
ISSN 2313-545X (Print)
ISSN 2782-2044 (Online)

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 12 № 3 2026 г. Сентябрь

Основан в 2014 г.
Выходит 4 раза в год

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology,
Urals Branch, Russian Academy of Sciences

MINERALOGY

Volume 12 No 3 2026 September
Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2026. Том 12. № 3

Научный рецензируемый журнал открытого доступа. Выходит 4 раза в год. Основан в 2014 г.

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук

Тематика журнала «Минералогия» охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогия и минерогению, минералогия полезных ископаемых, технологическую минералогия, онтогению минералов и топоминералогия, эко- и биоминералогия и археологическую минералогия. Главной особенностью журнала является тесная связь результатов минералогических исследований с приоритетным направлением развития науки в РФ: «Рациональное природопользование».

Главный редактор:

В.В. Масленников, член-корр. РАН, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Зам. главного редактора:

Е.В. Белогуб, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Редакционная коллегия:

А.М. Асхабов, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия); А.И. Брусницын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); И.О. Галускина, Силезский университет (г. Катовице, Польша); Ю.Л. Войтеховский, РГПУ им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург, Россия); С.Л. Вотяков, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); В.Г. Кривовичев, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); Е.П. Макагонов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); И.Ю. Мелекесцева, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуя, Италия); Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия); И.В. Пеков, МГУ (г. Москва, Россия); Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия); С.Ю. Степанов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); С.Г. Тесалина, Кертин Университет (г. Перт, Австралия); В.Н. Удачин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания); М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456137, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Тел.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *сайт:* www.journal.mineralogy.ru

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2026. VOL. 12. NO. 3

Scientific peer-reviewed open-access journal. Issued 4 times per year. Founded in 2014.

Founder: South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Mineralogy covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and minerageny, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and topon mineralogy, eco- and biomineralogy, and archaeological mineralogy. The main feature of the Journal is the close relationship of the results of mineralogical studies with the priority area for the development of science in the Russian Federation: "Rational environmental management".

Editor-in-Chief:

V. Maslennikov, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Co-Editor:

E. Belogub, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Editorial Board:

Askhab Askhabov (Institute of Geology KSC RAS, Syktывkar, Russia); Aleksey Brusnitsyn (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Irina Galuskina (University of Silesia, Sosnowiec, Poland); Richard Herrington (Natural History Museum, London, UK); Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Irina Melekestseva (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Valery Murzin (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia); Paolo Nimis (University of Padova, Padova, Italy); Leonid Pautov (Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia); Igor Pekov (Moscow State University, Moscow, Russia); Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk); Sergey Stepanov (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia); Valery Udachin (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Yuri Voytekhovskiy (Russian State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia); Sergey Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia); Marina Yudovskaya (IGEM RAS, Moscow, Russia; University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa).

Contacts: Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MG UB RAS

Тел.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *web-site:* www.journal.mineralogy.ru

СОДЕРЖАНИЕ

12(3), 2026

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

- Цинк- и оловосодержащие силикаты в метасоматитах Питкярантского рудного района
(Южная Карелия, Россия)
М.О. Булах, Е.И. Герасимова, В.О. Япаскурт, С.А. Ушакова, Н.Н. Коротаева
А.В. Касаткин, Н.В. Чуканов 5
- Дополнения к кадастру минералов Воронцовского золоторудного месторождения
(Северный Урал)
А.В. Касаткин, М.В. Цыганко, Р. Шкода, Я. Плашил, М.Д. Мильшина 28

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Магнетитовые песчаники Агарцинского Fe-Ti месторождения (Армения):
минералого-геохимические особенности
К.А. Новоселов, Е.В. Белогуб, К.А. Филиппова, М.А. Рассомахин, С.А. Садыков 45
- Золото-полиметаллическая минерализация Михеевского (Новониколаевского)
Си-порфирового рудного узла, Южный Урал
О.Ю. Плотинская, В.В. Хребтиевский, Е.В. Ковальчук, М.М. Савостьянова 66

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

- Структура, состав, закономерности формирования и сырьевой потенциал
хвостов обогащения лопаритовых руд фабрики Ловозерского ГОКа, Россия
А.В. Лаломов, Е.Н. Левченко, А.В. Григорьева 93

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

- Происхождение фракционированных риолит-порфиров Шартымского массива
(Балбукский ареал, Южный Урал) по данным минералогии, геохимии
и термодинамического моделирования
А.А. Самигуллин, И.Р. Рахимов 105

CONTENTS

12(3), 2026

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

- Zinc- and tin-bearing silicates in metasomatites of the Pitkäranta ore district (South Karelia, Russia)
M.O. Bulakh, E.I. Gerasimova, V.O. Yapaskurt, S.A. Ushakova, N.N. Korotaeva..... 5
- Additions to the mineral catalogue of the Vorontsovskoe gold deposit (North Urals)
A.V. Kasatkin, M.V. Tsyganko, R. Škoda, J. Plasil, M.D. Milshina..... 28

MINERALOGY OF ORE DEPOSITS

- Magnetite sandstones of the Haghartsin Fe-Ti deposit (Armenia):
mineralogical and geochemical features
K.A. Novoselov, E.V. Belogub, K.A. Filippova, M.A. Rassomakhin, S.A. Sadykov..... 45
- Gold-base metal mineralization of the Mikheevsky (Novonikolaevsky)
porphyry copper ore cluster, South Urals
O.Yu. Plotinskaya, V.V. Khrebtievsky, E.V. Kovalchuk, M.M. Savostyanova 66

TECHNOLOGICAL MINERALOGY

- Structure, composition, generation patterns and potential of technogenic dumps
at the Lovozero mining and processing plant, Russia
A.V. Lalomov, E.N. Levchenko, A.V. Grigorieva..... 93

PETROLOGY OF IGNEOUS COMPLEXES

- Origin of fractionated rhyolite-porphyries of the Shartym pluton
(Balbuk area, South Urals) based on mineralogy, geochemistry and thermodynamic modeling
A.A. Samigullin, I.R. Rakhimov..... 105



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-1>

УДК 549.02 + 549.6 (470.22)

Цинк- и оловосодержащие силикаты в метасоматитах Питкярантского рудного района (Южная Карелия, Россия)

М.О. Булах¹, Е.И. Герасимова², В.О. Япаскерт¹, С.А. Ушакова^{1,3}, Н.Н. Коротаева¹

¹Московский государственный университет, Ленинские горы 1, г. Москва,
119991 Россия; aregon27@mail.ru

²Российский федеральный центр судебной экспертизы им. проф. А.Р. Шляхова при Министерстве юстиции РФ,
4-й Крутицкий пер. 10/1, г. Москва, 109044 Россия

³Институт экспериментальной минералогии РАН, ул. Академика Осипьяна 4,
г. Черноголовка, Московская область, 142432 Россия

Статья поступила в редакцию 06.04.2026 г., после доработки 23.04.2026 г., принята к печати 31.07.2026 г

Аннотация. Концентраторами Sn и Zn в рудоносных скарнах и апоскарновых метасоматитах Питкярантского рудного района (Южная Карелия) наряду с оксидами и сульфидами выступают силикаты. Олово концентрируется, преимущественно, в силикатах известково-скарновых ассоциаций: в гранатах ряда андрадит-гроссуляр (до 2.6 мас. % SnO₂), эпидоте (до 0.55 мас. % SnO₂) и магнезиогастингите (до 1.0 мас. % SnO₂). Во флюорит-везувиановых метасоматитах встречается редкая в природе обогащенная оловом (до 1.0 мас. % SnO₂) разновидность диопсида. Примесный цинк отмечается в силикатах как скарновых, так и апоскарновых пневматолито-гидротермальных парагенезисов: в диопсиде (до 0.3 мас. % ZnO), гранатах ряда андрадит-гроссуляр, везувиане, хондродите (до 0.4 мас. % ZnO), кальциевых амфиболах (до 0.7 мас. % ZnO), фтористом флогопите (до 1.2 мас. % ZnO), клинохлоре (до 1.4 мас. % ZnO), антигорите (до 3.1 мас. % ZnO), серпентинах серии лизардит-амезит (до 3.7 мас. % ZnO), гриналите (до 18.7 мас. % ZnO), а также в бериллосиликатах группы гельвина (до 41.2 мас. % ZnO, т. е. до гентгельвина). Обсуждаются схемы изоморфизма с участием Sn и Zn в различных силикатах.

Ключевые слова: изоморфизм, оловоносные скарны, Sn-содержащий андрадит, Sn-содержащий диопсид, Zn-содержащий серпентин.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия), государственная бюджетная тема № 121061600049-4.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Н. Кононковой и И.А. Брызгалову за участие в проведении микрорентгеноспектральных исследований, И.В. Пекову и И.А. Бакшееву – за консультации.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Вклад авторов. М.О. Булах – разработка концепции, исследования, написание черновика и редактирование финального варианта рукописи; Е.И. Герасимова – исследования, редактирование финального варианта рукописи; В.О. Япаскерт, С.А. Ушакова, Н.Н. Коротаева – электронно-зондовые исследования. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования. Булах М.О., Герасимова Е.И., Япаскерт В.О., Ушакова С.А., Коротаева Н.Н. Цинк- и оловосодержащие силикаты в метасоматитах Питкярантского рудного района (Южная Карелия, Россия). *Минералогия*, 2026, 12(3), 5–27. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-1>

Zinc- and tin-bearing silicates in metasomatites of the Pitkäranta ore district (South Karelia, Russia)

M.O. Bulakh¹, E.I. Gerasimova², V.O. Yapaskurt¹, S.A. Ushakova^{1,3}, N.N. Korotaeva¹

¹ Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia; aregon27@mail.ru

² Professor Shlyakhov Russian Federal Center for Forensic Expertise of the Ministry of Justice of the Russian Federation, 4i Krutitsky per. 10/1, Moscow, 109044 Russia

³ Institute of Experimental Mineralogy RAS, ul. Akademika Osipyana 4, Chernogolovka, Moscow region, 142432 Russia

Received 06.04.2026, revised 23.04.2026, accepted 31.07.2026

Abstract. Together with oxides and sulfides, silicates host Sn and Zn in ore-bearing skarns and metasomatites after skarns of the Pitkäranta ore district (South Karelia). Tin is mainly hosted in silicates of calcareous skarn assemblages: garnets of the andradite-grossular series (up to 2.6 wt. % SnO₂), epidote (up to 0.55 wt. % SnO₂) and magnesiohastingsite (up to 1.0 wt. % SnO₂). A rare Sn-rich diopside (up to 1.0 wt. % SnO₂) is found in fluorite-vesuvianite metasomatites. Zinc is detected in silicates of both skarn and pneumatolytic-hydrothermal (after skarn) assemblages: diopside (up to 0.3 wt. % ZnO), garnets of the andradite-grossular series, vesuvianite, chondrodite (up to 0.4 wt. % ZnO), Ca amphiboles (up to 0.7 wt. % ZnO), F-rich phlogopite (up to 1.2 wt. % ZnO), clinocllore (up to 1.4 wt. % ZnO), antigorite (up to 3.1 wt. % ZnO), serpentines of the lizardite-amesite series (up to 3.7 wt. % ZnO), greenalite (up to 18.7 wt. % ZnO), as well as helvine group beryllosilicates (up to 41.2 wt. % ZnO, i.e., up to genthelvite). Isomorphism schemes involving Sn and Zn in various silicates are discussed.

Keywords: isomorphism, Sn-bearing skarns, Sn-bearing andradite, Sn-bearing diopside, Zn-bearing serpentine.

Funding. This work was supported by state contract of the Lomonosov Moscow State University (Moscow, Russia), project no. 121061600049-4.

Acknowledgements. The authors are grateful to N.N. Kononkova and I.A. Bryzgalov for their participation in microprobe studies and I.V. Pekov and I.A. Baksheev for consultations.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. M.O. Bulakh – concept development, research, writing the draft and editing the final version of the manuscript; E.I. Gerasimova – research, editing the final version of the manuscript; V.O. Yapaskurt, S.A. Ushakova, N.N. Korotaeva – microprobe studies. All the authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Bulakh M.O., Gerasimova E.I., Yapaskurt V.O., Ushakova S.A., Korotaeva N.N. Zinc- and tin-bearing silicates in metasomatites of the Pitkäranta ore district (South Karelia, Russia). *Mineralogy*, 2026, 12(3), 5–27. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-1>

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, в Sn-полиметаллических месторождениях скарновой формации халькофильные металлы (Sn, Zn, Cu, Pb) не только образуют собственные минералы, но и находятся в виде изоморфных примесей в силикатах – кальциевых гранатах, пироксенах, амфиболах, слюдах. Особенно высоких значений в скарновых силикатах достигают концентрации цинка и олова. Так, для многих оловоносных скарнов характерно широкое развитие богатых оловом (иногда до 6 мас. % SnO₂) гранатов ряда андрадит-гроссуляра (Dadak, Novak, 1965; McIver, Mihalik, 1975; Mulholland, 1984; Plimer, 1984; Кононов и др., 1989; Chen et al., 1992; Scribner

et al., 2017; Deidda et al., 2023; Meyer et al., 2025) и членов серии титанит CaTi[SiO₄]O – малаяит CaSn[SiO₄]O (Александров, 1982; Mulholland, 1984; Plimer, 1984; Александров, Тронева, 2003; Meyer et al., 2025), Sn-содержащих разновидностей эпидота (до 7.8 мас. % SnO₂), клиноцоизита (до 3.0 мас. % SnO₂), везувиана (до 1.0 мас. % SnO₂) и различных амфиболов (до 2.7 мас. % SnO₂) (Brown et al., 1984; Van Marcke, 1986; Chen et al., 1992; Yuan et al., 2018; Ordosch et al., 2019; Meyer et al., 2025). В некоторых скарновых объектах кальциевые гранаты, амфиболы и везувиан концентрируют цинк. Например, в известковых скарнах Тельбесского железорудного района в Горной Шории известен андрадит, содержащий до 2.8 мас. % ZnO (Казанцева и др., 2025).

Опубликованные данные по скарновым объектам разных регионов показывают, что каждый объект индивидуален по содержанию Sn и Zn в силикатах. Изоморфные замещения с участием Sn и Zn в природных силикатах редки и потому представляют интерес с точек зрения как кристаллохимии, так и генетической минералогии. Кроме того, исследование форм нахождения рудных компонентов важно для достоверной оценки экономического потенциала конкретных месторождений.

В настоящей работе рассмотрены обогащенные Sn и Zn разновидности главных и второстепенных силикатов рудоносных скарнов и апоскарновых метасоматитов Питкярантского рудного района в Южной Карелии. В европейской части России это единственный район с промышленным оловянным оруденением. Питкярантские рудные залежи обрабатывались на олово, медь и железо (с попутным извлечением золота и серебра) в XIX – начале XX вв. В ходе комплексных геологоразведочных работ второй половины XX в. в Питкярантском районе были открыты Китильское оловорудное месторождение, а также ряд проявлений флюорита, Zn, W, Sn, Be и других редких металлов, в т. ч. In. Прогнозные ресурсы Zn по рудному району составляют 2646 тыс. т, что соответствует среднему месторождению, олова – 87 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

В качестве силикатных концентраторов олова в питкярантских скарнах давно известны гранаты ряда андрадит-гроссуляр (Хазов, 1973; Долгашева, Зуев, 1979; Гайдукова и др., 1980; Gerasimova, 2007; Иващенко, Голубев, 2015). Содержание олова в них по данным (Иващенко, Голубев, 2015) достигает 3 мас. % SnO₂. Вместе с тем, опубликованные химические анализы этих гранатов немногочисленны, а основная их часть относится к материалу из Китильского Sn месторождения. Недавно (Иващенко, 2024) были охарактеризованы минералы серии титанит–малайит из проявлений Валкеалампи и Кулисмайоки, а также из Китильского месторождения. Собственные силикаты Sn помимо малайита здесь представлены редкими стокезитом $\text{Ca}_2\text{Sn}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и икеритом $\text{Ca}_2\text{Sn}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Гайдукова и др., 1980; Волошин, Пахомовский, 1988). Из числа цинковых силикатов в питкярантских метасоматитах известны виллемит $\text{Zn}[\text{SiO}_4]$, гардистонит $\text{Ca}_2\text{Zn}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ (Нефедов, 1973), а также бериллосиликат гентгельвин (Булах и др., 2025б).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Питкярантский рудный район находится на юге Балтийского щита в области сочленения архейского Карельского кратона с раннепротерозойским Свекофенским подвижным поясом. Геологическое строение района показано на рис. 1. Рудные объекты размещаются в северо-западном экзоконтакте раннерифейского Салминского батолита, прорывающего глубокометаморфизованные толщи сортавальской и ладожской серий раннепротерозойского возраста и ремобилизованные фрагменты архейского кристаллического фундамента, т. н. гранито-гнейсовые купола. Оруденение локализуется преимущественно в двух скарнированных карбонатных горизонтах питкярантской свиты сортавальской серии в зоне сравнительно пологого погружения кровли гранитов-рапакиви под вмещающие породы (Щипцов и др., 2020).

Первый этап скарнообразования, затронувший, главным образом, магнезиально-кальциевые известковые породы нижнего горизонта, связывают с ремобилизацией гранито-гнейсовых куполов и, в меньшей степени, с внедрением в супракрустальную толщу небольших тел плагиогранитов, гранодиоритов и гранитных пегматитов в течение свекофенского тектонометаморфического цикла (1.9–1.8 млрд лет). Эти синорогенные магнезиальные скарны подверглись интенсивному известковоскарновому замещению, предположительно, в период внедрения гранитоидов Салминского интрузива (1.55–1.53 млрд лет), вызвавшего одновременно новую волну скарнирования доломитовых мраморов в верхнем карбонатном горизонте. На постмагматическом этапе по зонам трещиноватости развивались апогранитные и апокарбонатные (в т. ч. апоскарновые) грейзены. Кроме того, магнезиально- и известково-скарновые ассоциации в разной степени подверглись преобразованию в карбонатили кварц-гидросиликатные гидротермалиты (Хазов, 1973; Ларин и др., 1991; Щипцов и др., 2020). Развитие оловянного оруденения связывают с известково-скарновым и грейзеновым процессами, а для рудной цинковой (в основном, сфалеритовой) минерализации предполагается еще более широкий диапазон обстановок образования (Иващенко, Голубев, 2015). Подробно вопросы минералогии и генезиса рудоносных метасоматитов Питкярантского района рассматриваются в работах (Никольская, Ларин, 1972; Хазов, 1973; Иващенко, 1987; Ларин и

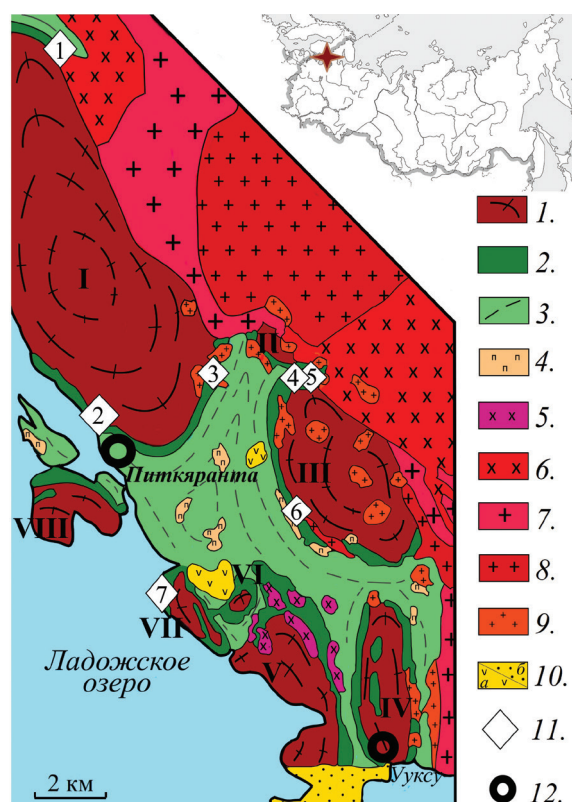


Рис. 1. Схема геологического строения Питкярантского рудного района по (Ларин и др., 1991).

1 – гранито-гнейсовые купола: I – Питкярантский, II – Винбергский, III – Люпикковский, IV – Уксинский, V – Ристиниемский, VI – Хепосельский, VII – Юляристинский, VIII – Пусунсаарский; 2 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, мраморы питкярантской свиты сортавальской серии; 3 – слюдяные сланцы и кварциты ладожской серии; 4 – синорогенные гранитные пегматиты керамического типа; 5 – синорогенные плагиограниты и гранодиориты; 6 – 9 – гранитоиды Салминского интрузива: 6 – биотит-амфиболовые граниты I фазы; 7 – мелкозернистые порфиридные биотитовые граниты II фазы; 8 – крупнозернистые биотитовые граниты II фазы; 9 – высокодифференцированные литий-фтористые граниты III фазы; 10 – салминская свита: а – базальты; б – песчаники; 11 – объекты, материал из которых изучен в рамках настоящей работы: 1 – Кительское оловянное месторождение; 2 – Старое рудное поле; 3 – Новое рудное поле; 4 – Известковая ломка (Хопунваара); 5 – Клара (Хопунваара); 6 – Люпикко; 7 – проявление хондритовых кальцифиров на мысе Риситиниеми; 12 – населенные пункты. На карте-врезке показано местонахождение Питкярантского рудного района.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Pitkäranta ore district after (Larin et al., 1991).

1 – granite-gneiss domes: I – Pitkäranta; II – Vinberg; III – Lupikko; IV – Uksa; V – Ristiniemi; VI – Heposelk; VII – Yulyaristi; VIII – Pusunsaari; 2 – amphibolite, amphibole shale, marble of the Pitkäranta Formation, Sortavala Group; 3 – mica shale and quartzite of the Ladoga Group; 4 – synorogenic ceramic granitic pegmatite; 5 – synorogenic plagiogranite and granodiorite; 6–9 – granitoids of the Salmi intrusive: 6 – phase I biotite-amphibole granite; 7 – phase II fine-grained porphyritic biotite granite; 8 – phase II coarse-grained biotite granite; 9 – phase III Li-F granite; 10 – Salmi Formation: a – basalt; б – sandstone; 11 – studied objects: 1 – Kiteel Sn deposit; 2 – Staroe rudnoe pole (Old ore field); 3 – Novoe rudnoe pole (New ore field); 4 – Izvestkovaya lomka mine (Hopunvaara); 5 – Klara mine (Hopunvaara); 6 – Lupikko mine; 7 – occurrence of chondrodite calciphyre at Cape Risitiniemi; 12 – settlements. The inset shows the location of the Pitkäranta ore district on the map of Russia.

др., 1991; Gerasimova, 2007; Иващенко и др., 2011; Иващенко, Голубев, 2015; Ivashchenko, 2021; Булах и др., 2025a).

В настоящей статье представлены данные исследований материала из семи объектов Питкярантского района (табл. 1), расположение которых

показано на рис. 1. Детальные сведения о геологическом строении, минералогии и историческом значении конкретных участков можно найти в работах (Булах, Франк-Каменецкий, 1961; Хазов, 1973; Печков и др., 2008; Борисов, 2017).

Таблица 1. Проявления и месторождения Питкярантского рудного района, материал из которых изучен в настоящей работе

Table 1. Occurrences and deposits of the Pitkäranta ore district, the material from which is studied in our work

Объект	Краткая характеристика метасоматитов (Булах, Франк-Каменецкий, 1961; Никольская, Ларин, 1972; Нефедов, 1973; Хазов, 1973; Пеков и др., 2008; Иващенко и др., 2011; Иващенко, Голубев, 2015; Булах и др., 2025a)
Кительское оловорудное месторождение (61°40'55" с.ш., 31°24'59" в.д.)	Апомагнезиальные известковые скарны: гранаты ряда андрадит–гроссуляр, диопсид, кальциевые амфиболы, эпидот, члены ряда титанит–малаяит, тальк, хлориты, кальцит, касситерит, шеелит, магнетит, халькопирит, пирит, молибденит, сфалерит, галенит, самородные висмут и серебро
Старое рудное поле (61°34'45" с.ш., 31°27'25" в.д.)	
Люпикко (61°33'37" с.ш., 31°33'6" в.д.)	Магнезиальные скарны, апомагнезиальные известковые скарны, апоскарновые грейзены (слюдиты) и гидротермалиты: диопсид, хондродит, гранаты ряда андрадит–гроссуляр (редко), везувиан, фторвезувиан, кальциевые амфиболы, слюды ряда флогопит–аннит, минералы группы гельвина (редко – берtrandит, фенакит и др. минералы Be), тальк, серпентин, хлориты, флюорит, кальцит, доломит, магнетит, шпинелиды ряда ганит–герцинит, касситерит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, пирит, лёллингит, сфалерит, галенит, кубанит, пирротин, гессит, алтаит, самородные висмут и серебро
Известковая ломка, ЮЗ оконечность (Хопунваара) (61°35'30" с.ш., 31°33'3" в.д.)	Ритмично-тонкополосчатые метасоматиты, образующие трубообразные тела в хондродитовых кальцифирах: везувиан, флюорит, магнетит, шпинелиды ряда ганит–герцинит, хондродит, серпентин, флогопит, самородный висмут
Клара (Хопунваара) (61°35'26" с.ш., 31°33'33" в.д.)	Серпентинизированные магнезиальные скарны со слабо проявленной грейзенизацией: диопсид, хондродит, норбергит, шпинель, флогопит, тальк, антофиллит, серпентин, хлориты, флюорит, кальцит, доломит, магнетит, пиррофанит, сфалерит, касситерит, шеелит, галенит, арсенопирит, акантит
Гербертц-1 (Новое рудное поле) (61°35'3" с.ш., 31°30'25" в.д.)	
Ристиниеми (61°32'29" с.ш., 31°29'26" в.д.)	Безрудные силикатно-карбонатные породы (кальцифиры) неясного (метаморфического/метасоматического) генезиса: кальцит, хондродит, норбергит, флогопит, фторфлогопит, диопсид, кальциевые амфиболы

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе приведены данные изучения более 250 образцов, часть из которых собрана лично авторами в разные годы полевых исследований, а часть предоставлена кафедрой минералогии геологического факультета Московского государственного университета (МГУ, г. Москва, Россия).

Химический состав минералов проанализирован в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ) Jeol JSM-648LV и Jeol JSM-IT500 с комбинированными системами на основе волновых и энергодисперсионных спектрометров (ВДС и ЭДС). Основ-

ная часть анализов выполнена энергодисперсионным методом. Количественные анализы получены при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного зонда 7 нА, время накопления спектра 70–100 с, диаметр зонда около 3 мкм. Предел обнаружения для разных элементов при выбранных условиях измерений составлял 0.05–0.20 мас. % (в частности, для Zn – 0.08 мас. %, Sn – 0.15 мас. %, Na – 0.10 мас. %, F – 0.12 мас. %). Для определяемых элементов использовались следующие стандарты: Zn – ZnS ($K\alpha$), Sn – SnO₂ ($L\alpha$), K – микроклин ($K\alpha$), Na – альбит ($K\alpha$), Mg – диопсид ($K\alpha$), Ca – CaSiO₃ ($K\alpha$), Fe – Fe/FeS₂ ($K\alpha$), Mn – MnTiO₃ ($K\alpha$), Al – жадеит ($K\alpha$), S–SrSO₄ ($K\alpha$), Si – анортит/диопсид ($K\alpha$), Ti – TiO₂/Ti ($L\alpha$), V – V ($K\alpha$), Cr – Cr ($K\alpha$), F – флюорит ($K\alpha$), Cl – галит ($K\alpha$).

Условия получения спектров оптимизировались по $K\alpha$ -линии металлического Co . При определении концентраций элементов с перекрытием аналитических линий (F/Fe , Na/Zn) вводились специальные поправки. В спорных случаях измерения проводились с помощью волнового спектрометра.

Для дополнительной диагностики минералов использовались порошковая рентгенография и колебательная (инфракрасная и рамановская) спектроскопия. Рентгенографические исследования проводились на дифрактометре STOE-STADI MP (геометрия Дебая-Шеррера, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, скорость съемки $2^\circ/\text{мин}$) на кафедре кристаллографии и кристаллохимии геологического факультета МГУ. Регистрация инфракрасных (ИК) спектров выполнена с помощью ИК-Фурье-спектрометра ФСМ-1201 (диапазон $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$, спектральное разрешение 2 см^{-1} , режим “пропускание”), рамановских (КРС) спектров – с помощью рамановского спектрометра EnSpectr R532 (диапазон $200\text{--}4000\text{ см}^{-1}$, длина волны 532 нм , мощность лазерного луча от 5 до 15 мВт (подбиралась индивидуально для каждого минерала), время накопления сигнала – 1 с , усреднение по $80\text{--}200$ экспозициям); оба прибора установлены на кафедре минералогии геологического факультета МГУ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранаты ряда андрадит–гроссуляр являются типичными минералами апомагнезиальных известковых скарнов Питкярантского района и одними из главных концентраторов Sn в этих метасоматитах. Они встречаются в тесной ассоциации с диопсидом, кальциевыми амфиболами, эпидотом, касситеритом и поздними сульфидами (рис. 2А). В скарнах Кительского оловорудного месторождения и Старого рудного поля выделено несколько генераций гранатов. Ранний гранат представлен андрадитом ($67\text{--}97\text{ \% Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$); он образует зеленовато-черные, буро-зеленые или красновато-коричневые кристаллы размером от 1 мм до 1 см , обычно собранные в щетки и нарастающие на диопсид. Желтовато-зеленые и желто-коричневые гранаты поздних генераций, наблюдающиеся в виде корок из кристаллов до 1 мм на раннем андрадите и залечивающие в его индивидах трещины, относятся к гроссуляру или промежуточным членам ряда андрадит–гроссуляр ($45\text{--}75\text{ \% Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Представительные анализы оловосодержащих гранатов из отвалов Кительского оловорудного месторож-

дения, Старого рудного поля и проявления Люпикко приведены в таблице 2. Примесь Sn характерна как для ранних, так и для поздних гранатов, но, в целом, ее концентрация выше в андрадите (рис. 3А). Наибольшее содержание Sn в исследованных нами образцах составило $2.6\text{ мас. \% SnO}_2$ (0.09 а.ф. Sn), оно зафиксировано в андрадите из скарнов Старого рудного поля. В кристаллах часто отмечается осцилляционная зональность, выраженная чередованием тонких зон с различными соотношениями минералов андрадита и гроссуляра, а также других компонентов. Распределение Sn тоже подчиняется этой зональности: зоны, где Sn не фиксируется СЭМ-ЭДС анализом, чередуются с обогащенными Sn зонами. Иногда в гранатах отмечается до $0.4\text{ мас. \% ZnO}$ (0.03 а.ф. Zn) (рис. 3Б).

Диопсид. Обогащенный Sn (до $1.0\text{ мас. \% SnO}_2$) диопсид описан в измененных магнезиальных скарнах участков Хопунваара (Известковая ломка) и Люпикко. На проявлении Люпикко он встречается в реликтовых пироксеновых агрегатах среди везувиан-флюоритовых метасоматитов массивной текстуры, а на Хопунвааре – в реликтах жильного диопсидового скарна среди тонкополосчатой магнетит-везувиан-флюоритовой породы. Богатый Sn пироксен развивается по массивным агрегатам раннего диопсида, образуя по его краям заливообразные участки размером до 0.5 мм (рис. 4а). Типичный химический состав раннего диопсида в исследованных образцах (мас. %): $\text{SiO}_2\ 55.35$, $\text{CaO}\ 25.47$, $\text{MgO}\ 18.31$, $\text{FeO}\ 0.50$, $\text{Al}_2\text{O}_3\ 0.35$, $\text{Na}_2\text{O}\ 0.10$, сумма 100.08 , эмпирическая формула: $\text{Ca}_{0.99}(\text{Mg}_{0.98}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 1.01}[\text{Si}_{2.00}\text{O}_6]$. Новообразованный Sn -содержащий диопсид по сравнению с ним более богат Fe , которое при вычислении формульных коэффициентов катионным методом рассчитывается преимущественно как Fe^{3+} . В хопунваарских образцах Sn -содержащий диопсид обогащен Al (табл. 3).

В ассоциирующем с гранатами диопсиде из апомагнезиальных известковых скарнов Кительского месторождения изредка фиксируется $0.1\text{--}0.2\text{ мас. \% SnO}_2$ (табл. 3), чаще же концентрация этого компонента находится ниже предела обнаружения СЭМ-ЭДС методом (рис. 3В). Примесь Zn в питкярантском диопсиде не превышает $0.3\text{ мас. \% ZnO}$ (рис. 3Г).

Амфиболы. Кальциевые (тремолит, магнезиогорнблендит, магнезиогастингсит, гастингсит, саданагаит) и магнезиально-железистые (антофиллит) амфиболы присутствуют в различных типах питкярантских метасоматитов. Существенное содержание SnO_2 до $1.0\text{ мас. \%}$ (0.06 а.ф. Sn)

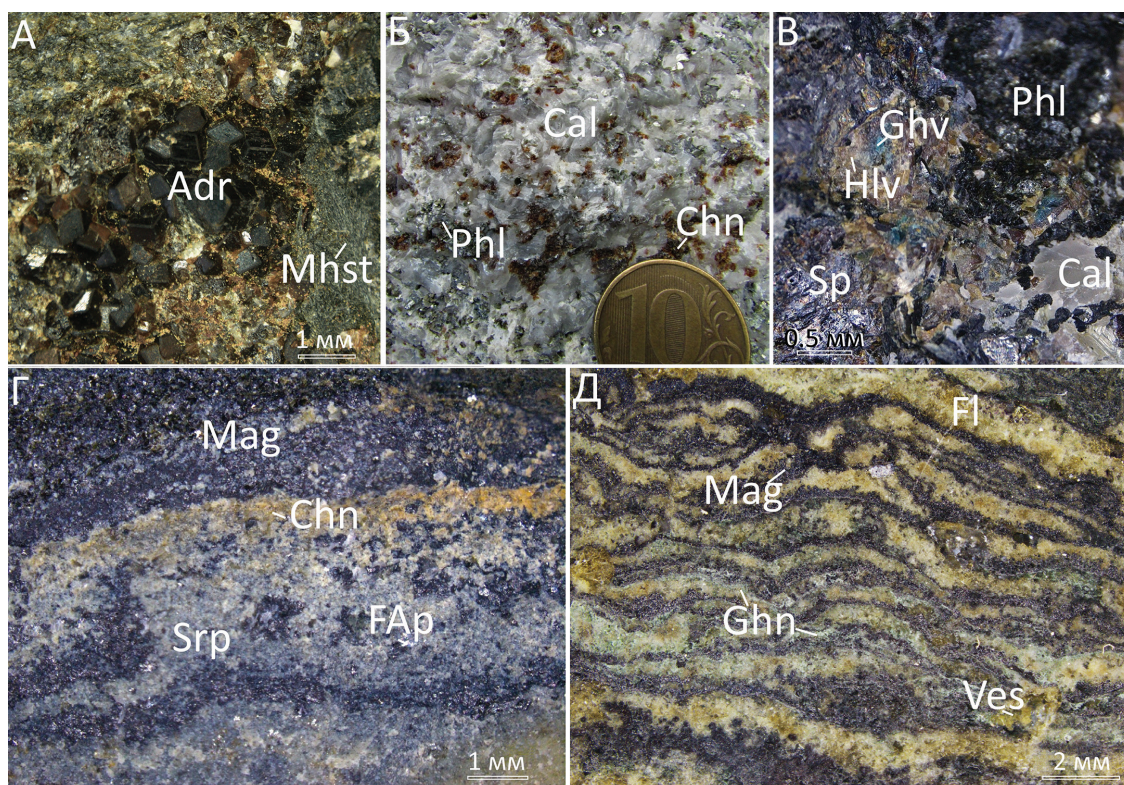


Рис. 2. Некоторые минеральные ассоциации метасоматитов Питкярантского рудного района: А – андрадит (Adr), нарастающий на магнезиогастингсит (Mhst) по диопсиду (скарны Кительского Sn месторождения); Б – хондродит (Chn) и флогопит (Phl) среди кальцита (Cal) (кальцифиты мыса Ристиниеми); В – кристаллы гельвина (Hlv) с гентгельвиновыми (Ghv) ядрами в ассоциации с флогопитом, кальцитом и сфалеритом (Sp) (апоскарновые грейзены проявления Люпикко); Г – полосчатая порода, состоящая из хондродита, серпентина (Srp), фторапатита (FAp) и магнетита (Mag) (измененные магнезиальные скарны проявления Люпикко); Д – тонко-полосчатые метасоматиты, состоящие из флюорита (Fl), везувияна (Ves), магнетита и ганита (Ghn) (Хопунваара).

Fig. 2. Some mineral assemblages of metasomatites of the Pitkäranta ore district: A – andradite (Adr) on magnesiohastingsite (Mhst) after diopside (skarns of the Kitel Sn deposit); Б – chondrodite (Chn) and phlogopite (Phl) among calcite (Cal) (calciphyres of Cape Ristiniemi); В – helvine crystals (Hlv) with genthelvite cores among phlogopite, calcite and sphalerite (Sp) (greisen after skarn, Lupikko ore occurrence); Г – banded rock consisting of chondrodite, serpentine (Srp), fluorapatite (FAp) and magnetite (Mag) (altered magnesian skarns, Lupikko ore occurrence); Д – thin-banded metasomatites consisting of fluorite (Fl), vesuvianite (Ves), magnetite and gahnite (Ghn) (Hopunvaara).

(рис. 3д) характерно, в первую очередь, для амфиболов, развитых в апомагнезиальных известковых скарнах Кительского Sn месторождения и представленных преимущественно магнезиогастингситом. Он образует темно-зеленые и черные длиннопризматические кристаллы размером до 5 мм и шестоватые и волокнистые агрегаты, развивающиеся по диопсиду (рис. 2а, 4б). Представительные анализы Sn-содержащего магнезиогастингсита приведены в таблице 3. В апоскарновых метасоматитах участка Люпикко встречается ферроферрисаданагаит с содержанием SnO_2 до 0.25 мас. % (0.02 а.ф. Sn). Он образует черные призматические кристаллы длиной до 1 мм и ассоциирует с железистым флогопитом, эпидотом, флюоритом и даналитом.

Значимое содержание ZnO до 0.7 мас. % (0.07 а.ф. Zn) обычно для тремолита, наблюдающегося в виде травяно-зеленых тонкокристаллических агрегатов в метасоматитах Люпикко совместно с тальком, флогопитом, флюоритом и сфалеритом. В гранат-диопсидовых скарнах Кительского месторождения отмечен амфибол, промежуточный по составу между железистым тремолитом и магнезиогорнблендитом и содержащий 0.5 мас. % ZnO (0.05 а.ф. Zn). В магнезиогастингсите, гастингсите и саданагаите концентрация Zn в большинстве образцов не превышает 0.3 мас. % ZnO (рис. 3е).

