of the permafrost section within the Parisento station (Gydan Peninsula) based on geophysical data. *Kriosfera Zemli*, **XXIV**(2), 52-67. (In Russ.) [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2\(52-67\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2(52-67))
- Patrin A.A. (1991f) Results of Geophysical Exploration Work to Assess the Coal Potential of Cenozoic Deposits in the Arzhan, Mezhdurechensk, and Chuya Areas. Report of the Turgusun Party for 1989–1991. TGF, Gorno-Altaysk.
- Pechkin A.S., Romanov A.N., Kalachev A.V., Krasnenko A.S. (2018) Seasonal dynamics of the temperature regime of tundra soils in the Nadym province. *Nauchnyi Vestnik Yamalo-Nenetskogo Avtonomnogo Okruga*, **1**(98), 34-39. (In Russ.)
- Razumov S.O. (2015) Assessment of current degradation rates of permafrost rocks, trends, and consequences of their development in the XXI century. *Priorities of World Science: Experiment and Scientific Discussion*. Kemerovo, Scientific Publishing Center "Otkrytie", 39-44. (In Russ.)
- Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Marakhanov A.V., Ushanova E.A. (2007) Tectonic position and geological manifestations of the Altai earthquake. *Geotektonika*, (2), 3-22. (In Russ.)
- Rusanov G.G., Vazhov S.V. (2014) Reference sections of Quaternary deposits in the Mountain Altai (Bele, Kubadru, Chagan). Biysk, FGBOU VPO "AGAO", 163 p. (In Russ.)
- Shalaginov A., Nevedrova N. (2024) Electromagnetic Monitoring During the Aftershock Period of the 2003 Chuya Earthquake in Gorny Altai: Measurement Technique and Results. *Geomag. Aeron.*, **64**(4), 569-580.
- Shats M.M., Skachkov Yu.B. (2016) Climate of the North: Warming or Cooling? *Klimat i Priroda*, **2**(19), 27-37. (In Russ.)
- Turenko S.K., Druzhinina K.V. (2018) On the systematic approach to improving the effectiveness of cryolithozone object research using geophysical methods. *Neft' i Gaz*, (2), 27-31. (In Russ.)
- Zheleznyak M.N. (2005) Geothermal Field and Cryolithozone of the Southeastern Siberian Platform. Novosibirsk, Nauka Publ., 228 p.
<http://eqru.gsras.ru>
<http://www.geotomosoft.com>
<http://zond-geo.ru>

Авторский указатель за 2025 г.

- Айриянц Е.В.** см. Нестеренко Г.В.
Аксенов С.М. см. Ильин Г.С., см. Ильин Г.С., см. Никифоров И.В.
Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В., Баланай М.М. Золото-сульфидно-кварцевое рудопоявление Булан Макаровского рудного узла (Западный Саян, Россия): минералого-геохимические особенности, РТ условия образования и источники флюидов. № 3, стр. 619.
Антипин А.Н. см. Демежко Д.Ю.
Антипов М.П. см. Хераскова Т.Н.
Антонова О.С. см. Гольдберг М.А.
- Бадида Л.В.** см. Дуб С.А.
Бадида Л.В. см. Мельничук О.Ю.
Баженова Е.А. Применение геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в комплексе со стандартными методами геофизических исследований для выявления зон геодинамической активности в рудных скважинах. № 3, стр. 644.
Баикин А.С. см. Гольдберг М.А.
Бакшеев И.А. см. Булах М.О.
Баланай М.М. см. Анкушева Н.Н.
Балтыбаев Ш.К. см. Петров Г.А.
Баринов С.М. см. Гольдберг М.А.
Белоглазова Н.А., Вирьясова У.В., Иголкина Г.В. Исследование магнитных характеристик горных пород Щучинского рудного района (Полярный Урал). № 1, стр. 156.
Белогуб Е.В. см. Новоселов К.А.
Белянин Д.К. см. Нестеренко Г.В.
Бибикина Е.В. Нефтематеринские породы межсолевого девонского комплекса Припятского прогиба, условия их образования, степень преобразованности и связь с процессами нефтегазообразования (Восточно-Европейская платформа). № 4, стр. 931.
Богомоллова А.Е. см. Дугушкина К.А.
Бугина В.М. см. Георгиевский А.Ф.
Булах М.О., Бакшеев И.А., Япаскерт В.О. Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 2. Серпентиниты рудопоявления Клара. № 5, стр. 1176.
- Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Пыряев А.Н., Ян П.А.** Особенности сидеритовой минерализации в юрско-нижнемеловых глинисто-терригенных отложениях Западной Сибири. № 4, стр. 848.
Вевель Я.А. см. Ерофеевский А.В.
Вибово Д.А. см. Фарисан А.
Видийанто К. см. Фарисан А.
Вирьясова У.В. см. Белоглазова Н.А.
Вовчина Т.А., Удоратина О.В., Шуйский А.С., Сычев С.Н. Минералы редких и редкоземельных элементов в кислых метавулканитах саблегорской свиты (Северный Урал). № 6, стр. 1365.
Волков А.В. см. Котов А.А.
Волож Ю.А. см. Хераскова Т.Н.
Волчек Е.Н., Прибавкин С.В., Червяковский В.С. Урукульско-покровский риолит-трахириолитовый комплекс (Средний Урал): новые геохимические данные. № 5, стр. 1041.
Воробьев Н.Н. см. Пономарев Д.В.
Воскресенский М.Н., Косоротова Е.А., Курданова А.А., Парыгин Г.И. Совместное применение наземных сейсмических методов в инженерных исследованиях. № 3, стр. 664.
Вотяков С.Л. см. Желунцын И.А., см. Желунцын И.А., см. Шапова Ю.В.
Вотяков С.Л. Структура и свойства минералов и минералоподобных синтетических материалов: актуальные проблемы. № 2, стр. 191.
Высоцкий Е.Н. см. Панькова В.А.
- Георгиевская К.А.** см. Георгиевский А.Ф.
Георгиевский А.А. см. Георгиевский А.Ф.
Георгиевский А.Ф., Жегалло Е.А., Георгиевский А.А., Бугина В.М., Кайлачаков П.Э., Георгиевская К.А., Марков В.Е., Карелина Е.В. Магнетитовые микробациты Кундузакского проявления в коре выветривания Халиловского ультрабазитового массива (Южный Урал). № 4, стр. 977.
Гольдберг М.А., Крохичева П.А., Хайрутдинова Д.Р., Фомин А.С., Леонов А.В., Баикин А.С., Антонова О.С., Сенцова А.М., Донская Н.О., Баринов С.М., Комлев В.С. Инжектируемые костные цементы на основе магний-замещенного витлокита, содержащие натрий карбоксиметиллцеллюлозу. № 2, стр. 355.
Горностаева А.А. см. Демежко Д.Ю.
Гороховский Б.М. см. Сергеева Н.Д.
Гостева А.Н. см. Никифоров И.В.
Гракова О.В., Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б. Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обейской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса. № 3, стр. 506.
Гурбанова О.А. см. Еремин Н.Н.
Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Нигай Е.В. Тектоника, структуры фундамента и минерогения ЮВ части Сибирской платформы по данным опорного профиля 3-ДВ Томмот–Хандыга. № 6, стр. 1264.
- Давлетшина А.А., Чебыкин Н.С., Замятин Д.А.** Дифракция отраженных электронов в исследовании микрореформаций в зернах циркона из метеоритных кратеров: методические аспекты. № 2, стр. 309.
Давыдов В.А. Возможности геофизических методов по выявлению потенциально золотоносных структурно-карстовых зон на Урале. № 3, стр. 633.
Дейнеко Д.В. см. Никифоров И.В.
Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д., Факаева Н.Р., Горностаева А.А., Антипин А.Н. Теплотери зданий и формирование подземного городского острова тепла. № 5, стр. 1201.
Диденко А.Н. см. Гурьянов В.А.
Докучиц Э.Ю. см. Канева Е.В.
Донская Н.О. см. Гольдберг М.А.
Дуб С.А., Бадида Л.В., Мельничук О.Ю., Леоно-

- ва Л.В. Комплекс преобразований терригенных и карбонатных отложений уксской свиты верхнего рифея Южного Урала в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань, г. Усть-Катав). № 4, стр. 748.
- Дубкова К.А. см. Шишлов С.Б.
- Дугушкина К.А., Богомолова А.Е., Ширяев П.Б., Фаррахова Н.Н. Амфиболиты Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из (Полярный Урал). № 6, стр. 1324.
- Душкин Е.П. см. Юрьев А.А.
- Дьякова С.А. см. Сергеева Н.Д.
- Елисеев И.А. см. Мясникова А.С.
- Еремин Н.Н., Еремина Т.А., Гурбанова О.А. Октаэдрические и тетраэдрические мотивы в структурной минералогии – ответ природы пятому правилу Л. Полинга. № 2, стр. 196.
- Еремина Т.А. см. Еремин Н.Н.
- Ерофеевский А.В., Плотицын А.Н., Журавлев А.В., Вевель Я.А., Иванова Р.М. Особенности распределения изотопного состава углерода в карбонатах разреза сартгьюской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие). № 3, стр. 398.
- Ерохин Ю.В., Савченко О.С., Захаров А.В., Пономарев В.С., Леонова Л.В. Минералогия медных шлаков Екатеринбургского металлургического завода. № 3, стр. 674.
- Жегалло Е.А. см. Георгиевский А.Ф.
- Желунницын И.А., Михайловская З.А., Вотяков С.Л. Импедансная высокотемпературная спектроскопия как метод фиксации начальных стадий фазовых превращений минералов (на примере алмандина из Верхоловской гранатовой копи, Средний Урал). № 2, стр. 295.
- Желунницын И.А., Михайловская З.А., Вотяков С.Л. Особенности электрофизических свойств гранатов демантоида и андрадита по данным высокотемпературной импедансной спектроскопии: влияние химического состава и фазовых примесей (методические аспекты). № 2, стр. 281.
- Жмодик С.М. см. Нестеренко Г.В.
- Жуковская Е.С. см. Никифоров И.В.
- Журавлев А.В. Первые данные об изотопном составе углерода конodontовых элементов из средней перми (казанский ярус) в разрезе Чимбулат (Вятские дислокации, Волго-Уральская антеклиз). № 3, стр. 438.
- Журавлев А.В. см. Ерофеевский А.В.
- Зайцева Т.С. см. Сергеева Н.Д.
- Закупин А.С. Особенности развития сейсмического процесса перед катастрофическим землетрясением в районе Восточно-Анатолийского разлома (6 февраля 2023 г., MW = 7.8). № 3, стр. 656.
- Замятин Д.А. см. Давлетшина А.А.
- Захаров А.В. см. Ерохин Ю.В.
- Зверев К.В. см. Храмцова А.В.
- Злобина Т.М. см. Котов А.А.
- Знаменский С.Е. Минералогия и петрогенезис интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал). № 1, стр. 114.
- Золотова Е.С. см. Котельникова А.Л.
- Зорина Л.Д. см. Раков Л.Т.
- Иванова Л.А. см. Потапов С.В.
- Иванова Р.М. см. Ерофеевский А.В.
- Иголкина Г.В. см. Белоглазова Н.А.
- Ильин Г.С., Чуканов Н.В., Пеков И.В., Ямнова Н.А., Расцветаева Р.К., Япаскерт В.О., Аксенов С.М. Псевдосимметрия и особенности катионного упорядочения в гетерофиллосиликатах. 2. Уточнение кристаллической структуры Са-содержащего минерала ряда перротита. № 2, стр. 221.
- Ильин Г.С., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М. Псевдосимметрия и особенности катионного упорядочения в гетерофиллосиликатах. 1. Уточнение кристаллической структуры шюллерита $\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Fe}_3^+, \text{Mg}, \text{Fe}_2^+)_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O}, \text{F})_4$. № 2, стр. 212.
- Исаенко С.И. см. Морохин А.И.
- Исаков В.А. см. Пономарев Д.В.
- Кайлачаков П.Э. см. Георгиевский А.Ф.
- Канева Е.В., Радомская Т.А., Докучиц Э.Ю., Шендрик Р.Ю. Франкаменит в чароитовых породах Мурунского массива: сравнительная характеристика зеленой и сиренево-серой разновидности. № 2, стр. 238.
- Карелина Е.В. см. Георгиевский А.Ф.
- Карпинчик Г.О., Савельев А.Д., Середа Е.Е. Петрографические особенности и реконструкция источников сноса нижнерифейских песчаников мукунской серии юго-востока Анабарского щита. № 3, стр. 373.
- Кисин А.Ю. см. Мурзин В.В., см. Щапова Ю.В.
- Кислов Е.В. см. Сотникова В.Ф.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномагнетитовых руд Юбрышка. № 3, стр. 546.
- Ковалев С.С. см. Ковалев С.Г.
- Коваленкер В.А. см. Раков Л.Т.
- Козлов П.С. см. Петров Г.А.
- Колесников А.В. см. Панькова В.А.
- Колмогорова В.В., Парыгин Г.И., Осипова А.Ю., Осипов В.Ю. Упругие свойства и широтная зональность литосферы Среднеуральской области повышенной сейсмичности по данным многоволновых глубинных сейсмических зондирований. № 1, стр. 24.
- Комлев В.С. см. Гольдберг М.А.
- Королева М.С. см. Морохин А.И.
- Косоротова Е.А. см. Воскресенский М.Н.
- Котельникова А.Л., Золотова Е.С., Реутов Д.С. Вещественный состав продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотационного обогащения медеплавильных шлаков. № 1, стр. 168.
- Котов А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности руд и вмещающих пород крупного месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия). № 1, стр. 134.
- Крохичева П.А. см. Гольдберг М.А.
- Крупенин М.Т. О классификации геолого-промышленных типов магнетитовых месторождений. № 4, стр. 794.
- Кузугет Р.В. см. Анкушева Н.Н.
- Кузнецов А.Б. см. Сергеева Н.Д.
- Кузнецов Н.Б. см. Панькова В.А.
- Кузнецова И.В. см. Сафронов П.П.
- Курданова А.А. см. Воскресенский М.Н.
- Кушманова Е.В. см. Гракова О.В.