Эпидот, содержащий до 0.55 мас. % SnO_2 (0.02 а.ф. Sn), отмечен в скарнах Старого рудного поля, Кительского Sn месторождения и прояв-

Таблица 2. Химический состав оловосодержащих гранатов ряда андрадит-гроссуляр из скарнов Питкярантского рудного района (мас. %)

Table 2. Chemical composition of Sn-bearing garnets of the andradite-grossular series from skarns of the Pitkäranta ore district (wt. %)

№ п/п	Объект	CaO	MgO	FeO	MnO	ZnO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	SnO ₂	Сумма
1	СРП	32.46	0.40	0.40	0.27	нпо	0.57	28.80	нпо	0.07	35.00	нпо	2.43	100.40
2	СРП	32.08	0.22	2.27	0.20	нпо	2.01	25.00	0.05	0.07	35.79	нпо	2.58	100.27
3	СРП	33.04	0.13	0.62	0.27	нпо	3.22	26.27	нпо	нпо	35.89	нпо	1.19	100.63
4	СРП	32.70	0.08	1.05	0.68	0.08	6.39	21.80	нпо	нпо	36.20	0.32	0.62	99.92
5	СРП	32.70	0.19	–	0.36	0.34	6.56	21.21	0.09	0.08	35.16	0.08	1.32	98.09
6	СРП	33.14	0.26	0.52	0.55	нпо	11.01	18.17	0.05	нпо	36.52	0.22	0.36	100.80
7	СРП	34.60	0.12	0.75	0.53	нпо	13.96	11.50	нпо	нпо	37.95	0.28	0.52	100.21
8	Ки	32.63	0.23	1.04	0.38	0.22	4.38	23.70	0.05	0.12	35.78	0.53	1.13	100.19
9	Ки	33.60	0.07	0.31	0.50	0.08	5.56	23.60	нпо	нпо	36.48	0.09	0.67	100.96
10	Ки	32.74	0.30	–	0.45	0.12	5.67	25.31	нпо	нпо	34.23	0.43	1.28	100.53
11	Люп	33.10	0.09	1.10	0.44	нпо	5.46	23.23	нпо	нпо	36.52	нпо	1.03	100.97
12	Люп	33.25	нпо	1.53	0.43	нпо	6.09	21.53	нпо	нпо	36.75	нпо	1.28	100.86
13	Люп	32.67	нпо	1.76	0.43	нпо	6.34	20.70	нпо	нпо	36.47	нпо	0.98	99.35
14	Люп	33.26	0.36	0.44	0.22	нпо	4.58	23.68	нпо	нпо	35.38	1.46	0.56	99.94
15	Люп	33.54	0.16	0.57	0.24	нпо	7.16	20.80	нпо	нпо	36.54	0.19	0.30	99.50
Эмпирические формулы в расчете на сумму всех катионов, равную 8														
1	СРП	$(\text{Ca}_{2.95}\text{Mg}_{0.05})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.81}\text{Sn}_{0.08}\text{Al}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{0.03}\text{Mn}_{0.02})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.97}\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{O}_{12.00}]$												
2	СРП	$(\text{Ca}_{2.90}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 2.98}(\text{Fe}^{3+}_{1.59}\text{Al}_{0.20}\text{Fe}^{2+}_{0.12}\text{Sn}_{0.09})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12.00}]$												
3	СРП	$(\text{Ca}_{2.94}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.62}\text{Al}_{0.32}\text{Sn}_{0.04}\text{Fe}^{2+}_{0.02})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.98}\text{Fe}^{3+}_{0.02}\text{O}_{12.00}]$												
4	СРП	$(\text{Ca}_{2.88}\text{Fe}^{2+}_{0.06}\text{Mn}_{0.05}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.33}\text{Al}_{0.62}\text{Ti}_{0.02}\text{Sn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.98}\text{Fe}^{3+}_{0.02}\text{O}_{12.00}]$												
5	СРП	$(\text{Ca}_{2.94}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.03}\text{Zn}_{0.02})_{\Sigma 2.99}(\text{Fe}^{3+}_{1.28}\text{Al}_{0.65}\text{Sn}_{0.04}\text{Zn}_{0.02}\text{Cr}_{0.01}\text{V}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{\Sigma 2.01}[\text{Si}_{2.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06}\text{O}_{12.00}]$												
6	СРП	$(\text{Ca}_{2.83}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.04})_{\Sigma 2.94}(\text{Al}_{1.04}\text{Fe}^{3+}_{1.00}\text{Ti}_{0.01}\text{Sn}_{0.01})_{\Sigma 2.06}[\text{Si}_{2.91}\text{Fe}^{3+}_{0.09}\text{O}_{12.00}]$												
7	СРП	$(\text{Ca}_{2.91}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Al}_{1.29}\text{Fe}^{3+}_{0.66}\text{Ti}_{0.02}\text{Sn}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.98}\text{Fe}^{3+}_{0.02}\text{O}_{12.00}]$												
8	Ки	$(\text{Ca}_{2.90}\text{Fe}^{2+}_{0.03}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.03}\text{Zn}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.45}\text{Al}_{0.43}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Sn}_{0.04}\text{Ti}_{0.03}\text{Cr}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.97}\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{O}_{12.00}]$												
9	Ки	$(\text{Ca}_{2.94}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.43}\text{Al}_{0.54}\text{Sn}_{0.02}\text{Ti}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.98}\text{Fe}^{3+}_{0.02}\text{O}_{12.00}]$												
10	Ки	$(\text{Ca}_{2.90}\text{Mg}_{0.04}\text{Mn}_{0.03}\text{Zn}_{0.01})_{\Sigma 2.98}(\text{Fe}^{3+}_{1.41}\text{Al}_{0.55}\text{Sn}_{0.04}\text{Ti}_{0.03})_{\Sigma 2.02}[\text{Si}_{2.83}\text{Fe}^{3+}_{0.17}\text{O}_{11.96}]$												
11	Люп	$(\text{Ca}_{2.90}\text{Fe}^{2+}_{0.06}\text{Mn}_{0.03}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.42}\text{Al}_{0.53}\text{Sn}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.02})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01}\text{O}_{12.00}]$												
12	Люп	$(\text{Ca}_{2.91}\text{Fe}^{2+}_{0.05}\text{Mn}_{0.03})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.32}\text{Al}_{0.59}\text{Fe}^{2+}_{0.05}\text{Sn}_{0.04})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12.00}]$												
13	Люп	$(\text{Ca}_{2.89}\text{Fe}^{2+}_{0.06}\text{Mn}_{0.03})_{\Sigma 2.98}(\text{Fe}^{3+}_{1.29}\text{Al}_{0.62}\text{Fe}^{2+}_{0.06}\text{Sn}_{0.03})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12.00}]$												
14	Люп	$(\text{Ca}_{2.95}\text{Mg}_{0.04}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.40}\text{Al}_{0.45}\text{Ti}_{0.09}\text{Fe}^{2+}_{0.03}\text{Sn}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.93}\text{Fe}^{3+}_{0.07}\text{O}_{12.00}]$												
15	Люп	$(\text{Ca}_{2.94}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.27}\text{Al}_{0.69}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Ti}_{0.01}\text{Sn}_{0.01})_{\Sigma 2.00}[\text{Si}_{2.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01}\text{O}_{12.00}]$												

Примечание. * – Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано по балансу зарядов. Позиции в эмпирических формулах заполнены согласно рекомендациям (Grew et al., 2013). Здесь и далее, СРП – Старое рудное поле, Ки – Кительское оловорудное месторождение, Люп – Люпикко; нпо – ниже предела обнаружения; прочерк – отсутствие компонента по данным расчета.

Note. * – The Fe²⁺/Fe³⁺ ratio is calculated based on the charge balance. Positions in empirical formulas follow the recommendations of (Grew et al., 2013). Hereinafter, СРП – Staroe rudnoe pole (Old ore field), Ки – Kiteel Sn deposit, Люп – Lupikko; нпо – below detection limit; dash – no component according to calculations.

ния Люпикко (табл. 3). В первых двух объектах он широко распространен и находится в ассоциации с диопсидом, гранатами ряда андрадит-гроссуляр и амфиболами, образуя кристаллы до 1 см (рис. 4б). В метасоматитах проявления Люпикко эпидот встречен в виде единичных кристаллов размером <0.5 мм в амфибол-флюорит-магнетитовой породе с андрадитом и гельвином. Содержание Zn в пит-

кярантском эпидоте обычно не превышает 0.1 мас. % ZnO.

Везувиан. Небольшая примесь ZnO до 0.35 мас. % (0.13 а.ф. Zn) часто присутствует в везувиане из метасоматитов проявления Люпикко (табл. 3). Везувиан этого объекта представлен несколькими генерациями, отличающимися по соотношениям Al, Mg, Fe и по содержанию F, и находится в различ-

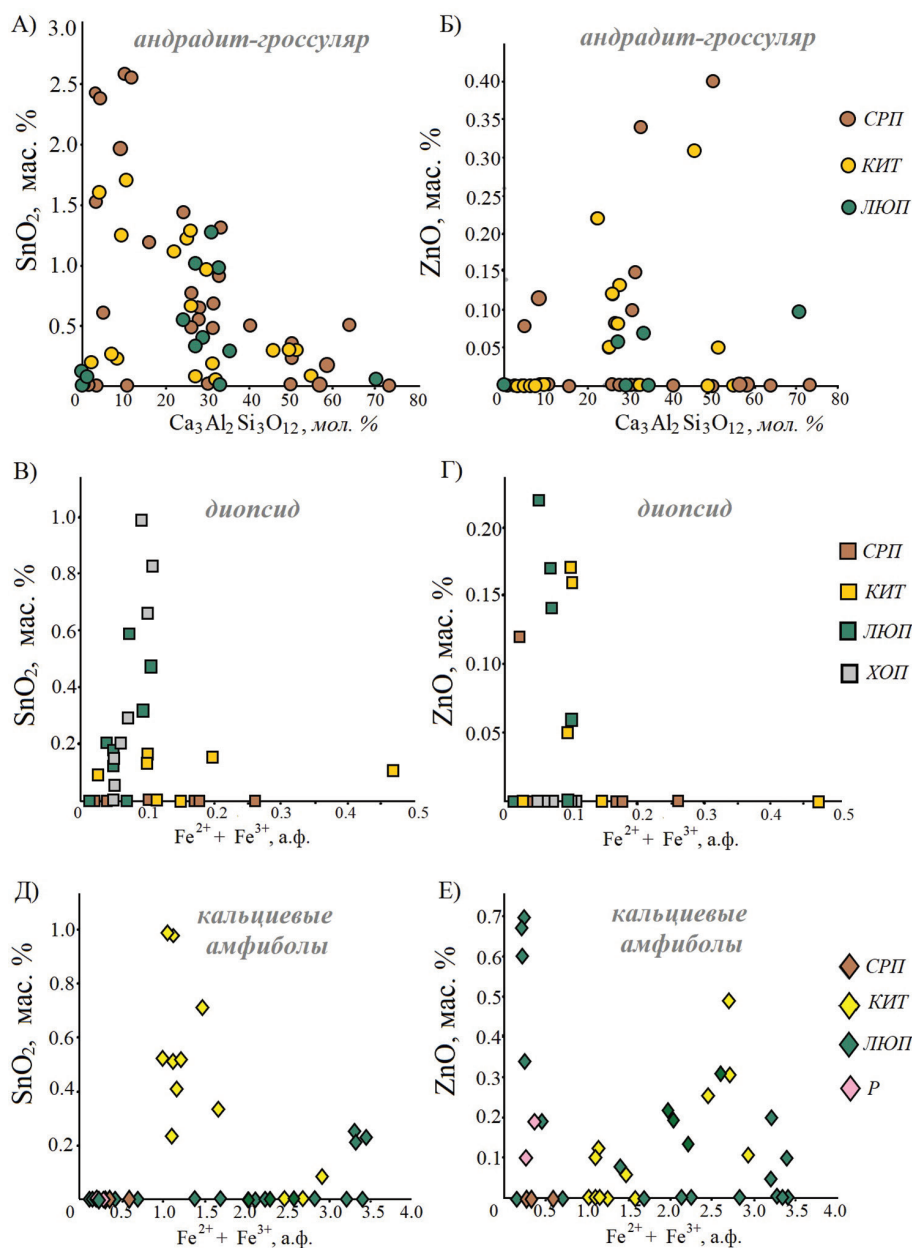


Рис. 3. Соотношение концентраций Sn (А) и Zn (Б) с содержанием гроссулярового компонента в гранатах ряда андрадит-гроссуляр; Sn (В) и Zn (Г) и общего содержания железа в диопсиде; Sn (Д) и Zn (Е) и общего содержания Fe в кальциевых амфиболах.

Здесь и далее, СРП – Старое рудное поле, КИТ – Кительское Sn месторождение, ЛЮП – Люпикко, ХОП – Известковая ломка (Хопунваара), Р – Ристиниеми.

Fig. 3. Correlation between content of Sn (A) and Zn (B) and grossular end-member in garnets of the andradite-grossular series; Sn (B) and Zn (Г) and total Fe content in diopside; Sn (Д) and Zn (Е) and total Fe content in Ca amphiboles.

Hereinafter, СРП – Staroe rudnoe pole (Old ore field), КИТ – Kitel Sn deposit, ЛЮП – Lupikko, ХОП – Izvestkovaya lomka (Hopunvaara), Р – Ristiniemi.

ных ассоциациях. Подробно он охарактеризован в работе (Герасимова и др., 2006). Цинк отмечается во всех генерациях везувиана. Для везувиана из тонкополосчатых высокофторных метасоматитов Известковой ломки (рис. 2д, 4г, д) Zn, напротив, не характерен. Концентрация Sn в везувиане из обо-

их объектов оказалась ниже предела обнаружения СЭМ-ЭДС методом.

Минералы группы гумита. Наиболее распространенным в питкярантских объектах представителем группы гумита является хондродит. Многочисленные реликты хорошо оформленных

Таблица 3. Химический состав олово- и цинкосодержащих диопсидов (1–8), амфиболов (9–14), эпидота (15–16), везувинита (17–19) и флогопита (20–24) из различных объектов Питкярантского рудного района (мас. %)

Table 3. Chemical composition of Sn- and Zn-bearing diopside (1–8), amphiboles (9–14), epidote (15–16), vesuvianite (17–19), and phlogopite (20–24) from various objects of the Pitkäranta ore district (wt %)

№ п/п	Объект	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	ZnO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	SnO ₂	F	Cl	H ₂ O	–O = (F,Cl) ₂	Сумма
1	Люп	нпо	нпо	25.55	18.81	0.17	нпо	нпо	0.55	1.70	нпо	54.43	нпо	0.17	н/о	н/о	–	–	101.38
2	Люп	нпо	нпо	24.88	18.32	0.27	–	0.14	0.12	2.52	нпо	53.87	0.11	0.59	н/о	н/о	–	–	100.82
3	Хоп	нпо	0.06	25.60	16.66	0.30	0.75	нпо	1.51	1.75	нпо	53.25	нпо	0.29	н/о	н/о	–	–	100.17
4	Хоп	нпо	нпо	25.30	15.32	0.19	0.99	нпо	3.65	2.67	нпо	50.94	нпо	0.66	н/о	н/о	–	–	99.72
5	Хоп	нпо	0.06	25.27	15.37	0.21	1.15	нпо	3.88	2.58	нпо	51.03	нпо	0.82	н/о	н/о	–	–	100.37
6	Хоп	нпо	нпо	25.38	15.83	0.17	0.73	нпо	2.77	2.34	нпо	51.16	нпо	0.99	н/о	н/о	–	–	99.37
7	Ки	нпо	0.41	22.74	10.28	0.38	11.16	нпо	0.71	3.88	нпо	50.91	нпо	0.10	н/о	н/о	–	–	100.57
8	Ки	нпо	нпо	22.97	17.27	0.05	3.16	0.17	1.18	–	нпо	53.09	0.05	0.15	н/о	н/о	–	–	98.09
9	Ки	1.44	2.27	12.39	16.15	0.11	1.39	0.10	13.74	8.53	нпо	39.45	0.24	0.98	1.17	нпо	1.47	0.49	98.92
10	Ки	1.48	2.35	12.45	15.95	0.13	0.80	0.12	14.40	10.30	нпо	38.88	0.24	0.51	1.28	нпо	1.32	0.54	99.66
11	Люп	1.79	1.71	11.61	4.75	0.31	15.39	нпо	16.93	10.66	нпо	33.92	нпо	0.25	н/о	0.51	1.77	0.12	99.49
12	Люп	0.16	0.14	12.70	23.31	0.27	нпо	0.70	0.22	2.29	нпо	56.66	нпо	нпо	1.12	нпо	1.64	0.47	98.74
13	Люп	0.16	0.12	13.41	22.98	0.39	1.99	0.34	0.29	0.08	нпо	58.94	нпо	нпо	0.81	нпо	1.83	0.34	101.00
14	Ки	0.14	0.18	11.45	9.42	3.18	12.69	0.49	1.64	9.24	нпо	48.43	нпо	нпо	н/о	нпо	1.96	–	98.82
15	СРП	нпо	нпо	22.85	нпо	0.21	–	0.10	21.47	15.30	0.12	37.28	нпо	0.55	нпо	нпо	1.85	–	99.73
16	Люп	нпо	нпо	23.33	нпо	0.20	–	нпо	25.06	14.42	нпо	36.94	нпо	0.46	нпо	нпо	1.91	–	102.32
17	Люп	нпо	нпо	35.82	2.88	0.36	0.77	0.21	16.81	4.80	нпо	35.50	0.07	нпо	1.37	0.29	2.05	0.65	100.29
18	Люп	нпо	нпо	35.40	2.41	0.40	–	0.24	15.13	8.14	нпо	32.79	нпо	нпо	2.85	0.51	1.18	1.32	97.73
19	Люп	нпо	нпо	35.16	3.55	0.28	1.15	0.35	15.34	4.39	нпо	36.25	нпо	нпо	2.24	0.29	1.62	1.01	99.61
20	Клара	9.24	нпо	0.14	26.29	н.п.о.	3.29	1.20	11.30	–	нпо	43.36	нпо	нпо	4.23	нпо	2.23	1.78	99.50
21	Люп	10.20	0.23	нпо	25.90	0.08	3.62	0.30	14.25	–	нпо	38.13	нпо	нпо	3.08	0.06	2.61	1.28	97.18
22	Люп	10.41	0.10	нпо	24.46	0.35	7.10	0.17	11.98	–	нпо	39.69	нпо	нпо	2.56	нпо	2.88	1.08	98.62
23	Люп	9.96	0.15	нпо	14.97	0.41	16.80	0.32	15.24	–	нпо	35.98	нпо	нпо	н/о	0.18	3.83	0.04	97.80
24	Р	8.87	0.43	нпо	25.25	н.п.о.	4.92	0.18	13.30	–	нпо	39.32	нпо	нпо	3.38	нпо	2.49	1.42	97.73
Эмпирические формулы диопсидов в расчете на сумму всех катионов, равную 4																			
1	Люп	$\text{Ca}_{0.98}(\text{Mg}_{1.00}\text{Fe}^{3+}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 1.02}[\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.02}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{O}_6]$																	
2	Люп	$\text{Ca}_{0.96}(\text{Mg}_{0.99}\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{Mn}_{0.01}\text{Sn}_{0.01})_{\Sigma 1.04}[\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.01}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{O}_6]$																	
3	Хоп	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{Fe}^{2+}_{0.02}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 1.00}[\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.06}\text{O}_6]$																	
4	Хоп	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}^{3+}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{0.03}\text{Al}_{0.03}\text{Mn}_{0.01}\text{Sn}_{0.01})_{\Sigma 1.00}[\text{Si}_{1.87}\text{Al}_{0.13}\text{O}_6]$																	
5	Хоп	$\text{Ca}_{0.99}(\text{Mg}_{0.84}\text{Fe}^{3+}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Al}_{0.04}\text{Mn}_{0.01}\text{Sn}_{0.01})_{\Sigma 1.00}[\text{Si}_{1.87}\text{Al}_{0.13}\text{O}_6]$																	

Покончание таблицы 3

6	Хоп	$\text{Ca}_{1,01}(\text{Mg}_{0,87}\text{Fe}^{3+}_{0,07}\text{Fe}^{2+}_{0,02}\text{Mn}_{0,01}\text{Al}_{0,01}\text{Sn}_{0,01})_{\Sigma 1,00}[\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,11}\text{O}_6]$
7	Ки	$(\text{Ca}_{0,93}\text{Na}_{0,03})_{\Sigma 0,96}(\text{Mg}_{0,59}\text{Fe}^{2+}_{0,36}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Mn}_{0,01})_{\Sigma 0,97}[\text{Si}_{1,94}\text{Al}_{0,03}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{O}_6]$
8	Ки	$\text{Ca}_{0,91}(\text{Mg}_{0,96}\text{Fe}^{2+}_{0,10}\text{Al}_{0,02})_{\Sigma 1,08}[\text{Si}_{1,97}\text{Al}_{0,03}\text{O}_6]$
Эмпирические формулы амфиболов в расчете на $\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Zn}+\text{Al}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{Sn} = 13$ (9–11 – магнетиогастингсит, 12 – ферроферрисиданагаит, 14, 15 – тремолит)		
9	Ки	$(\text{Na}_{0,61}\text{K}_{0,27})_{\Sigma 0,88}(\text{Ca}_{1,96}\text{Na}_{0,04})_{\Sigma 2,00}(\text{Mg}_{3,56}\text{Fe}^{3+}_{0,95}\text{Al}_{0,22}\text{Fe}^{2+}_{0,17}\text{Sn}_{0,06}\text{Ti}_{0,03}\text{Mn}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})_{\Sigma 5,01}[\text{Si}_{5,83}\text{Al}_{2,17}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,46}\text{F}_{0,54})_{\Sigma 2,00}$
10	Ки	$(\text{Na}_{0,63}\text{K}_{0,28})_{\Sigma 0,91}(\text{Ca}_{1,96}\text{Na}_{0,04})_{\Sigma 2,00}(\text{Mg}_{3,49}\text{Fe}^{3+}_{1,14}\text{Fe}^{2+}_{0,10}\text{Al}_{0,19}\text{Sn}_{0,03}\text{Ti}_{0,03}\text{Mn}_{0,02}\text{Zn}_{0,01})_{\Sigma 5,01}[\text{Si}_{5,70}\text{Al}_{2,30}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,40}\text{F}_{0,60})_{\Sigma 2,00}$
11	Люп	$(\text{Na}_{0,49}\text{K}_{0,36})_{\Sigma 0,85}(\text{Ca}_{1,97}\text{Na}_{0,03})_{\Sigma 2,00}(\text{Fe}^{2+}_{2,03}\text{Fe}^{3+}_{1,27}\text{Mg}_{1,12}\text{Al}_{0,52}\text{Sn}_{0,02}\text{Mn}_{0,04})_{\Sigma 5,00}[\text{Si}_{5,36}\text{Al}_{2,64}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,86}\text{Cl}_{0,14})_{\Sigma 2,00}$
12	Люп	$\text{K}_{0,03}(\text{Ca}_{1,88}\text{Na}_{0,04})_{\Sigma 1,92}(\text{Mg}_{4,80}\text{Fe}^{3+}_{0,10}\text{Zn}_{0,07}\text{Mn}_{0,03})_{\Sigma 5,00}[\text{Si}_{7,82}\text{Fe}^{3+}_{0,14}\text{Al}_{0,04}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,51}\text{F}_{0,49})_{\Sigma 2,00}$
13	Люп	$\text{K}_{0,03}(\text{Ca}_{1,95}\text{Na}_{0,03})_{\Sigma 1,98}(\text{Mg}_{4,64}\text{Fe}^{2+}_{0,23}\text{Al}_{0,05}\text{Mn}_{0,04}\text{Zn}_{0,03}\text{Fe}^{3+}_{0,01})_{\Sigma 5,00}[\text{Si}_{8,00}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,63}\text{F}_{0,35})_{\Sigma 2,00}$
14	Ки	$\text{K}_{0,03}(\text{Ca}_{1,88}\text{Na}_{0,05})_{\Sigma 1,93}(\text{Mg}_{2,15}\text{Fe}^{2+}_{1,62}\text{Fe}^{3+}_{0,77}\text{Mn}_{0,41}\text{Zn}_{0,05})_{\Sigma 5,00}[\text{Si}_{7,41}\text{Al}_{0,30}\text{Fe}^{3+}_{0,29}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2,00}$
Эмпирические формулы эпидота в расчете на $\text{O}_{12}(\text{OH}) = 25$ единиц заряда		
15	Люп	$(\text{Ca}_{1,98}\text{Mn}_{0,01})_{\Sigma 1,99}(\text{Fe}^{3+}_{0,93}\text{Al}_{0,05}\text{Sn}_{0,02}\text{Cr}_{0,01})_{\Sigma 1,01}\text{Al}_{2,00}[\text{Si}_{3,01}\text{O}_{11}]\text{O}(\text{OH})$
16	Люп	$(\text{Ca}_{1,96}\text{Mn}_{0,01})_{\Sigma 1,97}(\text{Fe}^{3+}_{0,85}\text{Al}_{0,20}\text{Sn}_{0,01})_{\Sigma 1,06}\text{Al}_{2,00}[\text{Si}_{2,89}\text{Al}_{0,11}\text{O}_{11}]\text{O}(\text{OH})$
Эмпирические формулы везувияна в расчете на $\text{Ca}+\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Zn}+\text{Al}+\text{Si}+\text{Ti} = 50^{**}$		
17	Люп	$(\text{Ca}_{18,67}\text{Mn}_{0,15})_{\Sigma 18,82}(\text{Al}_{8,92}\text{Mg}_{2,09}\text{Fe}^{3+}_{1,76}\text{Fe}^{2+}_{0,31}\text{Zn}_{0,08}\text{Ti}_{0,03})_{\Sigma 13,19}[\text{Si}_{17,28}\text{Al}_{0,72}\text{O}_{68}](\text{OH}_{7,65}\text{F}_{2,11}\text{Cl}_{0,24})_{\Sigma 10,00}$
18	Люп	$\text{Ca}_{19,20}(\text{Al}_{7,63}\text{Mg}_{1,82}\text{Mn}_{0,17}\text{Fe}^{3+}_{3,10}\text{Zn}_{0,09})_{\Sigma 12,81}\text{B}_{0,23}[\text{Si}_{16,60}\text{Al}_{1,40}\text{O}_{68}](\text{OH}_{5,00}\text{F}_{4,56}\text{Cl}_{0,44})_{\Sigma 10,00}$
19	Люп	$(\text{Ca}_{18,46}\text{Mn}_{0,12})_{\Sigma 18,58}(\text{Al}_{8,62}\text{Mg}_{2,59}\text{Fe}^{3+}_{1,62}\text{Fe}^{2+}_{0,47}\text{Zn}_{0,13})_{\Sigma 13,43}[\text{Si}_{17,76}\text{Al}_{0,24}\text{O}_{68}](\text{OH}_{6,29}\text{F}_{3,47}\text{Cl}_{0,24})_{\Sigma 10,00}$
Эмпирические формулы флогопита в расчете на $\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2 = 22$ единицы заряда		
20	Клара	$(\text{K}_{0,83}\text{Ca}_{0,01})_{\Sigma 0,85}(\text{Mg}_{2,77}\text{Fe}^{2+}_{0,19}\text{Zn}_{0,06}\text{Al}_{0,01})_{\Sigma 3,03}[\text{Si}_{3,07}\text{Al}_{0,93}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,05}\text{F}_{0,95})_{\Sigma 2,00}$
21	Люп	$(\text{K}_{0,95}\text{Na}_{0,03})_{\Sigma 0,98}(\text{Mg}_{2,83}\text{Fe}^{2+}_{0,22}\text{Al}_{0,02}\text{Zn}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_{\Sigma 3,10}[\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,57}\text{F}_{0,62}\text{Cl}_{0,01})_{\Sigma 2,00}$
22	Люп	$(\text{K}_{0,95}\text{Na}_{0,01})_{\Sigma 0,96}(\text{Mg}_{2,62}\text{Fe}^{2+}_{0,43}\text{Mn}_{0,02}\text{Zn}_{0,01})_{\Sigma 3,08}[\text{Si}_{2,96}\text{Al}_{1,01}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,42}\text{F}_{0,58})_{\Sigma 2,00}$
23	Люп	$(\text{K}_{0,98}\text{Na}_{0,02})_{\Sigma 1,00}(\text{Mg}_{1,72}\text{Fe}^{2+}_{1,09}\text{Al}_{0,17}\text{Mn}_{0,03}\text{Zn}_{0,02})_{\Sigma 3,03}[\text{Si}_{2,78}\text{Al}_{1,22}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,98}\text{Cl}_{0,02})_{\Sigma 2,00}$
24	Р	$(\text{K}_{0,83}\text{Na}_{0,06})_{\Sigma 0,89}(\text{Mg}_{2,76}\text{Fe}^{2+}_{0,30}\text{Zn}_{0,01}\text{Al}_{0,03})_{\Sigma 3,10}[\text{Si}_{2,88}\text{Al}_{1,12}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,22}\text{F}_{0,78})_{\Sigma 2,00}$

Примечание. Соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} для диопсида, амфиболов и везувияна рассчитано по балансу зарядов; в слюдах и эпидоте все железо принято как Fe^{2+} и Fe^{3+} , соответственно; недостаток положительного заряда в эмпирических формулах везувияна компенсировался введением бора. Содержание H_2O рассчитано по стехиометрии. Хоп – Хопунваара (Известковая ломка). Здесь и далее, н/о – не определено, прочерк – отсутствие компонента/поправки по данным расчета.

Note. The Fe^{2+} and Fe^{3+} ratio for diopside, amphiboles, and vesuvianite is calculated from the charge balance; Fe in mica and epidote is accepted as Fe^{2+} and Fe^{3+} , respectively; the lack of positive charge in empirical formulas of vesuvianite is compensated by the introduction of boron. The H_2O content is calculated by stoichiometry. Хоп – Hopunvaara (Izvestkovaya lomka). Hereinafter, n/o – not determined, dash – no component/correction according to calculations.

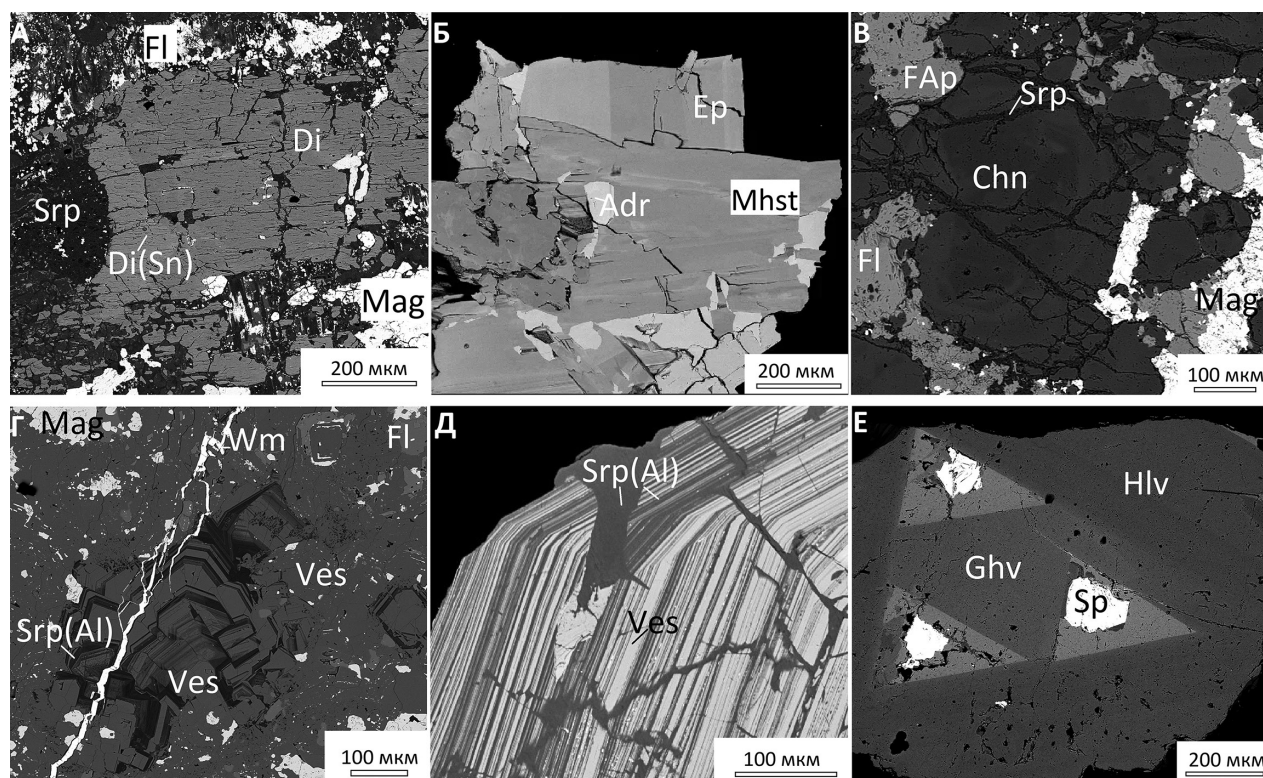


Рис. 4. Олово- и цинксодержащие силикаты из метасоматитов Питкярантского рудного района: А – обогащенный Sn диопсид (Di), развитый по диопсиду без значимой примеси Sn (реликты среди серпентина (Srp), флюорита (Fl) и магнетита (Mag) в тонкополосчатых метасоматитах рудного поля Хопунваара); Б – Sn-содержащий магнезиогастингсит (Mhst) в ассоциации с эпидотом (Ep) и андрадитом (Adr) (Кительское Sn месторождение); В – рассеченные серпентином кристаллы Zn-содержащего хондродита (Chn) среди магнетита, флюорита и фторапатита (FAp) (Хопунваара); Г – Zn-содержащий высокоглиноземистый серпентин, маркирующий зоны роста в кристаллах везувияна (Ves) с прожилком викманита (Wm) (Хопунваара); Д – то же (Люпикко); Е – кристалл гентельвина (Ghv) с вростками сфалерита (Sp), обрастающий гельвином (Hlv).

Fig. 4. Sn and Zn-bearing silicates from metasomatites of the Pitkäranta ore district: A – Sn-enriched diopside (Di) after Sn-free diopside (relics among serpentine (Srp), fluorite (Fl) and magnetite (Mag) in thin-banded metasomatites of the Hopunvaara ore field); Б – Sn-bearing magnesio-hastingsite (Mhst) in assemblage with epidote (Ep) and andradite (Adr) (Kitel Sn deposit); В – Zn-bearing chondrodite (Chn) crystals crossed by serpentine among magnetite, fluorite and fluorapatite (FAp) (Hopunvaara); Г – Zn-bearing high-Al serpentine marking growth zones in vesuvianite (Ves) crystals crossed by wickmanite vein (Wm) (Hopunvaara); Д – the same (Lupikko); Е – genthelvite (Ghv) crystal with sphalerite (Sp) ingrowths rimmed by helvine (Hlv).

коричнево-желтых кристаллов этого минерала размером до 2 мм отмечаются в флюорит-серпентиновых гидротермалитах, развитых по магнезиальным скарнам рудопроявлений Клара (участок Хопунваара), Гербертц (Новое рудное поле) и Люпикко (рис. 2г). Хондродит в виде красно-коричневых зерен до 3 мм, обычно с выраженным двойникованием, наблюдается в кальцифирах мыса Ристиниеми, где он ассоциирует с кальцитом, норбергитом, флогопитом, диопсидом и тремолитом (рис. 2б). Минерал также развит в подобных кальцифирах, обнажающихся в западной оконечности выработок Известковой ломки на участке Хопунваара и

вмещающих тела тонкополосчатых магнетит-везувиан-флюоритовых метасоматитов. Гнезда хондродита встречаются здесь и в самих высокофторных метасоматитах (рис. 4в). Существенных отличий по химическому составу между образцами из разных объектов, в целом, нет (табл. 4). В кристаллах часто наблюдается осцилляционная зональность, выраженная в изменении содержания Fe и Mn. Наибольшая концентрация ZnO до 0.4 мас. % (0.02 а.ф. Zn) характерна для хондродита из хопунваарских «рудных трубок». До 0.3 мас. % ZnO иногда фиксируется в образцах из кальцифиров мыса Ристиниеми и апоскарновых метасоматитов Люпикко.

Таблица 4. Химический состав Zn-содержащих хондродита (1–7), серпентина (8–19) и клинохлора (20–22) из различных объектов Питкярантского рудного района (мас. %)

Table 4. Chemical composition of Zn-bearing chondrodite (1–7), serpentine (8–19) and clinocllore (20–22) from various objects of the Pitkaranta ore district (wt. %)

№ п/п	Объект	MgO	MnO	FeO	ZnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	F	Cl	H ₂ O	–O = (F,Cl) ₂	Сумма	
1	Хоп	53.20	1.27	6.28	0.26	нпо	33.14	нпо	6.23	нпо	2.19	2.62	99.95	
2	Хоп	53.16	1.22	6.15	0.35	нпо	33.87	нпо	6.60	нпо	2.01	2.78	100.58	
3	Хоп	52.70	1.12	7.07	0.40	нпо	33.24	нпо	6.32	нпо	2.14	2.66	100.33	
4	Люп	52.64	1.00	6.50	0.26	нпо	33.70	нпо	6.61	нпо	1.96	2.78	99.89	
5	Люп	52.90	0.89	6.47	0.17	нпо	33.88	нпо	6.81	нпо	1.88	2.87	100.13	
6	Р	48.82	0.88	11.42	0.27	нпо	33.49	0.13	8.07	нпо	1.17	3.40	100.85	
7	Р	52.95	0.63	6.94	0.16	нпо	33.81	0.07	6.67	нпо	1.96	2.81	100.38	
8	Люп	39.42	0.16	1.58	0.41	0.26	43.87	нпо	0.71	0.16	12.35	0.35	98.57	
9	Люп	38.18	0.25	3.24	0.79	0.19	42.24	нпо	0.51	0.31	12.11	0.28	97.54	
10	Люп	34.34	0.44	4.45	1.68	0.44	44.16	нпо	1.31	нпо	11.84	0.55	98.11	
11	Люп	31.40	1.07	9.28	3.11	нпо	41.68	нпо	нпо	нпо	12.08	–	98.62	
12	Клара	36.68	0.17	4.30	0.86	0.27	43.91	нпо	2.09	нпо	11.62	0.88	99.02	
13	Клара	37.03	0.18	2.33	2.30	0.65	44.08	нпо	1.20	нпо	12.13	0.51	99.39	
14	Хоп	37.92	1.15	5.04	0.31	0.41	41.30	нпо	нпо	0.06	12.42	0.01	98.60	
15	Хоп	35.33	1.12	7.01	0.62	0.37	40.38	нпо	нпо	нпо	12.10	–	96.93	
16	Хоп	31.31	3.01	4.18	1.25	13.54	33.66	нпо	нпо	0.11	12.38	0.03	99.41	
17	Хоп	29.51	0.28	6.65	2.11	13.09	35.09	нпо	нпо	0.08	12.36	0.02	99.15	
18	Хоп	29.57	0.69	4.05	3.66	17.47	30.29	нпо	нпо	0.26	12.11	0.06	98.04	
19	Люп	0.19	4.74	31.72	18.66	0.15	31.46	нпо	нпо	нпо	9.23	–	96.15	
20	Люп	24.66	0.68	6.32	1.40	14.92	32.78	нпо	нпо	нпо	11.61	–	92.37	
21	Люп	31.99	0.12	4.05	0.62	19.14	31.11	нпо	0.32	нпо	12.49	0.13	99.70	
22	Люп	19.19	0.68	22.53	0.76	17.31	27.91	нпо	нпо	нпо	11.56	–	99.95	
Эмпирические формулы хондродита в расчете на Mg+Fe+Mn+Zn+Ti = 5*														
1	Хоп		(Mg _{4.62} Fe _{0.31} Mn _{0.06} Zn _{0.01}) _{Σ5.00} [Si _{1.93} B _{0.08} O ₈](F _{1.15} OH _{0.85}) _{Σ2.00}											
2	Хоп		(Mg _{4.62} Fe _{0.30} Mn _{0.06} Zn _{0.02}) _{Σ5.00} [Si _{1.98} B _{0.03} O ₈](F _{1.22} OH _{0.78}) _{Σ2.00}											
3	Хоп		(Mg _{4.58} Fe _{0.34} Mn _{0.06} Zn _{0.02}) _{Σ5.00} [Si _{1.94} B _{0.08} O ₈](F _{1.17} OH _{0.83}) _{Σ2.00}											
4	Люп		(Mg _{4.62} Fe _{0.34} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{Σ5.00} [Si _{1.98} B _{0.02} O ₈](F _{1.23} OH _{0.77}) _{Σ2.00}											
5	Люп		(Mg _{4.63} Fe _{0.32} Mn _{0.04} Zn _{0.01}) _{Σ5.00} [Si _{1.99} B _{0.01} O ₈](F _{1.26} OH _{0.74}) _{Σ2.00}											
6	Р		(Mg _{4.37} Fe _{0.57} Mn _{0.04} Zn _{0.01} Ti _{0.01}) _{Σ5.00} [Si _{2.01} O _{8.02}](F _{1.53} OH _{0.47}) _{Σ2.00}											
7	Р		(Mg _{4.62} Fe _{0.34} Mn _{0.03} Zn _{0.01}) _{Σ5.00} [Si _{1.98} B _{0.02} O ₈](F _{1.23} OH _{0.77}) _{Σ2.00}											
Эмпирические формулы минералов подгруппы серпентина в расчете на O ₅ (OH,F,Cl) ₄ = 14 единиц заряда														
8	Люп		(Mg _{2.77} Fe _{0.06} Al _{0.02} Mn _{0.01} Zn _{0.01}) _{Σ2.87} [Si _{2.06} O ₅](OH _{3.88} F _{0.11} Cl _{0.01}) _{Σ4.00}											
9	Люп		(Mg _{2.74} Fe _{0.13} Zn _{0.03} Mn _{0.01} Al _{0.01}) _{Σ2.92} [Si _{2.04} O ₅](OH _{3.89} F _{0.08} Cl _{0.03}) _{Σ4.00}											
10	Люп		(Mg _{2.46} Fe _{0.18} Zn _{0.06} Mn _{0.02} Al _{0.03}) _{Σ2.75} [Si _{2.12} O ₅](OH _{3.80} F _{0.20}) _{Σ4.00}											
11	Люп		(Mg _{2.32} Fe _{0.39} Zn _{0.11} Mn _{0.05}) _{Σ2.87} [Si _{2.07} O ₅](OH) _{4.00}											
12	Клара		(Mg _{2.60} Fe _{0.17} Zn _{0.03} Al _{0.02} Mn _{0.01}) _{Σ2.83} [Si _{2.09} O ₅](OH _{3.69} F _{0.31}) _{Σ4.00}											
13	Клара		(Mg _{2.61} Fe _{0.09} Zn _{0.08} Al _{0.04} Mn _{0.01}) _{Σ2.83} [Si _{2.08} O ₅](OH _{3.82} F _{0.18}) _{Σ4.00}											
14	Хоп		(Mg _{2.72} Fe _{0.20} Mn _{0.05} Zn _{0.01} Al _{0.01}) _{Σ2.99} [Si _{1.99} Al _{0.01} O ₅](OH _{3.99} Cl _{0.01}) _{Σ4.00}											
15	Хоп		(Mg _{2.54} Fe _{0.20} Al _{0.08} Mn _{0.07} Zn _{0.02}) _{Σ2.95} [Si _{2.02} O ₅](OH) _{4.00}											
16	Хоп		(Mg _{2.26} Al _{0.40} Fe _{0.17} Mn _{0.12} Zn _{0.05}) _{Σ3.00} [Si _{1.63} Al _{0.37} O ₅](OH _{3.99} Cl _{0.01}) _{Σ4.00}											
17	Хоп		(Mg _{2.17} Al _{0.45} Fe _{0.27} Zn _{0.08} Mn _{0.03}) _{Σ2.94} [Si _{1.70} Al _{0.30} O ₅](OH _{3.99} Cl _{0.01}) _{Σ4.00}											
18	Хоп		(Mg _{2.13} Al _{0.50} Fe _{0.17} Zn _{0.13} Mn _{0.01}) _{Σ3.00} [Si _{1.49} Al _{0.51} O ₅](OH _{3.98} Cl _{0.02}) _{Σ4.00}											
19	Люп		(Fe _{1.72} Zn _{0.90} Mn _{0.26} Mg _{0.02} Al _{0.01}) _{Σ2.91} [Si _{2.04} O ₅](OH) _{4.00}											
Эмпирические формулы клинохлора в расчете на O ₁₀ (OH,F,Cl) ₈ = 28 единиц заряда														
20	Люп		(Mg _{4.12} Al _{1.02} Fe _{0.53} Zn _{0.10} Mn _{0.06}) _{Σ5.83} [Si _{3.27} Al _{0.73} O ₁₀](OH) _{8.00}											
21	Люп		(Mg _{4.52} Al _{1.09} Fe _{0.32} Zn _{0.04} Mn _{0.01}) _{Σ5.98} [Si _{2.95} Al _{1.05} O ₁₀](OH _{7.90} F _{0.10}) _{Σ8.00}											
22	Люп		(Mg _{2.97} Fe _{1.95} Al _{1.01} Zn _{0.06} Mn _{0.06}) _{Σ6.05} [Si _{2.89} Al _{1.11} O ₁₀](OH) _{8.00}											

Примечание. Все железо рассчитано как Fe²⁺; * – недостаток положительного заряда в эмпирических формулах хондродита компенсировался добавлением в тетраэдрическую позицию бора по (Герасимова и др., 2013). Содержание H₂O рассчитано по стехиометрии. Клара – Клара (Хопунваара), Р – Ристиниеми.