- Латышева И.В.** см. Панькова В.А.
Леонов А.В. см. Гольдберг М.А.
Леонова Л.В. см. Дуб С.А., см. Ерохин Ю.В.
Литвинова Т.В. Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах и перспективы их изучения. № 6, стр. 1282.
Лысенко В.И., Садыков С.А. Бактериальные постройки углеводородного просачивания с текстурой конуса в конусе в породах таврической серии Горного Крыма (Южный берег Крыма). № 3, стр. 451.
- Макеев А.Б.** см. Терехов Е.Н.
Максе Л.П. см. Цельмович В.А.
Малич К.Н. см. Мурзин В.В.
Марков В.Е. см. Георгиевский А.Ф.
Марченко-Вагапова Т.И. см. Пономарев Д.В.
Масленников В.В., Третьяков Г.А. Физико-химические модели низкотемпературного взаимодействия морской воды и базальтового стекла в присутствии CO_2 и CH_4 . № 5, стр. 1104.
Маслов А.В. α^{Al} индексы глинистых пород рифея Южного Урала и особенности выветривания (первая попытка анализа). № 1, стр. 96.
Маслов А.В. К вопросу о взаимосвязи α^{Al} -индексов и отношений ряда редких и рассеянных элементов – индикаторов состава пород на палеоводосборах (на примере глинистых пород рифея и венда Южного и Среднего Урала и Шкаповско-Шиханской впадины). № 5, стр. 1023.
Маслов А.В. Ретроспектива (2010–2024 гг.) исследований по геологии рифея Южного Урала. Статья 1. Публикации по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму, литологии и геохимии осадочных пород. № 6, стр. 1221.
Маслов А.В. см. Мельничук О.Ю., см. Мельничук О.Ю.
Матвеев М.А. см. Терехов Е.Н.
Медведев В.Я. см. Потапов С.В.
Мельников А.В. см. Храмова А.В.
Мельничук О.Ю. см. Дуб С.А.
Мельничук О.Ю., Маслов А.В. Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата. № 4, стр. 725.
Мельничук О.Ю., Маслов А.В., Бадида Л.В. Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения. № 4, стр. 701.
Мингазутдинов А.Н. см. Сунгатуллин Р.Х.
Минервина Е.А. см. Раков Л.Т.
Михайловская З.А. см. Желунцын И.А., см. Желунцын И.А.
Михеев Е.И., Рахимов И.Р. Минералого-геохимическая зональность и массоперенос между водонасыщенными габбро-хондритового комплекса и песчаниками зилайской свиты (Восточный Бускун, Южный Урал). № 6, стр. 1298.
Моисеенко Н.В. см. Сафронов П.П.
Морохин А.И., Королева М.С., Шумилова Т.Г., Исаенко С.И. Поверхностные свойства маломедистого борнита в динамике. № 2, стр. 251.
Муллакаев А.И. см. Сунгатуллин Р.Х.
Мурашов К.Ю. см. Котов А.А.
Мурзин В.В., Малич К.Н., Кисин А.Ю. Минералы платиновой группы первичной ассоциации в россыпи р. Большой Сап (Средний Урал) и проблема индикаторного значения осмий-рутениевого тренда составов природных Os-Ir-Ru сплавов. № 5, стр. 1142.
Мясникова А.С., Шендрик Р.Ю., Елисеев И.А., Чачагаева О.И., Федоров А.М., Непомнящих А.И. Применение методов машинного обучения для классификации кварцитов по химическому составу: влияние микроэлементов и геохимическая идентификация. № 2, стр. 320.
- Неведрова Н.Н., Пономарев П.В., Санчаа А.М., Шапаренко И.О.** Влияние сейсмических событий на геоэлектрические параметры многолетней мерзлоты в Горном Алтае. № 6, стр. 1416.
Непомнящих А.И. см. Мясникова А.С.
Нестеренко Г.В., Айрияц Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Типоморфные особенности минералов платиновой группы из аллювия Кытлымского платиноносного узла (Северный Урал), Россия. № 3, стр. 521.
Нигай Е.В. см. Гурьянов В.А.
Никандрова Н.К. см. Новоселов К.А.
Никитенко Б.Л. см. Попов А.Ю.
Никифоров И.В., Жуковская Е.С., Гостева А.Н., Аксенов С.М., Дейнеко Д.В. Формирование минералоподобных фаз в системе $\text{Sr}_3\text{In}(\text{PO}_4)_7\text{--Ca}_9\text{Ln}(\text{PO}_4)_7$. № 2, стр. 336.
Николенко О.Д. см. Вакуленко Л.Г.
Новикова А.С. см. Терехов Е.Н.
Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Никандрова Н.К. Бакайское проявление золота (Южный Урал): минералогия руд и условия образования. № 3, стр. 572.
Нурвантари Н.А. см. Фарисан А.
- Окина О.И.** см. Терехов Е.Н.
Онищенко С.А. Цинкохромит в золотофукситовых прожилках на Au-Pd месторождении Чудное (Приполярный Урал): генетический аспект. № 6, стр. 1384.
Осипов В.Ю. см. Колмогорова В.В.
Осипова А.Ю. см. Колмогорова В.В.
- Паньков В.Н.** см. Панькова В.А.
Панькова В.А., Колесников А.В., Паньков В.Н., Высоцкий Е.Н., Латышева И.В., Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Гипостратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал). № 4, стр. 772.
Парыгин Г.И. см. Воскресенский М.Н., см. Колмогорова В.В.
Патина И.С. см. Хераскова Т.Н.
Пеков И.В. см. Ильин Г.С.
Петров Г.А. Геохимические особенности и условия формирования позднедокембрийских вулканитов южной части Ляпинской тектонической зоны (Северный Урал). № 6, стр. 1350.
Петров Г.А., Балтыбаев Ш.К., Козлов П.С., Тристан Н.И. Высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал). № 3, стр. 485.
Плотицын А.Н. см. Ерофеевский А.В.
Плоткина Ю.В. см. Сергеева Н.Д.
Пономарев В.С. см. Ерохин Ю.В.

- Пономарев Д.В., Воробьев Н.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А.** Четвертичные отложения в разрезах Гаревое и Журавский на Нижней Печоре. № 1, стр. 79.
- Пономарев П.В.** см. Неведрова Н.Н.
- Пономаренко Е.С., Соколова Л.В.** Литологическое, палеонтологическое и геохимическое обоснование ранневенлокского (ранний силур) перерыва в осадконакоплении в разрезе западного склона Северного Урала (р. Верхняя Косью). № 1, стр. 61.
- Попов А.Ю., Никитенко Б.Л.** Новые данные о составе, строении и условиях формирования пограничной юрско-меловой толщи юго-восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (север Восточной Сибири). № 4, стр. 861.
- Потапов С.В., Шарыгин И.С., Медведев В.Я., Иванова Л.А., Ращенко С.В., Щербаков Ю.Д.** Синтез джерфшиерита $K_2Fe_{24.5}S_{26}Cl$ методом изобарно-изотермической выдержки при $T = 500^\circ C$ и $P = 500$ атм. № 2, стр. 344.
- Прибавкин С.В.** см. Волчек Е.Н.
- Прокофьев В.Ю.** см. Раков Л.Т.
- Пусванто Э.** см. Фарисан А.
- Пучков В.Н.** см. Сергеева Н.Д.
- Пушкарев Е.В.** см. Шардакова Г.Ю.
- Пыряев А.Н.** см. Вакуленко Л.Г.
- Пыстин А.М.** см. Гракова О.В.
- Радомская Т.А.** см. Канева Е.В.
- Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Коваленкер В.А., Минервина Е.А., Зорина Л.Д.** Влияние условий минералообразования на распределение примесей Ge и Ti в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля. № 5, стр. 1161.
- Рассомахин М.А.** см. Новоселов К.А.
- Расцветаева Р.К.** см. Ильин Г.С., см. Ильин Г.С.
- Рахарджо П.Д.** см. Фарисан А.
- Рахимов И.Р.** см. Михеев Е.И.
- Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалаев Е.С.** Петрогенезис и геодинамический режим монзонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии. № 5, стр. 1074.
- Ращенко С.В.** см. Потапов С.В.
- Реутов Д.С.** см. Котельникова А.Л.
- Романюк Т.В.** см. Панькова В.А.
- Рыбченко А.А.** см. Юрьев А.А.
- Савельев А.Д.** см. Карпинчик Г.О.
- Савченко О.С.** см. Ерохин Ю.В.
- Садыков С.А.** см. Лысенко В.И.
- Самигуллин А.А.** см. Рахимов И.Р.
- Санчаа А.М.** см. Неведрова Н.Н.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В., Моисеенко Н.В.** Сфероидные образования рудного и нерудного вещества в природе и эксперименте. № 3, стр. 595.
- Сенцова А.М.** см. Гольдберг М.А.
- Сергеева Н.Д., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Гороховский Б.М., Плоткина Ю.В.** U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датировки цирконов из песчаников басинской свиты ашинской серии венда Южного Урала и возраст пород питающих провинций. № 5, стр. 1053.
- Середа Е.Е.** см. Карпинчик Г.О.
- Симанкова А.О.** см. Шардакова Г.Ю.
- Соколова Л.В.** см. Пономаренко Е.С.
- Сотникова В.Ф., Сунгатуллин Р.Х., Кислов Е.В.** Нефритовые гальки Витимского нагорья и пояса Хотан (Китай): сравнительный минералого-геохимический анализ. № 4, стр. 946.
- Софинская О.А.** см. Сунгатуллин Р.Х.
- Сунгатуллин Р.Х.** см. Сотникова В.Ф.
- Сунгатуллин Р.Х., Муллакаев А.И., Мингазутдинов А.Н., Софинская О.А.** Уфимские битуминозные песчаники Республики Татарстан: литолого-петрофизическая характеристика и история формирования. № 4, стр. 890.
- Сычев С.Н.** см. Вовчина Т.А.
- Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Окина О.И., Матвеев М.А., Новикова А.С.** Геохимия вторичных кварцитов и проблема литиевого обогащения ассоциируемых с ними пород о-ва Б. Тютерс (Финский залив, Россия). № 5, стр. 1120.
- Трапезников Д.Е.** см. Уткина Т.А.
- Третьяков Г.А.** см. Масленников В.В.
- Тристан Н.И.** см. Петров Г.А.
- Удоратина О.В.** см. Вовчина Т.А.
- Уляшева Н.С.** As-P-REE-содержащий циркон в гранитных пегматитах осевой зоны Полярного Урала. № 3, стр. 471.
- Уткина Т.А., Трапезников Д.Е., Чайковский И.И.** Минерогения современного континентального карбонатообразования на территории Пермского края. № 5, стр. 1007.
- Фадлин** см. Фарисан А.
- Факаева Н.Р.** см. Демежко Д.Ю.
- Фарисан А., Нурвантари Н.А., Фадлин, Рахарджо П.Д., Пусванто Э., Видийанто К., Вибово Д.А.** Исследование структурной геологии, контролирующей Опаскую разлому на формации Семилир в Йогьякарте, Индонезия. № 1, стр. 44.
- Фаррахова Н.Н.** см. Дугушкина К.А.
- Федоров А.М.** см. Мясникова А.С.
- Фомин А.С.** см. Гольдберг М.А.
- Хайрутдинова Д.Р.** см. Гольдберг М.А.
- Хацкевич Б.Д.** см. Демежко Д.Ю.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Патица И.С.** Строение и эволюция тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийского нефтегазоносного остаточного океанического бассейна в позднем докембрии – кайнозое. № 1, стр. 5.
- Холоднов В.В.** см. Рахимов И.Р.
- Храмцова А.В., Зверев К.В., Мельников А.В.** Классификация турбидитовых каналов клиноформного комплекса нижнего мела Западной Сибири. № 4, стр. 876.
- Хубанов В.Б.** см. Гракова О.В.
- Цельмович В.А., Шельмин В.Г., Максе Л.П.** Микроскопические следы Чулымского болида, падение 1984 года. № 4, стр. 961.
- Чайковский И.И.** см. Уткина Т.А.

- Чачанагова О.И.** см. Мясникова А.С.
Чеботарева В.А. см. Шишлов С.Б.
Чебыкин Н.С. см. Давлетшина А.А., см. Щапова Ю.В.
Червяковская М.В. см. Шардакова Г.Ю.
Червяковский В.С. см. Волчек Е.Н., см. Шардакова Г.Ю.
Черных В.В. Хронология в стратиграфии. № 6, стр. 1249.
Чуканов Н.В. см. Ильин Г.С., см. Ильин Г.С.
- Шагалов Е.С.** см. Рахимов И.Р.
Шапаренко И.О. см. Неведрова Н.Н.
Шардакова Г.Ю., Пушкарев Е.В., Симанкова А.О., Червяковский В.С., Червяковская М.В. Геохимия и возраст детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока (Средний Урал): источники сноса и проблема докембрия. № 4, стр. 819.
Шарыгин И.С. см. Потапов С.В.
Шацилло А.В. см. Панькова В.А.
Шельмин В.Г. см. Цельмович В.А.
Шендрик Р.Ю. см. Канева Е.В., см. Мясникова А.С.
Ширяев П.Б. см. Дугушкина К.А.
Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Чеботарева В.А. Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма. № 4, стр. 907.
- Шмелёва Л.А.** Состав, строение, условия образования верхнекарийских отложений шежимского фациального комплекса (р. Илыч, Северный Урал). № 3, стр. 419.
Шуйский А.С. см. Вовчина Т.А.
Шумилова Т.Г. см. Морохин А.И.
- Щапова Ю.В., Кисин А.Ю., Чебыкин Н.С., Вотяков С.Л.** Примесный состав, структурные особенности и люминесцентные свойства Sr-содержащей благородной шпинели из мраморов восточного склона Урала. № 2, стр. 263.
Щербаков Ю.Д. см. Потапов С.В.
- Юрьев А.А., Душкин Е.П., Рыбченко А.А.** Интеграция радиолокационных и оптических данных Sentinel для мониторинга и анализа паводков на примере катастрофических наводнений 2019 года в городе Тулун. № 6, стр. 1404.
- Ямнова Н.А.** см. Ильин Г.С.
Ян П.А. см. Вакуленко Л.Г.
Япаскурт В.О. см. Булах М.О., см. Ильин Г.С.