Note. Fe is calculated as Fe²⁺; * – the positive charge lack in empirical formulas of chondrodite was compensated by boron in the tetrahedral site (Gerasimova et al., 2013). The H₂O content is calculated by stoichiometry. Клара – Klara (Hopunvaara), Р – Ristiniemi.

Таблица 5. Химический состав гельвина (1–5), гентгельвина (6–8) и даналита (9–10) из метасоматитов рудопроявления Люпикко (мас. %)

Table 5. Chemical composition of helvine (1–5), genthelvite (6–8) and danalite (9–10) from metasomatites of the Lupikko ore occurrence (wt. %)

№ п/п	MgO	MnO	FeO	ZnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	BeO*	S	–O = S	Сумма
1	нпо	43.64	5.92	2.40	нпо	32.80	13.65	5.52	2.75	101.18
2	нпо	42.18	6.20	4.61	нпо	32.51	13.53	5.79	2.89	101.93
3	0.10	35.22	12.51	4.77	нпо	32.03	13.33	5.80	2.89	100.87
4	нпо	27.43	20.48	4.34	нпо	32.27	13.44	5.67	2.83	100.81
5	0.37	24.84	13.87	13.72	0.06	31.91	13.28	5.73	2.86	100.92
6	0.43	16.56	13.86	22.20	0.06	31.65	13.18	5.66	2.82	100.77
7	0.40	2.48	9.96	41.21	0.12	30.85	12.84	5.46	2.72	100.50
8**	0.13	7.59	8.26	37.81	0.11	30.79	12.82	5.53	2.76	100.28
9**	0.17	2.71	34.75	14.58	0.19	32.07	13.35	5.77	2.88	99.60
10	0.37	2.28	42.70	6.73	нпо	31.95	13.30	5.58	2.78	100.13
Эмпирические формулы в расчете на Mn+Fe+Zn+Mg = 8										
1	(Mn _{6.77} Fe _{0.91} Zn _{0.32}) _{Σ8.00} [Si _{6.01} Be _{6.01} O _{24.12}]S _{1.89}									
2	(Mn _{6.45} Fe _{0.94} Zn _{0.61}) _{Σ8.00} [Si _{5.87} Be _{5.87} O _{23.64}]S _{1.96}									
3	(Mn _{5.43} Fe _{1.90} Zn _{0.64} Mg _{0.03}) _{Σ8.00} [Si _{5.83} Be _{5.83} O _{23.50}]S _{1.98}									
4	(Mn _{4.27} Fe _{3.15} Zn _{0.59}) _{Σ8.00} [Si _{5.93} Be _{5.93} O _{23.83}]S _{1.95}									
5	(Mn _{3.89} Fe _{2.14} Zn _{1.87} Mg _{0.10}) _{Σ8.00} [Si _{5.89} Be _{5.89} Al _{0.01} O _{23.71}]S _{1.98}									
6	(Zn _{3.07} Mn _{2.63} Fe _{2.17} Mg _{0.12}) _{Σ8.00} [Si _{5.94} Be _{5.94} Al _{0.01} O _{23.84}]S _{1.99}									
7	(Zn _{5.88} Fe _{1.59} Mn _{0.41} Mg _{0.12}) _{Σ8.00} [Si _{5.97} Be _{5.97} Al _{0.03} O _{23.96}]S _{1.98}									
8	(Zn _{5.39} Fe _{1.33} Mn _{1.24} Mg _{0.03}) _{Σ8.00} [Si _{5.94} Be _{5.94} Al _{0.04} O _{23.87}]S _{2.00}									
9	(Fe _{5.49} Zn _{2.03} Mn _{0.43} Mg _{0.05}) _{Σ8.00} [Si _{6.05} Be _{6.05} Al _{0.04} O _{24.19}]S _{2.04}									
10	(Zn _{0.92} Fe _{6.62} Mn _{0.36} Mg _{0.10}) _{Σ8.00} [Si _{5.92} Be _{5.92} O _{23.83}]S _{1.94}									

Примечание. * – Содержание BeO рассчитано, исходя из предположения о равенстве атомных количеств Si и Be. Количество кислорода рассчитано по балансу зарядов. Все железо принято в форме Fe²⁺. ** – Анализы из работы (Булах и др., 2025б).

Note. * – The BeO content is calculated assuming equal Si and Be atomic contents. The oxygen content is calculated from the charge balance. Fe is taken as Fe²⁺. ** – Analyses from (Bulakh et al., 2025b).

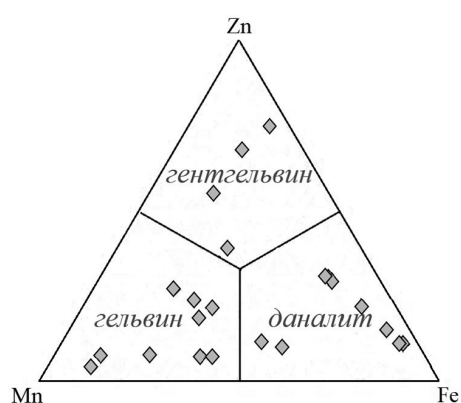


Рис. 5. Соотношение главных катионов в бериллосиликатах системы гелльвин–гентгелльвин–даналит из метасоматитов проявления Люпикко.

Fig. 5. Correlation between main cations in beryllosilicates of the helvine-genthelvite-danalite system from metasomatites of the Lupikko occurrence.

В хондродите из других питкьярантских проявлений содержание Zn обычно ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

Норбергит из кальцифиров мыса Ристиниеми, образующий рыжевато-желтые зерна до 1 мм и ассоциирующий с хондродитом, содержит не более 0.1 мас. % ZnO (табл. 4).

Минералы группы гелльвина (члены системы гелльвин–даналит–гентгелльвин) развиты в апоскарновых грейзенах проявления Люпикко. Для этих бериллосиликатов обычна ассоциация с флюоритом, слюдами серии флогопит–аннит, щелочными амфиболами, фтористым везувианом, магнетитом, шпинелидами ряда ганит–герцинит и сфалеритом. Соотношения Mn, Fe и Zn широко варьируют (табл. 5, рис. 5). Наиболее распространены даналит и гелльвин, образующие крупные (размером иногда в несколько сантиметров) тетраэдрические кристаллы. Для даналита характерны красно-коричневые

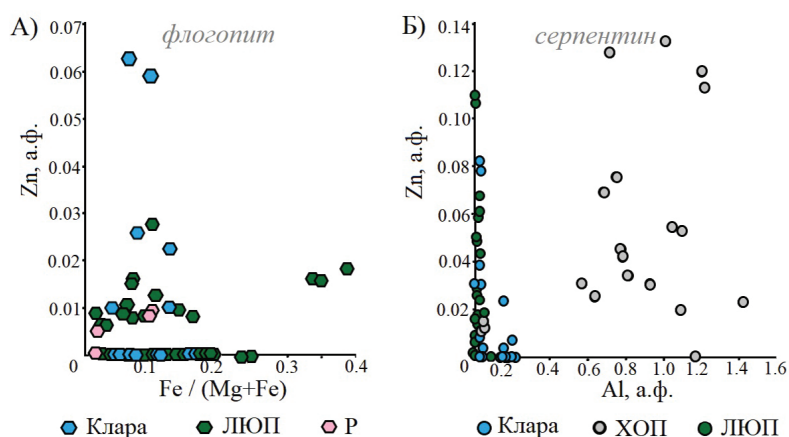


Рис. 6. Соотношение железистости $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ и концентрации Zn во флогопите (А) и концентрации Al (IV+VI) и Zn в магнезиальных серпентинах (Б).

Клара – Клара (Хопунваара).

Fig. 6. Correlation between $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ ratio and Zn content of phlogopite (A) and Al (IV+VI) and Zn content of magnesian serpentines (B).

Клара – Klara mine (Hopunvaara).

и густо-розовые цвета, для гельвина – медово-желтые и желто-коричневые. Гентгельвин встречен в двух образцах метасоматитов: в одном из них он составляет темно-красные зоны в крупном (3×2 см) кристалле даналита, а в другом образует зеленовато-голубые ядра в мелких (до 1.5 мм) кристаллах медово-желтого гельвина (рис. 2в, 4е).

Слюды. Цинксодержащий (до 1.2 мас. % ZnO, или до 0.06 а.ф. Zn) фтористый флогопит выявлен в апоскарновых грейзенах проявлений Клара и Люпикко (табл. 4, рис. 6а). Слюды наблюдаются здесь в виде агрегатов из мелких (не более 5 мм в сечении) чешуек, цвет которых в зависимости от содержания Fe меняется от чайного и золотисто-коричневого до густо-черного. Для раннего скарнового флогопита, развитого в диопсидовых скарнах и околоскарновых форстеритовых кальцифирах Люпикко, Хопунваары и Нового рудного поля, Zn нехарактерен, однако он отмечен в членах серии флогопит-фторфлогопит из кальцифиров мыса Ристиниеми.

Клинохлор с широкими вариациями железистости, содержащий до 1.4 мас. % ZnO (до 0.10 а.ф. Zn) (табл. 4), отмечается в виде густо-зеленых чешуйчатых агрегатов и сферолитов в метасоматитах проявления Люпикко, где ассоциирует с флогопитом, даналитом, флюоритом и шпинелидами ряда ганит-герцинит.

Серпентин. Магнезиальные члены подгруппы серпентина являются одними из главных минералов в измененных магнезиальных скарнах и околоскарновых кальцифирах Хопунваары, Нового

рудного поля и Люпикко. Существенно серпентиновые породы здесь представлены как типичными для магнезиально-скарновой формации апофорстеритовыми лизардитовыми гидротермалитами, так и богатыми флюоритом антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами, образующимися за счет ранних лизардитизированных скарнов при прогрессивных контактово-метаморфических и пневмолито-гидротермальных процессах. Содержание ZnO, достигающее 3.1 мас. % (0.11 а.ф. Zn) (табл. 4, рис. 6б), характерно, в первую очередь, для антигорита из серпентинитов, по которым развиты грейзеновые ассоциации с фтористыми магнезиально-железистыми слюдами и флюоритом. Особенно распространена Zn-содержащий антигорит на участке Люпикко (табл. 4, ан. 8–11) и, в меньшей степени, на рудопоявлении Клара (табл. 4, ан. 12–13). В магнетит-везувиан-флюоритовых «рудных трубках» Известковой ломки выявлен обогащенный Zn лизардит (до 0.6 мас. % ZnO = до 0.02 а.ф. Zn; табл. 4, ан. 14, 15), образующий псевдоморфозы по хондриту. Наиболее богат Zn (до 3.7 мас. % ZnO = до 0.13 а.ф. Zn) высокоглиноземистый серпентин (30–70 мол. % амезитового компонента $\text{Mg}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$) из этих метасоматитов, развитый по зонам роста в кристаллах везувиана и заполняющий интерстиции флюорит-везувиановых агрегатов (рис. 4г, д, табл. 4, ан. 16–18). Изначально эта фаза была описана как клинохлор, однако рентгенографические исследования позволили идентифицировать ее как слоистый силикат с двухслойным (7 Å)-пакетом. Полиморфную мо-

дификацию этого серпентина определить затруднительно, но обычно глиноземистые члены серии $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4\text{--Mg}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_5](\text{OH})_4$ имеют, как и сам амезит, лизардитовую структуру (Минералы, 1992).

Железистый член подгруппы серпентина – гриналит, содержащий 18.7 мас. % ZnO (0.90 а.ф. Zn), встречен в метасоматитах участка Люпикко в виде оливковых чешуек размером <0.5 мм, рассеянных среди магнетита, в ассоциации с флюоритом, сфалеритом и даналитом (табл. 4, ан. 19).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Силикатами-концентраторами Sn в питкьярантских объектах выступают, главным образом, минералы известково-скарнового комплекса, наложенного на магнезиальные скарны – гранаты ряда андрадит-гроссуляр, щелочные кальциевые амфиболы, эпидот и обогащенный Fe диопсид.

В структуре гранатов ряда андрадит-гроссуляр, как показано (Amthauer et al., 1979), Sn^{4+} находится, главным образом, в октаэдрической позиции. Изоморфные замещения в этом случае осуществляются, предположительно, по схемам $2^{\text{VI}}\text{R}^{3+} \rightarrow ^{\text{VI}}\text{Sn}^{4+} + ^{\text{VI}}\text{R}^{2+}$ или $^{\text{VI}}\text{R}^{3+} + ^{\text{IV}}\text{Si}^{4+} \rightarrow ^{\text{VI}}\text{Sn}^{4+} + ^{\text{IV}}\text{R}^{2+}$ (Кононов и др., 1989). В гроссуляре концентрация Sn заметно меньше, чем в андрадите, что объясняется, по-видимому, существенной разницей ионных радиусов Sn^{4+} и Al^{3+} в VI координации – 0.69 и 0.535 Å, соответственно (Shannon, 1976). Катион Sn^{4+} ближе по размеру к Fe^{3+} , радиус которого (VI) 0.645 Å.

Диопсид в питкьярантских объектах относится, по большей части, к раннему магнезиально-скарновому парагенезису, но в известково-скарновом процессе он частично замещается более богатыми Fe (согласно расчетам формул – как Fe^{2+} , так и Fe^{3+}) разностями, и на данном этапе, вероятно, происходит обогащение пироксена Sn . Возможная схема изоморфизма: $^{\text{VI}}\text{Mg}^{2+} + 2^{\text{IV}}\text{Si}^{4+} \rightarrow ^{\text{VI}}\text{Sn}^{4+} + 2^{\text{IV}}(\text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+})$. Впрочем, при развитии типичного известково-скарнового парагенезиса с кальциевыми гранатами Sn предпочтительнее входит в последние, а в пироксене концентрация Sn редко превышает предел обнаружения СЭМ-ЭДС методом. Появление обогащенного оловом (до 1.0 мас. % SnO_2) диопсида связано, по-видимому, с определенной обстановкой преобразования скарнов, в которой начинается развитие флюорит-везувианового парагенезиса. Температура формирования питкьярантских флюорит-везувиановых метасоматитов оценивает-

ся в 500–550 °C (Щипцов и др., 2020), т. е. их можно рассматривать либо как высокофтористые известковые скарны, либо как высокотемпературные апо-скарновые грейзены. Стоит отметить, что настолько обогащенные Sn пироксены в природе редки. По сводным данным (Александров, 1982), содержание этого компонента в пироксенах из магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов (в т. ч. оловоносных) обычно составляет первые десятки грамм на тонну. В диопсиде из скарново-оловорудных месторождений Фурон в Китае (Chen et al., 1992) и Дорадила-виа-Бурк в Австралии (Plimer, 1984) содержание Sn на уровне предела обнаружения электронно-зондовым методом (около 0.1 мас. % SnO_2). Диопсид с содержанием до 0.36 мас. % SnO_2 описан в оловоносных скарнах района Монте Тамара (о. Сардиния, Италия) (Deidda et al., 2023), а геденбергит с 0.27 мас. % SnO_2 – в скарнах олово-полиметаллического месторождения Дачан на юге Китая (He et al., 2024). Наиболее богатый (до 7.0 мас. % SnO_2) природный диопсид известен в высокотемпературных (>600 °C) фумарольных эксгалициях Толбачинского вулканического комплекса на Камчатке (Shchipalkina et al., 2020a; Булах и др., 2023). До 12.0 мас. % SnO_2 содержит техногенный аналог геденбергита из шлаков оловоплавильных заводов (Bulter, 1978).

Самая богатая Sn (до 7.8 мас. % SnO_2) из известных в природе разновидность эпидота описана в скарнах проявления Гейер в Рудных горах (Германия) (Meyer et al., 2025). До 2.8 мас. % SnO_2 содержит эпидот из скарнов рудного района Сент-Джаст в Корнуолле (Великобритания) (Van Marcke, 1986). По данным этой работы, Sn входит в минерал по схеме $2^{\text{VI}}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}) \rightarrow ^{\text{VI}}\text{Sn}^{4+} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+}$. Вероятно, аналогичная схема изоморфизма появляется и в амфиболах, с чем может быть связано избирательное вхождение Sn в гастингсит и отсутствие его значимых содержаний в тремолите, в структуре которого трехвалентные катионы не играют существенной роли. Гастингсит, содержащий до 2.7 мас. % SnO_2 , ранее отмечался в вышеупомянутом проявлении Гейер; там же известен ферропаргасит с содержанием SnO_2 до 1.7 мас. % (Meyer et al., 2025).

По мере снижения температуры минералообразования изоморфная емкость силикатов в отношении Sn уменьшается. В грейзеновом и высокотемпературном гидротермальном процессах Sn концентрируется, преимущественно, в касситерите. При постепенном остывании флюидов появляются сульфиды (станнин, станноидит), гидростан-

наты (члены ряда викманит-шёнфлисита), а также собственные водные силикаты Sn (стокезит и икерит). Икерит крайне редок и рассматривается как продукт распада оловоносного граната (Гайдукова и др., 1980). Стокезит встречается чаще. Нами он отмечен в образцах из Люпикко и Старого рудного поля в виде прожилков, секущих гранат-диопсидовые скарны. Вместе с ним в прожилках находятся кальцит и железистый клинохлор. Температура образования этой ассоциации по разным хлоритовым геотермометрам оценивается в 180–220 °С. Согласно (Волошин, Пахомовский, 1988) стокезит является продуктом гидротермального изменения касситерита.

Цинк в количествах, определяемых электронно-зондовым методом, фиксируется в главных силикатах как скарновых, так и пневматолито-гидротермальных ассоциаций, но Zn-содержащие силикаты развиты не во всем объеме метасоматитов, а локально. В большинстве рассмотренных минералов (за исключением гранатов ряда андрадит-гроссуляра и членов группы гельвина) Zn^{2+} изовалентно замещает Mg^{2+} или Fe^{2+} в октаэдрической координации: ионные радиусы этих металлов в VI координации близки между собой и равны 0.74, 0.72 и 0.78 Å, соответственно (Shannon, 1976). Не исключена также возможность вхождения небольшой доли Zn^{2+} в тетраэдрические позиции Si и Al^I, однако широко такой изоморфизм, очевидно, проявляться не может в силу существенных различий и в зарядах, и в ионных радиусах: 0.60 Å для Zn^{2+} (IV), 0.39 Å для Al³⁺ (IV) и 0.40 Å для Si⁴⁺ (IV) (Shannon, 1976).

Вхождение цинка в силикаты происходило в обстановках невысокой активности сульфидной серы, т. к. ее повышение приводит к перераспределению этого халькофильного металла в пользу сфалерита (Фурсенко, 1989). Высокоцинковые разновидности везувиана (до 2.3 мас. % ZnO), хондродита (4.5 мас. % ZnO), клинопироксенов (до 12.6 мас. % ZnO – вплоть до петедуннита $CaZn[Si_2O_6]$), амфиболов (до 23 мас. % ZnO), триоктаэдрических слюд (до хендриксита $KZn_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$), талька

(до 6.2 мас. % ZnO) и серпентина (до 4.1 мас. % ZnO) характерны именно для рудоносных скарноидов, скарнов и сопряженных с ними гидротермалитов особого бессульфидного типа, известных в Пелагонийском массиве (Македония), в месторождениях Франклин и Стерлинг Хилл (Нью-Джерси, США) (Palache, 1937; Frondel, Einaudi, 1968; Essene, Peacor, 1987; Groat et al., 1992; Jančev, 1997; Chukanov et al., 2015, 2020). Богатые цинком флогопит и фторфлогопит (до 15.4 мас. % ZnO) совместно с хендрикситом выявлены в субщелочных фonoлитах Октябрьского массива в Восточном Приазовье (Sharygin, 2015). Питкярантские метасоматиты заметно уступают этим объектам по максимальным концентрациям Zn в породообразующих силикатах, приближаясь в этом отношении ко многим другим скарново-полиметаллическим месторождениям.

Особо можно выделить только минералы подгруппы серпентина. В литературных источниках удалось найти очень мало анализов магнезиального серпентина с содержанием ZnO более 1 мас. %. Кроме вышеупомянутого месторождения Франклин и Питкярантского рудного района серпентин с содержанием ZnO до 3.2 мас. % отмечен в аподолмитовых серпентинитах Алмалыкского рудного поля в Узбекистане (Бадалов, 1958). Обогащенные Zn высокоглиноземистые разновидности серпентина, выявленные в тонкополосчатых метасоматитах Хопунваары, в других объектах не описаны; собственно цинковый серпентин – фрепонтит $(Zn,Al)_3[(Si,Al)_2O_5](OH)_4$ – рассматривается исключительно как продукт гипергенеза (Минералы, 1992).

Виллемит $Zn[SiO_4]$ и гардистонит $Ca_2Zn[Si_2O_7]$ отмечались только в отвалах одной из шахт Старого рудного поля (Нефедов, 1973). Оба силиката находились в своеобразной ассоциации с франклинитом и кнебелитом; в целом, для Питкярантского рудного района эти минералы не характерны.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров С.М. (1982) Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М., Наука, 272 с.
- Александров С.М., Тронева М.А. (2003) Геохимия титана и формы его нахождения в метасоматитах скарновых месторождений. *Геохимия*, (1), 25–42.
- Бадалов С.Т. (1958) Пироксеноид, цинк-содержащий серпентин и аллофан из месторождения Алмалык (УзССР). *Записки Всесоюзного минералогического общества*, 87(6), 698–701.

¹ Нахождение Zn^{2+} в тетраэдрической координации установлено, в частности, в некоторых полевых шпатах, фельдшпатоидах и амфиболах вулканогенно-эксталяционного происхождения; особенно ярко изоморфизм с участием Zn (IV) проявлен в членах серии санидин $K[AlSi_3O_8]$ – филатовит $K[(Al,Zn)_2(As,Si)_2O_8]$ фумарольного генезиса (Vergasova et al., 2004; Shchipalkina et al., 2020a, b).

- Борисов И.В. (2017) Подземные выработки Питкярантского комплекса (Северное Приладожье) / Спелеология и спелестология: сборник материалов VIII Международной научной конференции. Набережные Челны, НГПУ, 234–243.
- Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. (1961) Геологическая экскурсия в окрестностях Питкяранты. Петрозаводск, КАССР, 107 с.
- Булах М.О., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Назарова М.А. (2023) Изменение базальта в высокотемпературных фумаролах окислительного типа на вулкане Толбачик (Камчатка). Часть 2. Газовые метасоматиты. *Записки Российского минералогического общества*, 152(5), 14–65. <https://doi.org/10.31857/S0869605523050039>
- Булах М.О., Бакшеев И.А., Япаскурт В.О. (2025a) Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 2. Серпентиниты рудопоявления Клара. *Литосфера*, 25(5), 1176–1200. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1176-1200>
- Булах М.О., Пеков И.В., Щербаков В.Д., Вигасина М.Ф., Карпов А.О., Чуканов Н.В. (2025b) Новые данные о минералах группы гельвина: изоморфные замещения, форма нахождения серы, КР-спектроскопия. *Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология*, (2), 94–105. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-2-94-105>
- Волошин А.В., Пахомовский Я.А. (1988) О стоке из гранитных пегматитов Кольского полуострова и скарноидов Карелии (Питкяранта). *Труды минералогического музея. Новые данные о минералах СССР*, 35, 36–39.
- Гайдукова В.С., Григорьев И.М., Дубинчук В.Т., Ильясов А.М., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. (1980) Распад твердого раствора оловосодержащих гранатов. *Доклады Академии наук СССР*, 250(3), 694–697.
- Герасимова Е.И., Пеков И.В., Кононкова Н.Н. (2006) Везувиан рудного поля Люпикко, Питкяранта, Карелия: минеральные ассоциации, эволюция состава и геохимическое значение. *Труды III Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества*. Апатиты, К & М, 111–113.
- Герасимова Е.И., Пеков И.В., Кононкова Н.Н., Вигасина М.Ф., Чуканов Н.В., Гусева Е.В. (2013) Бор в магнезиальных минералах группы гумита. *Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология*, (1), 43–49.
- Долгашева Т.Н., Зуев В.В. (1979) О природе примеси олова в составе гранатов Кителеского месторождения / Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л., Наука, 141–146.
- Иващенко В.И. (1987) Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л., Наука, 240 с.
- Иващенко В.И. (2024) Вариации химического состава минералов группы титанита из рудных скарнов Приладожья (Южная Карелия, Россия). *Записки Российского минералогического общества*, 153(3), 76–96. <https://doi.org/10.31857/S0869605524030053>
- Иващенко В.И., Голубев А.И. (2015) Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района. *Труды КарНЦ РАН*, (7), 127–148. <https://doi.org/10.17076/geo149>
- Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. (2011) Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района. *Доклады Академии наук*, 440(2), 229–233.
- Казанцева Д.В., Маслова Д.А., Маюнова Д.А., Настанов Е.В. (2025) Составы гранатов из железорудных скарнов и магнетитовых руд Сухаринского рудного поля (Тельбесский железорудный район, Горная Шория). *Материалы XVII Всероссийской научно-практической конференции «Россия молодая»*. Кемерово, КузГТУ, 10212.
- Кононов О.В., Евлевская Л.Д., Ключарева С.М., Коровкин М.А., Кабалов Ю.К. (1989) Олово в гранате Тырнаузского месторождения. *Доклады Академии наук СССР*, 307(1), 206–211.
- Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. (1991) Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района. *Геология рудных месторождений*, (6), 15–32.
- Минералы: справочник. Т. 4, вып. 1: Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой. Слоистые силикаты (1992) М., Наука, 598 с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. (2005) Петрозаводск, Карелия, 278 с.
- Нефедов Е.И. (1973) Минералогия месторождения Питкяранта. Металлоносность и минералогия скарноидов юга Карелии и запада Кольского полуострова. Л., ВСЕГЕИ, 326 с.
- Никольская Ж.Д., Ларин А.М. (1972) Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля. *Записки Всесоюзного минералогического общества*, 101(5), 291–297.
- Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. (2008) Питкярантская учебная минералогическая практика: Учебно-методическое пособие. М., МАКС Пресс, 60 с.
- Фурсенко Д.А. (1989) Условия синтеза минералов группы гельвина. Новосибирск, Наука, 78 с.
- Хазов Р.А. (1973) Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., Наука, 87 с.
- Щипцов В.В., Шаров Н.В., Рязанцев П.А. и др. (2020) Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и металлогения). Петрозаводск, КарНЦ РАН, 435 с.
- Amthauer G., McIver J.R., Viljoen E.A. (1979) ⁵⁷Fe and ¹¹⁹Sn Mössbauer studies of natural tin-bearing garnets. *Physics and Chemistry of Minerals*, (4), 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00307947>
- Brown W.M., Kwak T.A.P., Askins P.W. (1984) Geology and geochemistry of a F-Sn-W skarn system – The Hole 16 deposits, Mt Garnet, North Queensland, Australia.

Australian Journal of Earth Science, 31, 317–340. <https://doi.org/10.1080/14400958408527934>

Bulter B.C. (1978) Ti-rich garnet, pyroxene, and spinel from a slag. *Mineralogical Magazine*, 42, 487–492. <https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.324.11>

Chen J., Halls C., Stanley C.J. (1992) Tin-bearing skarns of South China: Geological setting and mineralogy. *Ore Geology Reviews*, 7(3), 225–248. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90006-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90006-7)

Chukanov N.V., Jančev S., Pekov I.V. (2015) The association of oxygen bearing minerals of chalcophile elements in the orogenetic zone related to the «Mixed Series» complex near Nežilovo, Republic of Macedonia. *Macedonian Journal of Chemistry and Chemical Engineering*, 34(1), 115–124. <https://doi.org/10.20450/mjcece.2015.612>

Chukanov N.V., Zubkova N.V., Jančev S., Pekov I.V., Ermolaeva V.N., Varlamov D.A., Belakovskiy D.I., Britvin S.N. (2020) Zinc-rich and copper-bearing amphiboles from sulfide-free ore occurrences of the Pelagonian Massif, Republic of North Macedonia. *Mineralogy and Petrology*, 114, 129–140. <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00694-z>

Dadak V., Novak F. (1965) Tin containing andradite from Plavno Mine in the Krusne Hory Mts, Czechoslovakia. *Mineralogical Magazine*, 35, 379–385.

Deidda M.L., Naitza S., Moroni M., De Giudici G.B., Fancello D., Idini A., Risplendente A. (2023) Mineralogy of scheelite-bearing ores of Monte Tamara, SW Sardinia: insights for the evolution of a Late Variscan W-Sn skarn system. *Mineralogical Magazine*, 87(1), 86–108. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.119>

Essene E.J., Peacor D.R. (1987) Petedunnite ($\text{CaZnSi}_2\text{O}_6$), a new zinc clinopyroxene from Franklin, New Jersey, and phase equilibria for zincian pyroxene. *American Mineralogist*, 72, 157–166. <https://doi.org/10.2138/am.2012.3836>

FrondeL C., Einaudi M. (1968) Zinc-rich micas from Sterling Hill, New Jersey. *American Mineralogist*, 51, 1107–1123.

Gerasimova E.I. (2007) Mineral variety of metasomatic rocks and late hydrothermal formations of the ore deposits of Pitkaranta district (South Karelia, Russia). *IV International symposium “Mineral Diversity: Research and Preservation”*. Sofia, Earth and Man National Museum, 67–74.

Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskin I.O., Galuskin E.V., Halenius U. (2013) Nomenclature of the garnet supergroup (IMA Report). *American Mineralogist*, 98, 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>

Groat L.A., Hawthorne F.C., Ercit T.S. (1992) The chemistry of vesuvianite. *The Canadian Mineralogist*, 30, 19–48.

He L., Liang T., Wang D., Zhang J., Liu B. (2024) Skarn formation and Zn-Cu mineralization in the Dachang Sn polymetallic ore field, Guangxi: insights from skarn rock assemblage and geochemistry. *Minerals*, 14, 193. <https://doi.org/10.3390/min14020193>

Ivashchenko V.I. (2021) Rare-metal (In, Bi, Te, Se, Be) mineralization of skarn ores in the Pitkaranta mining district, Ladoga Karelia, Russia. *Minerals*, 11(2), 124. <https://doi.org/10.3390/min11020124>

Jančev S. (1997) Zn-rich pyroxenes from the ore occurrences in the mixed series in the upper part of the Babuna river, Macedonia. *Geologija*, 40(1), 283–289. <https://doi.org/10.5474/geologija.1997.013>

McIver J.R., Mihalik P. (1975) Stannian andradite from Davib Ost, South West Africa. *The Canadian Mineralogist*, 13, 217–221.

Meyer N., Burisch M., Gutzmer J., Krause J., Scheibert H., Markl G. (2025) Mineral chemistry of the Geyer SW tin skarn deposit: understanding variable fluid/rock ratios and metal fluxes. *Mineralium Deposita*, 60, 85–111. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01297-w>

Mulholland I.R. (1984) Malayaite and tin-bearing garnet from a skarn at Gumble, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*, 48, 27–30. <https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.04>

Ordosch A., Raith J.G., Schmidt S., Aupers K. (2019) Polyphase scheelite and stanniferous silicates in a W-(Sn) skarn close to Felbertal tungsten mine, Eastern Alps. *Mineralogy and Petrology*, 113, 703–725. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00675-x>

Palache Ch. (1937) The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. U.S. Geological Survey Professional Paper, 180, 135 p.

Plimer I.R. (1984) Malayaite and tin-bearing silicates from a skarn at Doradilla via Bourke, New South Wales. *Australian Journal of Earth Science*, 31, 147–153. <https://doi.org/10.1080/08120098408729286>

Scribner E.D., Groat L.A., Cempirek J. (2017) Mineralogy of the Ash mountain Sn-bearing skarn, Tuya Range, Northern British Columbia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 55, 333–347. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600064>

Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, A32, 751–767. <https://doi.org/10.1107/S0567739476001551>

Sharygin V.V. (2015) Zincian micas from peralkaline phonolites of the Oktyabrsky massif, Azov Sea region, Ukrainian Shield. *European Journal of Mineralogy*, 27(4), 521–533. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2460>

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. (2020a) Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates. *European Journal of Mineralogy*, 32(1), 101–119. <https://doi.org/10.5194/ejm-32-101-2020>

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. (2020b) Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia

Part 2: Tectosilicates. *European Journal of Mineralogy*, 32(1), 121–136. <https://doi.org/10.5194/ejm-32-121-2020>

Yuan J., Hou Q., Yang Z., Jiang H., Hu Z., Yu T. (2018) Distribution and mobilization of Sn in silicate minerals from the Mesozoic Shizhuyuan W-dominated polymetallic deposit, South China. *Ore Geology Reviews*, 101, 595–608. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.027>

Van Marcke G.L. (1986) Tin-bearing epidote from skarn in the Land's End aureole, Cornwall, England. *The Canadian Mineralogist*, 24, 411–415.

Vergasova L.P., Krivovichev S.V., Britvin S.N., Burns C.P., Ananiev V.V. (2004) Filatovite, $K[(Al,Zn)_2(As,Si)_2O_8]$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. *European Journal of Mineralogy*, 16, 533–536. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0533>

REFERENCES

Aleksandrov S.M. (1982) Geochemistry of boron and tin in magnesian skarn deposits. Moscow, Nauka, 272 p. (in Russian)

Aleksandrov S.M., Troneva M.A. (2003) Geochemistry of titanium and its modes of occurrence in metasomatically altered rocks. *Geochemistry International*, 41(1), 21–37.

Amthauer G., McIver J.R., Viljoen E.A. (1979) ^{57}Fe and ^{119}Sn Mössbauer studies of natural tin-bearing garnets. *Physics and Chemistry of Minerals*, (4), 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00307947>

Badalov S.T. (1958) Pyrochroite, Zn-bearing serpentine and allophane from the Almalı deposit (UzSSR). *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 87(6), 698–701 (in Russian).

Borisov I.V. (2017) Underground mines of the Pitkyaranta complex (Northern Ladoga region). In: *Speleologia i spelestologiya: Sbornik materialov VIII Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (Speleology and Speleology: Proceedings of the VIII International Scientific Conference)*. Naberezhnye Chelny, NGPU, 234–243. (in Russian)

Brown W.M., Kwak T.A.P., Askins P.W. (1984) Geology and geochemistry of a F-Sn-W skarn system – The Hole 16 deposits, Mt Garnet, North Queensland, Australia. *Australian Journal of Earth Science*, 31, 317–340. <https://doi.org/10.1080/14400958408527934>

Bulakh A.G., Frank-Kamenetsky V.A. (1961) Geological excursion in the vicinity of Pitkyaranta. Petrozavodsk, KASSR, 107 p. (in Russian)

Bulakh M.O., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Nazarova M.A. (2023) Basalt alteration in high-temperature oxidizing-type fumaroles at the Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia). Part 2. Gas metasomatites. *Zapiski Vserossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*,

152(5), 14–65 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0869605523050039>

Bulakh M.O., Baksheev I.A., Yapaskurt V.O. (2025a) Mineralogy and genesis of apocarbonate serpentinites of the Pitkärinta mining district, Northern Ladoga region. Part 2. Serpentinites of the Klara ore occurrence. *Litosfera (Lithosphere (Russia))*, 25(5), 1176–1200 (in Russian). <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1176-1200>

Bulakh M.O., Pekov I.V., Shcherbakov V.D., Vigasina M.F., Karpov A.O., Chukanov N.V. (2025b) New data on helvine-group minerals: Isomorphic substitutions, sulfur species, and Raman spectroscopy. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*, 80(3), 392–403. <https://doi.org/10.3103/S0145875225700528>

Bulter B.C. (1978) Ti-rich garnet, pyroxene, and spinel from a slag. *Mineralogical Magazine*, 42, 487–492. <https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.324.11>

Chen J., Halls C., Stanley C.J. (1992) Tin-bearing skarns of South China: Geological setting and mineralogy. *Ore Geology Reviews*, 7(3), 225–248. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90006-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90006-7)

Chukanov N.V., Jančev S., Pekov I.V. (2015) The association of oxygen bearing minerals of chalcophile elements in the orogenic zone related to the «Mixed Series» complex near Nežilovo, Republic of Macedonia. *Macedonian Journal of Chemistry and Chemical Engineering*, 34(1), 115–124. <https://doi.org/10.20450/mjce.2015.612>

Chukanov N.V., Zubkova N.V., Jančev S., Pekov I.V., Ermolaeva V.N., Varlamov D.A., Belakovskiy D.I., Britvin S.N. (2020) Zinc-rich and copper-bearing amphiboles from sulfide-free ore occurrences of the Pelagonian Massif, Republic of North Macedonia. *Mineralogy and Petrology*, 114, 129–140. <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00694-z>

Dadak V., Novak F. (1965) Tin containing andradite from Plavno Mine in the Krusne Hory Mts, Czechoslovakia. *Mineralogical Magazine*, 35, 379–385.

Deidda M.L., Naitza S., Moroni M., De Giudici G.B., Fancello D., Idini A., Risplendente A. (2023) Mineralogy of scheelite-bearing ores of Monte Tamara, SW Sardinia: insights for the evolution of a Late Variscan W-Sn skarn system. *Mineralogical Magazine*, 87(1), 86–108. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.119>

Dolgasheva T.N., Zuev V.V. (1979) Nature of Sn in garnets of the Kitel deposit. In: *Mineraly i paragenезisы mineralnyh gornyh porod i rud (Minerals and Mineral Parageneses of Rocks and Ores)*. Leningrad, Nauka, 141–146 (in Russian).

Essene E.J., Peacor D.R. (1987) Petedunnite ($CaZnSi_2O_6$), a new zinc clinopyroxene from Franklin, New Jersey, and phase equilibria for zincian pyroxene. *American Mineralogist*, 72, 157–166. <https://doi.org/10.2138/am.2012.3836>

FrondeL C., Einaudi M. (1968) Zinc-rich micas from Sterling Hill, New Jersey. *American Mineralogist*, 51, 1107–1123.

- Fursenko D.A. (1989) Synthesis of minerals of the helvine group. Novosibirsk, Nauka, 78 p. (in Russian)
- Gaidukova B.C., Grigoriev I.M., Dubinchuk V.T., Ilyasov A.M., Kuzmin V.I., Sidorenko G.A. (1980) Solid solution exsolution of Sn-bearing garnets. *Doklady Akademii nauk SSSR (Doklady Academy of Sciences USSR)*, 250(3), 694–697. (in Russian)
- Gerasimova E.I. (2007) Mineral variety of metasomatic rocks and late hydrothermal formations of the ore deposits of Pitkäranta district (South Karelia, Russia). *IV International symposium "Mineral Diversity: Research and Preservation"*. Sofia, Earth and Man National Museum, 67–74.
- Gerasimova E.I., Pekov I.V., Kononkova N.N. (2006) Vesuvianite of the Lupikko ore field, Pitkyaranta, Karelia: mineral assemblages, evolution of composition and geochemical significance. *Trudy III Fersmanovskoy nauchnoy sessii Kolskogo otdeleniya Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the III Fersman Scientific Session, Kola Branch of the Russian Mineralogical Society)*. Apatity, K & M, 111–113 (In Russian).
- Gerasimova E.I., Pekov I.V., Kononkova N.N., Vigasina M.F., Chukanov N.V., Guseva E.V. (2013) Boron in magnesium minerals of the humite group. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*, 68(1), 43–51. <https://doi.org/10.3103/S0145875213010031>
- Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskin I.O., Galuskin E.V., Halenius U. (2013) Nomenclature of the garnet supergroup (IMA Report). *American Mineralogist*, 98, 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>
- Groat L.A., Hawthorne F.C., Ercit T.S. (1992) The chemistry of vesuvianite. *The Canadian Mineralogist*, 30, 19–48.
- He L., Liang T., Wang D., Zhang J., Liu B. (2024) Skarn formation and Zn-Cu mineralization in the Dachang Sn polymetallic ore field, Guangxi: insights from skarn rock assemblage and geochemistry. *Minerals*, 14, 193. <https://doi.org/10.3390/min14020193>
- Ivashchenko V.I. (1987) Skarn Sn and W mineralization of the southern part of the Baltic Shield. Leningrad, Nauka, 240 p. (in Russian)
- Ivashchenko V.I. (2021) Rare-metal (In, Bi, Te, Se, Be) mineralization of skarn ores in the Pitkäranta mining district, Ladoga Karelia, Russia. *Minerals*, 11(2), 124. <https://doi.org/10.3390/min11020124>
- Ivashchenko V.I. (2024) Variations in chemical composition of the titanite group minerals in ore skarns of the Ladoga region (South Karelia, Russia). *Zapiski Vserossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 153(3), 76–96. [10.31857/S0869605524030053](https://doi.org/10.31857/S0869605524030053) (in Russian)
- Ivashchenko V.I., Golubev A.I. (2015) New issues of mineralogy and metallogeny of the Pitkäranta mining district. *Trudy KarNTs RAN (Proceedings of the KarSC RAS)*, 7, 127–148. <https://doi.org/10.17076/geo149> (in Russian)
- Ivashchenko V.I., Valkama M., Sundblad K., Golubev A.I., Alekseev V.Y. (2011) New data on mineralogy and metallogeny of scarns in the Pitkäranta ore region. *Doklady Earth Science*, 440(1), 1307–1311. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11090182>
- Jančev S. (1997) Zn-rich pyroxenes from the ore occurrences in the mixed series in the upper part of the Babuna River, Macedonia. *Geologija*, 40(1), 283–289. <https://doi.org/10.5474/geologija.1997.013>
- Kazantseva D.V., Maslova D.A., Mayunova D.A., Mentorko E.V. (2025) Compositions of garnets from iron skarns and magnetite ores of the Sukhara ore field (Telbes iron distirct, Gornaya Shoriya). *Materialy XVII Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Rossiya molodaya» (Proceedings of the XVII All-Russian Conference "Young Russia")*. Kemerovo, KuzGTU, 10212 (in Russian).
- Khazov R.A. (1973) Geological characteristics of tin mineralization in the Northern Ladoga region. Leningrad, Nauka, 87 p. (In Russian)
- Kononov O.V., Evgenevskaya L.D., Klyuchareva S.M., Korovkin M.A., Kabalov Yu.K. (1989) Tin in garnet of the Tyrnyauz deposit. *Doklady Akademii nauk SSSR (Doklady Academy of Sciences USSR)*, 307(1), 206–211 (in Russian).
- Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A. (1991) Age and genesis of complex skarn ores from the Pitkäranta mining district. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, (6), 15–33. (in Russian)
- McIver J.R., Mihalik P. (1975) Stannian andradite from Davib Ost, South West Africa. *The Canadian Mineralogist*, 13, 217–221.
- Meyer N., Burisch M., Gutzmer J., Krause J., Scheibert H., Markl G. (2025) Mineral chemistry of the Geyer SW tin skarn deposit: understanding variable fluid/rock ratios and metal fluxes. *Mineralium Deposita*, 60, 85–111. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01297-w>
- Minerals: Handbook. Vol. 4 (1): Silicates with chain to layered transitional structure. Phyllosilicates. (1992) Moscow, Nauka, 598 p. (in Russian)
- Mineral resource base of the Republic of Karelia. Book 1. (2005) Petrozavodsk, Karelia, 278 p. (in Russian)
- Mulholland I.R. (1984) Malayaite and tin-bearing garnet from a skarn at Gumble, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*, 48, 27–30. <https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.04>
- Nefedov E.I. (1973) Mineralogy of the Pitkäranta deposit. Metal potential and mineralogy of skarnoids of southern Karelia and western Kola Peninsula. Leningrad, VSEGEI, 326 p. (in Russian)
- Nikolskaya Z.D., Larin A.M. (1972) Greisens of the Pitkäranta ore field. *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 101(5), 291–297 (in Russian).
- Ordosch A., Raith J.G., Schmidt S., Aupers K. (2019) Polyphase scheelite and stanniferous silicates in

a W-(Sn) skarn close to Felbertal tungsten mine, Eastern Alps. *Mineralogy and Petrology*, 113, 703–725. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00675-x>

Palache Ch. (1937) The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. U.S. Geological Survey Professional Paper, 180, 135 p.

Pekov I.V., Vlasov E.A., Gerasimova E.I. (2008) Pitkäranta training mineralogical practice: an educational and methodical manual. Moscow, MAKS Press, 60 p. (in Russian)

Plimer I.R. (1984) Malayaite and tin-bearing silicates from a skarn at Doradilla via Bourke, New South Wales. *Australian Journal of Earth Science*, 31, 147–153. <https://doi.org/10.1080/08120098408729286>

Scribner E.D., Groat L.A., Cempírek J. (2017) Mineralogy of the Ash mountain Sn-bearing skarn, Tuya Range, Northern British Columbia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 55, 333–347. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600064>

Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, A32, 751–767. <https://doi.org/10.1107/S0567739476001551>

Sharygin V.V. (2015) Zincian micas from peralkaline phonolites of the Oktyabrsky massif, Azov Sea region, Ukrainian Shield. *European Journal of Mineralogy*, 27(4), 521–533. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2460>

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. (2020a) Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates. *European Journal of Mineralogy*, 32(1), 101–119. <https://doi.org/10.5194/ejm-32-101-2020>

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. (2020b) Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia Part 2: Tectosilicates. *European Journal of Mineralogy*, 32(1), 121–136. <https://doi.org/10.5194/ejm-32-121-2020>

Shchiptsov V.V., Sharov N.V., Ryazantsev P.A. et al. (2020) Proterozoic Ladoga structure: geology, deep structure and mineral genesis. Petrozavodsk, KarNTs RAN, 435 p. (in Russian)

Yuan J., Hou Q., Yang Z., Jiang H., Hu Z., Yu T. (2018) Distribution and mobilization of Sn in silicate minerals from the Mesozoic Shizhuyuan W-dominated polymetallic deposit, South China. *Ore Geology Reviews*, 101, 595–608. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.027>

Van Marcke G.L. (1986) Tin-bearing epidote from skarn in the Land's End aureole, Cornwall, England. *The Canadian Mineralogist*, 24, 411–415.

Vergasova L.P., Krivovichev S.V., Britvin S.N., Burns C.P., Ananiev V.V. (2004) Filatovite, $K[(Al,Zn)_2(As,Si)_2O_8]$, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. *European Journal of Mineralogy*, 16, 533–536. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0533>

Voloshin A.V., Pakhomovsky Ya.A. (1988) Stokesite from granitic pegmatites of the Kola Peninsula and skarnoids of Karelia (Pitkyaranta). *Trudy mineralogicheskogo muzeya. Novye dannye o mineralakh SSSR (Proceedings of the Mineralogical Museum. New Data on Minerals of the USSR)*, 35, 36–39 (in Russian).

Информация об авторах

Булах Мария Олеговна – кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, кафедра минералогии геологического факультета Московского государственного университета, г. Москва, Россия; aregon27@mail.ru

Герасимова Екатерина Игоревна – кандидат геолого-минералогических наук, заместитель начальника отдела минералогической экспертизы, Российский федеральный центр судебной экспертизы им. А.Р. Шляхова при Минюсте РФ, г. Москва, Россия; ekaterina-gera@inbox.ru

Япаскурт Василий Олегович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория локальных методов исследования вещества геологического факультета Московского государственного университета, г. Москва, Россия; yvo72@geol.msu.ru

Ушакова Софья Алексеевна – младший научный сотрудник, Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Москва, Россия; инженер, лаборатория локальных методов исследования вещества геологического факультета Московского государственного университета, г. Москва, Россия; sonya.ushakova.2017@gmail.com

Коротаева Наталья Николаевна – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер, лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета Московского государственного университета, г. Москва, Россия; nkorotaeva@gmail.com

Information about the authors

Maria O. Bulakh – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Junior Researcher, Department of Mineralogy, Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia; aregon27@mail.ru

Ekaterina I. Gerasimova – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Deputy Head of the Department of Mineralogical Expertise, Professor Shlyakhov Russian Federal Center for Forensic Expertise of the Ministry of Justice of the Russian Federation, Moscow, Russia; ekaterina-gera@inbox.ru

Vasily O. Yapaskurt – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Leading Researcher, Laboratory of Local Analytical Methods, Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia; yvo72@geol.msu.ru

Sof'ya A. Ushakova – Junior Researcher, Institute of Experimental Mineralogy RAS; Engineer, Laboratory of Local Analytical Methods, Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia; sonya.ushakova.2017@gmail.com

Natalia N. Korotaeva – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Leading Engineer, Laboratory of Local Analytical Methods, Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia; nkorotaeva@gmail.com



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-2>

УДК 549 (470.54)

Дополнения к кадастру минералов Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

А.В. Касаткин¹, М.В. Цыганко², Р. Шкода³, Я. Плашил⁴, М.Д. Мильшина⁵

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр. 18-2, г. Москва,

119071 Россия; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Минералогический музей «Штуфной кабинет», ул. Ватутина 17а, г. Североуральск, Свердловская обл., 624480 Россия

³Кафедра геологических наук, факультет науки, Масариков университет,
Котлариска 2, г. Брно, 61137 Чехия

⁴Институт физики АНЧР, На Слованце 1999/2, г. Прага, 18221 Чехия

⁵Рязанский пр-т 97, г. Москва, 109542 Россия

Статья поступила в редакцию 17.06.2026 г., после доработки 17.07.2026 г., принята к печати 22.07.2026 г

Аннотация. В статье описаны минералы, впервые обнаруженные на Воронцовском золоторудном месторождении на Северном Урале за период 2021–2026 гг., приведены их диагностические характеристики, в частности, химический состав, рентгеновские данные, оптические свойства. Всего за указанный период установлено 13 минералов, включая новый минеральный вид брусницынит. Бернарлоттит, монпельвуксит и хиршит найдены впервые на территории Российской Федерации.

Ключевые слова: Воронцовское месторождение, Северный Урал, кадастр минералов, первые находки в России.

Благодарности. Авторы признательны главному геологу Уральского филиала АО «Полиметалл УК» А.А. Готтману за информацию о добыче благородных металлов на месторождении. Авторы также благодарят И.В. Пекова за конструктивные замечания, которые помогли улучшить статью.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. А.В. Касаткин – разработка концепции, оптико-микроскопические исследования, химические (СЭМ-ЭДС) и рентгеновские анализы, написание рукописи; М.В. Цыганко – полевые работы, написание рукописи; Р. Шкода – электронно-зондовый анализ (ВДС) и КР-спектроскопия; Я. Плашил – монокристалльная рентгеновская съемка; М.Д. Мильшина – оформление иллюстраций, написание рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Касаткин А.В., Цыганко М.В., Шкода Р., Плашил Я., Мильшина М.Д. Дополнения к кадастру минералов Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Минералогия, 12(3), 28–44. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-2>.

Additions to the mineral catalogue of the Vorontsovskoe gold deposit (North Urals)

A.V. Kasatkin¹, M.V. Tsyganko², R. Škoda³, J. Plášil⁴, M.D. Milshina⁵

¹Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninskiy pr. 18-2, Moscow, 119071 Russia; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Mineralogical Museum “Shtufnoi Kabinet”, Vatutina 17a, Severouralsk,
Sverdlovsk Oblast', 624480 Russia

³Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University,
Kotlářská 2, Brno, 611 37 Czech Republic

⁴Institute of Physics ASCR, v.v.i., Na Slovance 1999/2, Prague, 18221 Czech Republic

⁵Ryazanskiy pr. 97, Moscow, 109542 Russia

Received 17.06.2026, revised 17.07.2026, accepted 22.07.2026

Abstract. The paper describes 13 minerals found for the first time at the Vorontsovskoe gold deposit (North Urals) in 2021–2026 and their main characteristics including chemical composition, X-ray diffraction data and optical properties. Brusnitsynite is a new mineral species. Bernarlottiite, montpelvouxite and hyršlite are found for the first time in Russia.

Keywords: Vorontsovskoe deposit, North Urals, mineral catalogue, first finds in Russia.

Acknowledgements. We are grateful to A.A. Gottman, a chief geologist of the Urals branch of Polymetal OJSC, for the information about the mining at the deposit. We also thank I.V. Pekov for constructive comments that improved the manuscript.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. A.V. Kasatkin – conceptualization, physical and optical properties, chemical (SEM-EDS) and X-ray analyses, writing of the manuscript; M.V. Tsyganko – fieldworks, writing of the manuscript; R. Škoda – electron microprobe analysis (WDS) and Raman spectroscopy; J. Plášil – single-crystal X-Ray diffraction; M.D. Milshina – preparation of figures, writing of the manuscript. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kasatkin A.V., Tsyganko M.V., Škoda R., Plášil J., Milshina M.D. Additions to the mineral catalogue of the Vorontsovskoe gold deposit (North Urals). *Mineralogy*, 12(3), 28–44. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-2>.

ВВЕДЕНИЕ

Воронцовское золоторудное месторождение расположено в Краснотурьинском районе Свердловской области (Северный Урал), в 310 км севернее г. Екатеринбурга, в 13 км южнее г. Краснотурьинска и в 0.5 км к западу от пос. Воронцовка. Оно было открыто в 1985 г., а, начиная с 1999 года, разрабатывалось ЗАО «Золото Северного Урала» компании «Полиметалл» двумя карьерами – Северным и Южным. В 2018 г. был отработан и затоплен Южный карьер. На Северном карьере добычные работы продолжались чуть дольше – до середины 2020 г. Поскольку рудное тело было отработано не полностью, в течение нескольких лет проводились исследования для определения перспектив подземной добычи, которая в итоге была признана экономически нецелесообразной, и Северный карьер к 2025 г. был также частично затоплен (рис. 1). Таким образом, добыча на месторождении завершена, однако до настоящего времени на фабрике перерабатывается руда из ранее сформированных складов забалансовых руд. Всего за время эксплуатации Воронцовского месторождения было добыто (по состоянию на 01.01.2025 г.) в виде руды 101.1 т золота и 120.6 т серебра, а извлечено готового продукта (аффинированных металлов) – 76.9 и 41.2 т, соответственно (А.А. Готтман, устное сообщение). Оставшиеся на складах запасы руды планируется переработать в течение ближайших лет.

В минералогическом аспекте Воронцовское месторождение получило известность не только в России, но и во всем мире благодаря своей чрезвычайно богатой и разнообразной Tl-Hg-Mn-As-Sb-S

минерализации с широким спектром редких сульфидов и особенно сульфосолей. В результате полевых сборов и лабораторных исследований, проведенных авторами этой статьи в сотрудничестве с коллегами из России, Чехии, Италии и Дании в 2013–2020 гг., установлен ряд минеральных ассоциаций с уникальным набором минералов, прежде всего, сульфосолей (антимон- и арсеносульфидов) с видообразующими Tl, Hg, Pb, Cu и/или Mn. Эти минеральные ассоциации и типы руд, к которым они приурочены, подробно охарактеризованы нами в статье (Касаткин и др., 2020), открывающей серию публикаций, посвященных минералогии Воронцовского месторождения. Там же приведены история изучения месторождения, его геологическое положение и строение, а также максимально полный на тот момент кадастр минеральных видов Воронцовского месторождения, в 2020 г. включавший 209 минералов. Все они с разной степенью подробности описаны нами в последующих статьях этой серии (Касаткин и др., 2021а, б, в), а также в англоязычном специальном выпуске журнала «Минералогия» (Kasatkin et al., 2022). В последней из процитированных работ перечень минералов месторождения был расширен до 210 наименований. Среди них девять представляют собой новые минеральные виды (клерит, воронцовит, ферроворонцовит, цыганкоит, гладковскиит, люборжакит, походяшинит, гунгерит, ауэрбахит) и еще 41 минерал найден впервые на территории Российской Федерации.

В заключительной статье серии (Касаткин и др., 2021в) мы высказали надежду на появление в будущем свежего минералогического материала из новых участков, разведка которых тогда планирова-



Рис. 1. Северный карьер Воронцовского месторождения. Апрель 2026 г. Фото М.В. Цыганко.
 Fig. 1. Northern open pit of the Vorontsovskoe deposit. April 2026. Photo by M.V. Tsyganko.

лась компанией «Полиметалл УК», и продолжение изучения богатой минералогии месторождения. К сожалению, ни отработка этих новых участков, ни подземная добыча так и не начались, и поэтому, начиная с 2021 г., поступление новых образцов резко замедлилось. Тем не менее, за истекшие пять лет кадастр минералов месторождения удалось расширить на 13 видов, а именно 6 сульфоселей, по 2 сульфата и силиката, по одному антимонсульфиду, оксиду и молибдату (табл. 1). Брусницынит представляет собой новый минеральный вид; еще три редких сульфосоли (бернарлоттит, монпельвуксит и хиршлит) найдены впервые на территории Российской Федерации. Ниже приводится описание этих минералов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все образцы, если не указано иное, были отобраны М.В. Цыганко на складах забалансовых руд в 2021–2026 гг. Визуально определяемые физические свойства минералов описаны по результатам наблюдений под стереомикроскопом Zeiss Discovery V8. Оптические свойства рудных минералов в отраженном свете исследованы под поляризационными микроскопами ПОЛАР-3 и ПОЛАМ-215. Спектры отражения измерены в воздухе по стандарту

Si на микроскопе-спектрофотометре МСФ-Р фирмы ЛОМО (диаметр фотометрической диафрагмы 0.3 мм, размер выходной щели монохроматора 0.1 мм, спектральный интервал 6 нм; аналитик А.В. Касаткин).

Микроморфология и химический состав минералов изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Hitachi FlexSEM 1000 с ЭДС-детектором Xplore Contact 30 и системой анализа Oxford AZtecLive STD при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 2 мкм и поглощенном токе 5 нА на металлическом кобальте (аналитик А.В. Касаткин). Определявшиеся элементы, аналитические рентгеновские линии и стандарты: MgK α – Mg₂SiO₄; AlK α – кианит; SiK α – SiO₂; CaK α – волластонит; SK α и FeK α – FeS₂; MnK α – Mn₂SiO₄; NiK α – Ni; CuK α – ламмерит; ZnK α – Zn; SeL β – TlInSe₂; MoL α – Mo; AgL α – Ag₃AsS₃; SbL β – Sb; PbM α – PbTe; BiM β – Bi. Содержания остальных элементов с атомными номерами выше, чем у бериллия, оказались ниже пределов обнаружения методом ЭДС анализа.

Количественный анализ химического состава сульфоселей выполнен с помощью волнового электронно-зондового микроанализатора Cameca SX 100 в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа Департамента геологических наук

Таблица 1. Минералы Воронцовского месторождения, установленные в 2021–2026 гг.

Table 1. Minerals identified at the Vorontsovskoe deposit in 2021–2026

Минерал	Формула	Распространенность	Изученность	
			Метод диагностики	Источник
Бернарлоттит**	$\text{Pb}_{12}(\text{As}_{10}\text{Sb}_6)\text{S}_{36}$	+	ЭЗ, О	Наши данные
Бертьерит*	FeSb_2S_4	+++	ЭЗ, Р, О	Vikentyev et al., 2019, наши данные
Брусницынит***	$\text{Mn}_3\text{CuPbAs}_3\text{Sb}_2\text{S}_{12}$	+	ЭЗ, Р, О	Kasatkin et al., 2025
Вульфенит*	PbMoO_4	(+)	ЭЗ, КР	Наши данные
Ганнингит*	$\text{Zn}(\text{SO}_4)(\text{H}_2\text{O})$	(++)	ЭЗ, Р	
Диафорит*	$\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$	+	ЭЗ, О	
Монпельвуксит**	$\text{AgPb}_{16}\text{Sb}_{27}\text{As}_{18}\text{S}_{84}$	+	ЭЗ, О	
Ортосерпьерит*	$\text{CaCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_3$	(++)	ЭЗ, Р	
Пумпеллиит-(Al)*	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})$	++	ЭЗ, Р	
Сепиолит*	$\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	+++	ЭЗ, Р	
Таканелит*	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca})_{2x}(\text{Mn}^{4+})_{1-x}\text{O}_2 \cdot 0.7\text{H}_2\text{O}$	(+++)	ЭЗ, Р	
Ульманнит*	NiSbS	+	ЭЗ, О	
Хиршлит**	$\text{Pb}_8\text{As}_{10}\text{Sb}_6\text{S}_{32}$	+	ЭЗ, О	

Примечание. Распространенность минералов на Воронцовском месторождении: +++ – второстепенные; ++ – редкие; + – крайне редкие (единичные находки). В круглых скобках показаны гипергенные минералы. Методы диагностики минералов: ЭЗ – электронно-зондовый микроанализ; Р – рентгенографический метод (монокристалльный и/или порошковый); О – оптические методы; КР – КР-спектроскопия; * – минералы, установленные авторами впервые для месторождения; ** – минералы, установленные авторами впервые для Российской Федерации; *** – новый минеральный вид, открытый на Воронцовском месторождении.

Note. Distribution of minerals: +++ – subordinate; ++ – rare; + – extremely rare (single findings). Supergene minerals are indicated in parentheses. Identification methods: ЭЗ – electron microprobe analysis; Р – X-ray diffraction (single-crystal or powder method); О – optical data; КР – Raman spectroscopy; * – minerals identified by the authors for the first time at the Vorontsovskoe deposit; ** – minerals identified by the authors for the first time in Russian Federation; *** – new mineral species discovered at the Vorontsovskoe deposit.

Масарикова университета и Чешской геологической службы (г. Брно, Чехия, аналитики Р. Шкода, А.В. Касаткин). Условия анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 10 нА, диаметр зонда 1 мкм. Определявшиеся элементы, аналитические рентгеновские линии, кристаллы-анализаторы и использовавшиеся стандарты: $\text{SK}\alpha$ (LPET) – халькопирит; $\text{CuK}\alpha$ (LLIF) – Cu; $\text{AsL}\beta$ (TAP) – парараммельсбергит; $\text{SeL}\beta$ (TAP); $\text{AgL}\alpha$ (LPET) – Ag; $\text{SbL}\beta$ (LPET) – Sb; $\text{PbM}\alpha$ (LPET) – PbSe и $\text{BiM}\beta$ (LPET) – Bi.

Спектр комбинационного рассеяния (КР) света вульфенита получен в лаборатории рамановской спектроскопии Масарикова университета (аналитики Р. Шкода и А.В. Касаткин) с помощью спектрометра Horiba LabRAM HR Evolution, оснащенного оптическим микроскопом Olympus BX 41, голографической решеткой (600 штрих/мм) и CCD-детектором на основе кремния с Пельтье-охлаждением. Источником монохроматического возбуждающего излучения служил полупроводниковый лазер с рабочей длиной волны излучения

473 нм и выходной мощностью 1.8 мВт. Эффективный диаметр лазерного пучка вблизи поверхности образца составлял 2 мкм. КР спектр регистрировался в 180-градусной геометрии рассеяния в диапазоне 100–1200 cm^{-1} со спектральным разрешением $\sim 2 \text{ cm}^{-1}$.

Порошковые рентгеновские данные получены на дифрактометре PowDiX 600 ($\text{CoK}\alpha$ – излучение, фильтр Fe 50 мкм, ускоряющее напряжение 40 кВ, ток 15 мА, непрерывный режим, скорость сканирования 1°/мин, расстояние образец–детектор 150 мм; аналитик А.В. Касаткин). Дифракционные данные проинтегрированы в программном комплексе ALMAZ, версия 1.0.

Монокристалльное рентгеновское исследование бертьерита выполнено в лаборатории Института физики Академии наук Чешской Республики, (г. Прага, Чехия, аналитик Я. Плашил) с помощью многофункционального рентгеновского дифрактометра XtaLAB Synergy-DW system с детектором HyPix-Arc150 на $\text{MoK}\alpha$ -излучении при ускоряющем напряжении 50 кВ, силе тока 25 мА и диаметре

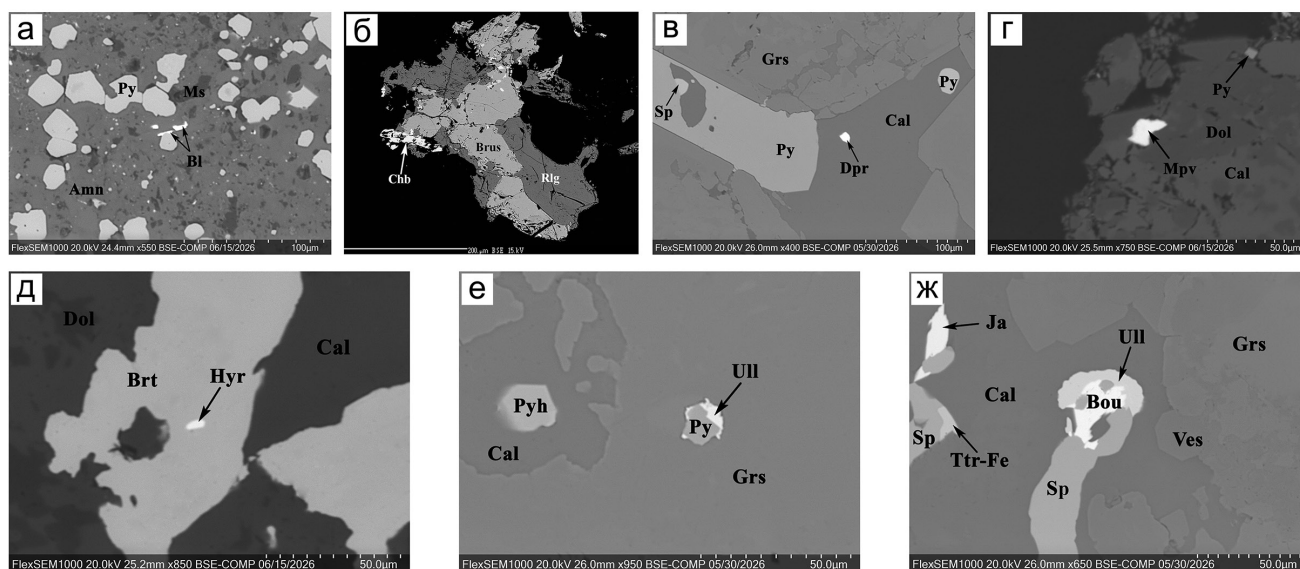


Рис. 2. Сульфосоли и сульфиды из Воронцовского месторождения: а – кристаллы бернарлоттиита в армените с мусковитом и пиритом; б – брусницинит в ассоциации с реальгаром и шабурнеитом; в – зерно диафорита в кальците с гроссуляром, пиритом и сфалеритом; г – индивид монпельвуксита в карбонатной породе (кальцит, доломит) с пиритом; д – включение хиршлита в барите в карбонатной породе (кальцит, доломит); е – сросток ульманнита и пирита в гроссуляр-кальцитовый породе в ассоциации с пирротинитом; ж – сросток ульманнита, буланжерита и сфалерита в гроссуляр-везувиан-кальцитовый породе в ассоциации с джемсонитом и тетраэдритом-(Fe).

РЭМ фото в отраженных электронах.

Fig. 2. Sulfosalts and sulfides from the Vorontsovskoe deposit: a – bernarlottiite crystals in armenite with muscovite and pyrite; б – brusnitsynite with realgar and chabournéite; в – diaphorite grain in calcite with grossular, pyrite and sphalerite; г – montpelvouxite grain in carbonate matrix (calcite, dolomite) with pyrite; д – hyrslite inclusion in baryte in carbonate matrix (calcite, dolomite); е – ulmannite and pyrite intergrowth in grossular-calcite matrix with pyrrhotite; ж – complex aggregate of ulmannite, boulangerite and sphalerite in grossular-vesuvianite-calcite matrix with jamesonite and tetrahedrite-(Fe).

SEM (BSE) images.

рентгеновского пучка 0.15 мм. Расстояние образец-детектор 39 мм, время экспозиции – 5 минут.

В статье использованы следующие аббревиатуры минеральных видов (Warr, 2021): антимонит – Sbn, арменит – Amn, арсениопирит – Apy, барит – Brt, бернарлоттиит – Bl, бертьерит – Btr, буланжерит – Bou, везувиан – Ves, вульфенит – Wul, галенит – Gn, гроссуляр – Grs, джемсонит – Ja, диафорит – Dpr, доломит – Dol, калиевый полевоый шпат – Kfs, кварц – Qz, клинохлор – Clc, ковеллин – Cv, монпельвуксит – Mpv, мусковит – Ms, пирит – Py, пирротин – Pyh, пренит – Prh, сфалерит – Sp, тетраэдрит-(Zn) – Ttr-Zn, титанит – Ttn, ульманнит – Ull, халькопирит – Csp, хиршлит – Hyr, церуссит – Cer.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Бернарлоттиит $Pb_{12}(As_{10}Sb_6)S_{36}$ был впервые отмечен на Воронцовском месторождении в составе золото-пирит-реальгаровой ассоциации как минерал, срastaющийся со сфалеритом и цемен-

тирующий энаргит (Викентьев и др., 2016), однако приведенный в указанной работе электронно-зондовый анализ по стехиометрии не соответствовал этой сульфосоли. Нами бернарлоттиит установлен электронно-зондовым методом в образце, отобранном в 2021 г., в виде редких и мелких призматических кристаллов (пять кристаллов размерами до 10 × 5 мкм), заключенных в армените с мусковитом в ассоциации с пиритом, акташитом, геттардитом, реальгаром, Hg-содержащим сфалеритом, диопсидом, пренитом, титанитом и фторапатитом (рис. 2а). Химический состав этих кристаллов хорошо рассчитывается на формулу бернарлоттиита (табл. 2, ан. 1). Значение N члена сарторитовой гомологической серии для воронцовской сульфосоли, рассчитанное по (Makovicky, Tora, 2015), составляет 3.47, что превосходно согласуется с полученным по результатам определения структуры значением $N = 3.50$ для бернарлоттиита из места его первой находки (Orlandi et al., 2017). Оптические характеристики уральского минерала не отличаются от

Таблица 2. Химический состав (мас. %) сульфидов и сульфосолей из Воронцовского месторождения
Table 2. Chemical composition (wt. %) of sulfides and sulfosalts from the Vorontsovskoe deposit

№ ан.	№ образца	Минерал	Mn	Fe	Ni	Cu	Ag	Pb	As	Sb	S	Se	Сум- ма	Рас- чет	Эмпирическая формула
1	БК 21-4-1	Бернарлоттит	–	–	–	–	–	47.08	14.30	14.41	22.38	0.06	98.23	64	$Pb_{11.78}(As_{0.88}Sb_{6.14})_{\Sigma 16.02}(S_{36.16}Se_{0.04})_{\Sigma 36.20}$
2	Вор-5/26-2.3	Бертьерит	0.24	12.68	–	–	–	–	0.19	56.85	29.65	–	99.61		$(Fe_{0.98}Mn_{0.02})_{\Sigma 1.00}(Sb_{2.01}As_{0.01})_{\Sigma 2.02}S_{3.98}$
3	Вор-5/26-2а		2.45	10.24	–	–	–	–	0.24	56.72	29.66	–	99.31		$(Fe_{0.79}Mn_{0.19})_{\Sigma 0.98}(Sb_{2.01}As_{0.01})_{\Sigma 2.02}S_{3.99}$
4	Вор-5/26-5		3.56	9.28	–	–	–	–	–	57.03	29.86	–	99.73	7	$(Fe_{0.71}Mn_{0.28})_{\Sigma 0.99}Sb_{2.01}S_{4.00}$
5	Вор-5/26-2а		4.12	8.78	–	–	–	–	0.74	56.41	29.84	–	99.89		$(Fe_{0.67}Mn_{0.32})_{\Sigma 0.99}(Sb_{1.98}As_{0.04})_{\Sigma 2.02}S_{3.98}$
6	Вор-5/26-2.3		5.06	7.55	–	–	–	–	0.53	56.36	29.84	–	99.34		$(Fe_{0.58}Mn_{0.40})_{\Sigma 0.98}(Sb_{1.99}As_{0.03})_{\Sigma 2.02}S_{4.00}$
7	ММФ 99306	Брусницинит	12.37	–	–	4.57	0.74	15.60	17.83	19.48	29.62	–	100.21	22	$Mn_{2.91}Cu_{0.93}Ag_{0.09}Pb_{0.97}As_{3.08}Sb_{2.07}S_{11.95}$
8	Вор-5/26-2.1	Диафорит	–	–	–	–	24.04	29.67	–	25.15	18.55	0.42	99.80	16	$Ag_{3.06}Pb_{1.96}(Sb_{2.83}Bi_{0.13})_{\Sigma 2.96}(S_{7.94}Se_{0.07})_{\Sigma 8.01}$
9	Вор-11/25-3	Монпельвуксит	–	–	–	0.13	1.20	30.75	13.17	29.83	25.26	–	100.34	146	$(Cu_{0.22}Ag_{1.19})_{\Sigma 1.41}Pb_{15.81}(Sb_{26.11}As_{18.73})_{\Sigma 44.84}S_{83.95}$
10	Вор-11/25-3	Хиршит	–	–	–	–	–	38.33	17.05	18.61	24.42	–	98.41	56	$Pb_{7.81}(As_{9.60}Sb_{6.45})_{\Sigma 16.05}S_{32.14}$
11	Вор-5/26-2.1	Ульманнит	–	–	27.84	–	–	–	–	57.33	15.12	–	99.93	3	$Ni_{1.00}Sb_{1.00}S_{1.00}$
12	Вор-5/26-2.1		–	0.84	26.90	–	–	–	–	57.12	14.99	–	99.85		$(Ni_{0.98}Fe_{0.03})_{\Sigma 1.01}Sb_{1.00}S_{0.99}$

Примечание. Анализ № 8 также содержит 1.97 мас. % Bi. Пониженная сумма анализа № 1 объясняется исключением вмещающего армения. Анализ № 7 взят из работы (Kasatkin et al., 2025). Прочерк – содержание компонента ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на сумму всех атомов (расчет).

Note. Analysis no. 8 also includes 1.97 wt. % Bi. Low analytical total of analysis no. 1 is due to subtraction of the host armenite. Analysis no. 7 is taken from (Kasatkin et al., 2025). Dash – the content of element is below detection limit. The mineral formulas are calculated on sum of all atoms (расчет).

бернарлоттит из места его первой находки. В отраженном свете он выглядит белым, но существенно темнее контактирующего с ним пирита, что соответствует справочным значениям их отражательной способности в белом свете: $R = 30.3\text{--}37.3\%$ у бернарлоттита (Orlandi et al., 2017) и 54 % у пирита (здесь и далее коэффициенты отражения для известных минералов при $\lambda = 550$ нм взяты из справочника (Чвилёва и др., 1988). В скрепленных николях минерал отчетливо анизотропен в серых тонах.

По индикаторным признакам и набору минералов бернарлоттит может быть отнесен к боскардинит-экранситовой ассоциации (№ 1), описанной в работе (Касаткин и др., 2020). Наша находка бернарлоттита является первой на территории Российской Федерации.

Бертьерит $FeSb_2S_4$ на Воронцовском месторождении впервые упомянут в списке рудных минералов гидротермальных ассоциаций (Vikentyev et al., 2019) без какого-либо описания и диагностических данных. Нами эта сульфосоли встречается в значительном количестве на складе забалансовых руд № 1 в апреле 2026 г. Судя по срокам и характеру переработки руды, хранившейся на этом складе, мы полагаем, что образцы с бертьеритом могли быть добыты в первые годы эксплуатации месторождения. Минерал обнаружен в небольших, до 30 x 30 см, глыбах скарированного мрамора с наложенной сульфидной, преимущественно, пиритовой минерализацией. Он образует длиннопризматические и игольчатые кристаллы длиной до 2 см и толщиной до 3 мм с продольной штриховкой на гранях, а также массивных выделений и корочек площадью до 4×4 см² (рис. 3а). Всего отобрано более 20 образцов с макроскопическими выделениями бертьерита. Он имеет темный стально-серый цвет, темно-серую черту и сильный металлический блеск. Части кристаллов, выходявшие на поверхность глыб, покрыты характерной для этой сульфосоли синей побежалостью (рис. 3б). Минерал хрупкий, при раскалывании демонстрирует раковистый излом. Твердость по шкале Мооса составляет ~3. Помимо пирита с бертьеритом ассоциируют различные сульфиды (антимонит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, ульманнит) и сульфосоли (бенавидесит, джемсонит, клерит, тетраэдрит-(Fe), тетраэдрит-(Zn)). Среди нерудных минералов преобладают кальцит, грос-

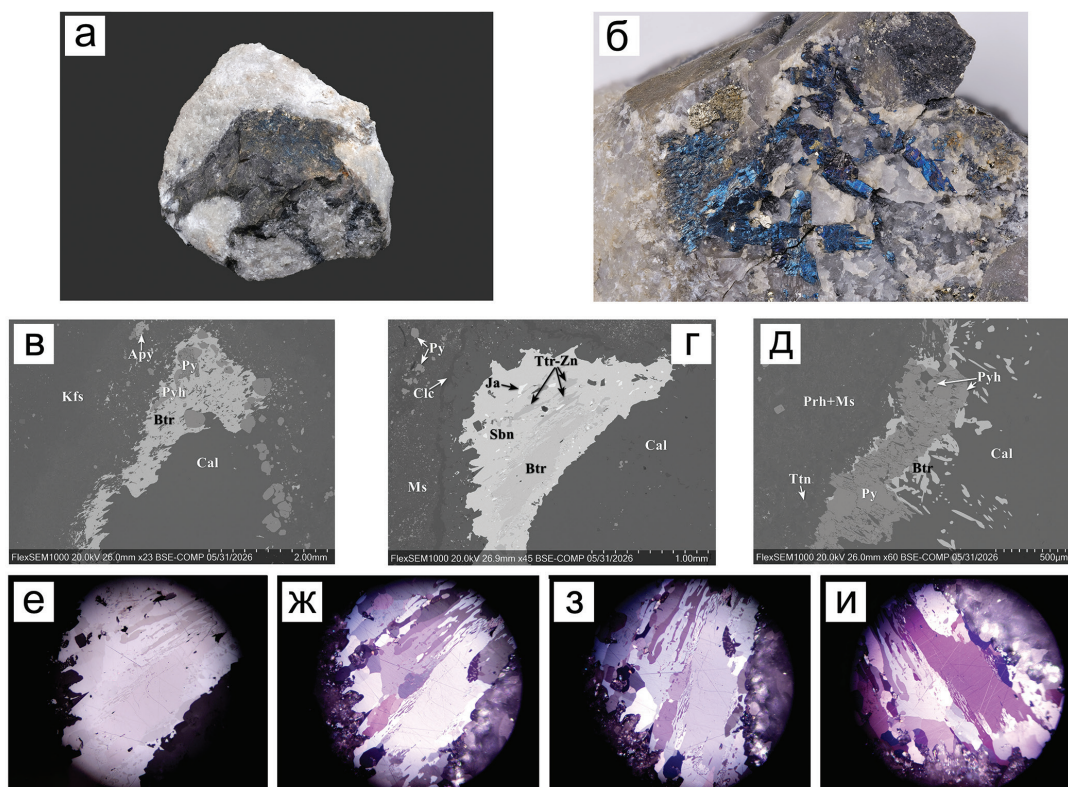


Рис. 3. Морфология бертьерита из Воронцовского месторождения: а – темно-серая массивная корка на скарнированном мраморе с мелкими вкраплениями пирита, 6 x 5 см; б – покрытые синей побелостью кристаллы на породе с пиритом, поле зрения 3 см; в – мономинеральное зерно с включениями пирита и пирротина в кальците и калиевом полевоом шпате в ассоциации с арсенопиритом; г – сросток бертьерита и антимонита в кальцит-мусковит-клинохлоровой породе в ассоциации с тетраэдритом-(Zn), джемсонитом и пиритом; д – частичное замещение бертьерита агрегатом пирита и пирротина в кальцит-мусковит-пренитовой породе с титанитом; е – фрагмент сростка, изображенного на рис. 3г, в отраженном свете; ж-и – тот же сросток в скрещенных николях в различных положениях столика микроскопа.

Фото М.Д. Мильшиной (а, б), BSE фото (в-д), отраженный свет (е-и).

Fig. 3. Morphology of berthierite from the Vorontsovskoe deposit: a – dark gray massive crust on altered marble with small pyrite inclusions, 6 x 5 cm; б – blue tarnished crystals in rock with pyrite, field of view is 3 cm; в – monomineral grain with pyrite and pyrrhotite inclusions in calcite and K-feldspar in assemblage with arsenopyrite; г – berthierite and stibnite aggregate in calcite-muscovite-clinocllore matrix in assemblage with tetrahedrite-(Zn), jamesonite and pyrite; д – partial replacement of berthierite by aggregate of pyrite and pyrrhotite in calcite-muscovite-prehnite matrix with titanite; е – fragment of aggregate shown in Fig. 3г in reflected light; ж-и – the same aggregate under crossed polars in different positions of microscope table.

Photo: M.D. Milshina (a, б), BSE images (в-д), reflected light (е-и).

суляр, кварц, клинохлор и мусковит. К аксессуарным минералам относятся калиевый полевоый шпат, пренит, титанит и фторапатит. Под сканирующим электронным микроскопом бертьерит образует как мономинеральные агрегаты (рис. 3в), так и сращения с антимонитом (рис. 3г). Нередки случаи его замещения агрегатами пирита и пирротина (рис. 3д).

Химический состав бертьерита характеризуется постоянной и нередко существенной примесью Mn. Содержание Mn варьирует в разных образцах от 0.2 до 5.1 мас. % (табл. 2, ан. 2–6), но только в одном из аншлифов было найдено зерно размером 15 мкм, в котором Mn доминирует над

Fe, т. е. его состав формально отвечает Mn-аналогу бертьерита клериту.

Оптические свойства бертьерита весьма характерны и надежно отличают его от ассоциирующих с ним минералов, в первую очередь, от сходного по отражательной способности антимонита. В отраженном свете у первого наблюдается слабый розоватый оттенок, отсутствующий у второго (рис. 3е). Также оба минерала в сращениях хорошо отличаются по двуотражению: умеренному у бертьерита и очень сильному у антимонита. В скрещенных николях бертьерит, как и антимонит, очень сильно анизотропен с цветными эффектами

Таблица 3. Коэффициенты отражения бертьерита из разных месторождений и клерита
 Table 3. Reflectance values of berthierite from different deposits and clerite

Минерал	Марганцовистый бертьерит, обр. Вор-5/26-2а		Бертьерит		Высокомарганцовистый бертьерит		Бертьерит		Клерит	
Месторождение	Воронцовское		Тырныауз				Удереи		Воронцовское	
λ (нм)	$R_{\max}$	$R_{\min}$	$R_{\max}$	$R_{\min}$	$R_{\max}$	$R_{\min}$	$R_{\max}$	$R_{\min}$	$R_{\max}$	$R_{\min}$
400	40.3	36.2								
420	39.6	36.0	40.5	33.5	45.8	30.7	45.9	31.3	35.6	24.8
440	38.8	35.0					45.6	30.8	35.2	24.5
460	38.4	34.8	39.8	32.8	45.6	30.8	45.2	30.6	34.7	24.1
480	38.1	34.4					44.7	30.4	35.2	23.9
500	38.0	34.1	39.2	32.7	44.7	30.1	44.0	30.1	35.5	23.8
520	38.0	34.0					43.3	30.0	35.5	23.7
540	38.2	34.0	39.0	32.7	43.0	30.3	42.8	30.2	36.0	23.8
560	38.3	34.0					42.3	30.6	36.4	24.1
580	38.3	34.1	38.6	33.2	42.0	30.7	41.8	30.9	36.7	24.6
600	38.2	34.2					41.3	31.2	37.1	25.2
620	38.0	34.3	38.3	33.3	41.0	30.7	40.9	31.5	37.0	25.4
640	37.7	34.3					40.6	31.8	36.8	25.6
660	37.5	34.3	38.2	33.2	39.8	31.0	40.4	32.0	36.4	25.7
680	37.2	34.3					40.1	32.0	36.1	25.8
700	36.9	34.2	38.2	33.0	39.2	31.0	40.0	31.9	35.6	25.8
Источник	Наши данные		Кононов и др., 1990				Чвилёва и др., 1988		Мурзин и др., 1996	

в светло-серых, коричневатых-серых и насыщенно-пурпурных тонах (рис. 3ж–и). Спектры отражения воронцовского марганцовистого бертьерита имеют пологий профиль и, в целом, сходны со спектрами бертьерита из других российских объектов, а также со спектром клерита (табл. 3, рис. 4).

Порошковая рентгенограмма марганцовистого бертьерита из Воронцовского месторождения приведена в табл. 4. Параметры ромбической элементарной ячейки, рассчитанные по данным порошкограммы (здесь и далее – с помощью программы UnitCell (Holland, Redfern, 1997)): $a = 11.379(2)$, $b = 14.198(2)$, $c = 3.7580(7)$ Å, $V = 607.1(1)$ Å³. Монокристалльная съемка одного из кристаллов бертьерита дала следующие параметры элементарной ячейки: $a = 11.321(10)$, $b = 14.152(14)$, $c = 3.775(4)$ Å, $V = 605(1)$ Å³.

Брусницынит $Mn_3CuPbAs_3Sb_2S_{12}$ – это десятый новый минерал, открытый на Воронцовском месторождении, и девятый, открытый здесь нашим авторским коллективом (Kasatkin et al., 2025). Поскольку минерал впервые найден на Урале, а одним из его видообразующих элементов является марганец, нам показалось символическим назвать его в честь профессора Санкт-Петербургского государственного университета (г. Санкт-Петербург, Россия) Алексея Ильича Брусницына (г. р. 1967) за

весомый научный вклад в минералогию марганца и марганцевых месторождений Урала.

Образцы с брусницынитом были отобраны в 2020 г. на складе забалансовых руд № 1. По индикаторным признакам (обогащенность рудной системы Mn, отсутствие Tl, широкий изоморфизм As-Sb в сульфосолях и др.) и набору минералов-спутников брусницынит отнесен к люборжакит-клеритовой ассоциации (№ 5), описанной в работе (Касаткин и др., 2020). Он образует редкие ксеноморфные зерна до 0.35×0.2 мм в карбонатных брекчиях, состоящих из зерен кальцита, доломита, барита и кварца, сцементированных пиритом, реальгаром и антимонитом (рис. 2б). Брусницынит ассоциирует также с акташитом, алабандином, мышьяком, арсенопиритом, шабурнеитом, колорадоитом, клеритом, дальнегроитом, экранситом, гетчеллитом, золотом, люборжакитом, рутьеритом, сфалеритом и вакабаяшилито. Брусницынит непрозрачен, имеет черный цвет и металлический блеск. Минерал хрупкий, с неровным изломом. Спайность не наблюдается. Микротвердость по Виккерсу составляет 251 кг/мм² (определена при нагрузке 50 г), что соответствует ~4 по шкале Мооса. Расчетная плотность 4.545 г/см³. В отраженном свете брусницынит светло-серый, двуотражение слабое. В скрещенных николях минерал сильно анизотропный в

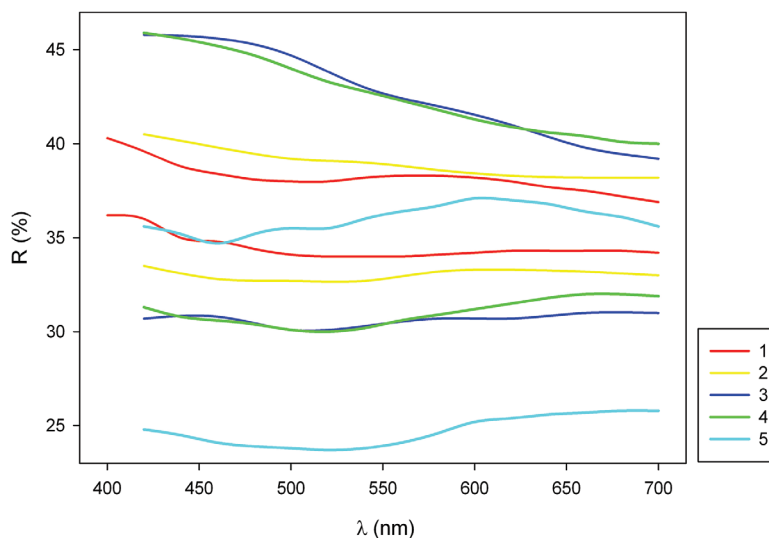


Рис. 4. Спектры отражения бертьерита из различных месторождений и клерита из Воронцовского месторождения.

1 – марганцовистый (2.45 мас. % Mn) бертьерит, Воронцовское месторождение (наши данные); 2 – бертьерит, месторождение Тырныауз, Кабардино-Балкария (Кононов и др., 1990); 3 – высокомарганцовистый (6.24 мас. % Mn) бертьерит, месторождение Тырныауз (Кононов и др., 1990); 4 – бертьерит, месторождение Удерей, Красноярский край (Чвилёва и др., 1988); 5 – клерит, Воронцовское месторождение (Мурзин и др., 1996).

Fig. 4. Reflectance spectra of berthierite from different deposits and clerite from the Vorontsovskoe deposit.

1 – Mn-bearing (2.45 wt. % Mn) berthierite, Vorontsovskoe deposit (our data); 2 – berthierite, Tyrnauz deposit, Kabardino-Balkaria, Russia (Kononov et al., 1990); 3 – Mn-rich (6.24 wt. % Mn) berthierite, Tyrnauz deposit (Kononov et al., 1990); 4 – berthierite, Uderey deposit, Krasnoyarsk krai, Russia (Chvileva et al., 1988); 5 – clerite, Vorontsovskoe deposit (Murzin et al., 1996).

серых и темно-серых тонах. Внутренние рефлексии не наблюдаются. Коэффициенты отражения для длин волн, рекомендованных Комиссией по рудной минералогии Международной минералогической ассоциации (R_{min}/R_{max} , %): 29.8/31.0 (470 нм), 29.4/30.4 (546 нм), 28.9/30.1 (589 нм), 28.1/29.2 (650 нм). Химический состав голотипа и его эмпирическая формула приведены в табл. 2 (ан. 7).

Брусницынит моноклинный, пространственная группа $P2_1/n$, параметры элементарной ячейки: $a = 11.597(2)$, $b = 18.905(4)$, $c = 8.732(2)$ Å, $\beta = 98.47(3)^\circ$, $V = 1893.4(7)$ Å³ и $Z = 4$. Наиболее сильные линии порошковой рентгенограммы [d , Å (I , %) (hkl): 6.113 (51) (111), 3.264 (52) (151), 3.195 (88) ($33\bar{1}$), 2.864 (61) ($11\bar{3}$), 2.837 (55) (410), 2.831 (100) (161), 2.772 (62) ($12\bar{3}$). Кристаллическая структура брусницынита решена по монокристалльным данным и уточнена до $R_1 = 0.0548$ для 3890 независимых рефлексов с $I > 3\sigma(I)$. Кристаллическая структура (рис. 5) содержит бесконечные зигзагообразные вытянутые вдоль $[101]$ цепочки из Pb- и Sb-центрированных полиэдров, а также широкие ориентированные вдоль $[100]$ пластины из реберно-связанных полиэдров Mn, октаэдрически координированных атомами S. Цепочки и пластины связываются друг с другом атомами As и Cu. Брусницынит

– новый член лиллианит–андоритовой гомологической серии и первый, в котором As доминирует над Sb и Bi. Отметим, что это первый представитель новой ветви данной гомологической серии – третьей, As-доминантной, наряду с лиллианитовой (Bi-доминантной) и андоритовой (Sb-доминантной) ветвями; эта ветвь названа брусницынитовой.

Вульфенит $PbMoO_4$ – второй минерал с видообразующим Mo после молибденита, установленный на Воронцовском месторождении. Он диагностирован в аншлифе, изготовленном из фрагмента кварцевой жилы с наложенной сульфидной минерализацией (образец найден на складе забалансовых руд № 1). Вульфенит образует вытянутые зерна в церуссите и кварце и также ассоциирует с англезитом, галенитом, ковеллином, пиритом, сфалеритом и теннантитом-(Zn) (рис. 6а). Вульфенит не содержит примесей, его химический состав (мас. %): PbO 60.73, MoO₃ 39.05, сумма 99.78. Он отвечает идеальной формуле $Pb_{1.00}Mo_{1.00}O_4$. Диагностика минерала подтверждена КР спектром (рис. 7). Самая сильная полоса при 870 см⁻¹ соответствует симметричным, а полосы при 742 и 767 см⁻¹ – асимметричным валентным колебаниям связей Mo⁶⁺–O. Полоса средней интенсивности при 318 см⁻¹ является результатом деформационных колебаний O–Mo–O. Полосы

Таблица 4. Порошковая рентгенограмма бертьерита из Воронцовского месторождения

Table 4. Powder X-ray diffraction data of berthierite from Vorontsovskoe deposit

Бертьерит, Воронцовское месторождение		Бертьерит (PDF #240509)		hkl
d, Å	I, %	d, Å	I, %	
7.113	15	7.0700	20	0 2 0
6.015	5	6.0000	4	1 2 0
5.697	8	5.6920	4	2 0 0
		5.2760	6	2 1 0
4.374	24	4.3500	40	1 3 0
3.671	95	3.6630	90	3 1 0
3.635	45	3.6280	50	0 1 1, 2 3 0
3.539	15	3.5310	20	0 4 0
3.462	15	3.4580	25	1 1 1
3.380	27	3.3780	40	1 4 0
3.186	55	3.1810	75	1 2 1
3.062	15	3.0590	30	2 1 1
3.004	40	2.9990	50	2 4 0
2.960	8	2.9530	10	3 3 0
2.863	50	2.8620	80	2 2 1
2.623	80	2.6210	95	3 1 1
2.604	100	2.6010	100	2 3 1
2.540	15	2.5310	30	2 5 0
2.505	10	2.5090	18	1 4 1
		2.4980	25	3 2 1
		2.3530	4	0 6 0
		2.3450	8	2 4 1
2.330	14	2.3220	20	3 3 1
		2.3050	8	1 6 0
2.264	10	2.2670	18	4 0 1
		2.2610	14	3 5 0
2.224	15	2.2390	25	4 1 1
		2.2140	18	1 5 1
2.166	20	2.1680	30	5 2 0
		2.1610	30	4 2 1
2.105	5	2.1290	4	3 4 1
		2.0990	6	2 5 1
2.045	22	2.0440	35	4 3 1
		2.0050	20	4 5 0
		2.0010	25	3 6 0
1.999	18	1.9880	2	1 7 0
1.949	4	1.9410	6	3 5 1

Примечание. Здесь и в табл. 6–8, жирным шрифтом выделены наиболее сильные отражения.

Note. Here and in Tables 6–8, the strongest reflections are typed in bold.

с частотами ниже 200 см⁻¹ относятся к колебаниям связей Pb–O и решеточным модам.

Ганнингит ZnSO₄ · H₂O – первый сульфат Zn, встреченный на Воронцовском месторождении. Он является продуктом современного минерало-

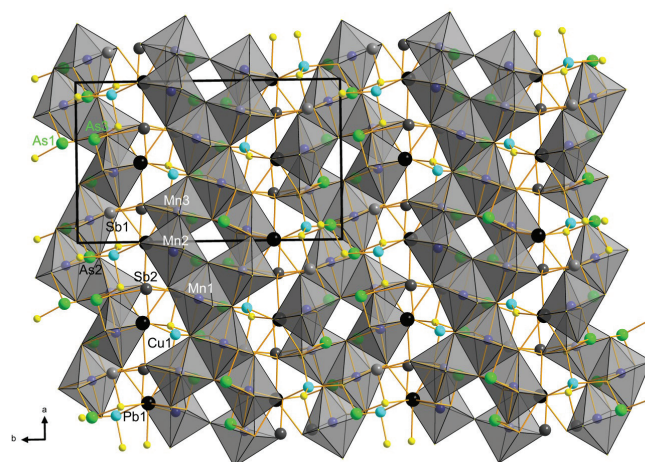


Рис. 5. Кристаллическая структура брусницинита в проекции вдоль оси c.

«Тонкие» цепочки представлены атомами Pb1 и Sb2. Октаэдры Mn1, Mn2 и Mn3 показаны серым цветом. Координационный полиэдр Sb1 не показан для ясности. Позиция Cu1 расположена на месте краевого октаэдра (заселенного Ag в случае других гомологов лиллианита). Элементарная ячейка показана черными линиями.

Fig. 5. Crystal structure of brusnitsyite projected along axis c.

The thin slabs are represented by are Pb1 and Sb2 atoms. Mn1, Mn2 and Mn3 octahedra are shown in gray. The coordination polyhedron for Sb1 site is omitted for better clarity. The Cu1 site is located in the marginal octahedron (occupied by Ag in case of other lillianite homologs). Black lines show the unit cell.

образования и, вероятно, образовался уже непосредственно на складе забалансовых руд № 1, где в апреле 2026 г. были найдены образцы с ним. Минерал слагает тонкие порошковатые корочки белого цвета до 5 см на окисленном сфалерите с кварцем и ассоциирует с более ранними галенитом, пиритом, теннантитом-(Zn), халькопиритом, гётитом, англезитом, гемиморфитом и церусситом (рис. 6б). Ганнингит диагностирован по химическому составу (табл. 5, ан. 1) и порошковой рентгенограмме. К сожалению, малое количество вещества не позволило получить порошкограмму хорошего качества, однако отражения с межплоскостными расстояниями 4.801, 4.760, 3.800, 3.410, 3.345, 3.312, 3.050 и 2.525 Å позволяют с уверенностью отнести этот цинковый сульфат к структурному типу кизерита.

Диафорит Ag₃Pb₂Sb₃S₈ установлен электронно-зондовым методом в одном аншлифе, изготовленном из фрагмента той же глыбы с многочисленными образцами бертьерита. Диафорит слагает

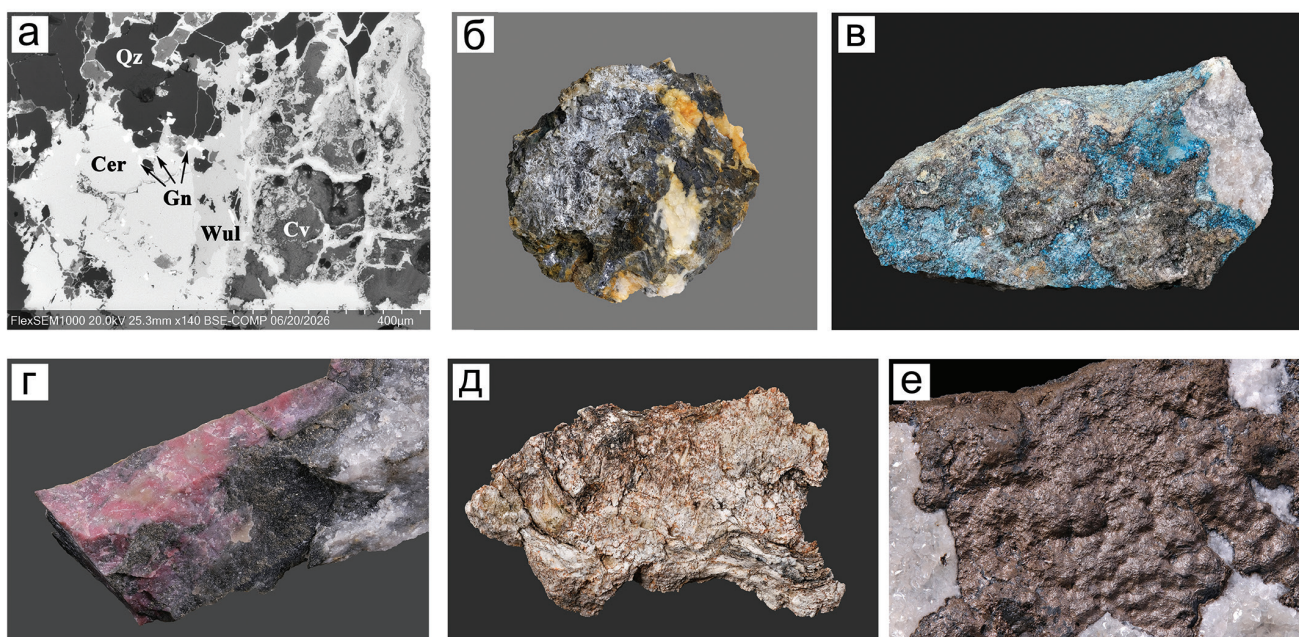


Рис. 6. Минералы-кислородные соединения из Воронцовского месторождения: а – удлиненное зерно вульфенита в церуссите в ассоциации с галенитом, ковеллином и кварцем; б – белая порошковая корка ганнингита на темном сфалерите с кварцем и пиритом, 6 x 5 см; в – ярко-голубой мелкозернистый ортосерпьерит на кальците с гипсом (темные корки и мелкие игольчатые кристаллы), 8 x 4 см; г – розовый мелкозернистый пумпеллиит-(Al) в ассоциации с пиритом, диопсидом, клинохлором и другими минералами, поле зрения 3.0 x 1.5 см; д – корка грязно-белого волокнистого сепиолита, 8 x 5 см; е – черная землистая корка таканелита на кальците, поле зрения 1 x 1 см.

BSE фото (а), фото М.Д. Мильшиной (б–е).

Fig. 6. Oxysalts from the Vorontsovskoe deposit: а – elongated wulfenite grain in cerussite with galena, covellite and quartz; б – white powdery gunningite crust on dark sphalerite with quartz and pyrite, 6 x 5 cm; в – bright blue fine-grained orthoserpierite on calcite with gypsum (dark crusts and tiny acicular crystals), 8 x 4 cm; г – pink fine-grained pumpellyite-(Al) in assemblage with pyrite, diopside, clinochlore and other minerals, field of view is 3.0 x 1.5 cm; д – dirty white fibrous sepiolite crust, 8 x 5 cm; е – black earthy takanelite crust on calcite, field of view is 1 x 1 cm.

BSE image (a), photographs by M.D. Milshina (б–е).

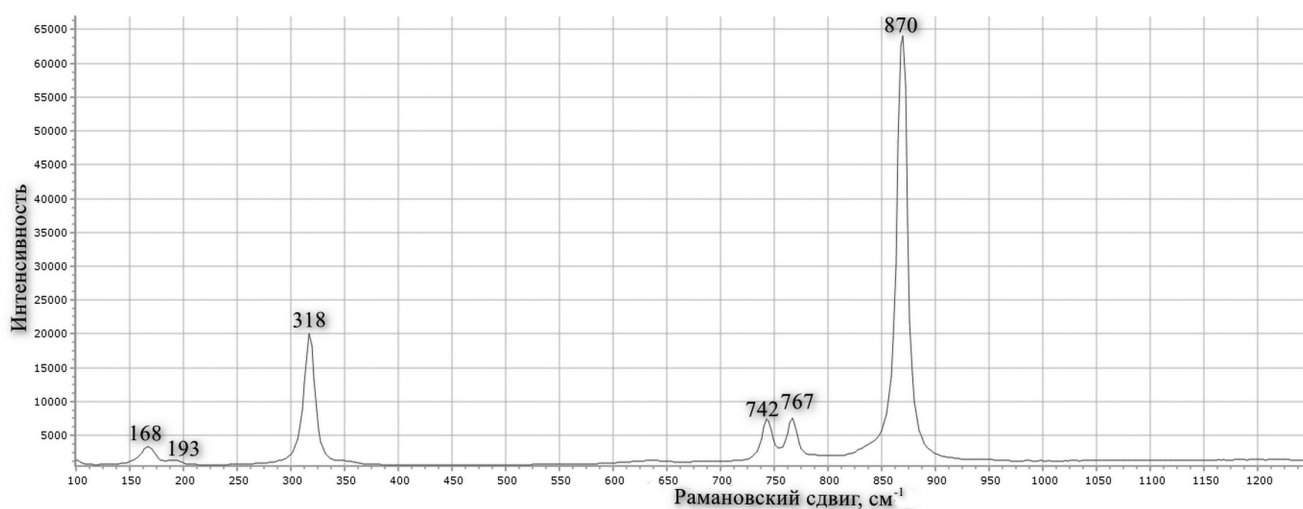


Рис. 7. КР спектр вульфенита из Воронцовского месторождения.

Fig. 7. Raman spectrum of wulfenite from the Vorontsovskoe deposit.

Таблица 5. Химический состав (мас. %) минералов-кислородных соединений из Воронцовского месторождения
Table 5. Chemical composition (wt. %) of oxysalt minerals from the Vorontsovskoe deposit

№ ан.	Минерал	CaO	MgO	MnO	FeO	CuO	ZnO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	H ₂ O	Сумма	Эмпирическая формула
1	Ганнингит	—	1.48	—	—	3.90	37.64	0.69	—	—	46.84	10.50	101.05	(Zn _{0.80} Cu _{0.08} Mg _{0.06} Al _{0.02}) _{Σ0.96} Si _{1.01} O ₄ · H ₂ O
2	Ортосерпьерит	8.77	—	—	—	48.74	0.67	—	—	—	24.86	16.79	99.83	Ca _{1.01} (Cu _{3.94} Zn _{0.05}) _{Σ3.99} S _{2.00} O ₈ (OH) ₆ · 3H ₂ O
3	Пумпеллит-(Al)	23.55	0.62	0.75	—	—	—	30.87	—	37.80	—	5.65	99.24	Ca _{2.01} (Al _{2.90} Mg _{0.07} Mn _{0.05}) _{Σ3.02} Si _{3.01} O ₁₂ (OH) · H ₂ O
4	Сепиолит	—	24.34	0.26	0.10	—	—	0.12	0.97	55.07	—	19.42	100.27	Mg _{3.92} Mn _{0.02} Fe ²⁺ _{0.01} Fe ³⁺ _{0.08} Al _{0.02} Si _{5.95} O ₁₅ (OH) ₂ · 6H ₂ O

Примечание. Содержание H₂O во всех анализах вычислено по стехиометрии. Отношение Fe²⁺/Fe³⁺ в анализе № 3 рассчитано по балансу зарядов. Прочерк — содержание компонента ниже предела обнаружения. Формулы минералов рассчитаны на 5 атомов O (ганнингит), 17 атомов O (ортосерпьерит), 14 атомов O (пумпеллит-(Al)), сумму всех катионов равную 10 и 23 атома O (сепиолит).

Note. The H₂O content in all analyses is calculated by stoichiometry. The Fe²⁺/Fe³⁺ ratio in analysis no. 3 is calculated from charge balance. Dash — the content of element is below detection limit. The formulae are calculated on the basis of 5 O *apfu* (gunningite), 17 O *apfu* (orthoserperite), 14 O *apfu* [pumpellyite-(Al)], sum of all cations equal to 10 and 23 O *apfu* (sepiolite).

редкие зерна до 10 мкм в кальците, ассоциируя сgrossуляром, везувианом, золотом, сульфидами (галенит, пирит, пирротин, сфалерит, ульманнит, халькопирит) и сульфосолями (буланжерит, марганцовистый джемсонит, тетраэдрит-(Fe), физелиит) (рис. 2в). В составе диафорита зафиксирована небольшая примесь Вi (табл. 2, ан. 8). В отраженном свете минерал выглядит белым, примерно как галенит, но темнее пирита. Анизотропия выражена слабо.

Монпельвуксит AgPb₁₆Sb₂₇As₁₈S₈₄ и **хиршлит** Pb₈As₁₀Sb₆S₃₂ идентифицированы электронно-зондовым методом в образце Вор-11/25-3, отобранном в 2025 г. Каждый из них встречен всего в одном зерне: индивид монпельвуксита размером 20 x 12 мкм заключен в карбонатной породе (доломит, кальцит) (рис. 2г), а зерно хиршлита размером 8 x 4 мкм — в барите (рис. 2д). Дополняют эту ассоциацию антимонит, колорадоит и реальгар. Электронно-зондовые анализы этих минералов надежно рассчитываются на формулы монпельвуксита (табл. 2, ан. 9) и хиршлита (табл. 2, ан. 10), соответственно. Последний является членом гомологической серии сарторита, что, как и в случае с бернарлоттитом, позволяет рассчитать значение *N* (2.97) и сравнить с идеальным значением, полученным в результате определения структуры (*N* = 3) хиршлита из места его первой находки (Keutsch et al., 2018). Близость этих показателей также свидетельствует о достоверности нашей диагностики.

В отраженном свете оба минерала выглядят белыми, приблизительно равными по отражательной способности антимониту (*R* = 31–47 %), но существенно темнее пирита (*R* = 54 %) и светлее реальгара (*R* = 19–21 %). Это соответствует их коэффициентам отражения (*R* = 36.4–40.6 % у монпельвуксита (Dan Тора, устное сообщение) и *R* = 32.1–38.5 % у хиршлита (Keutsch et al., 2018)). В скрещенных николях обе воронцовские сульфосоли отчетливо анизотропны в серых тонах. Монпельвуксит и хиршлит найдены впервые на территории Российской Федерации.

Ортосерпьерит Ca(Cu,Zn)₄(SO₄)₂(OH)₆ · 3H₂O обнаружен в виде эффектных ярко-голубых корочек до 30 × 30 см на глыбах белого мрамора (кальцита) в образцах, отобранных в апреле 2026 г. на складе забалансовых руд № 1. Кроме него здесь присутствует только гипс, образующий грязно-белые и темные корки на поверхности ортосерпьерита, а также миллиметровые игольчатые кристаллы белого цвета (рис. 6в). Химический анализ показал,

Таблица 6. Порошковая рентгенограмма ортосерпьерита из Воронцовского месторождения

Table 6. Powder X-ray diffraction data of orthoserpierreite from Vorontsovskoe deposit

Ортосерпьерит, Воронцовское месторождение		Ортосерпьерит (PDF #3950346)		<i>hkl</i>
<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	
10.18	100	10.210	100	0 0 2
6.180	5	6.1800	<5	0 1 0
5.722	4	5.7300	<5	1 1 1
5.301	5	5.3000	<5	0 1 2
5.095	80	5.1000	90	0 0 4
		4.8700	<5	4 0 2
4.740	5	4.7300	5	3 1 0
4.620	5	4.6200	<5	2 0 4, 3 1 1
4.493	3	4.4920	5	1 1 3
4.290	12	4.2960	10	3 1 2, 4 0 3
3.890	4	3.9000	5	3 1 3, 1 1 4
		3.6830	<5	6 0 0
3.540	10	3.5450	10	5 1 1
3.390	75	3.4000	90	0 0 6, 5 1 2
		3.2850	20	4 0 5
3.179	50	3.1840	50	5 1 3
		3.0910	<5	0 2 0, 3 1 5
		2.9760	<5	0 1 6
2.939	5	2.9420	<5	1 1 6, 5 1 4
2.901	4	2.9000	<5	4 1 5, 4 0 6
2.740	30	2.7600	5	8 0 0
		2.7360	30	8 3 1, 2 2 3
		2.6960	5	4 2 0, 5 1 5
2.680	20	2.6780	25	4 2 1, 8 0 2
		2.6500	<5	0 2 4
2.607	40	2.6100	50	1 1 7, 4 2 2
2.555	35	2.5580	50	2 1 7, 8 0 3
2.510	35	2.5110	40	5 2 1, 4 2 3
2.428	5	2.4240	5	8 0 4
2.379	50	2.3840	60	4 2 4
		2.3600	<5	0 1 8
2.285	23	2.2850	30	8 0 5, 9 1 0
2.244	27	2.2490	30	4 2 5, 3 1 8
2.211	5	2.2150	5	2 0 9, 7 2 0
2.150	5	2.1590	<5	7 1 6, 10 0 2
		2.1420	<5	8 0 6
2.108	30	2.1110	35	4 2 6, 1 2 7
1.990	10	2.0020	15	2 0 10, 8 0 7
		1.9800	20	4 2 7, 3 3 1
1.848	22	1.8520	25	3 3 4, 10 0 6
1.755	8	1.7600	10	10 0 7, 1 3 6
1.740	10	1.7360	10	4 2 9, 6 2 8
1.700	5	1.6990	5	0 0 12, 10 2 4
1.625	10	1.6260	10	4 2 10, 4 0 12
1.600	5	1.6000	<5	0 3 8, 6 1 11
1.575	30	1.5770	30	14 0 0, 9 3 1
1.548	15	1.5500	25	2 0 13, 0 4 0
1.527	10	1.5290	20	2 4 1, 11 1 8

Таблица 7. Порошковая рентгенограмма пумпеллиита-(Al) из Воронцовского месторождения

Table 7. Powder X-ray diffraction data of pumpellyite-(Al) from Vorontsovskoe deposit

Пумпеллиит-(Al), Воронцовское месторождение		Пумпеллиит-(Al) (PDF #250156)		<i>hkl</i>
<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	
4.743	10	4.7400	16	0 0 4
4.659	20	4.6600	25	1 1 1
4.376	17	4.3700	30	2 0 0
3.802	15	3.7900	30	2 0 2
3.512	35	3.5200	40	2 1 1
3.442	9	3.4400	11	2 0 4
3.034	8	3.0300	10	2 0 4
2.950	15	2.9520	18	0 2 0
		2.9450	16	2 1 3
2.917	45	2.9150	55	3 0 0
2.896	100	2.8960	100	1 1 5
2.730	18	2.7340	30	2 0 6
2.642	15	2.6310	20	3 1 1
2.504	23	2.5060	30	0 2 4
2.446	26	2.4460	25	1 1 7
2.326	18	2.3290	13	2 2 2, 3 1 3
2.206	10	2.2060	25	2 0 8
2.191	14	2.1930	17	4 0 2
		2.1870	17	4 0 0
2.155	12	2.1570	10	0 2 6
2.105	8	2.1130	9	4 0 4
2.089	8	2.0910	8	5 1 2
		2.0730	10	4 0 2
1.852	10	1.8475	10	0 2 8
1.660	10	1.6634	8	1 1 11
1.575	18	1.5944	17	4 2 4
		1.5799	11	0 0 12
1.544	8	1.5539	8	2 2 10
1.474	12	1.4872	10	4 2 8
		1.4765	15	0 4 0
		1.4714	10	3 0 12

Примечание. Приведены только отражения с интенсивностями $\geq 8\%$.

Note. Only reflections with intensity $\geq 8\%$ are provided.

что найденный минерал является кальциевым членом группы девиллина (табл. 5, ан. 2). Порошковая рентгенограмма (табл. 6) содержит несколько слабоинтенсивных отражений, присущих только ортосерпьериту, но отсутствующих у девиллина и серпьерита. Рассчитанные по порошкограмме параметры ромбической элементарной ячейки ортосерпьерита: $a = 22.033(2)$, $b = 6.1878(6)$, $c = 20.342(2)$ Å, $V = 2773.3(4)$ Å³.

Пумпеллиит-(Al) $\text{Ca}_2\text{AlAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH}][\text{SiO}_4](\text{OH})_2\text{O}$ является пороодообразующим минералом

в метасоматических образованиях, встреченных в апреле 2026 г. на складе забалансовых руд № 1. Он тесно сростается с диопсидом, клинохлором, мусковитом и титанитом, но выделяется среди них своим насыщенным розовым цветом (рис. 6г). Максимальный размер агрегатов пумпеллита-(Al) достигает 10 см. Из рудных минералов в изученной ассоциации присутствует только пирит. Розовая окраска минерала может быть объяснена наличием в его составе небольшой примеси Mn (табл. 5 ан. 3). Порошковая рентгенограмма приведена в табл. 7. Рассчитанные по ней параметры моноклинной элементарной ячейки уверенно отвечают структурному типу пумпеллита: $a = 8.8189(9)$, $b = 5.867(1)$, $c = 19.093(2)$ Å, $\beta = 97.27(1)^\circ$, $V = 979.9(2)$ Å³. Это второй минерал из группы пумпеллита, диагностированный нами на Воронцовском месторождении: ранее в метасоматических образованиях, наложенных на карбонатные брекчии, здесь был описан пумпеллит-(Mg) (Касаткин и др., 2021в).

Сепиолит $Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2 \cdot 6H_2O$ найден в апреле 2026 г. на складе забалансовых руд № 2 в виде грязно-белых волокнистых корок площадью несколько десятков квадратных сантиметров, нарастающих на стенку тектонической трещины в белом мраморе (рис. 6д). Минерал диагностирован по химическому составу (табл. 5, ан. 4) и порошковой рентгенограмме (табл. 8). Параметры его ромбической элементарной ячейки: $a = 13.448(2)$, $b = 26.914(4)$, $c = 5.2879(7)$ Å, $V = 1913.9(3)$ Å³.

Таканелит $(Mn,Ca)Mn_4O_9 \cdot H_2O$ образует мягкие землистые корочки до 4 см в поперечнике черного цвета с полуметаллическим блеском на кальците (рис. 6е). Образцы с этим минералом были отобраны на складах забалансовых руд в апреле 2026 г., и мы не исключаем, что туда они поступили из Южного карьера. Именно на отвалах последнего нами в 2017–2018 гг. были найдены все оксиды и гидроксиды Mn, включая Ca-аналог таканелита рансьеит. Химический состав таканелита (мас. %): K₂O 0.46, MgO 0.21, CaO 2.36, CuO 0.54, BaO 0.67, MnO₂ 88.94, сумма 93.18. Валентность Mn и содержание воды в минерале не определялись, поэтому написание его эмпирической формулы затруднительно. Тем не менее, низкое количество Ca и главные отражения порошковой рентгенограммы (7.601, 3.801, 2.466, 2.351, 2.069 и 1.422 Å) позволяют с уверенностью говорить о надежности нашей диагностики.

Таблица 8. Порошковая рентгенограмма сепиолита из Воронцовского месторождения

Table 8. Powder X-ray diffraction data of sepiolite from Vorontsovskoe deposit .

Сепиолит, Воронцовское м-ние		Сепиолит (PDF #261226)		hkl
d, Å	I, %	d, Å	I, %	
12.15	100	12.200	50	1 1 0
7.552	25	7.5300	25	1 3 0
6.738	34	6.7300	30	0 4 0
5.043	9	5.0400	13	1 5 0
4.502	35	4.5200	40	0 3 1
4.304	30	4.3200	40	1 3 1
4.010	8	4.0000	11	3 3 0
3.748	50	3.7600	55	2 3 1
3.549	10	3.5400	19	2 4 1
3.363	95	3.3600	100	0 8 0
3.197	38	3.2000	55	3 3 1
3.041	18	3.0500	20	2 6 1
		2.8310	5	2 7 1
2.709	40	2.6900	50	0 10 0
2.614	18	2.6230	30	2 8 1
2.571	30	2.5650	40	5 3 0
2.440	15	2.4490	20	2 1 2
2.397	12	2.4050	20	1 11 0
2.261	25	2.2600	30	2 10 1
2.130	10	2.1240	11	6 4 0
2.080	20	2.0720	30	2 7 2
1.879	5	1.8790	8	5 1 2
1.751	0.5	1.7590	1	4 12 1
1.704	12	1.7000	16	2 1 3
1.600	30	1.5940	35	5 9 2

Ульманнит NiSbS установлен электронно-зондовым методом в одной минеральной ассоциации с бертьеритом. Он не образует обособленных индивидов, но отмечен в сростках до 40 мкм с другими сульфидами (пирит, сфалерит) или сульфосолями (бертьерит, буланжерит, джемсонит) (рис. 2е, ж). Химический состав воронцовского ульманнита отвечает идеальной формуле NiSbS (табл. 2, ан. 11); иногда этот минерал содержит примесь Fe (табл. 2, ан. 12). Отражательная способность ульманнита умеренно высокая, близкая к пириту. В контакте с последним он имеет слабый сиреневый оттенок. Ульманнит изотропен, благодаря чему его легко отличить в сростках с сильно анизотропными бертьеритом, буланжеритом и джемсонитом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние пять с половиной лет кадастр минералов Воронцовского золоторудного месторождения пополнился тринадцатью новыми наименованиями: бернарлоттитом, бертьеритом, брусницинитом, вульфенитом, ганнингитом, диафоритом, монпельвукситом, ортосерпьеритом, пумпеллиитом-(Al), сепиолитом, таканелитом, ульманнитом и хиршлиитом. Таким образом, общее количество минеральных видов, с высокой степенью достоверности установленных (инструментально диагностированных) на этом месторождении, достигло 223. Поскольку добычные работы здесь более не ведутся, перспективы дальнейшего пополнения минерального кадастра связаны не столько с поступлением новых образцов, сколько с доизучением уже имеющихся. В частности, авторы не теряют надежду довести до статуса «полноправных» минеральных видов несколько потенциально новых Ti- и Mn-содержащих сульфосолей, исследование которых в настоящее время продолжается.

ЛИТЕРАТУРА

- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. (2016) Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург, Форт Диалог-Исеть, 206 с.
- Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С. (2020) Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 1: История изучения, минеральные ассоциации, кадастр минеральных видов. *Минералогия*, 6(4), 3–34. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-4-1>
- Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С. (2021а) Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 2: Простые вещества, сульфиды, арсениды, теллуриды. *Минералогия*, 7(1), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-1-1>
- Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С. (2021б) Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 3: Сульфосоли. *Минералогия*, 7(2), 5–49. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-2-1>
- Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С. (2021в) Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 4: Кислородные соединения. *Минералогия*, 7(3), 5–31. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-3-1>
- Кононов О.В., Виноградова Р.А., Бородаев Ю.С., Агеева Е.С., Дейнеко И.П., Бочек Л.И. (1990) Высокомарганцовистый бертьерит Тырныаузского месторождения (Северный Кавказ). *Записки ВМО*, 119(2), 82–87.
- Мурзин В.В., Бушмакин А.Ф., Сустанов С.Г., Щербачев Д.К. (1996) Клерит $MnSb_2S_4$ – новый минерал из Воронцовского золоторудного месторождения (Урал). *Записки ВМО*, 125(3), 95–101.
- Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. (1988) Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., Недра, 504 с.
- Holland T.J.B., Redfern S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61, 65–77. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.404.07>
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2022) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). *Mineralogy*, 8(1), 5–93. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-1-1>
- Kasatkin A.V., Plášil J., Sandalov F.D., Nestola F., Škoda R., Gurchiy V.V., Agakhanov A.A., Stepanov S.Y. (2025) Brusnitsynite, $Mn_3CuPbAs_3Sb_2S_{12}$, a first As-dominant member of the lillianite-andorite homologous series from the Vorontsovskoe Au deposit, Northern Urals, Russia. *Записки РМО*, 154(6), 40–59. <https://doi.org/10.7868/S2658435225060033>
- Keutsch F., Topa D., Makovicky E. (2018) Hyršlite, $Pb_8As_{10}Sb_6S_{32}$, a new $N = 3;3$ member of the sartorite homologous series from the Uchucchacua polymetallic deposit, Peru. *European Journal of Mineralogy*, 30, 1155–1162. <https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030-2797>
- Makovicky E., Topa D. (2015) Crystal chemical formula for sartorite homologues. *Mineralogical Magazine*, 79, 25–31. <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.1.03>
- Orlandi P., Biagioni C., Bonaccorsi E., Moëlo Y., Paar W. (2017) Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). XXI. Bernarlottiite, $Pb_{12}(As_{10}Sb_6)_{\Sigma 16}S_{36}$, a new $N=3.5$ member of the sartorite homologous series from the Ceragiola marble quarry: occurrence and crystal structure. *European Journal of Mineralogy*, 29, 713–726. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2625>
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaeva A.V., Dubinina E.O., Prokofiev V.Yu., Murzin V.V. (2019) Vorontsovka Carlin-style gold deposit in the North Urals: Mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model. *Chemical Geology*, 508, 144–166. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.020>
- Warr L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

REFERENCES

- Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M., Agroskin A.S., Papayan G.V., Vinogradova R.A., Lebedeva S.I., Zavyalov E.N., Filimonova A.A., Petrov V.K., Rautian L.P., Sveschnikova O.L. (1988) Handbook of ore minerals in reflected light. Moscow, Nedra, 504 p. (in Russian)
- Holland T.J.B., Redfern S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61, 65–77. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.404.07>
- Kasatkin A.V., Plášil J., Sandalov F.D., Nestola F., Škoda R., Gurzhiy V.V., Agakhanov A.A., Stepanov S.Y. (2025) Brusnitsynite, $\text{Mn}_3\text{CuPbAs}_3\text{Sb}_2\text{S}_{12}$, a first As-dominant member of the lillianite-andorite homologous series from the Vorontsovskoe Au deposit, Northern Urals, Russia. *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 154(6), 40–59. <https://doi.org/10.7868/S2658435225060033>
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2020) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 1: History of study, mineral assemblages, list of minerals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 6(4), 3–34. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-4-1> (in Russian)
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2021a) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 2: Native elements, sulfides, arsenides, tellurides. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 7(1), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-1-1> (in Russian)
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2021b) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 3: Sulfosalts. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 7(2), 5–49. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-2-1> (in Russian)
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2021в) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 4: Oxyalts. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 7(3), 5–31. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-3-1> (in Russian)
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. (2022) Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 8(1), 5–93. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-1-1>
- Keutsch F., Topa D., Makovicky E. (2018) Hyršlite, $\text{Pb}_8\text{As}_{10}\text{Sb}_6\text{S}_{32}$, a new $N = 3;3$ member of the sartorite homologous series from the Uchucchacua polymetallic deposit, Peru. *European Journal of Mineralogy*, 30, 1155–1162. <https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030-2797>
- Kononov O.V., Vinogradova R.A., Borodaev Yu.S., Ageeva E.S., Deyneko I.P., Bochek L.I. (1990) High-Mn berthierite from the Tyrnauz deposit (Northern Caucasus). *Zapiski VMO (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 119(2), 82–87. (in Russian)
- Makovicky E., Topa D. (2015) Crystal chemical formula for sartorite homologues. *Mineralogical Magazine*, 79, 25–31. <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.1.03>
- Murzin V.V., Bushmakin A.F., Sustavov S.G., Shcherbachov D.K. (1996) Clerite MnSb_2S_4 – a new mineral from the Vorontsovskoe gold deposit in the Urals. *Zapiski VMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 125(3), 95–101. (in Russian)
- Orlandi P., Biagioni C., Bonaccorsi E., Moëlo Y., Paar W. (2017) Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). XXI. Bernarlottiite, $\text{Pb}_{12}(\text{As}_{10}\text{Sb}_6)_{\Sigma 16}\text{S}_{36}$, a new $N=3.5$ member of the sartorite homologous series from the Ceragiola marble quarry: occurrence and crystal structure. *European Journal of Mineralogy*, 29, 713–726. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2625>
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Murzin V.V., Vikent'eva O.V., Pavlov L.G. (2016) Vorontsovskoe gold deposit. Geology, modes of occurrence of gold, genesis. Yekaterinburg, Fort Dialog–Iset, 204 p. (in Russian)
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaeva A.V., Dubinina E.O., Prokofiev V.Yu., Murzin V.V. (2019) Vorontsovka Carlin–style gold deposit in the North Urals: Mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model. *Chemical Geology*, 508, 144–166. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.020>
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/0020-7179.2021.43>

Информация об авторах

Касаткин Анатолий Витальевич – ведущий специалист, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия; anatoly.kasatkin@gmail.com

Цыганко Михаил Владимирович – директор, Минералогический музей «Штуфной кабинет», г. Североуральск, Свердловская обл., Россия; zigankom@mail.ru

Шкода Радек – доктор наук, ассоциированный профессор, Университет Масарика, г. Брно, Чехия; rskoda@sci.muni.cz

Плашил Якуб – доктор наук, старший научный сотрудник, Институт физики Чешской Академии наук, г. Прага, Чехия; plasil@fzu.cz

Мильшина Мария Дмитриевна – фотограф минералов, коллекционер, г. Москва, Россия, narrata@mail.ru.

Information about the authors

Anatoly V. Kasatkin – Leading Researcher, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; anatoly.kasatkin@gmail.com.

Mikhail V. Tsyganko – Director, Mineralogical Museum “Shtufnoi Kabinet”, Severouralsk, Sverdlovsk region, Russia; zigankom@mail.ru

Radek Škoda – Doctor Sci., Associate Professor, Masaryk University, Brno, Czech Republic; rskoda@sci.muni.cz

Jakub Plášil – Doctor Sci., Senior Researcher, Institute of Physics, Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic; plasil@fzu.cz

Maria D. Milshina – mineral photographer, collector, Moscow, Russia, narrata@mail.ru.



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-3>
УДК 553.07

Магнетитовые песчаники Агарцинского Fe-Ti месторождения (Армения): минералого-геохимические особенности

К.А. Новоселов, Е.В. Белогуб, К.А. Филиппова, М.А. Рассомахин, С.А. Садыков

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; const31@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 20.06.2026 г., после доработки 29.06.2026 г., принята к печати 28.07.2026 г

Аннотация. Агарцинское месторождение железистых песчаников (Армения) локализовано в среднеэоценовых осадочных породах. Продуктивный горизонт сложен чередующимися слоями вулканомиктовых песчаников и гравелитов с магнетитовыми пропластками и пластами массивного сложения. Установлено пять пластов железистых песчаников общей протяженностью 5.5 км при средней мощности 2.5 м. Для железистых песчаников характерна косая слоистость. Химический состав пород демонстрирует повышенные относительно кларка содержания Fe, Ti, V, Zn, As и Ge; истощение наблюдается в отношении Rb, Cs и Ba. Содержание РЗЭ близко к стандарту PAAS (Post-Archean Australian Shale). Отношение Yb_{sn}/La_{sn} в железистых песчаниках составляет 2.2–3.1, Gd_{sn}/La_{sn} – 3.8–4.4. Изотопное отношение $\delta^{13}C$ для железистого карбоната варьирует в диапазоне от –4.84 до –13.45‰ VPDB. Железистые песчаники являются продуктами литификации пляжных отложений. Рудообразующий титаносодержащий магнетит имеет детритовую природу. Его источником, вероятно, являлись вулканические породы основного состава среднего эоцена. Аутигенный железистый карбонат формировался при абиотических реакциях окисления органического вещества, а также ассимиляции карбонат-иона из первичного растворенного карбоната.

Ключевые слова. Малый Кавказ, Армения, Агарцинское месторождение, железистый песчаник, эоцен

Финансирование. Лабораторные исследования выполнены в рамках государственной бюджетной темы Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН № 122 0316 00292-6.

Благодарности. Авторы благодарны М.Н. Маляренко, Т.В. Семенову и Л.Г. Удачиной за химический анализ проб и А.И. Брусницыну за скрупулезное рецензирование рукописи и ценные замечания. Архивные материалы доступны на сайте геологического фонда Республики Армения <https://www.geofund.am/en/>, за предоставление открытого доступа к которым авторы выражают особую признательность.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. К.А. Новоселов – полевые работы, разработка концепции, исследование, написание рукописи; Е.В. Белогуб – исследование, редактирование рукописи; К.А. Филиппова, М.А. Рассомахин, С.А. Садыков – аналитические работы, интерпретация результатов. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Филиппова К.А., Рассомахин М.А., Садыков С.А. Магнетитовые песчаники Агарцинского Fe-Ti месторождения (Армения): минералого-геохимические особенности. *Минералогия*, 2026, 12(3), 45–65. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-3>

Magnetite sandstones of the Haghartsin Fe-Ti deposit (Armenia): mineralogical and geochemical features

K.A. Novoselov, E.V. Belogub, K.A. Filippova, M.A. Rassomakhin, S.A. Sadykov

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass,
 Chelyabinsk district, 456317 Russia; const31@yandex.ru

Received 20.06.2026, revised 29.06.2026, accepted 28.07.2026

Abstract. The Haghartsin deposit of ferruginous sandstones (Armenia) is hosted by Middle Eocene sedimentary rocks. A productive horizon is composed of alternating beds of volcanic sandstones and gravelites with magnetite interbeds and massive strata. Five ferruginous sandstone beds with cross-bedding extend for 5.5 km with an average thickness of 2.5 m. The chemical composition of rocks have elevated Fe, Ti, V, Zn, As, and Ge contents relatively to the clarke value and are depleted Rb, Cs, and Ba. Rare earth element contents are close to PAAS standard. The Yb_{sn}/La_{sn} and Gd_{sn}/La_{sn} ratios of ferruginous sandstones are 2.2–3.1 and 3.8–4.4, respectively. The $\delta^{13}C$ isotope ratio for ferrous carbonate varies from –4.84 to –13.45‰ VPDB. The ferruginous sandstones are products of lithification of beach sediments. The ore-forming detrital Ti-bearing magnetite was likely sourced from the Middle Eocene mafic volcanic rocks. Authigenic ferrous carbonate formed through abiotic oxidation reactions of organic matter, as well as the assimilation of carbonate ions from primary dissolved carbonate.

Keywords. Lesser Caucasus, Armenia, Haghartsin, ferruginous sandstone, Eocene.

Funding. Laboratory studies were supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS no. 122031600292-6.

Acknowledgements. We are grateful to M.N. Malyarenok, T.V. Semenova and L.G. Udachina for chemical analyses of samples and A.I. Brusnitsyn for meticulous review of the manuscript and valuable comments. The archival materials are available on the website of the Geological Fund of the Republic of Armenia (<https://www.geo-fund.am/ru/>), to which they would like to express their special gratitude for providing open access.

Conflict of interests. The authors declare that there are no conflicts of interest related to this manuscript.

Author contributions. K. Novoselov – fieldwork, concept development, research, manuscript writing; E. Belogub – analysis, manuscript editing; K. Filippova, M. Rassomakhin, and S. Sadykov – analysis, interpretation of results. All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Novoselov K.A., Belogub E.V., Filippova K.A., Rassomakhin M.A., Sadykov S.A. Magnetite sandstones of the Haghartsin Fe-Ti deposit (Armenia): mineralogical and geochemical features. *Mineralogy*, 2026, 12(3), 45–65. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-3>

ВВЕДЕНИЕ

Группа осадочных железистых формаций включает в себя железистые кварциты, оолитовые железняки, обогащенные сульфидами железа глинистые сланцы, сидериты, обогащенные железом латериты, болотные железные руды, Mn-Fe океанические корки (Pettijohn, 1975; Dimroth, 1977; Холодов и др., 2012; Ramanaldou, Wells, 2014). Также в эту группу входят железистые песчаники, возраст которых охватывает период от докембрия до современной эпохи. Железистые песчаники, в том числе магнетитовые, рассмотренные в данной статье, зачастую играют роль маркирующих горизонтов и несут важную информацию о питающей провинции бассейна осадконакопления (Shcheka et al., 1982;

Габлина, Василовская, 1988; Basu, Molinaroli, 1989; Grigsby, 1990; Юргенсон, Абрамов, 2000; Novoselov et al., 2023; Hulijeli et al., 2024). Горизонты железистых песков и песчаников имеют значительные масштабы и при благоприятной конъюнктуре могут быть рентабельными для отработки. Например, экономическое значение имеют современные россыпи титаномагнетита, которые отрабатываются в Японии и Новой Зеландии. Рассматривалась возможность разработки таких песчаников на Камчатке и Курилах (Скурский и др., 2021).

Месторождения железа Армении представлены разными генетическими типами, включая магматический (Сваранц, Капутан, Камакар), скарновый (Раздан, Агавнадзор и др.), гидротермальный (Мисхан, Чайкенд, Айриджур и др.), метаморф-

ческий (Меградзорская гр.) и осадочный (Агарцин, Азизбек, Урц и др.) (Магакьян, 1947; Хачатурян, 1953; Гулян, 1962ф; Гулян и др., 1974ф; Moritz et al., 2016).

Агарцинское месторождение находится в Дилижанском национальном парке в Тавушском марзе Республики Армения (WGS84: 40.78974° с.ш. 44.91693° в.д.). Оно разрабатывалось еще в глубокой древности, о чем свидетельствуют остатки древних разработок: наземные наклонные ямы, воронки, а также находки шлаков древней плавки, железных инструментов и развалин древней крепости (Гогинян, 1963ф). Точное время разработки неизвестно, по мнению И.Г. Магакьяна добыча относится к эпохе царства Урарту (VIII–VII вв. до н. э.). После длительного перерыва работы возобновились в XI в. в связи с постройкой монастыря Агарцин. Первые краткие сведения о месторождении имеются в статье геолога Г.М. Смирнова (1911). Основной объем ревизионных и геолого-поисковых работ на участке проводился АрмГУ в середине XX в. (Хачатурян, 1953; Пилюян, Карапетян, 1954ф; Пилюян и др., 1955ф; Мкртчян, Туманян, 1963ф). Изложенные ниже данные о геологическом строении участка были заимствованы из этих отчетов. Вместе с тем, информация о вещественном составе руд ограничена. Данная работа отчасти восполняет этот пробел.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАВКАЗА

Малый Кавказ является частью Кавказского орогенного пояса и был сформирован в мезозое в результате последовательной конвергенции и коллизии Евразии и террейнов, отколовшихся от Гондваны и Аравии (Danelian et al., 2011; Moritz et al., 2016). Он состоит из трех литотектонических зон (рис. 1): 1) Сомхето-Карабахской островодужной системы, сформированной при субдукции Тетиса под Евразийскую окраину; 2) Севан-Акерской сутуры, которая разделяет Сомхето-Карабахскую зону и Южно-Армянский блок и является реликтом двух одновременных параллельных субдукционных зон; и 3) Южно-Армянского блока, являющегося осколком Гондваны. Последний состоит из протерозойского метаморфического основания и неполной последовательности осадочных и вулканогенных пород D-J, которые прорваны гранодиоритами и лейкогранитами и несогласно перекрыты позднемеловыми осадками, альб-раннетуронскими вулканитами и палеоценовыми осадками. При аккретировании Южно-Армянского блока в позднем

мелу (73–71 млн лет) произошло закрытие Тетиса в кавказском сегменте, а в среднем-позднем эоцене регион претерпел масштабный вулканизм. Агарцинское месторождение связано с развитием региона в кайнозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА АГАРЦИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район месторождения расположен в южных отрогах Иджеванского хребта. В его геологическом строении принимают участие вулканогенные породы средней-верхней юры, карбонатные и терригенные отложения верхней юры и мела, вулканогенные толщи среднего и верхнего эоцена (Pg_2) и угленосная терригенная свита верхнего майкопа (дилижанская свита верхнего олигоцена-нижнего миоцена, Pg_3-N_1) (рис. 2).

Вулканогенные породы J_{2-3} представлены разнообразными вулканитами средне-основного состава, туфобрекчиями, туфами и отдельными линзами песчаников и известковистых песчаников; верхнеюрские отложения – слоистыми известняками и розовато-серыми доломитизированными известняками.

Нижнемеловые отложения (K_1) обнажаются на северном и южном склонах Иджеванского хребта и представлены глауконитовыми и известковистыми песчаниками, которые залегают на верхнеюрских карбонатных породах. Среди верхнемеловых отложений выделяются маломощная свита туфоконгломератов и туфопесчаников с прослоями песчаных известняков (K_{2f-s}). Выше по разрезу следует свита однообразных плитчатых фарфоровидных известняков и мергелей (K_{2s}).

В районе наиболее распространены средне-эоценовые вулканогенно-осадочные образования (рис. 3). Они с большим перерывом и структурным несогласием залегают на нижележащих толщах. В разрезе снизу вверх выделяются туфопесчаники, известковистые глауконитовые песчаники, туфобрекчии, туффиты, местами с базальными конгломератами и гравелитистыми нуммулитовыми известняками в основании; вулканиты основного состава с подчиненными прослоями туфов, железистых песчаников; туфы кислого состава, выше сменяющихся риолитами и туфобрекчиями. Верхнеэоценовые отложения включают в себя (снизу вверх) туфопесчаники различного состава; туфобрекчии среднего состава пироксеновые, плагиоклазовые вулканиты основного состава.

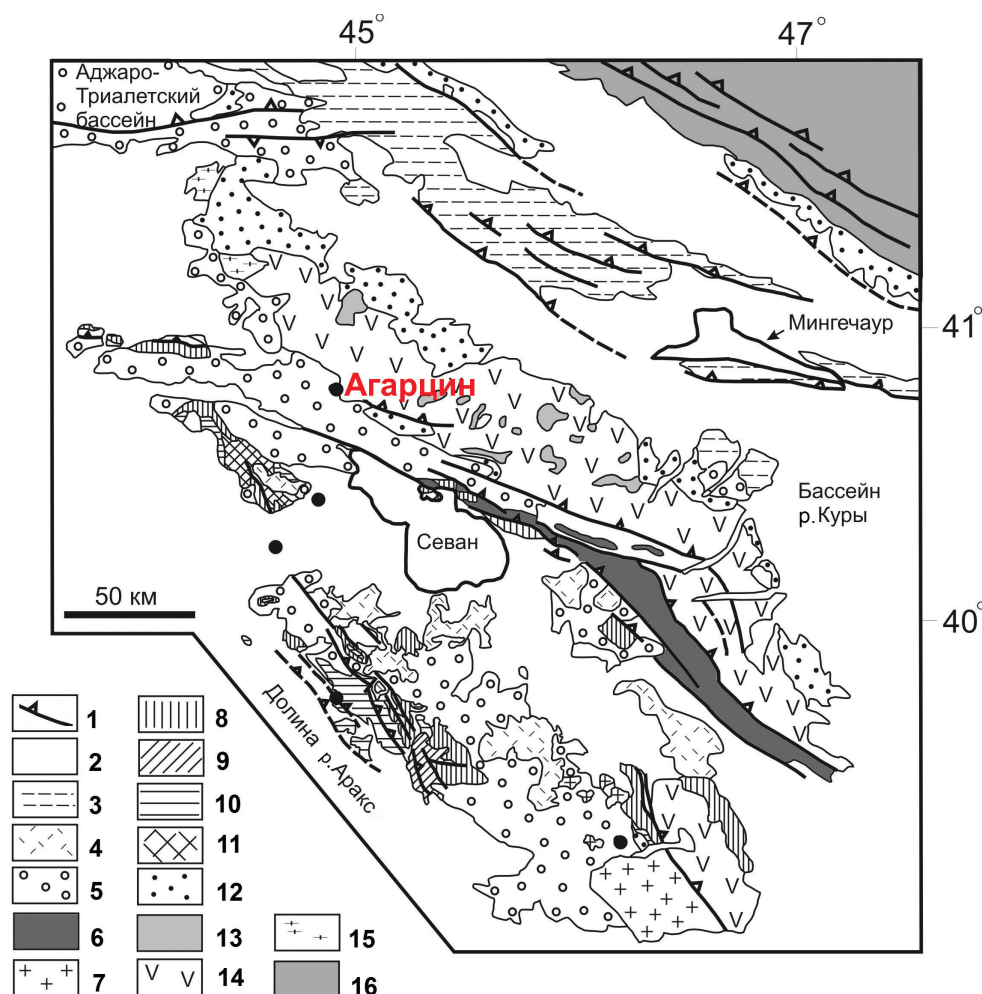


Рис. 1. Геологическое строение Малого Кавказа (Sosson et al., 2010) с положением некоторых месторождений железа (черные точки).

1 – тектонические нарушения; 2 – плиоценовые и четвертичные породы; 3 – миоценовая моласса; 4 – миоценовые вулканиды; 5 – моласса и вулканиды палеоцена и олигоцена; 6 – офиолитовые серии (J₂-K₁) Севан-Акерской сутурной зоны; Южно-Армянский блок: 7 – меловые и кайнозойские интрузии; 8 – сеноман-маастрихтские осадочные породы; 9 – осадочные и вулканические породы Т-Ј₂; 10 – платформенные формации D-P; 11 – породы протерозойского метаморфического основания; Евразийская окраина: 12 – альб-маастрихтские осадочные породы; 13 – интрузии J-K₁; 14 – вулканогенные серии байоса-верхней юры (Сомхето-Карабахская островная дуга); 15 – варисийское основание и карбоновые осадочные формации; 16 – юрские осадки Большого Кавказа.

Fig. 1. Geological structure of Lesser Caucasus (Sosson et al., 2010) with position of some iron deposits (black points).

1 – faults; 2 – Pliocene and Quaternary rocks; 3 – Miocene molasse; 4 – Miocene volcanic rocks; 5 – Paleocene and Oligocene molasse and volcanic rocks; 6 – Middle Jurassic-Lower Cretaceous ophiolites of the Sevan-Aker suture zone; South Armenian block: 7 – Cretaceous and Cenozoic intrusions; 8 – Cenomanian-Maastrichtian sedimentary rocks; 9 – Triassic-Middle Jurassic sedimentary and volcanic rocks; 10 – Devonian-Permian platform formations; 11 – rocks of the Proterozoic metamorphic basement; Eurasian margin: 12 – Albion-Maastrichtian sedimentary rocks; 13 – Jurassic-Lower Carboniferous intrusions; 14 – Bajocian-Upper Jurassic volcanic series (Somkheta-Karabakh island arc); 15 – Variscan basement and Carboniferous sedimentary formations; 16 – Jurassic sediments of Greater Caucasus.

На площади развиты интрузии сиенитов верхнеэоцен-нижеолигоценового возраста и небольшие тела габброидов.

Продуктивный железистый горизонт сложен чередующимися слоями зеленовато-серых туфопесчаников, гравелитов, туфоконгломератов,

туфопесчаников с неравномерно развитыми пропластками, обогащенными магнетитом и рудными пластами массивного сложения (рис. 3Б) (Мкртчян, Туманян, 1963ф). Мощность горизонта оценивается в 120–130 м. Здесь установлено пять пластов железистых песчаников общей протяженностью

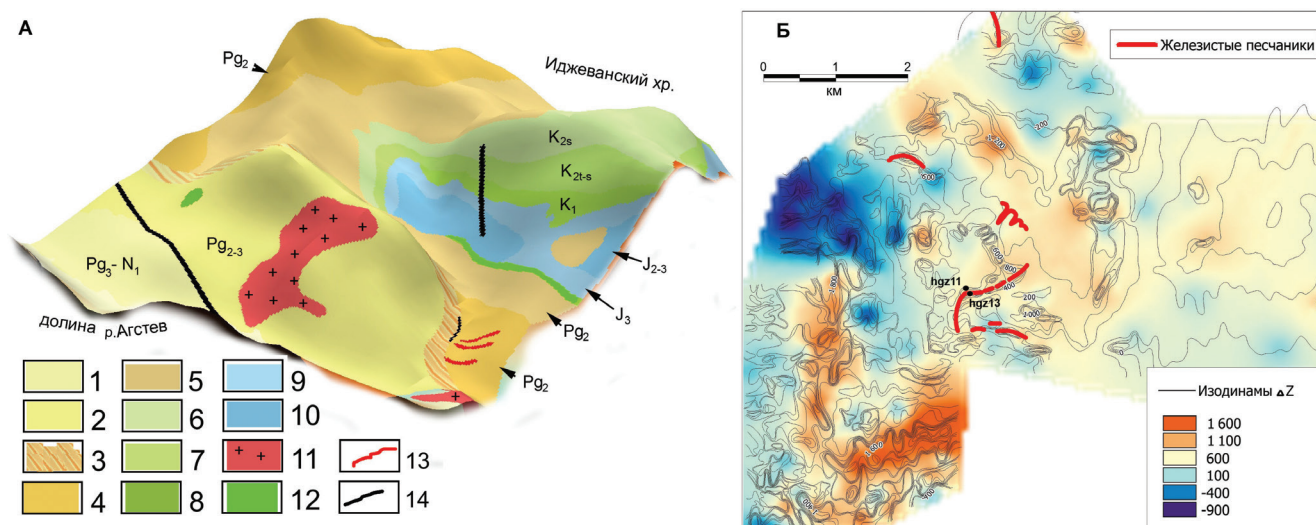


Рис. 2. Геологическая карта района на 3D поверхности рельефа (А) (Мкртчян, Туманян, 1963ф) и карта изодинам ΔZ (Б) (Сепоян, 1956ф) с точками отбора проб hgzt11 и hgzt13.

1 – глинистые сланцы и аргиллиты дилижанской свиты (Pg_3-N_1); 2 – туфобрекчии (Pg_{2-3}); 3 – туфоконгломераты, линзы известняков (Pg_{2-3}); 4 – авгитовые андезиты, туфопесчаники, линзы известняков (Pg_2); 5 – туфоконгломераты, туфопесчаники, известняки (Pg_2); 6 – мергелистые известняки (K_{2s}); 7 – туфогенные песчаники, туфоконгломераты, песчаные известняки (K_{2t-s}); 8 – известняки, глауконитовые песчаники (K_1); 9 – доломиты и известняки иджеванской свиты (J_3); 10 – порфириды, туфобрекчии, туфопесчаники (J_{2-3}); 11 – щелочные сиениты, сиенит-порфиры (верхний эоцен – средний олигоцен); 12 – габброиды; 13 – железистые песчаники; 14 – разломы.

Fig. 2. Geological map of the region on 3D relief surface (A) (Mkrtychyan, Tumanyan, 1963) and ΔZ isodyne map (B) (Sepoyan, 1956) with sampling points hgzt11 and hgzt13.

1 – shale and claystone of the Upper Eocene-Lower Neogene Dilijan Formation; 2 – Upper Eocene tuff breccia; 3 – Middle Eocene tuff conglomerate, limestone lenses; 4 – augite andesite, tuff sandstone, limestone lenses; 5 – tuff conglomerate, tuff sandstone, limestone; 6 – Upper Carboniferous marly limestone; 7 – Upper Carboniferous tuffaceous sandstone, tuffaceous conglomerate, sandy limestone; 8 – Lower Carboniferous limestone and glauconite sandstone; 9 – dolomite and limestone of the Upper Jurassic Ijevan Formation; 10 – Middle to Upper Jurassic porphyrite, tuff breccia and tuff sandstone; 11 – Upper Eocene–Middle Oligocene alkaline syenite and syenite porphyry; 12 – gabbroids; 13 – ferruginous sandstones; 14 – faults.

5.5 км при средней мощности 2.5 м (Мкртчян, Туманян, 1963ф). Наиболее характерной чертой рудного горизонта является косая слоистость. Железистые песчаники хорошо распознаются по магнитной восприимчивости (Сепоян, 1956ф; Арутюнян, 1960). Интенсивность магнитного поля на участках развития этих пород превышает 1000 гамм (рис. 2б). Аномальная зона вытянута вдоль р. Агарцин с ЮВ на СЗ и представлена рядом небольших по площади отдельных аномалий. Ориентировочные запасы Агарцинского рудного поля составляют 14 млн т руды со средним содержанием Fe_2O_3 33–35 % (Пилоян, 1955ф). Химический состав железистых песчаников отличается повышенными содержаниями TiO_2 , V_2O_5 и P_2O_5 (Гулян, 1962ф). Средние содержания TiO_2 составляют 3%, V_2O_5 – 0.1% (Мкртчян, Туманян, 1963ф; Гулян, 1962ф).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами изучены железистые песчаники второго рудного тела (обр. hgzt13-1, 13-2, 13-3) и для сопоставления – подстилающие глауконитовые песчаники (обр. hgzt11, hgzt13). Штучные образцы отобраны возле автодороги, соединяющей с. Техут и монастырь Агарцин из обнажений, вскрывающих железистые песчаники и боковые породы.

Все исследования проведены в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс, Россия). Образцы изучались методами оптической (проходящий и отраженный плоскополяризованный свет) и электронной (VEGA3 TESCAN SBU с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act) микроскопии. Анализ состава минералов проводился в режиме ускоряющего напряжения 20 кВ, время набора спектра составляло 120 с, использовались сертифици-

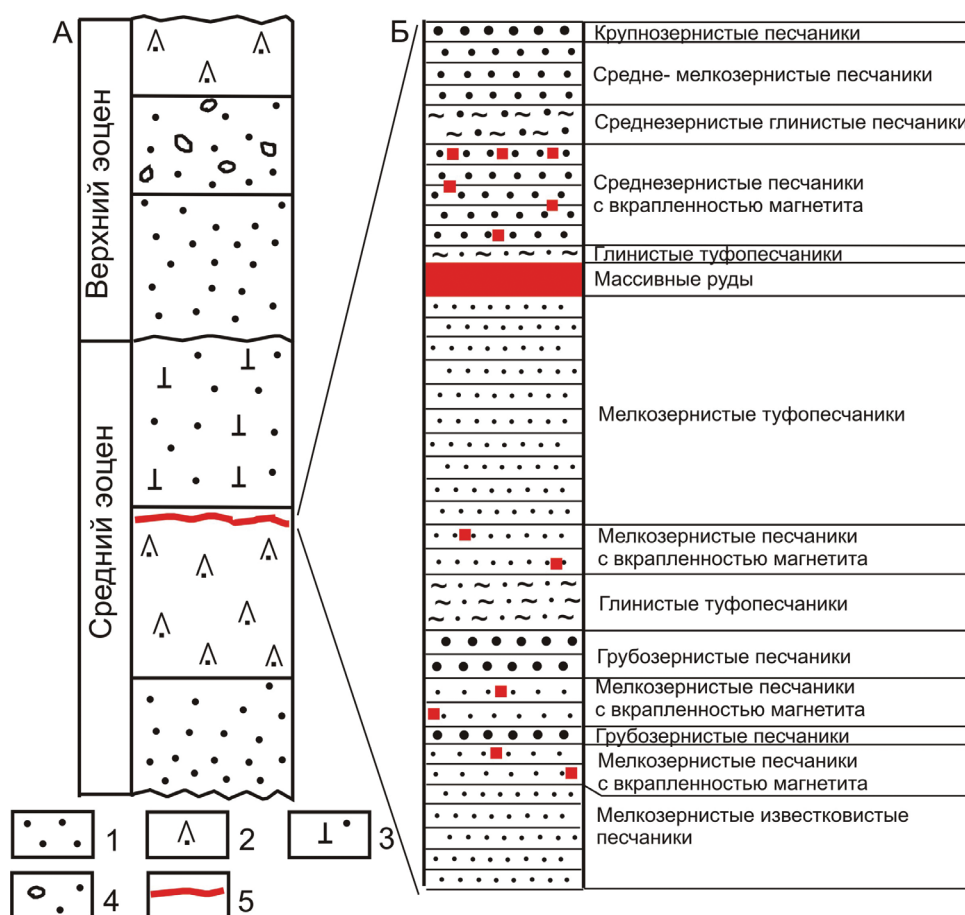


Рис. 3. Литологические колонки для (А) эоценовых отложений и (Б) продуктивного горизонта Агарцинского месторождения (вне масштаба).

1 – вулканомиктовые, известковистые, глауконитовые песчаники; 2 – порфириды основного состава с подчиненными прослоями туфов; 3 – туфы кислого состава; 4 – туфобрекчии; 5 – продуктивный горизонт железистых песчаников.

Fig. 3. Lithological columns for (A) Eocene deposits and (B) ferruginous horizon of the Hagartsin deposit (out of scale).

1 – volcanomictic, calcareous and glauconite sandstone; 2 – mafic porphyrite with subordinate tuff interbeds; 3 – felsic tuff; 4 – tuff breccia; 5 – productive horizon of ferruginous sandstones.

цированные стандарты № 1362 (Microsoft Consultants Ltd), MINM25-53 (Astimex Scientific Limited, серийный номер 01-044). Приближенно-количественный минеральный состав проб определен с помощью рентгенофазового анализа на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000 (CuK- α излучение с монохроматором, аналитик П.В. Хворов). Количественные соотношения минералов рассчитаны методом Ритвельда, программный пакет Siroquant V.4.

Содержание породообразующих оксидов определено силикатным анализом (аналитики Т.В. Семенова, М.Н. Маляренко); содержания примесных элементов определены с использованием ICP-MS анализа с кислотным вскрытием (масс-спектрометр Agilent 7700× с программным обеспечением MassHunter, стандарты СГД-2а).

Изотопный анализ углерода проводился методом измерения изотопных соотношений в непрерывном потоке газа (Brenna et al., 1997) на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage (Thermo Finnigan), сопряженном с элементным анализатором EA Flash1112 интерфейсом ConFlo IIIc использованием стандартов NBS-18, NBS-19 и IAEA-C-3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрография и минералогия пород

Железистые песчаники характеризуются слоистой текстурой, часто наблюдается косая слоистость (рис. 4). В обнажениях и глыбах видны зеркала скольжения. Преобладающие минералы

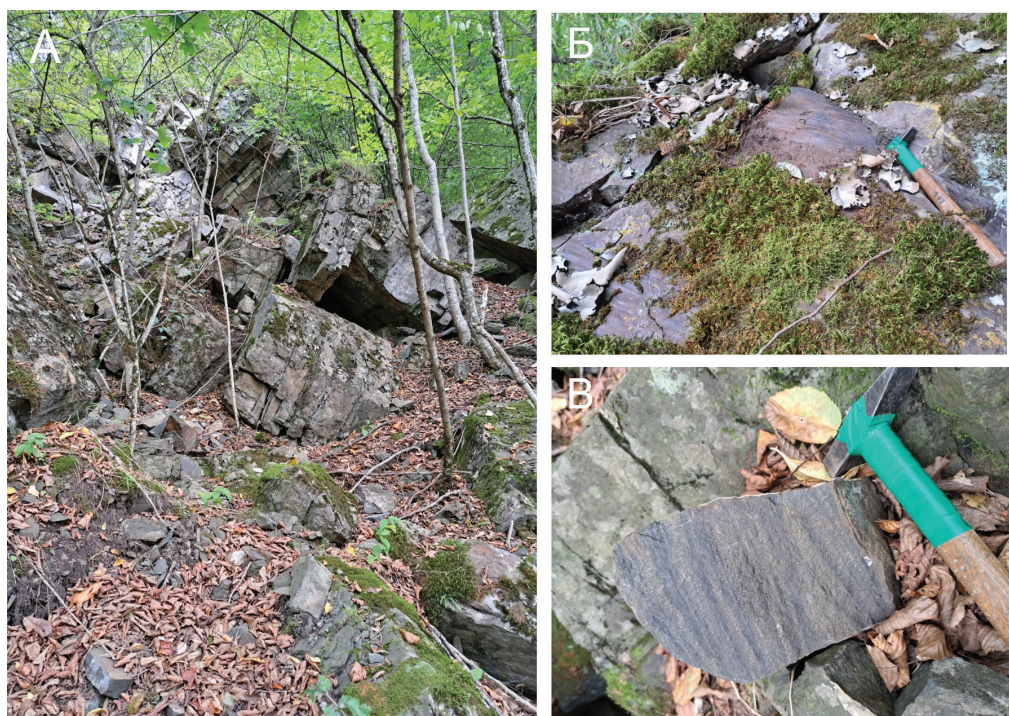


Рис. 4. Железистые песчаники: А – коренной выход (вероятно, старая выработка); Б – зеркало скольжения; В – косослоистая текстура, подчеркнутая оксидами железа.

Fig. 4. Ferruginous sandstones: А – outcrop (probably an old mine); Б – slicken surface; В – cross-bedded texture emphasized by Fe oxides.

железа и титана представлены Ti-содержащим магнетитом, гематитом, доломитом/анкеритом, количественные соотношения между которыми варьируют (табл. 1). Анатаз, гётит и шамозит имеют подчиненное значение. Среди жильных минералов преобладает кварц, в небольших количествах присутствуют плагиоклазы (альбит и основной плагиоклаз), каолинит, апатит.

Магнетит обычно представлен хорошо окатанными и отсортированными обломками размером до 0.5 мм (рис. 5). Обломки, как правило, сильно корродированы, частично окислены и замещены мартитом и гидроксидами Fe и Ti (рис. 5). Гётит образует каймы, состоящие из игольчатых кристаллов, развитые как вокруг песчинок Ti-содержащего магнетита, так и вокруг других минералов. Ламели ильменита в магнетите сохраняются в единичных случаях. В составе минерала всегда присутствует Ti, соотношение Fe/Ti составляет в среднем примерно 6/1 (электронное приложение (ЭП) 1). Кроме того, фиксируются примеси Al, Mg, Mn и Si. В одном случае BSE контраст позволил выявить в основной массе магнетита $\text{Fe}_{2.75}\text{Ti}_{0.48}\text{Si}_{0.13}\text{Ca}_{0.01}\text{O}_4$ реликтовые участки другого химического состава $\text{Fe}_{2.68}\text{Ti}_{0.50}\text{Si}_{0.12}\text{Al}_{0.03}\text{O}_4$ (рис. 5Г).

Оксид Ti представлен анатазом, который тесно ассоциирует с магнетитом, образуя сростки и включения в нем (рис. 5В). Анатаз эвгедральный или субгедральный, размер зерен достигает 0.3 мм. В химическом составе присутствует незначительная примесь FeO (ЭП 1).

Включения апатита в магнетите эвгедральные, имеют размер до 0.1 мм. Отношение F/Cl составляет примерно 2:1 (ЭП 1).

Цемент песчаников базальный, преимущественно кварцевый. Плагиоклаз в породах практически отсутствует. Карбонат в цементирующей массе представлен минералом ряда анкерит-доломит (рис. 5, ЭП 1). Состав карбоната укладывается в диапазон $\text{Ca}_{0.48-0.58}\text{Mg}_{0.33-0.44}\text{Fe}_{0.08-0.15}\text{Mn}_{0.02-0.03}\text{Co}_{0.95-1.06}\text{O}_3$. В существенных количествах в цементе песчаников может присутствовать шамозит.

Подстилающие глауконитовые песчаники обычно имеют массивную текстуру, псаммитовую или мелкопсефитовую структуру (рис. 6). Цвет пород зеленовато-серый. В валовом минеральном составе пород преобладают аллотигенные плагиоклазы (альбит и основной плагиоклаз) и кварц (табл. 1). Окатанность обломков хорошая (2–3 по шкале Рухина), сортировка хорошая. По составу обломочно-

Таблица 1. Минеральный состав образцов по данным рентгенофазового анализа (прибл. мас. %)

Table 1. Mineral composition of samples according to X-ray phase analysis (approx. wt. %)

Образец	Кварц	Плагиоклаз ¹	Кальцит	Слюда ²	Хлорит			
Глауконитовые песчаники								
hgз11	14	65	4	13	4			
hgз13	8	70	2	10	9			
Железистые песчаники ³								
Образец	Кварц	Магнетит	Гематит	Анкерит	Анализ	Каолинит	Хлорит	Альбит
hgз13-1	15	52	17	5	3	1	6	1
hgз13-2	26	21	9	23	1	3	14	3
hgз13-3	17	23	23	18	2	4	следы	

Примечание. ¹ – суммарно кислый и основной плагиоклаз; ² – суммарно «глауконит-иллит» и мусковит (детритовый?) (возможно, в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат); ³ – во всех пробах есть примесь гетита, возможно, рентгеноаморфная фаза.

Note. ¹ – total calcic and sodic plagioclase; ² – total “glauconite-illite” and muscovite (detrital?) (possibly, with a low amount of K-feldspar); ³ – all samples contain goethite, possibly, an X-ray amorphous phase.

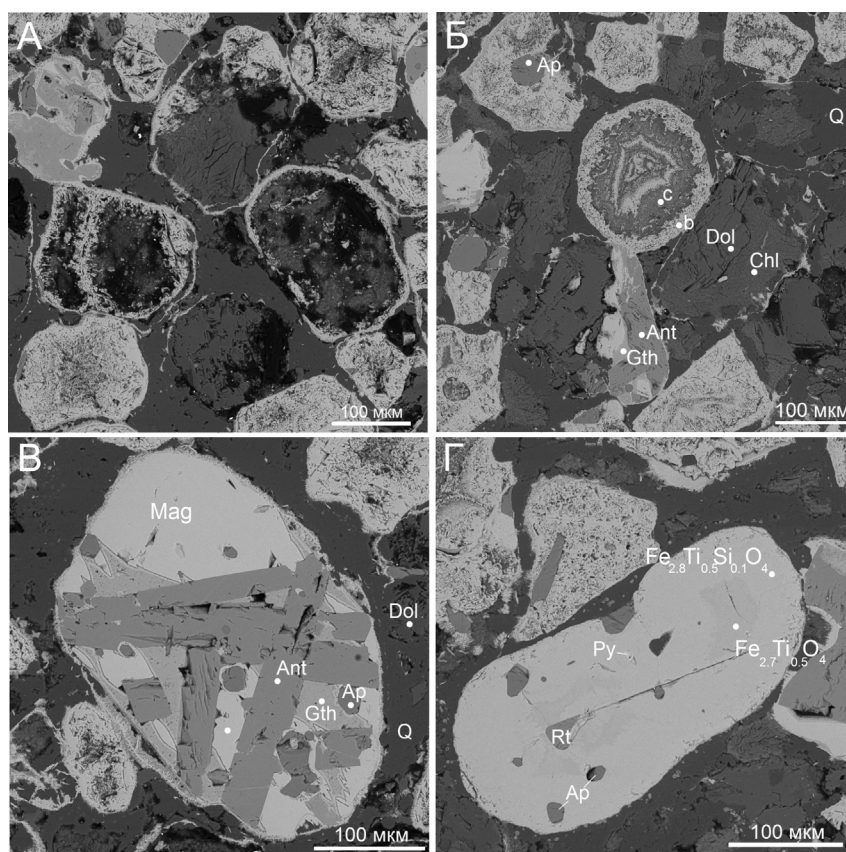


Рис. 5. Железистые песчаники: А – обломочная текстура песчаников с сильно выщелоченными зернами магнетита; Б – частица сильно измененного магнетита (b), почти полностью замещенная лейкоксеном (c); В – частица магнетита в сростании с анатазом и включением апатита; Г – обломок относительно слабоизмененного магнетита с включениями оксида Ti, апатита и сульфида Fe. СЭМ фото.

Mag – магнетит; Dol – анкерит/доломит; Gth – гетит; Q – кварц; Ant – анатаз; Chl – хлорит; Rt – оксид Ti, Py – сульфид Fe.

Fig. 5. Ferruginous sandstones: A – clastic texture of sandstone with strongly leached magnetite grains; Б – particle of highly altered magnetite (b) almost completely replaced by leucoxene (c); В – magnetite particle intergrown with anatase and apatite inclusion; Г – fragment of relatively weakly altered magnetite with inclusions of Ti oxide, apatite, and Fe sulfide. SEM images.

Mag – magnetite; Dol – ankerite/dolomite; Gth – goethite; Q – quartz; Ant – anatase; Chl – chlorite; Rt – Ti oxide; Py – Fe sulfide

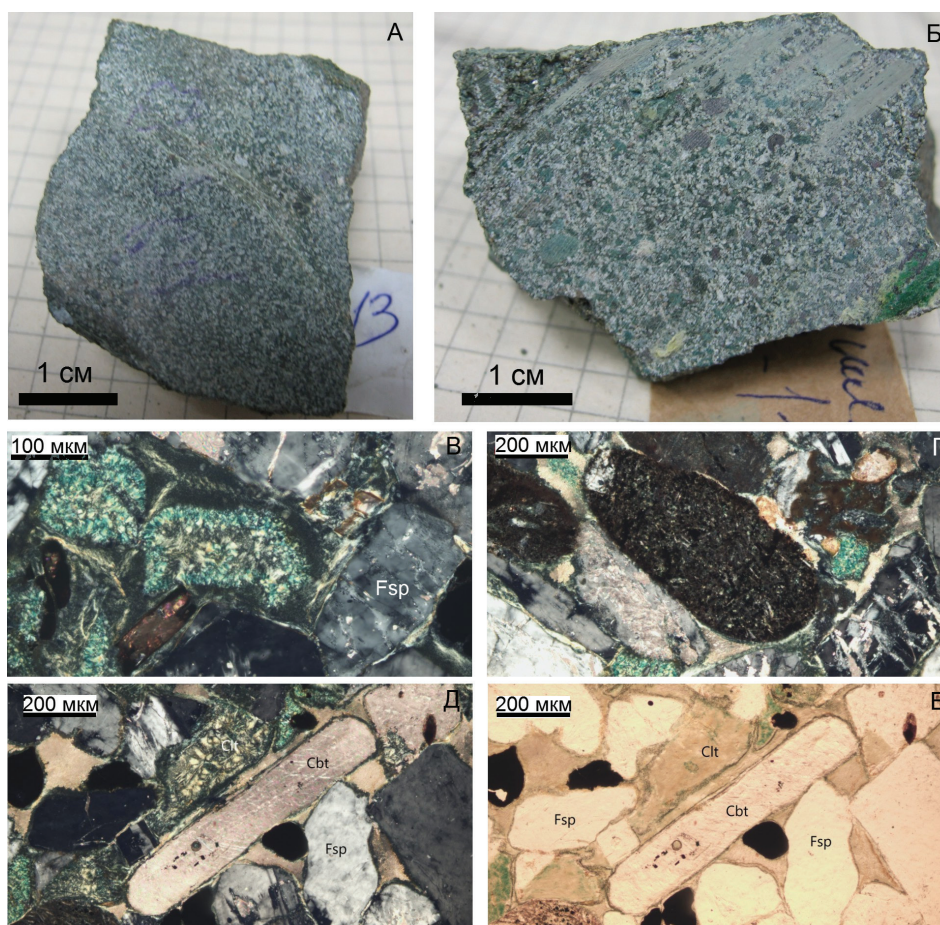


Рис. 6. Глауконитовые песчаники: А, Б – макрофотографии образцов hg213 и hg211; Б–Е – микрофотографии песчаников: Б – пелоиды глауконита; Г – обломок базальта; Д, Е – карбонатный обломок в карбонатном же цементе. Фото Б–Д – с анализатором; Е – без анализатора. Проходящий свет.

Fsp – полевошпат; Cbt – карбонат; Clt – хлорит.

Fig. 6. Glauconite sandstone: A, B – macroimages of samples hg213 and hg211; Б–Е – photomicrographs of sandstone: Б – glauconite peloids; Г – basalt fragment; Д, Е – carbonate fragment in carbonate cement. Images Б–Д – cross polars; Е – parallel polars. Transmitted light.

Fsp – feldspar; Cbt – carbonate; Clt – chlorite.

го материала породы полимиктовые. Помимо плагиоклазов и кварца в обломках встречаются литокласты базальтов, кислых вулканитов, известняков. По обломкам плагиоклаза развиваются карбонат, серицит. Оксиды Fe присутствуют в незначительном количестве в виде окатанных обломков мартитизированного магнетита. Песчаники содержат пелоиды глауконита. Цемент равномерный поровый или пленочный, по составу – преимущественно, слюдисто-хлоритовый, иногда карбонатный.

Химический состав пород

В изученных пробах песчаников содержание суммарного железа $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ достигает 57.5 % (табл. 2). При этом соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ варьи-

рует от 1 : 2 до 1 : 5. Значения железного модуля ЖМ $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ составляют 3.4–4.7 и, естественно, отвечают гипержелезистым породам (Юдович, Кетрис, 2011). Значения гидролизатного модуля ГМ $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$ варьируют от 0.5 в глауконитовых песчаниках до более 10 в железистых (рис. 6). Нужно отметить очень высокие содержания в железистых песчаниках TiO_2 , достигающие 10.43 мас. %, что свидетельствует о преобладании детритовой осадочной компоненты. Содержания CO_2 в породах достигают 8.32 мас. % и от степени их железистости не зависят.

Вариационные диаграммы, построенные для петрогенных оксидов, показывают обратную корреляционную связь SiO_2 с TiO_2 и Fe_2O_3 (рис. 7) при слабой или отсутствующей связи с Al_2O_3 , MgO и

Таблица 2. Химический состав железистых песчаников (мас. %)

Table 2. Chemical composition of ironstones (wt. %)

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	Сумма	ГМ	ЖМ
Глауконитовые песчаники																	
hgz11	50.54	1.77	13.82	7.39	3.82	0.31	2.85	6.67	2.48	2.13	0.16	5.62	0.14	3.29	97.56	0.53	0.74
hgz13	50.46	1.37	17.50	5.55	3.62	0.16	3.65	6.4	3.08	1.72	0.14	5.62	0.22	2.28	99.27	0.56	0.49
Железистые песчаники																	
hgz13-1	17.56	10.43	3.03	54.58	8.43	0.36	1.43	1.55	0.03	0.05	0.54	2.08	0.11	1.04	100.07	4.35	4.71
hgz13-2	32.74	5.13	4.80	22.41	10.92	0.57	5.57	6.35	0.21	0.05	0.47	10.58	0.19	8.32	99.80	1.32	3.41
hgz13-3	23.37	7.45	2.98	36.47	10.42	0.45	3.67	5.86	0.08	0.04	0.62	8.22	0.17	7.16	99.63	2.45	4.54
1581	10.45	8.40	3.60	53.63	10.43	0.6	следы	2.33	0.17	0.30	0.32	3.61	–	–	93.84	7.28	5.39
1582	6.39	10.32	5.86	58.67	9.39	0.42	1.31	1.91	0.19	0.35	0.32	2.25	–	–	97.38	13.18	4.23
1583	8.28	11.87	3.06	63.51	7.99	0.09	0.80	1.70	0.18	0.52	0.55	0.58	–	–	99.13	10.44	4.80
1584	17.8	7.32	3.95	48.14	5.77	0.57	3.83	4.14	0.22	0.25	0.46	4.20	–	–	96.65	3.66	4.83

Примечание. Химический состав проб №№ 1581, 1582, 1583, 1584 взят из (Гулян, 1962ф). ГМ – гидролизатный модуль, ЖМ – железный модуль. Прочерк – нет данных.

Note. Chemical composition of samples nos. 1581, 1582, 1583, and 1584 is taken from (Gulyan, 1962). ГМ – (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO)/SiO₂; ЖМ – (FeO + Fe₂O₃ + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂). Dash – no data.

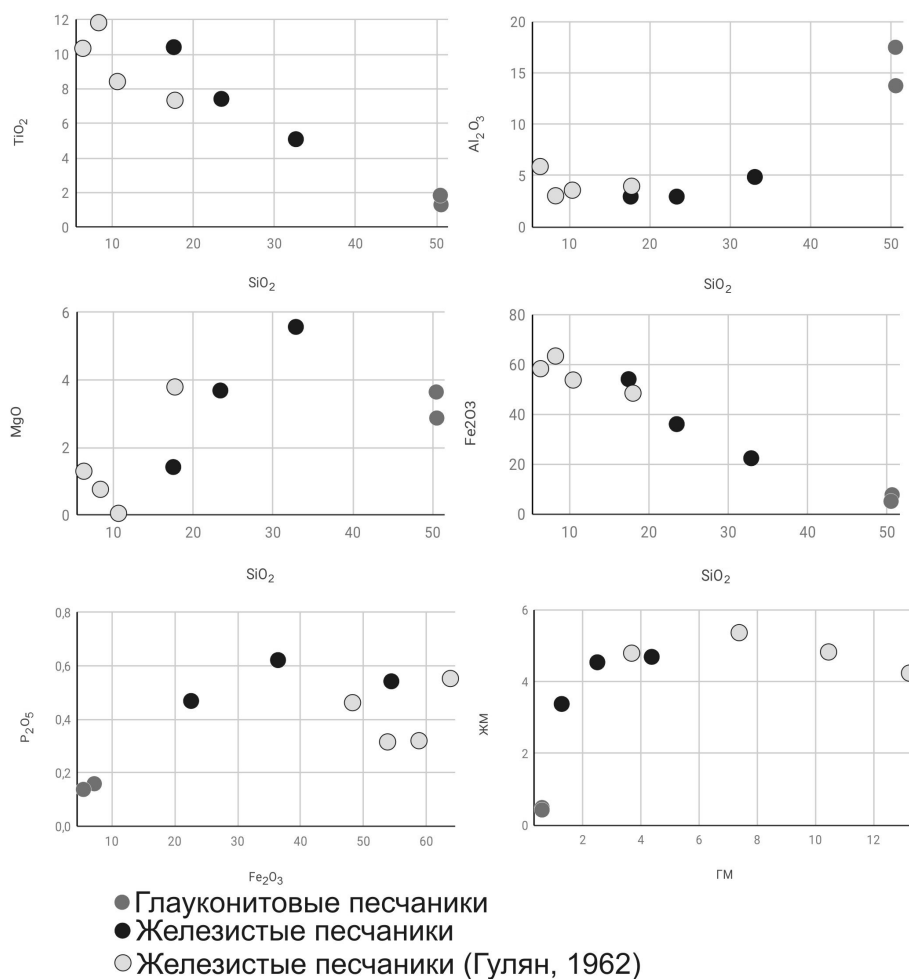


Рис. 7. Бинарные диаграммы, характеризующие состав песчаников Агарцинского месторождения

Fig. 7. Binary diagrams characterizing the composition of sandstones of the Haghartsin deposit.

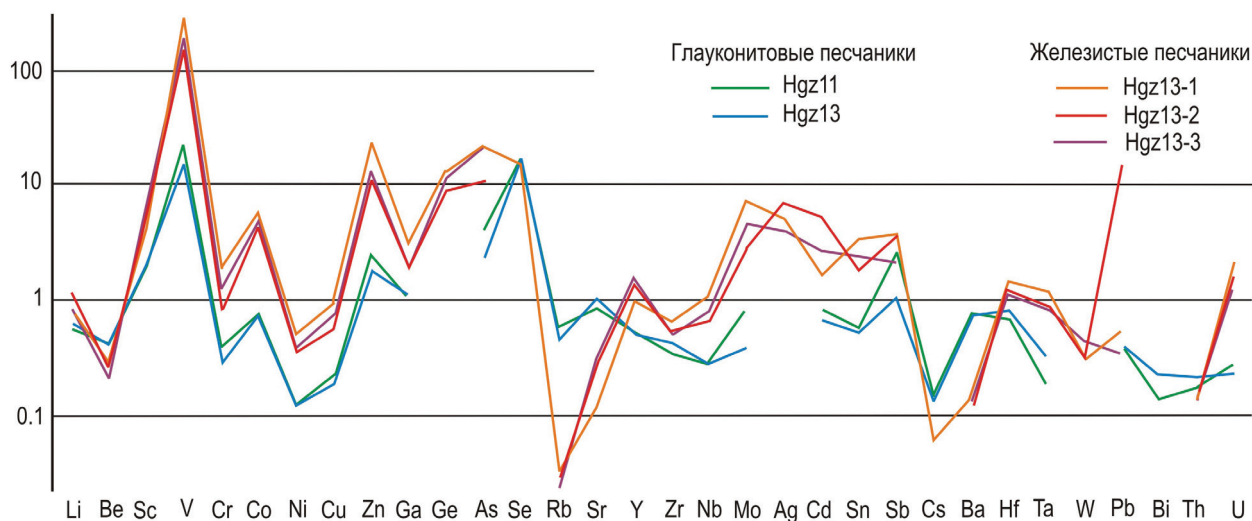


Рис. 8. Геохимический спектр песчаников Агарцинского месторождения.

Данные нормированы к средним содержаниям в земной коре (Склярков и др., 2001).

Fig. 8. Geochemical pattern of sandstones from the Haghartsin deposit.

Data are normalized to the average crustal contents (Sklyarov et al., 2001).

Таблица 3. Содержание РЗЭ и Y в железистых и глауконитовых песчаниках (г/т)

Table 3. REE and Y content in ferruginous and glauconitic sandstones (ppm)

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
Железистые песчаники																
hg13-1	19.60	47.50	6.84	33.60	8.21	1.33	8.97	1.27	7.01	31.80	1.33	3.70	0.51	3.24	0.50	175.41
hg13-2	23.00	54.60	7.80	38.30	9.69	1.96	11.10	1.60	9.47	44.00	1.93	5.24	0.80	5.26	0.85	215.60
hg13-3	23.40	58.60	8.38	43.20	10.60	1.87	12.50	1.89	10.80	51.80	2.19	6.17	0.87	5.39	0.97	238.63
Глауконитовые песчаники																
hg13	13.70	29.40	3.51	14.20	3.52	1.69	3.67	0.59	3.44	16.10	0.66	2.87	0.27	1.73	0.25	95.60
hg11	12.30	26.70	3.22	13.10	3.50	1.44	3.68	0.60	3.48	17.70	0.70	2.89	0.29	1.82	0.29	91.71

P_2O_5 . Содержание Al_2O_3 в железистых песчаниках составляет 2.98–5.86 мас. %, в глауконитовых песчаниках оно возрастает до 17.5 мас. %. Концентрация P_2O_5 минимальна в глауконитовых песчаниках (0.14–0.16 мас. %); в железистых песчаниках она возрастает до 0.62 мас. %.

Геохимический спектр железистых песчаников характеризуется обогащением относительно средних содержаний в земной коре V (более 100 кларков концентраций (КК)), Ge, Zn, As (более 10 КК) (рис. 8, ЭП 2). Образец hg13-2 обогащен Pb (200 г/т), hg13-1 – Se (1.14 г/т). Породы обеднены Rb, Cs и Ba. В сопоставлении с железистыми песчаниками глауконитовые песчаники обогащены Rb, Sr, Cs, Ba и Se. Содержания остальных компонентов в глауконитовых песчаниках существенно меньше (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Nb, Mo, Cd, Sn, Ta, U, Bi) или близки к таковым в железистых песчаниках.

Сумма РЗЭ в железистых песчаниках составляет 175–239 г/т, что близко к стандарту PAAS (Post-Archean Australian Shale) (табл. 3). Глауконитовые песчаники этими элементами обеднены. Тенденция к накоплению средних и тяжелых РЗЭ отмечается как для железистых, так и для глауконитовых песчаников, но для первых она более выраженная. Отношение Yb_{sn}/La_{sn} в железистых песчаниках составляет 2.2–3.1; в глауконитовых – 1.7–2.0. Еще более отчетливым является накопление средних РЗЭ: отношение Gd_{sn}/La_{sn} составляет 3.8–4.4 и 2.2–2.5, соответственно.

Нормированный к PAAS спектр РЗЭ железистых песчаников имеет отрицательную аномалию Eu и Y (рис. 9). Отношение Eu/Eu^* для них варьирует от 0.7 до 0.9; отношение Y/No составляет 23–24. В глауконитовых песчаниках отчетливо проявлена положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* 1.9–2.2). Отношение Y/No (24–25) соответствует небольшой отрицательной аномалии Y.

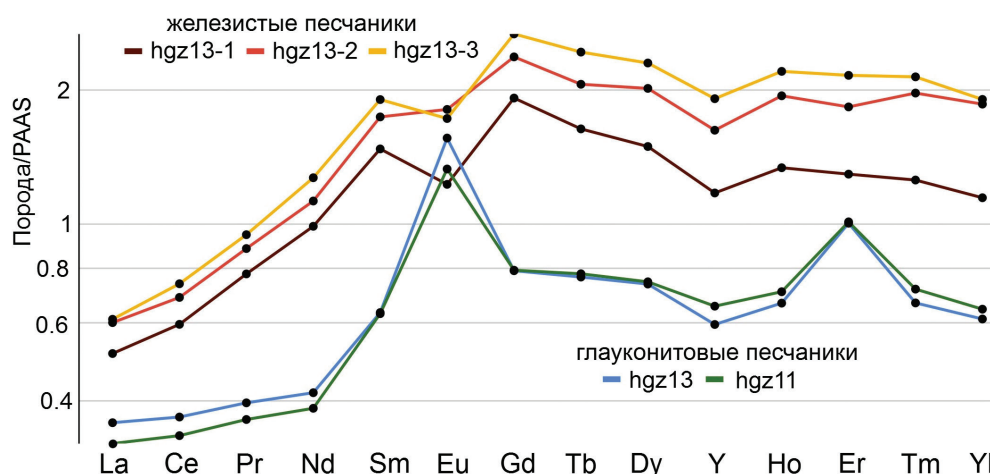


Рис. 9. PAAS-нормированные (Скляр и др., 2001) спектры РЗЭ для железистых и глауконитовых песчаников Агарцинского месторождения.

Fig. 9. PAAS-normalized (Sklyarov et al., 2001) REE pattern for ferruginous and glauconite sandstone of the Haghartsin deposit.

Таблица 4. Изотопный состав углерода в породах Агарцинского месторождения
Table 4. Carbon isotopic ratio of rocks of the Haghartsin deposit

Образец	$\delta^{13}\text{C}$, ‰, VPDB
Анкерит/доломит (5 %) в железистом песчанике, hgz13-1	-13.45
Анкерит/доломит (23 %) в железистом песчанике, hgz13-2	-9.78
Анкерит/доломит (18 %) в железистом песчанике, hgz13-3	-4.84
Кальцит (4 %) в глауконитовых песчаниках, hgz11	-2.59

Изотопное отношение $\delta^{13}\text{C}$ в железистых песчаниках Агарцинского месторождения широко варьирует (табл. 4). По сравнению с кальцитом из глауконитовых песчаников карбонаты железистых песчаников обеднены тяжелым изотопом углерода.

ОБСУЖДЕНИЕ

Источник магнетита. В большинстве осадочных железистых формаций (железистые кварциты, оолитовые железняки) в накоплении железа доминируют хемогенные процессы (Pettijohn, 1975; Ramanaldou, Wells, 2014). Рассмотренные магнетитовые песчаники являются исключением, т. к. оксиды Fe в них имеют детритовую природу, а хемогенный фактор принимал ограниченное участие в формировании пород. Фациальная принадлежность железистых песчаников Агарцинского месторождения кажется очевидной. Об их прибрежно-морском происхождении свидетельствует косая слоистость (Кутырев, 1968). Магнетитовые черные пески являются типичными пляжными отложениями. Они

известны на черноморском побережье (Иноземцев и др., 2019), пляжах Камчатки и Сахалина (Мелкий, Верхотуров, 2019) и др. Современные россыпи титаномagnetита на о. Итуруп связаны с размытием неоген-четвертичных вулканогенно-обломочных пород. Наиболее крупная на острове Ручарская россыпь вытянута вдоль побережья залива Простор на 5.5 км при ширине пляжа 40–50 м (Холодов и др., 2012). Запасы Fe в песках составляют 25 617 тыс. т (Скурский и др., 2021). Содержание Fe в россыпи составляет 14.2–17.2 %, Ti – 1.38–1.54 %, V – 0.014–0.025 %. Запасы магнетитовых руд в пляжных песках на черноморском побережье Грузии (между устьями рр. Чорох и Бзыбь) оценены в 40–45 млн т (Иноземцев и др., 2019). Образование таких отложений связано как с абразией, так и выносом рудного материала реками. В последнем случае аллювиальные фаны являются промежуточными коллекторами. Соответственно, источником магнетита могут являться как прибрежные породы, так и удаленные от берега. Обычно в качестве таких пород рассматриваются вулканогенные и вул-

каногенно-осадочные толщи Аджаро-Имретинского хребта (Иноземцев и др., 2019).

Агарцинские железистые песчаники являются продуктами литификации таких пляжных отложений. Минералогические и геохимические особенности пород определяются, прежде всего, детритовой компонентой, а также вкладом морской воды и пресных вод континентального стока. Источник магнетита может быть, как локализованным (некое неизвестное месторождение), так и фоновым (размыв пород с акцессорной минерализацией). Запасы титаномагнетитовых руд Агарцинского месторождения оценены в 6 млн т (Пилюян и др., 1955ф). Для образования такой залежи с учетом потерь должно быть эродировано не менее 500 млн т породы с содержанием акцессорного магнетита 3 %. Зерна магнетита хорошо окатаны, что свидетельствует о существенной абразии частиц либо при переносе, либо в условиях пляжа. Для магнетита типична ассоциация с апатитом и анатазом, а также постоянная примесь Ti в составе. Ассоциация и геохимические черты магнетита позволяют утверждать, что он имеет первично магматическую природу. При высоких температурах существует твердый раствор ульвошпинели в магнетите. При охлаждении магматического расплава происходит распад твердого раствора титаномагнетита с выделением ульвошпинели, которая затем окисляется до ильменита (Buddington, Lindsley, 1964; Putnis, McConnell, 1983). При быстром охлаждении расплава распад или не происходит, или ламели являются очень тонкими. Однако для изученного магнетита Агарцинского месторождения структуры распада не характерны, а ильменит в изученных пробах отсутствует или его очень мало. Следовательно, в качестве источника титаномагнетита можно рассматривать вулканические породы средне-основного состава. В районе месторождения это могут быть вулканогенные породы среднего эоцена, в которых отмечен акцессорный титаномагнетит (Мурадян, 1973).

Сохранность магнетита в прибрежной обстановке обеспечивалась быстрым захоронением и присутствием органического вещества, что создавало восстановительные условия и предохраняло магнетит от окисления.

Ассоциация апатита и магнетита характеризует различные типы минерализации. С вулканиками связан тип Кируна, который представлен пластовыми залежами низкотитанистых магнетитовых руд в вулканических и метаморфиче-

ских породах. Апатит Абовянского месторождения (Котайская область Армении), которое можно сопоставить с типом Кируна, содержит 1.24–3.00 % Cl и 0.36–2.16 % F (Саруханян, 1970). Соотношение Cl/F в минерале варьирует от 0.8 до 3.0. При этом магнетит Абовянского месторождения содержит небольшую примесь TiO_2 (до 1.56 мас. % в брекчиевидных рудах) и V_2O_5 (до 0.12 мас. %).

Аутигенез. Карбонаты анкерит-доломитового ряда являются обычными компонентами слабометаморфизованных железистых кварцитов и оолитовых железняков, хотя и уступают по значению сидериту (Klein, 1974; Maynard, 1983; Klein, 2005; Ramanaldou, Wells, 2014). Диагенетическое образование анкерита также возможно в толще терригенных осадков (Kantorowicz, 1985; Macaulay et al., 1993; Hendry et al., 2000;). Наблюдаемое в железистых песчаниках Агарцинского месторождения изотопное отношение $\delta^{13}C$ в доломитовом цементе обусловлено двумя источниками: 1) ассимиляцией из растворенного первичного карбоната ($\delta^{13}C \sim 0$ ‰) и 2) абиотическими реакциями окисления органического вещества и восстановления сульфатов (от –10 до –25 ‰) (Irvin et al., 1977). Вклад этих источников варьирует. В обр. hg213-3 изотопное отношение $\delta^{13}C$ ближе к нормальным морским карбонатам, представленным детритовым кальцитом из глауконитовых песчаников (обр. hg211). При максимальном истощении в отношении тяжелого изотопа значение $\delta^{13}C$ опускается до –13.45 ‰ (обр. hg213-1). Высокая дисперсия значений $\delta^{13}C$ говорит о неуравновешенности изотопной системы. Полученные данные для железистых песчаников согласуются с имеющимися как для докембрийских железистых кварцитов, так и молодых осадочных пород, включая оолитовые железняки (Maynard, 1983). Источником Fe и Mg для образования минералов ряда доломит-анкерит являются как разрушающиеся оксиды, так и силикаты.

Хлорит присутствует как в глауконитовых, так и в магнетитовых песчаниках. Минерал является, вероятно, продуктом изменения темноцветных минералов и вулканического стекла. Состав хлорита в магнетитовых песчаниках несколько более железистый, чем во вмещающих песчаниках.

Химический состав пород. Гетерогенная природа пород приводит к значительным колебаниям их химического состава. На диаграмме $SiO_2-Al_2O_3-FeO_{общ.}$ поле составов железистых песчаников почти совпадает с полем оолитовых железняков (Maynard, 1983) и феррикрета (Geburu et al., 2019) (рис. 10).

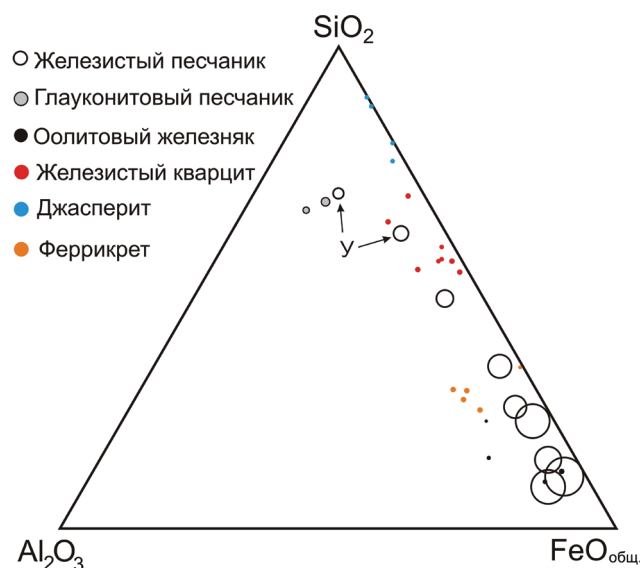


Рис. 10. Состав железистых песчаников Агарцинского месторождения в сопоставлении с некоторыми другими железистыми образованиями.

Составы железистых кварцитов и оолитовых железняков (Maynard, 1983); состав джасперитов (Теленков, Масленников, 1995); состав феррикрета (Gebru et al., 2019). Индекс (Y) – железистые песчаники Удоканского бассейна (Новоселов и др., 2024). Размер символов пропорционален содержаниям TiO_2 (от 0 до 10 мас. %).

Fig. 10. Composition of ferruginous sandstones of the Haghartsin deposit in comparison with some other ferruginous formations.

The compositions of ferruginous quartzites and oolitic ironstones (Maynard, 1983); jasperites (Telenkov and Maslennikov, 1995); ferricrete (Gebru et al., 2019). Index (Y) – ferruginous sandstones of the Udokan Basin (Novoselov et al., 2024). The size of symbols is proportional to the TiO_2 content (from 0 to 10 wt. %).

Высокие содержания Ti в железистых песчаниках являются их основным отличительным признаком. В других осадочных железистых формациях концентрации TiO_2 на 1–2 порядка ниже. Железистые песчаники Удоканского протерозойского осадочного бассейна обогащены кремнеземом и, отчасти, глиноземом по сравнению с Агарцином (Новоселов и др., 2024).

Геохимический спектр пород определяется окисдно-железистой составляющей. Элементы с повышенными концентрациями ($FeO_{общ.}$, TiO_2 , V, Zn, As, Ge) коррелируют друг с другом (рис. 11). Ассоциация $FeO_{общ.}$, TiO_2 и V является характерной для магматических титаномагнетитовых руд. Так, содержание V_2O_5 в массивных титаномагнетитовых рудах Сваранцкого месторождения достигает 0.4 % (Межлумян, 1974), что сопоставимо с полученными значениями для Агарцинского месторождения. Баланс титана в изученных образцах складывается из породообразующего Ti -содержащего магнетита и гораздо более редкого анатаза. На первый взгляд прямая корреляция TiO_2 с $FeO_{общ.}$ свидетельствует о том, что главным носителем Ti является магнетит. В то же время, вероятно, есть прямая зависимость

между содержанием магнетита и анатаза в изученных образцах, т. е., с возрастанием $FeO_{общ.}$ возрастает как количество Ti -содержащего магнетита, так и анатаза.

Германиеносность железных руд Армении изучалась ранее (Карапетян, 1965ф). Исследование штучных образцов с различным содержанием магнетита Агарцинского месторождения не показало сколько-нибудь значимого обогащения руд (1.8 г/т). Близкие концентрации Ge описаны в рудах Сваранцкого титаномагнетитового месторождения. Полученные нами результаты отличаются на порядок и нуждаются в подтверждении. На повышенные содержания Ge в некоторых окисдно-железистых рудах обращали внимание многие исследователи (Момджи, Григорьев, 1959; Бекмухаметов и др., 1973; Bernstein, 1985; Höll et al., 2007; Meng et al., 2017). В некоторых случаях (например, Fe-Mn руды атасуйского типа Каражальского месторождения в Казахстане), Ge является экономически важным компонентом. Мышьяк, Zn и Ge могут входить в структуру магнетита (Nadoll et al., 2014) и, таким образом, наследоваться из первичной рудной минерализации.

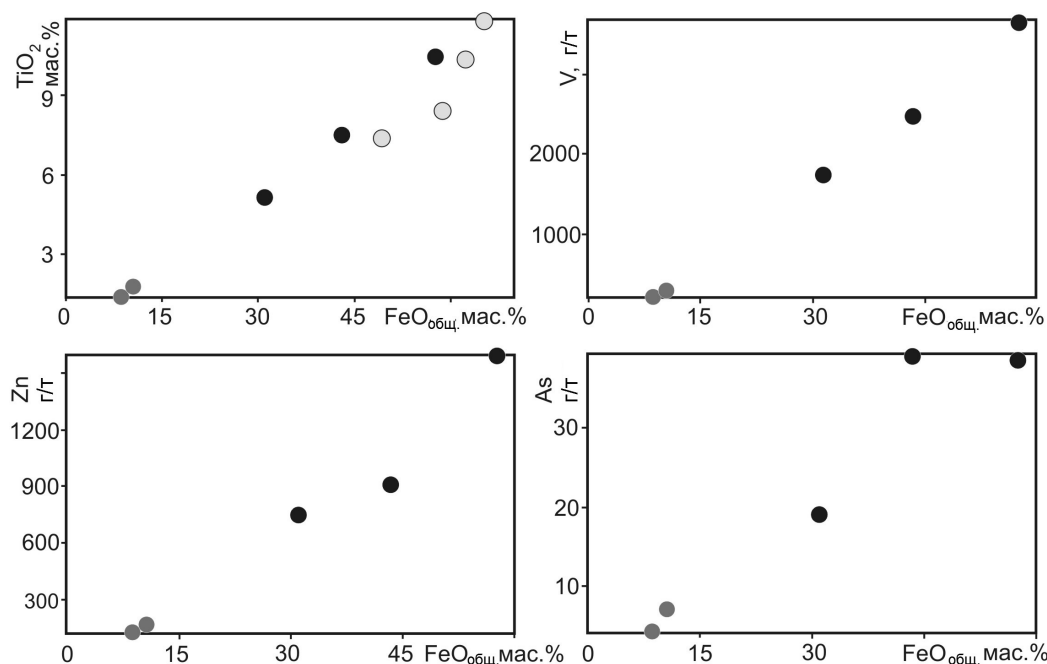


Рис. 11. Соотношение $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, TiO_2 , V, Zn и As в железистых песчаниках Агарцинского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 7.

Fig. 11. Correlations of $\text{FeO}_{\text{total}}$, TiO_2 , V, Zn and As in ferruginous sandstones of the Haghartsin deposit. For symbols, see Fig. 7.

РЗЭ служат индикаторами состава питающих провинций для осадочных бассейнов (Стрекопытов, Дубинин, 1996). Источником РЗЭ в осадках являются как детритовая, так и гидрогенная компоненты. Содержание РЗЭ в морской воде пренебрежимо мало (Скляров и др., 2001), но в прибрежной зоне происходит массовое осаждение вещества влекомой взвеси рек, а также из коллоидных и истинных растворов. Здесь происходит коагуляция коллоидного гидроксида Fe, который выносится реками с континента. Впоследствии РЗЭ сорбируются флоккулятом. Обогащение РЗЭ железистых осадков прибрежной зоны является их характерной чертой (Hoyle et al., 1984; Elderfield et al., 1990). Спектры РЗЭ изученных глауконитовых песчаников сходны с прибрежными осадками вулканических островов западной части Тихого океана (Стрекопытов, Дубинин, 1996). Железистые песчаники существенно отличаются. По уровню концентрирования РЗЭ железистые песчаники Агарцинского месторождения подобны оолитовым железнякам (рис. 12). На Марсятском месторождении (Северный Урал) железняки имеют близкие концентрации РЗЭ и сходный тип спектра (Белогуб и др., 2024). На месторождениях Керченской группы и Западно-

Сибирского бассейна суммарная концентрация РЗЭ в несколько раз превышает стандарт PAAS и обычно породы обогащены средними РЗЭ (Асочакова, 2013; Некипелова, 2023). Такой профиль спектра, в целом, типичен для молодых железистых осадков шельфовой области и объясняется динамикой процессов сорбции-десорбции лантаноидов на оксигидроксидах Fe в осцилирующих условиях раннего диагенеза осадков (Некипелова, 2023).

Характерной чертой является отрицательная аномалия Y, которая фиксируется как в песчаниках Агарцинского месторождения, так и во многих фанерозойских оолитовых железняках (Асочакова, 2013; Некипелова, 2023). Иттрий обычно теряет мобильность при диагенетическом преобразовании осадка (Балашов, 1976), но в активной гидродинамической среде прибрежной зоны, вероятно, не создаются условия для разрушения подвижных комплексов Y и, как следствие, железистый осадок оказывается истощенным в отношении Y. Поведение Eu разительно отличается в глауконитовом и железистом песчанке. Положительная Eu аномалия в первом случае, вероятно, связана со значительным содержанием основного плагиоклаза. Отрицательная Eu аномалия в железистых песчаниках, скорее

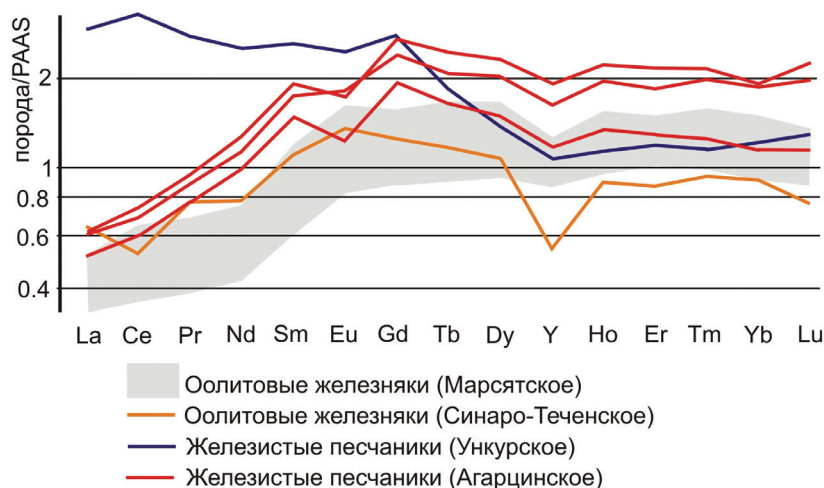


Рис. 12. Сопоставление РЗЭ спектров железистых песчаников и оолитовых железняков из других объектов (Новоселов и др., 2018; Novoselov et al., 2023, Belogub et al., 2026).

Fig. 12. Comparison of REE patterns of ferruginous sandstones and oolitic ironstones from other objects (Novoselov et al., 2018, 2023, Belogub et al., 2026).

всего, наследуется от детритового апатита, т. к. она отчетливо проявлена на типичных РЗЭ спектрах апатита магматической природы (Sha, Chappella, 1999; Daliran, 2002). Железистые песчаники Ункурского месторождения (Удоканский бассейн), в которых основными концентраторами РЗЭ являются циркон, титанит и монацит, демонстрируют положительный наклон спектра с плохо проявленными положительной Се аномалией и отрицательной Y аномалией.

ВЫВОДЫ

Таким образом, среднеэоценовые, преимущественно, вулканомиктовые песчаники Агарцинского месторождения титаномagnetитовых песчаников в Армении являются продуктом литификации пляжных отложений и, вероятно, фациально сменяются более глубинными глауконитовыми песчаниками. Рудообразующий Ti-содержащий магнетит имеет детритовую природу, его источником являлись вулканические породы основного состава среднего эоцена. Промышленное оруденение титаномagnetитовых руд в питающей провинции маловероятно ввиду слабого распространения в регионе пород, специфичных на этот тип промышленного оруденения (габбро, габбро-долеритов). Аутигенный железистый карбонат формировался в результате абиотических реакций окисления органического вещества, а также ассимиляции карбонат-иона из первичного растворенного карбоната. Железистые песчаники Агарцина обогащены Ti, V,

Zn, As и Ge. Ассоциация $Fe_{общ.}$, Ti и V, очевидно, наследуется от первичной магматической титаномagnetитовой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Арутюнян Э.А. (1960) Опыт применения магниторазведки при исследовании железорудных месторождений северной части Армянской ССР. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Ереван, Институт геологических наук АрССР, 196 с.
- Асочакова Е.М. (2013) Минералого-геохимические особенности железнакопления в мел-палеогеновых толщах Западной Сибири на примере Бакчарского месторождения. Дисс. к.г.-м.н., 193 с.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М. Недра, 267 с
- Бекмухаметов А.Е., Замятина Г.М., Калинин С.К. (1973) К геохимии германия в железорудных месторождениях Казахстана. *Геохимия*, 3, 378–383.
- Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Брусницын А.И., Перова Е.Н., Филиппова К.А., Жуков И.Г. (2024) Геохимия железных и марганцевых руд месторождений Северного Урала. *Металлогения древних и современных океанов–2024. Рудоогенез*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 101–104.
- Габлина И.Ф., Васильевская Л.В. (1988) О первичных формационных признаках пород удоканской серии. *Доклады Академии наук СССР*, 301, 1175–1178.
- Гогинян С.Е. (1963ф) Отчет партии по изучению древних металлургических шлаков и разработок за 1962 год. Ереван, 48 с.
- Гулян Э.Х. (1962ф) К вещественному составу руд основных железорудных месторождений АрССР. Ереван, 52 с.

- Гулян Э.Х., Гюрлжян А.А., Бартикян П.М. (1974ф) Объяснительная записка к карте расположения перспективных площадей на территории Армянской ССР (железные руды). Ереван, 24 с.
- Иноземцев Ю.И., Парышев А.А., Красножина З.В., Маслаков Н.А. (2019) Магнетит из прибрежно-морских россыпей Черного и Азовского морей. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 15(1), 74–86.
- Карапетян А.И. (1965ф) Германий в рудах месторождений железорудных формаций Армении. Ереван, 77 с.
- Кутырев Э.И. (1968) Условия образования и интерпретация кривой слоистости. Ленинград, Недра, 128 с.
- Магакян И.Г. (1947) Железорудные месторождения Северной Армении. *Известия АН АрССР*, 1, 3–17.
- Межлумян Г.Б. (1974) Сваранцкое железорудное месторождение. Ереван, АН Армянской ССР, 216 с.
- Мелкий В.А., Верхотуров А.А. (2019) Россыпи железосодержащих минералов Сахалинской области. *Известия Томского политехнического университета*, 330(1), 6–18. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/1/46>
- Мкртчян К.А., Туманян Г.А. (1963ф) Отчет о поисковых работах, проведенных на Агарцинском месторождении титаномагнетитовых песчаников за 1959 г. Ереван, 49 с.
- Момджи Г.С., Григорьев В.М. (1959) Германий в железных рудах / Геология месторождений редких элементов, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 92–103.
- Мурадян К.М. (1973) Палеогеновый вулканизм и некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений / Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск, Наука, 92–102.
- Некипелова А.В. (2023) Редкоземельные элементы в оолитовых керченских железных рудах: особенности распределения и формы нахождения. Дисс. к.г.-м.н., 225 с.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Котляров В.А., Филиппова К.А., Садыков С.А. (2018) Минералогические и геохимические особенности оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Курганская обл., Россия). *Геология рудных месторождений*, 60 (3), 301–314. <https://doi.org/10.7868/S001677701803005X>
- 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>
- Пилюян Г.А., Карапетян В.С. (1954ф) Отчет о геолого-поисковых и съемочных работах Фроловской ПСП в бассейне верхнего течения р. Агстев АрмССР за 1953 год. Ереван, 483 с.
- Пилюян Г.А., Даллакян О.Н., Семенова М.Я. (1955ф) Промежуточный отчет по геолого-поисковым и съемочным работам в Агарцинском районе Армянской ССР. Ереван, 183 с.
- Саруханян Л.Б. (1970) Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Ереван, АН Армянской ССР, 184 с.
- Сепоян Р.П. (1956ф) Отчет о магниторазведочных работах Агарцинской партии за 1955 год. Ереван, 94 с.
- Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Т., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. М., Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Скурский М.Д., Вейц Р.А., Возная А.А., Грибанова Г.И., Кижаяева Н.Н. (2021) Осадочные континентальные механогенные терригенные формации россыпных месторождений полезных ископаемых. *Техника и технология горного дела*, 15 (4), 4–12. <https://doi.org/10.26730/2618-7434-2021-4-4-39>
- Смирнов Г.М. (1911) Геологическое описание части Казахского уезда Елизаветопольской губернии. Материалы для геологии Кавказа, серия III, книга X.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В. (1996) Редкоземельные элементы как индикаторы состава питающих провинций океана (на пример Транстихоокеанского профиля). *Литология и полезные ископаемые*, 4, 438–444
- Теленков О.С., Масленников В.В. (1995) Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс, ИМИН УрО РАН, 200 с.
- Хачатурян Э.А. (1953) Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Ереван, АН Армянской ССР, 145 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Голубовская Е.В. (2012) Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 1. Фациальные группы осадочных руд, их литология и генезис. *Литология и полезные ископаемые*, 6, 503–531.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 711 с.
- Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н. (2000) Минеральный состав железистых песчаников и источники обломочного материала меденосных отложений удоканской серии. *Записки РМО*, 129 (2), 44–53.
- Basu A., Molinaroli E. (1989) Provenance characteristics of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 922–934. <https://doi.org/10.1306/212F90B6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Bernstein L. (1985) Germanium geochemistry and mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2409–2422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90241-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90241-8)
- Belogub E., Brusnitsyn A., Novoselov K., Filippova K., Sadykov S. (2026) Oolitic Ironstones and Carbonate Mn Ores of the Marsyaty Deposit (Northern Urals, Russia): A Key Study of Mineralogy and Geochemistry. *Minerals*, 16(7). DOI: <https://doi.org/10.3390/min16070756>
- Brenna J.Th., Corso Th.N., Tobias H.J., Caim R.J. (1997) High-precision continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. *Mass Spectrometry Reviews*, 16, 227–258. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1098-2787\(1997\)16:5<227::AID-MAS1>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1098-2787(1997)16:5<227::AID-MAS1>3.0.CO;2-J)

- Buddington A.F., Lindsley D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Daliran F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and «apatitites» of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites / Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective (ed. Porter T.M.), 303–320.
- Danelian T., Sosson M., Avagyan A., Galoyan G., Asatryan G., Rolland Y., Sahakyan L., Muller C., Grigoryan A., Person A., Corsini M., Jrbashyan R., Melkonyan R. (2011) A brief geological outline of the Lesser Caucasus: New insights on its Tethyan-Alpine evolution based on recent results of a French-Armenian collaboration. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 18, 65–75.
- Dimroth E. (1977) Facies models 5. Models of physical sedimentation of iron formations. *Geoscience Canada*, 4(1), 23–30.
- Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. (1990) The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(4), 971–991.
- Gebru Y., Elueze A.A., Amare K., Wilfried F., Dongmo N. (2019) Compositional characteristics and genetic affinity of the ferricrete deposit in Adi Kokeb district, northwestern Tigray, Ethiopia. *Applied Earth Science. Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy: Section B*, 128, 146–157. <https://doi.org/10.1080/25726838.2019.1611089>
- Grigsby J. (1990) Detrital magnetite as a provenance indicator. *Journal of Sedimentary Research*, 60, 940–951. <https://doi.org/10.1306/D426764F-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Hendry J., Wilkinson M., Fallick A., Haszeldine R.S. (2000) Ankerite Cementation in Deeply Buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 227–239. <https://doi.org/10.1306/2DC4090D-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Höll R., Kling M., Schroll E. (2007) Metallogenesis of germanium – A review. *Ore Geology Reviews*, 30, 145–180. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.034>
- Hoyle J., Elderfield H., Gledhill A., Greaves M. (1984) The behaviour of the rare earth elements during mixing of river and sea waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(1), 143–149.
- Hulijeli L., Watanabe Y., Nishikawa O., Tupaz C.A. (2024) Primary source of titanomagnetite ores at the Orokol Bay placer deposit: Implications for petrogenesis. *Resource Geology*, 74, e12337. <https://doi.org/10.1111/rge.12337>
- Irvin H., Curtis C.D., Coleman M. (1977) Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269, 209–213. <https://doi.org/10.1038/269209a0>
- Kantorowicz J.D. (1985) The origin of authigenic ankerite from the Ninian Field, UK North Sea. *Nature*, 315, 214–216. <https://doi.org/10.1038/315214a0>
- Klein C. (1974) Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron formation. *Canadian Mineralogist*, 12, 475–498
- Klein C. (2005) Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90, 1473–1499. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- Macaulay C., Haszeldine R.S., Fallick A. (1993) Distribution, chemistry, isotopic composition and origin of diagenetic carbonates; Magnus Sandstone, North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 33–43. <https://doi.org/10.1306/D4267A82-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Maynard J. (1983) Geochemistry of sedimentary ore deposits, Berlin, Springer, 306 p.
- Meng Y., Hu R., Huang X., Gao J. (2017) Germanium in magnetite: a preliminary review. *Acta Geologica Sinica*, 91, 711–726. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13127>
- Moritz R., Melkonyan R., Selby D., Popkhadze N., Gugushvili V., Tayan R., Ramazanov V. (2016) Metallogeny of the Lesser Caucasus: from arc construction to postcollision evolution. *Society of Economic Geologist, Special Publication 19*, 157–192. <https://doi.org/10.5382/SP.19.06>
- Nadoll P., Angerer T., Mauk J., French D., Walshe J. (2014) The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61, 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Novoselov K., Belogub E., Shilovskikh V., Artemyev D., Blinov I., Filippova K. (2023) Origin of ironstones of the Udokan Cu deposit (Siberia, Russia): A key study using SEM and LA-ICP-MS. *Journal of Geochemical Exploration*, 249. DOI: 10.1016/j.gexplo.2023.107221
- Pettijohn F.J. (1975) Sedimentary Rocks. New York, Harper & Row, 751 p.
- Putnis A., McConnell J. (1983) Principles of mineral behavior. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 304 p.
- Ramanaldou E.R., Wells M.A. (2014) Sedimentary hosted iron ores. *Treatise on Geochemistry, second edition*. Amsterdam, Elsevier, 313–355. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01115-3>
- Sha L.-K., Chappella B. (1999) Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(22), 3861–3881.
- Shcheka S.A., Zabelin V.V., Chubarov V.M. (1982) Magnetites and ferric hydroxides in sediments of the Japan and Philippine seas and their genetic information. *Marine Geology*, 45, 23–29. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90176-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90176-1)
- Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J. (2010) Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications 340*. 329–352.

REFERENCES

- Arutyunyan E.A. (1960) *Experience of using magnetic exploration in the study of iron ore deposits in the northern part of the Armenian SSR*. (Candidate dissertation). Yerevan, Institut geologicheskikh nauk ArSSR, 196 p. (in Russian)
- Asochakova E.M. (2013) Mineralogical and geochemical characteristics of iron accumulation in the Cretaceous–Paleogene sequences of Western Siberia: A case study of the Bakchar deposit. PhD thesis, 193 p. Basu A., Molinaroli E. (1989) Provenance characteristics of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 922–934. <https://doi.org/10.1306/212F90B6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Balashov Yu.A. (1976) Geochemistry of Rare-Earth Elements. Moscow: Nedra, 267 p. Bekmukhametov A.E., Zamyatina G.M., Kalinin S.K. (1973) Ge geochemistry in iron deposits of Kazakhstan. *Geokhimiya (Geochemistry)*, 3, 378–383 (in Russian)
- Belogub E.V., Novoselov K.A., Brusnitsyn A.I., Perova E.N., Filippova K.A., Zhukov I.G. (2024) Geochemistry of iron and manganese ores of the Northern Urals deposits. *Metallogeny drevnikh i sovremennykh okeanov-2024. Rudogenez (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2024. Ore Genesis)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 101–104. (in Russian)
- Belogub E., Brusnitsyn A., Novoselov K., Filippova K., Sadykov S. (2026) Oolitic Ironstones and Carbonate Mn Ores of the Marsyaty Deposit (Northern Urals, Russia): A Key Study of Mineralogy and Geochemistry. *Minerals*, 16(7). DOI: <https://doi.org/10.3390/min16070756>
- Bernstein L. (1985) Germanium geochemistry and mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2409–2422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90241-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90241-8)
- Brenna J.Th., Corso Th.N., Tobias H.J., Caim R.J. (1997) High-precision continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. *Mass Spectrometry Reviews*, 16, 227–258. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1098-2787\(1997\)16:5<227::AID-MAS1>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1098-2787(1997)16:5<227::AID-MAS1>3.0.CO;2-J)
- Buddington A.F., Lindsley D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Daliran F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and «apatitites» of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites / Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective (ed. Porter T.M.), 303–320.
- Danelian T., Sosson M., Avagyan A., Galoyan G., Asatryan G., Rolland Y., Sahakyan L., Muller C., Grigoryan A., Person A., Corsini M., Jrbashyan R., Melconyan R. (2011) A brief geological outline of the Lesser Caucasus: New insights on its Tethyan-Alpine evolution based on recent results of a French-Armenian collaboration. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 18, 65–75.
- Dimroth E. (1977) Facies models 5. Models of physical sedimentation of iron formations. *Geoscience Canada*, 4(1), 23–30.
- Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. (1990) The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(4), 971–991.
- Gablina I.F., Vasilovskaya L.V. (1988) Primary features of rocks of the Udokan Group. *Doklady Akademii nauk SSSR (Doklady Academy of Sciences USSR)*, 301, 1175–1178 (in Russian)
- Gebrey Y., Elueze A.A., Amare K., Wilfried F., Dongmo N. (2019) Compositional characteristics and genetic affinity of the ferricrete deposit in Adi Kokeb district, northwestern Tigray, Ethiopia. *Applied Earth Science. Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy: Section B*, 128, 146–157. <https://doi.org/10.1080/25726838.2019.1611089>
- Grigsby J. (1990) Detrital magnetite as a provenance indicator. *Journal of Sedimentary Research*, 60, 940–951. <https://doi.org/10.1306/D426764F-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Goginyan S.E. (1963) Unpublished report of a party on study of ancient metallurgical slags and minings for 1962. Yerevan, 48 p. (in Russian)
- Gulyan E.Kh. (1962) Composition of ores of main iron deposits of the Armenian SSR. Yerevan, 52 p. (in Russian)
- Gulyan E.Kh., Gyurlzhyan A.A., Bartikyan P.M. (1974) Explanatory note to the map of the location of prospective areas on the area of the Armenian SSR (iron ores). Yerevan, 24 p. (in Russian)
- Hendry J., Wilkinson M., Fallick A., Haszeldine R.S. (2000) Ankerite Cementation in Deeply Buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 227–239. <https://doi.org/10.1306/2DC4090D-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Höll R., Kling M., Schroll E. (2007) Metallogenesis of germanium – A review. *Ore Geology Reviews*, 30, 145–180. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.034>
- Hoyle J., Elderfield H., Gledhill A., Greaves M. (1984) The behaviour of the rare earth elements during mixing of river and sea waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(1), 143–149.
- Hulijeli L., Watanabe Y., Nishikawa O., Tupaz C.A. (2024) Primary source of titanomagnetite ores at the Orokolo Bay placer deposit: Implications for petrogenesis. *Resource Geology*, 74, e12337. <https://doi.org/10.1111/rge.12337>
- Inozemtsev Yu.I., Paryshev A.A., Krasnozhina Z.V., Maslakov N.A. (2019) Magnetite from coastal placers of the Black and Azov Seas. *Geologiya i poleznye iskopaemye mirovogo okeana (Geology and Mineral Resources of the World Ocean)*, 15 (1), 74–86 (in Russian)
- Irvin H., Curtis C.D., Coleman M. (1977) Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during

burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269, 209–213. <https://doi.org/10.1038/269209a0>

Kantorowicz J.D. (1985) The origin of authigenic ankerite from the Ninian Field, UK North Sea. *Nature*, 315, 214–216. <https://doi.org/10.1038/315214a0>

Karapetyan A.I. (1965) Germanium in ores of iron deposits of Armenia. Yerevan, 77 p. (in Russian)

Khachatryan E.A. (1953) Genetic types of iron deposits of the Armenian SSR and prospects for their exploration. Yerevan, AN Armenyanskoy SSR, 145 p. (in Russian)

Kholodov V.N., Nedumov R.I., Golubovskaya E.V. (2013) Facies types of sedimentary iron ore deposits and their geochemical features: Communication 2. Problems of the geochemistry of phanerozoic iron ores. *Lithology and Mineral Resources*, 48, 14–47. <https://doi.org/10.1134/S0024490213010021>

Klein C. (1974) Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron formation. *Canadian Mineralogist*, 12, 475–498

Klein C. (2005) Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90, 1473–1499. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>

Kutyrev E.I. (1968) Formation conditions and interpretation of cross bedding. Leningrad, Nedra, 128 p. (in Russian)

Macaulay C., Haszeldine R.S., Fallick A. (1993) Distribution, chemistry, isotopic composition and origin of diagenetic carbonates; Magnus Sandstone, North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 33–43. <https://doi.org/10.1306/D4267A82-2B26-11D7-8648000102C1865D>

Magakyan I.G. (1947) Iron deposits of Northern Armenia. *Izvestiya AN ArSSR (Bulletin of the Academy of Sciences of the Armenian SSR)*, 1, 3–17 (in Russian)

Maynard J. (1983) Geochemistry of sedimentary ore deposits, Berlin, Springer, 306 p.

Mezhlumyan G.B. (1974) The Svarantz iron deposit. Yerevan, AN Armyanskoy SSR, 216 p. (in Russian)

Melkii V.A., Verkhoturov A.A. (2019) Placers of iron-bearing minerals in the Sakhalin region. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta (Bulletin of Tomsk Polytechnic University)*, 330(1), 6–18. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/1/46> (in Russian)

Meng Y., Hu R., Huang X., Gao J. (2017) Germanium in magnetite: a preliminary review. *Acta Geologica Sinica*, 91, 711–726. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13127>

Mkrtchyan K.A., Tumanyan G.A. (1963) Unpublished report on prospecting work conducted at the Agartsin deposit of titanomagnetite sandstones in 1959. Yerevan, 49 p. (in Russian)

Momdzhii G.S., Grigoriev V.M. (1959) Germanium in iron ores. In: *Geologiya mestorozhdeniy redkih elementov (Geology of Rare Element Deposits)*, Issue 5. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 92–103. (in Russian)

Moritz R., Melkonyan R., Selby D., Popkhadze N., Gugushvili V., Tayan R., Ramazanov V. (2016) Metallogeny of the Lesser Caucasus: from arc construction to postcollision evolution. *Society of Economic Geologist, Special Publication 19*, 157–192. <https://doi.org/10.5382/SP.19.06>

Muradyan K.M. (1973) Paleogene volcanism and some features of the formation of volcanogenic deposits. In: *Vulkanizm i formirovaniye mineralnykh mestorozhdeniy v Alpiyskoy geosinklinalnoy zone (Volcanism and Formation of Mineral Deposits in Alpine Geosynclinal Zone)*. Novosibirsk, Nauka, 92–102. (in Russian)

Nadoll P., Angerer T., Mauk J., French D., Walshe J. (2014) The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61, 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>

Nekipelova A.V. (2023) Rare-earth elements in oolitic iron ores of Kerch: Distribution patterns and modes of occurrence. PhD thesis, 225 p.

Novoselov K.A., Belogub E.V., Kotlyarov V.A., Filippova K.A., Sadykov S.A. (2018) Mineralogical and geochemical features of oolitic ironstones from the Sinara-Techa deposit, Kurgan district, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 60, 265–276. <https://doi.org/10.1134/S1075701518030066>

Novoselov K., Belogub E., Shilovskikh V., Artemyev D., Blinov I., Filippova K. (2023) Origin of ironstones of the Udokan Cu deposit (Siberia, Russia): A key study using SEM and LA-ICP-MS. *Journal of Geochemical Exploration*, 249. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107221>

Novoselov K., Belogub E., Blinov I., Artemyev D. (2023) Detrital chrome spinels of the Udokan sedimentary basin in Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics*, 65, 609–622. <https://doi.org/10.2113/RGG20234632>

Pettijohn F.J. (1975) Sedimentary rocks. New York, Harper & Row, 751 p.

Putnis A., McConnell J. (1983) Principles of mineral behavior. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 304 p.

Piloyan G.A., Dallakyan O.N., Semenova M.Ya. (1955) Unpublished report on geological prospecting and survey work in the Haghartsin region of the Armenian SSR. Yerevan, 183 p. (in Russian)

Piloyan G.A., Karapetyan V.S. (1954f) Unpublished report on geological prospecting and survey work of the Frolovskaya surveying station in the upper reaches of the Aghstev river basin of the Armenian SSR in 1953. Yerevan, 483 p. (in Russian)

Ramanaldou E.R., Wells M.A. (2014) Sedimentary hosted iron ores. *Treatise on Geochemistry, second edition*. Amsterdam, Elsevier, 313–355. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01115-3>

Sarukhanyan L.B. (1970) Mineralogy, geochemistry and genesis of the Abovyan apatite-magnetite deposit. Yerevan, AN Armenyanskoy SSR, 184 p. (in Russian)

Sepoyan R.P. (1956) Unpublished report on magnetic prospecting work of the Haghartsin party in 1955. Yerevan, 94 p. (in Russian)

- Shcheka S.A., Zabelin V.V., Chubarov V.M. (1982) Magnetites and ferric hydroxides in sediments of the Japan and Philippine seas and their genetic information. *Marine Geology*, 45, 23–29. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90176-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90176-1)
- Sha L.-K., Chappella B. (1999) Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(22), 3861–3881.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.T., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A.I. (2001) Interpretation of geochemical data. Moscow, Internet Engineering, 288 p. (in Russian)
- Skursky M.D., Weitz R.A., Voznaya A.A., Gribanova G.I., Kizhaeva N.N. (2021) Sedimentary continental mechanogenic terrigenous complexes of placer mineral deposits. *Tekhnika i tekhnologiya gornogo dela (Mining Engineering and Technology)*, 15(4), 4–12. <https://doi.org/10.26730/2618-7434-2021-4-4-39> (in Russian)
- Smirnov G.M. (1911) Geological description of a part of the Kazakh district of the Elizavetopol province. Materials for Geology of the Caucasus, series III, book X. (in Russian)
- Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J. (2010) Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications* 340. 329–352.
- Strekopytov S.V., Dubinin A.V. (1996) Rare-earth elements as indicators of the composition of ocean source provinces (exemplified by the trans-Pacific profile). *Lithology and Mineral Resources*, 4, 438–444.
- Telenkov O.S., Maslennikov V.V. (1995) Automated expert system for classification of siliceous-ferruginous deposits of paleohydrothermal fields of the South Urals. Miass, IMin UrO RAN, 200 p. (in Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical Indicators of Lithogenesis (Lithological Geochemistry). Syktyvkar: Geoprint, 711 p.
- Yurgenson G.A., Abramov B.N. (2000) Mineral composition of ferruginous sandstones and sources of detrital material from Cu-bearing deposits of the Udokan Group. *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 129(2), 44–53 (in Russian)

Информация об авторах

Новоселов Константин Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия; const31@yandex.ru

Белогуб Елена Витальевна – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия; belogub@mineralogy.ru

Филиппова Ксения Александровна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия; kseniyafil@yandex.ru

Рассомахин Михаил Анатольевич – младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия; miha_rassomahin@mail.ru

Садыков Сергей Ахматович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; sadykov@mineralogy.ru

Information about the authors

Konstantin A. Novoselov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Leading Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; const31@yandex.ru

Elena V. Belogub – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Key Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; belogub@mineralogy.ru

Kseniya A. Filippova – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Scientific Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; kseniyafil@yandex.ru

Mikhail A. Rassomakhin – Junior Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; miha_rassomahin@mail.ru

Sergey A. Sadykov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Scientific Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; sadykov@mineralogy.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-4>
УДК 553.08

Золото-полиметаллическая минерализация Михеевского (Новониколаевского) Си-порфирового рудного узла, Южный Урал

О.Ю. Плотинская¹, В.В. Хребтневский², Е.В. Ковальчук^{1,3}, М.М. Савостьянова^{1,4}

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017 Россия; plotin@igem.ru

² Московский государственный университет, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991 Россия

³ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, ул. Миклухо-Маклая 23, г. Москва, 117485 Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Старомонетный пер., д. 31, г. Москва, 119017 Россия

Статья поступила в редакцию 29.05.2026 г., после доработки 30.07.2026 г., принята к печати 06.08.2026 г

Аннотация. В статье охарактеризованы разные типы полиметаллической минерализации Михеевского (Новониколаевского) рудного узла (Южный Урал, Россия). На Михеевском Си-порфировом месторождении золото-полиметаллическая минерализация присутствует в виде субэпитермальных жил мощностью до 30 см с пиритом, арсенопиритом, блёклой рудой (теннантит-тетраэдрит-(Fe) и аргентотетраэдрит-(Fe)), сфалеритом и галенитом. Из редких минералов присутствуют самородное золото с широкими вариациями состава и полибазит. На Новониколаевском Си-скарново-порфировом месторождении ранние галенит и сфалерит установлены в массивных сульфидных рудах апоскарновой стадии, а в пропилитовых метасоматитах развиты поздние галенит и сфалерит, а также блёклые руды (теннантит-(Fe,Zn) – тетраэдрит-(Zn)). В ассоциации с минералами полиметаллов присутствуют самородное золото и редкие минералы Te, Hg, Bi, Ni, W, In, Sn. На Западном Си-порфировом рудопроявлении полиметаллическая ассоциация представлена пиритом, блёклой рудой (теннантит-тетраэдрит-(Zn)), галенитом и сфалеритом и ассоциирует с кварц-серицит-карбонатными метасоматитами. Изученные типы полиметаллической минерализации образовались при близких температурах (от 290–320 до 280–220 °C), но отличаются по типохимизму основных рудных минералов и набору редких минералов руд. Отличия обусловлены приуроченностью описанных типов минерализации к разным стадиям развития и к различным зонам порфирово-эпитермальной системы.

Ключевые слова: Южный Урал, Михеевское Си-порфировое месторождение, Западное Си-порфировое рудопроявление, Новониколаевское скарново-порфировое месторождение, медь, блёклые руды, сфалерит, галенит, самородное золото.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия).

Благодарности. Авторы выражают признательность руководству ОАО «Михеевский ГОК» (Челябинская обл., Россия) за содействие при полевых работах, сотрудникам лаборатории локальных методов исследования вещества Московского государственного университета (г. Москва, Россия) и лаборатории кристаллохимии минералов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия) за выполненные анализы, а также Я.Е. Солдатовой за помощь в обработке данных.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Плотинская О.Ю. – разработка концепции, исследование, написание, редактирование финального варианта рукописи; Хребтиевский В.В. – разработка концепции, исследование, визуализация, написание рукописи; Ковальчук Е.В. – исследование; Савостьянова М.М. – исследование.

Для цитирования. Плотинская О.Ю., Хребтиевский В.В., Ковальчук Е.В., Савостьянова М.М. Золото-полиметаллическая минерализация Михеевского (Новониколаевского) Cu-порфирового рудного узла, Южный Урал. *Минералогия*, 2026, 12(3), 66–92. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-4>

Gold-base metal mineralization of the Mikheevsky (Novonikolaevsky) porphyry copper ore cluster, South Urals

O.Yu. Plotinskaya¹, V.V. Khrebtievsky², E.V. Kovalchuk^{1,3}, M.M. Savostyanova^{1,4}

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny per. 35, Moscow, 119017 Russia; plotin@igem.ru

² Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia

³ Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, ul. Miklukho-Maklaya 23, Moscow, 117485 Russia

⁴ Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Resources, Staromonetny per. 31, Moscow, 119017 Russia

Received 29.05.2026, revised 30.76.2026, accepted 06.08.2026

Abstract. The paper describes different types of base metal mineralization of the Mikheevsky (Novonikolaevsky) ore cluster (South Urals, Russia). At the Mikheevskoe porphyry copper deposit, gold-base metal mineralization occurs as subepithermal veins up to 30 cm thick with pyrite, arsenopyrite, fahlore (tennantite-tetrahedrite-(Fe) and argentotetrahedrite-(Fe)), sphalerite and galena. Minor minerals include native gold of varying composition and polybasite. At the Novonikolaevskoe skarn porphyry Cu deposit, early galena and sphalerite occur in massive sulfide ores of the post-skarn stage, while propylites hosts late galena and sphalerite, as well as fahlores (tennantite-(Fe, Zn)–tetrahedrite-(Zn)). Minor native gold and rare Te, Hg, Bi, Ni, W, In, and Sn minerals belong to the same assemblage. At the Zapadnoe porphyry Cu deposit, the base metal assemblage includes pyrite, fahlore (tennantite-tetrahedrite-(Zn)), galena, and sphalerite and is accompanied by quartz-sericite-carbonate alteration. These types of base metal mineralization formed at a similar temperature range (from 290–320 to 280–220 °C), but differ in chemical composition of major ore minerals and a set of rare ore minerals. This diversity is caused by zoning and different evolution stages of a telescoped porphyry system.

Keywords: South Urals, Mikheevskoe porphyry deposit, Zapadnoe porphyry deposit, Novonikolaevskoe skarn porphyry deposit, copper, fahlore, sphalerite, galena, native gold.

Funding. This work was supported by state contract of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (Moscow, Russia).

Acknowledgements. The authors express their gratitude to the management of the Mikheevsky GOK (Chelyabinsk region, Russia) for support during fieldwork, staff of the Laboratory of Local Analytical Methods of the Moscow State University (Moscow, Russia) and Laboratory of Crystal Mineral Chemistry of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS (Moscow, Russia) for electron microprobe analysis, and Ya.E. Soldatova for assistance with data processing.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. Plotinskaya O.Yu. – concept development, research, visualization, writing, editing the final version of the manuscript; Khrebtievsky V.V. – concept development, research, visualization, writing; Kovalchuk E.V. – research; Savostyanova M.M. – research.

For citation: Plotinskaya O.Yu., Khrebtievsky V.V., Kovalchuk E.V., Savostyanova M.M. Gold-base metal mineralization of the Mikheevsky (Novonikolaevsky) porphyry copper ore cluster, South Urals. *Mineralogy*, 2026, 12(3), 66–92. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-4>

ВВЕДЕНИЕ

В мировом балансе Cu, Mo, Au, Re (и, в меньшей степени, Ag, Te, Se, Bi, Zn, Pb) одна из ведущих ролей принадлежит комплексным рудообразующим системам, которые включают медно-порфировые, скарновые и эпитермальные месторождения (Sillitoe, 2010; Lipson, 2014). В зарубежной литературе такие системы получили название телескопированные порфировые системы (telescoped porphyry system) (Sillitoe, 2010), а в отечественной – порфирово-эпитермальные рудообразующие системы или ПЭРС (Коваленкер, 2006). Интересной и не всегда однозначной является проблема распределения полезных компонентов в пределах таких систем. Так, чаще всего, Au, Ag, а также Bi, Te и Se сконцентрированы не в рудах порфирового типа, а в эпитермальных жилах, приуроченных к верхним горизонтам порфирово-эпитермальных систем (Hedenquist et al., 2000; Kesler et al., 2002; Sillitoe, 2010). В эпитермальных месторождениях высокосульфидизированного типа, помимо золота, содержатся промышленные концентрации Cu, которая присутствует в виде энаргита, люционита, фаматинита и ковеллина, а объекты промежуточносульфидизированного типа являются наиболее продуктивными на Cu-Pb-Zn и содержат сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит-тетраэдрит (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, 2010; Catchpole et al., 2012). Однако в тех случаях, когда ПЭРС сильно эродированы и их «эпитермальная» часть утрачена, существенное значение в балансе благородных металлов и полиметаллов приобретают другие типы минерализации. Периферия глубокоэродированных ПЭРС (также, как и слабоэродированных) характеризуется геохимическими ореолами Zn, Pb, Ag и Mn, которые пространственно совпадают с ореолами пропилитизации. Нередко причиной повышенных содержаний этих элементов являются субэпитермальные жилы с высокими концентрациями полиметаллов (Sillitoe, 2010). Обычно такие жилы секут пропилитизированные зоны, сопровождаясь околожильными гидротермальными изменениями типа серицитизации или аргиллизации (Метасоматизм..., 1998). При наличии карбонатных пород на глубоких уровнях порфировых систем полиметаллическая минерализация может быть развита в дистальных скарнах и метасоматических месторождениях в карбонатных толщах (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005; Donahue, 2002; Sillitoe, 2010).

Таким образом, участки с повышенными концентрациями Au и полиметаллов (прежде всего, Pb и Zn) могут быть приурочены к разным стадиям развития и различным зонам ПЭРС. Изучение разных типов Au-Ag, Au-Cu, Au-Pb-Zn и Pb-Zn минерализации и выявление их типоморфных признаков имеет важное прикладное и теоретическое значение. Настоящее исследование посвящено изучению полиметаллической минерализации месторождений Михеевского рудного узла (МРУ), который ранее называли Новониколаевским (Белгородский и др., 1991). Территория глубоко эродирована, поэтому эпитермальные Au-Ag месторождения или рудопроявления здесь отсутствуют. МРУ включает Михеевское медно-порфировое месторождение, которое является одним из самых крупных объектов порфирового типа на Урале, и ряд более мелких месторождений и рудопроявлений. Это делает территорию МРУ хорошим полигоном для изучения полиметаллической минерализации глубинного «порфирового» уровня ПЭРС. Основная цель данной работы – охарактеризовать различные типы полиметаллической минерализации Михеевского рудного узла и выявить типоморфные особенности основных рудных минералов на них.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИХЕЕВСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Михеевский рудный узел расположен на Южном Урале на территории Челябинской области. В геотектоническом отношении он находится на восточной окраине Зауральской мегазоны Южного