Autor's Index for 2025

- Airiyants E.V.** see Nesterenko G.V.
Aksenov S.M. see Ilyin G.S., see Ilyin G.S., see Nikiforov I.V.
Ankusheva N.N., Kuzhuget R.V., Balanay M.M. Bulan gold-sulfide-quartz ore deposit of the Makarovsky ore cluster (Western Sayan, Russia): Mineralogical and geochemical features, formation conditions, and fluid sources. No. 3, p. 619.
Antipin A.N. see Demezhko D.Yu.
Antipov M.P. see Kheraskova T.N.
Antonova O.S. see Goldberg M.A.

Badida L.V. see Dub S.A., see Melnichuk O.Yu.
Baikin A.S. see Goldberg M.A.
Baksheev I.A. see Bulakh M.O.
Balanay M.M. see Ankusheva N.N.
Baltybaev Sh.K. see Petrov G.A.
Barinov S.M. see Goldberg M.A.
Bazhenova E.A. Application of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in combination with standard geophysical research methods to identify geodynamic activity areas in ore boreholes. No. 3, p. 644.
Beloglazova N.A., Viryasova U.V., Igolkina G.V. Investigation of the magnetic characteristics of rocks of the Shchuchinsky ore region (Polar Ural). No. 1, p. 156.
Belogub E.V. see Novoselov K.A.
Belyanin D.K. see Nesterenko G.V.
Bibikava A.V. Oil source rocks of the intersalt Devonian complex of the Pripyat trough, conditions of their formation, degree of transformation and connection with oil and gas formation processes (East European platform). No. 4, p. 931.
Bogomolova A.E. see Dugushkina K.A.
Bugina V.M. see Georgievsky A.F.
Bulakh M.O., Baksheev I.A., Yapaskurt V.O. Mineralogy and genesis of apocarbonate serpentinites of the Pitkäranta mining district, Northern Ladoga region. Part 2. Serpentinites of the Klara ore occurrence. No. 5, p. 1176.

Chachanagova O.I. see Myasnikova A.S.
Chaikovskiy I.I. see Utkina T.A.
Chebotareva V.A. see Shishlov S.B.
Chebykin N.S. see Davletshina A.A., see Shchapova Yu.V.
Chernykh V.V. Chronology in stratigraphy. No. 6, p. 1249.
Chervyakovskaya M.V. see Shardakova G.Y.
Chervyakovsky V.S. see Shardakova G.Y., see Volchek E.N.
Chukanov N.V. see Ilyin G.S., see Ilyin G.S.

Davletshina A.A., Chebykin N.S., Zamyatin D.A. Electron backscatter diffraction in the study of microdeformations in zircon grains from meteorite craters: methodological aspects. No. 2, p. 309.
Davydov V.A. Capabilities of geophysical methods in identification of potential gold-bearing structural karst zones in the Urals. No. 3, p. 633.
Demezhko D.Yu., Khatskevich B.D., Fakaeva N.R., Gornostaeva A.A., Antipin A.N. Heat losses from buildings and formation of underground urban heat islands. No. 5, p. 1201.
Deyneko D.V. see Nikiforov I.V.
Didenko A.N. see Guryanov V.A.
Dokuchits E.Yu. see Kaneva E.V.
Donskaya N.O. see Goldberg M.A.
Dub S.A., Badida L.V., Melnichuk O.Yu., Leonova L.V. Diagenesis of siliciclastic and carbonate deposits of the Neoproterozoic Uk Formation in the stratotype section (Southern Urals, Yuryuzan river, Ust-Katav town). No. 4, p. 748.
Dubkova K.A. see Shishlov S.B.
Dugushkina K.A., Bogomolova A.E., Shiryayev P.B., Farrakhova N.N. Amphibolites of the Central zone of metamorphism of the Rai-Iz massif (Polar Urals). No. 6, p. 1324.
Dushkin E.P. see Yuryev A.A.
Dyakova S.A. see Sergeeva N.D.

Eliseev I.A. see Myasnikova A.S.
Eremin N.N., Eremina T.A., Gurbanova O.A. Octahedral and tetrahedral patterns in structural mineralogy – nature's answer to L. Pauling's fifth rule. No. 2, p. 196.
Eremina T.A. see Eremin N.N.
Erofeevsky A.V., Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V., Velve Ya.A., Ivanova R.M. Distribution features of carbon isotopes in carbonates on the example of the Sartiu Formation (Lower Carboniferous, Vorkuta Uplift). No. 3, p. 398.
Erokhin Yu.V., Savchenko O.S., Zakharov A.V., Ponomarev V.S., Leonova L.V. Mineralogy of copper slags of Ekaterinburg Metallurgical Plant. No. 3, p. 674.

Fadlin see Farisan A.
Fakaeva N.R. see Demezhko D.Yu.
Farisan A., Nurwantari N.A., Fadlin, Raharjo P.D., Puswanto E., Widiyanto K., Wibowo D.A. Investigating the Structural Geology Control of the Opak Fault on the Semilir Formation in Yogyakarta, Indonesia. No. 1, p. 44.
Farrakhova N.N. see Dugushkina K.A.
Fedorov A.M. see Myasnikova A.S.
Fomin A.S. see Goldberg M.A.

Georgievskaya K.A. see Georgievsky A.F.
Georgievsky A.A. see Georgievsky A.F.
Georgievsky A.F., Zhegallo E.A., Georgievsky A.A., Bugina V.M., Kailachakov P.E., Georgievskaya K.A., Markov V.E., Karelina E.V. Magnesite microbialites of the Kunduzak occurrence in the weathering crust of the Khalilovsky ultrabasic massif (Southern Urals). No. 4, p. 977.
Goldberg M.A., Kroklicheva P.A., Khayrutdinova D.R., Fomin A.S., Leonov A.V., Baikin A.S., Antonova O.S., Sentsova A.M., Donskaya N.O., Barinov S.M., Komlev V.S. Injected bone cements based on magnesium-substituted whitlockite, containing sodium carboxymethyl cellulose. No. 2, p. 355.

- Gornostaeva A.A.** see Demezhko D.Yu.
Gorokhovskiy B.M. see Sergeeva N.D.
Gosteva A.N. see Nikiforov I.V.
Grakova O.V., Pystin A.M., Kushmanova E.V., Khubanov V.B. First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources. No. 3, p. 506.
Gurbanova O.A. see Eremin N.N.
Guryanov V.A., Didenko A.N., Nigai E.V. Tectonics, basement structures, and minerageny of the southeastern Siberian Platform adjacent to the 3-DV Tommot–Khandyga profile. No. 6, p. 1264.
Igolkina G.V. see Beloglazova N.A.
Ilyin G.S., Chukanov N.V., Pekov I.V., Yamnova N.A., Rastsvetaeva R.K., Yapaskurt V.O., Aksenov S.M. Pseudosymmetry and cation ordering in heterophyllosilicates. 2. Refinement of the crystal structure of Ca-bearing mineral of the perraultite series. No. 2, p. 221.
Ilyin G.S., Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M. Pseudosymmetry and cation ordering in heterophyllosilicates. 1. Refinement of the crystal structure of schüllerite $\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Fe}_3^+, \text{Mg}, \text{Fe}_2^+)_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O}, \text{F})_4$. No. 2, p. 212.
Isaenko S.I. see Morokhin A.I.
Isakov V.A. see Ponomarev D.V.
Ivanova L.A. see Potapov S.V.
Ivanova R.M. see Erofeevskiy A.V.
Kailachakov P.E. see Georgievskiy A.F.
Kaneva E.V., Radomskaya T.A., Dokuchits E.Yu., Shendrik R.Yu. Frankamenite in charoite rocks of the Murun massif: comparative characterization of green and lilac-gray varieties. No. 2, p. 238.
Karelina E.V. see Georgievskiy A.F.
Karpinchik G.O., Savelyev A.D., Sereda E.E. Petrographic features and provenance reconstruction of the Lower Riphean sandstones of the Mukun Group of the south-eastern Anabar shield. No. 3, p. 373.
Khatskevich B.D. see Demezhko D.Yu.
Khayrutdinova D.R. see Goldberg M.A.
Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Patina I.S. The structure and evolution of the tectonic structure of the southeastern part of the East European Platform and the Caspian oil and gas residual oceanic basin in the Late Precambrian – Cenozoic. No. 1, p. 5.
Kholodnov V.V. see Rakhimov I.R.
Khrantsova A.V., Zverev K.V., Melnikov A.V. Classification of turbidite channels of the Lower Cretaceous Clinoform complex in West Siberia. No. 4, p. 876.
Khubanov V.B. see Grakova O.V.
Kislov E.V. see Sotnikova V.F.
Kissin A.Yu. see Murzin V.V., see Shchapova Yu.V.
Kolesnikov A.V. see Pankova V.A.
Kolmogorova V.V., Parygin G.I., Osipova A.Yu., Osipov V.Yu. Elastic properties and latitudinal zoning of the lithosphere of the Middle Ural region with increased seismicity according to multiwave deep seismic sounding data. No. 1, p. 24.
Komlev V.S. see Goldberg M.A.
Koroleva M.S. see Morokhin A.I.
Kosorotova E.A. see Voskresenskiy M.N.
Kotelnikova A.L., Zolotova E.S., Reutov D.S. Material composition of sulfuric acid leaching products of copper smelting slag flotation tailings. No. 1, p. 168.
Kotov A.A., Volkov A.V., Zlobina T.M., Murashov K.Yu. Geochemical characteristics of host rocks and ores of the Verninskoe large gold deposit (Bodaibo District, Russia). No. 1, p. 134.
Kovalenker V.A. see Rakov L.T.
Kovalev S.G., Kovalev S.S. Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit. No. 3, p. 546.
Kovalev S.S. see Kovalev S.G.
Kozlov P.S. see Petrov G.A.
Krokhicheva P.A. see Goldberg M.A.
Krupenin M.T. On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits. No. 4, p. 794.
Kurdanova A.A. see Voskresenskiy M.N.
Kushmanova E.V. see Grakova O.V.
Kuzhuget R.V. see Ankusheva N.N.
Kuznetsov A.B. see Sergeeva N.D.
Kuznetsov N.B. see Pankova V.A.
Kuznetsova I.V. see Safronov P.P.
Latysheva I.V. see Pankova V.A.
Leonov A.V. see Goldberg M.A.
Leonova L.V. see Dub S.A., see Erokhin Yu.V.
Litvinova T.V. Biogenic ultramicrostructures in stromatolites and prospects for their study. No. 6, p. 1282.
Lysenko V.I., Sadykov S.A. Bacterial hydrocarbon seepage structures with a cone-in-cone texture in the rocks of the Taurian series of the Mountain Crimea (South Coast of Crimea). No. 3, p. 451.
Makeev A.B. see Terekhov E.N.
Malitch K.N. see Murzin V.V.
Marchenko-Vagapova T.I. see Ponomarev D.V.
Markov V.E. see Georgievskiy A.F.
Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. Physicochemical models of low-temperature seawater–basaltic glass interaction in the presence of CO_2 and CH_4 . No. 5, p. 1104.
Maslov A.V. A retrospective review (2010–2024) of research on the Riphean geology of the Southern Urals. Article 1. Publications on stratigraphy, paleontology, paleomagnetism, lithology, and geochemistry of sedimentary rocks. No. 6, p. 1221.
Maslov A.V. On the relationship between α^{Al} indices and the ratios of a number of trace elements – indicators of rock composition in paleo-catchments (on the example of the Riphean and Vendian clay rocks of the Southern and Middle Urals and the Shkapovo-Shikhan depression). No. 5, p. 1023.
Maslov A.V. see Melnichuk O.Yu., see Melnichuk O.Yu.
Maslov A.V. α^{Al} indices of Riphean clay rocks of the Southern Urals and weathering features (first attempt at analysis). No. 1, p. 96.
Matveev M.A. see Terekhov E.N.
Maxe L.P. see Tselmovich V.A.
Medvedev V.Ya. see Potapov S.V.
Melnichuk O.Yu. see Dub S.A.
Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics. No. 4, p. 725.
Melnichuk O.Yu., Maslov A.V., Badida L.V. Paleoclimate

- reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains. No. 4, p. 701.
- Melnikov A.V.** see Khrantsova A.V.
- Mikhaylovskaya Z.A.** see Zhelunitsyn I.A., see Zhelunitsyn I.A.
- Mikheev E.I., Rakhimov I.R.** Mineralogical and geochemical zoning and mass transfer between the Khudolaz complex water-saturated gabbro and the Zilair Formation sandstones (Vostochnyi Buskun, Southern Urals). No. 6, p. 1298.
- Minervina E.A.** see Rakov L.T.
- Mingazutdinov A.N.** see Sungatullin R.Kh.
- Moiseenko N.V.** see Safronov P.P.
- Morokhin A.I., Koroleva M.S., Shumilova T.G., Isaenko S.I.** Surface properties of Cu-poor bornite in dynamics. No. 2, p. 251.
- Mullakaev A.I.** see Sungatullin R.Kh.
- Murashov K.Yu.** see Kotov A.A.
- Murzin V.V., Malitch K.N., Kissin A.Yu.** Primary platinum-group minerals in the placer of the Bol'shoy Sap River (Middle Urals) and the problem of the indicator value of the osmium-ruthenium trend for the compositions of natural hexagonal Os-Ir-Ru alloys. No. 5, p. 1142.
- Myasnikova A.S., Shendrik R.Yu., Eliseev I.A., Chachanagova O.I., Fedorov A.M., Nepomniyschikh A.I.** Application of machine learning methods to classify quartzites by chemical composition: the influence of trace elements and geochemical identification. No. 2, p. 320.
- Nepomniyschikh A.I.** see Myasnikova A.S.
- Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K.** Typomorphic features of platinum group minerals from alluvium of the Kytlym platinum-bearing cluster (North Ural), Russia. No. 3, p. 521.
- Nevedrova N.N., Ponomarev P.V., Sancha A.M., Shaparenko I.O.** Impact of seismotectonic processes on the geoelectrical parameters of permafrost in the Altai mountains. No. 6, p. 1416.
- Nigai E.V.** see Guryanov V.A.
- Nikandrova N.K.** see Novoselov K.A.
- Nikiforov I.V., Zhukovskaya E.S., Gosteva A.N., Akseonov S.M., Deyneko D.V.** Formation of mineral-like phases in the system $\text{Sr}_3\text{In}(\text{PO}_4)_7\text{--Ca}_3\text{Ln}(\text{PO}_4)_7$. No. 2, p. 336.
- Nikitenko B.L.** see Popov A.Yu.
- Nikolenko O.D.** see Vakulenko L.G.
- Novikova A.S.** see Terekhov E.N.
- Novoselov K.A., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Nikandrova N.K.** Bakayskoe gold occurrence (Southern Urals): Ore mineralogy and formation conditions. No. 3, p. 572.
- Nurwantari N.A.** see Farisan A.
- Okina O.I.** see Terekhov E.N.
- Onishchenko S.A.** Zincochromite in gold-fuchsite veins at the Chudnoe Au-Pd deposit (Subpolar Urals): Genetic aspects. No. 6, p. 1384.
- Osipov V.Yu.** see Kolmogorova V.V.
- Osipova A.Yu.** see Kolmogorova V.V.
- Pankov V.N.** see Pankova V.A.
- Pankova V.A., Kolesnikov A.V., Pankov V.N., Vysotsky E.N., Latysheva I.V., Shatsillo A.V., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V.** Hypostratotype section of the Vendian Ust'-Sylvytsa Formation in the Kvar Kush-Kamennogorsk Anticlinorium (Central Urals). No. 4, p. 772.
- Parygin G.I.** see Kolmogorova V.V., see Voskresenskiy M.N.
- Patina I.S.** see Kheraskova T.N.
- Pekov I.V.** see Ilyin G.S.
- Petrov G.A.** Geochemical features and formation conditions of Late Precambrian volcanics in the southern part of the Lyapin tectonic zone (Northern Urals). No. 6, p. 1350.
- Petrov G.A., Baltybaev Sh.K., Kozlov P.S., Tristan N.I.** High-pressure metamorphism in the area of the Main Ural fault in the Severnaya Sosva River basin (Northern Urals). No. 3, p. 485.
- Plotitsyn A.N.** see Erofeevsky A.V.
- Plotkina Yu.V.** see Sergeeva N.D.
- Ponomarenko E.S., Sokolova L.V.** Lithologic, paleontologic and geochemical foundation of the Early Wenlockian (Early Silurian) sedimentation break in the western slope of the Northern Urals section (Verkhnyaya Kos'yu River). No. 1, p. 61.
- Ponomarev D.V., Vorobyev N.N., Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A.** Quaternary sediments in the Garevo and Zhuravsky sections in the Lower Pechora River. No. 1, p. 79.
- Ponomarev P.V.** see Nevedrova N.N.
- Ponomarev V.S.** see Erokhin Yu.V.
- Popov A.Yu., Nikitenko B.L.** New data on the composition, structure and conditions of formation of the boundary Jurassic-Cretaceous section of the southeastern part of the Anabar-Lena sedimentary basin (north of Eastern Siberia). No. 4, p. 861.
- Potapov S.V., Sharygin I.S., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., Rashchenko S.V., Shcherbakov Yu.D.** Synthesis of djerfisherite $\text{K}_6\text{Fe}_{24.5}\text{S}_{26}\text{Cl}$ by isobaric-isothermal holding method at $T = 500^\circ\text{C}$ и $P = 500$ atm. No. 2, p. 344.
- Pribavkin S.V.** see Volchek E.N.
- Prokofiev V.Yu.** see Rakov L.T.
- Puchkov V.N.** see Sergeeva N.D.
- Pushkarev E.V.** see Shardaeva G.Y.
- Puswanto E.** see Farisan A.
- Pyraev A.N.** see Vakulenko L.G.
- Pystin A.M.** see Grakova O.V.
- Radomskaya T.A.** see Kaneva E.V.
- Raharjo P.D.** see Farisan A.
- Rakhimov I.R.** see Mikheev E.I.
- Rakhimov I.R., Samigullin A.A., Kholodnov V.V., Shagailov E.S.** Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite massifs of the Balbuk area (Southern Urals) according to whole-rock geochemistry, Sr-Nd isotopy, and Rb-Sr geochronology. No. 5, p. 1074.
- Rakov L.T., Prokofiev V.Yu., Kovalenker V.A., Minervina E.A., Zorina L.D.** Influence of mineral formation conditions on the distribution of Ge and Ti impurities in quartz of Darasun gold deposits. No. 5, p. 1161.
- Rashchenko S.V.** see Potapov S.V.
- Rassomakhin M.A.** see Novoselov K.A.

- Rastsvetaeva R.K.** see Ilyin G.S., see Ilyin G.S.
Reutov D.S. see Kotelnikova A.L.
Romanyuk T.V. see Pankova V.A.
Rybchenko A.A. see Yuryev A.A.
- Sadykov S.A.** see Lysenko V.I.
Safronov P.P., Kuznetsova I.V., Moiseenko N.V. Spheroidal formations of ore and non-metallic matter in nature and experiment. No. 3, p. 595.
Samigullin A.A. see Rakhimov I.R.
Sancha A.M. see Nevedrova N.N.
Savchenko O.S. see Erokhin Yu.V.
Savelyev A.D. see Karpinchik G.O.
Sentsova A.M. see Goldberg M.A.
Sereda E.E. see Karpinchik G.O.
Sergeeva N.D., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Gorokhovskiy B.M., Plotkina Yu.V. U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dating of zircons from sandstones of the Basu Formation of the Vendian Asha Series of the Southern Urals and the age of rocks in the distributive province. No. 5, p. 1053.
Shagalov E.S. see Rakhimov I.R.
Shaparenko I.O. see Nevedrova N.N.
Shardakova G.Y., Pushkarev E.V., Simankova A.O., Chervyakovsky V.S., Chervyakovskaya M.V. Geochemistry and age of detrital zircon from the Quaternary deposits from the Ufaley block (Middle Urals): provenance and the problem of Precambrian. No. 4, p. 819.
Sharygin I.S. see Potapov S.V.
Shatsillo A.V. see Pankova V.A.
Shchapova Yu.V., Kissin A.Yu., Chebykin N.S., Votyakov S.L. Chemical composition, structural features and luminescent properties of Cr-bearing spinel from marbles of the Eastern Slope of the Urals. No. 2, p. 263.
Shcherbakov Yu.D. see Potapov S.V.
Shelmin V.G. see Tselmovich V.A.
Shendrik R.Yu. see Kaneva E.V., see Myasnikova A.S.
Shiryaev P.B. see Dugushkina K.A.
Shishlov S.B., Dubkova K.A., Chebotareva V.A. Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea. No. 4, p. 907.
Shmeleva L.A. Composition, structure, formation environment of the Yaptikshor deposits of the Shezhim facies complex (Upper Katian, Ilych River, Northern Urals). No. 3, p. 419.
Shuisky A.S. see Vovchina T.A.
Shumilova T.G. see Morokhin A.I.
Simankova A.O. see Shardakova G.Y.
Sofinskaya O.A. see Sungatullin R.Kh.
Sokolova L.V. see Ponomarenko E.S.
Sotnikova V.F., Sungatullin R.Kh., Kislov E.V. Nephrite pebbles of the Vitim Highlands and the Hetian area (China): a comparative mineralogical and geochemical analysis. No. 4, p. 946.
Sungatullin R.Kh. see Sotnikova V.F.
Sungatullin R.Kh., Mullakaev A.I., Mingazutdinov A.N., Sofinskaya O.A. Ufimian bituminous sandstones of the Republic of Tatarstan: lithological and petrophysical characteristics and formation history. No. 4, p. 890.
Sychev S.N. see Vovchina T.A.
- and the problem of lithium enrichment of associated rocks in the Bolshoy Tyuters island (Gulf of Finland, Russia). No. 5, p. 1120.
Trapeznikov D.E. see Utkina T.A.
Tret'yakov G.A. see Maslennikov V.V.
Tristan N.I. see Petrov G.A.
Tselmovich V.A., Shelmin V.G., Maxe L.P. Microscopic traces of the Chulym bolide, fall 1984. No. 4, p. 961.
- Udoratina O.V.** see Vovchina T.A.
Ulyasheva N.S. As-P-REE-bearing zircon in granitic pegmatites of the axial zone of the Polar Urals. No. 3, p. 471.
Utkina T.A., Trapeznikov D.E., Chaikovskiy I.I. Mineralogy of modern continental carbonates in the Perm Region. No. 5, p. 1007.
- Vakulenko L.G., Nikolenko O.D., Pyraev A.N., Yan P.A.** Special aspects of siderite mineralization in the Jurassic-Lower Cretaceous clay-terrigenous deposits of Western Siberia. No. 4, p. 848.
Vevel Ya.A. see Erofeevskiy A.V.
Viryasova U.V. see Beloglazova N.A.
Volchek E.N., Pribavkin S.V., Chervyakovsky V.S. Urukul-Pokrovsky rhyolite-trachyrhyolite complex (Middle Urals): New geochemical data. No. 5, p. 1041.
Volkov A.V. see Kotov A.A.
Volozh Yu.A. see Kheraskova T.N.
Vorobyev N.N. see Ponomarev D.V.
Voskresenskiy M.N., Kosorotova E.A., Kurdanova A.A., Parygin G.I. Combined application of land seismic methods in engineering research. No. 3, p. 664.
Votyakov S.L. see Shchapova Yu.V., see Zhelunitsyn I.A., see Zhelunitsyn I.A.
Votyakov S.L. Structure and properties of minerals and mineral-like synthetic materials: current problems. No. 2, p. 191.
Vovchina T.A., Udoratina O.V., Shuisky A.S., Sychev S.N. Minerals of rare and rare-earth elements in acidic metavolcanites of the Sablegorskaya Formation (Northern Urals). No. 6, p. 1365.
Vysotskiy E.N. see Pankova V.A.
- Wibowo D.A.** see Farisan A.
Widiyanto K. see Farisan A.
- Yamnova N.A.** see Ilyin G.S.
Yan P.A. see Vakulenko L.G.
Yapaskurt V.O. see Bulakh M.O., see Ilyin G.S.
Yuryev A.A., Dushkin E.P., Rybchenko A.A. Integration of Sentinel radar and optical data for monitoring and analysis of floods on the example of the catastrophic floods of 2019 in Tulun. No. 6, p. 1404.
- Zaitseva T.S.** see Sergeeva N.D.
Zakharov A.V. see Erokhin Yu.V.
Zakupin A.S. Features of the seismic process prior to a catastrophic earthquake in the area of the East Anatolian fault (February 6, 2023, MW = 7.8). No. 3, p. 656.
Zamyatin D.A. see Davletshina A.A.
Zhegallo E.A. see Georgievskiy A.F.
Zhelunitsyn I.A., Mikhaylovskaya Z.A., Votyakov S.L. Electrophysical properties of demantoid and andradite garnets according to high-temperature impedance spec-

troscopy data: the influence of chemical and phase impurities (methodological aspects). No. 2, p. 281.

Zhelunitsyn I.A., Mikhaylovskaya Z.A., Votyakov S.L. High-temperature impedance spectroscopy as a technique for monitoring the initial stages of phase transformations in minerals (exemplified by almandine from the Verkholovskaya garnet mine, Middle Urals). No. 2, p. 295.

Zhmodik S.M. see Nesterenko G.V.

Zhukovskaya E.S. see Nikiforov I.V.

Zhuravlev A.V. First data on the carbon isotope composi-

tion of conodont elements from the Middle Permian (Kazanian Stage) of the Tchimbulat section (Vyatka Dislocations, Volga-Ural Antecline). No. 3, p. 438.

Zhuravlev A.V. see Erofeevsky A.V.

Zlobina T.M. see Kotov A.A.

Znamensky S.E. Mineralogy and petrogenesis of intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu-porphyry ore occurrence (Southern Urals). No. 1, p. 114.

Zolotova E.S. see Kotelnikova A.L.

Zorina L.D. see Rakov L.T.

Zverev K.V. see Khramtsova A.V.

ЛИТОСФЕРА Том 25 № 6

Ноябрь–Декабрь 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций.
Выписка из реестра зарегистрированных средств массовой информации
Эл № ФС77-87191 от 27.04.2024

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 25 No. 6

November–December 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Founder

The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registered by the Federal Service for Supervision
of Communications, Information Technology, and Mass Media.
Extract from the register of registered media outlets
EI No. FS77-87191 from April 27, 2024

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva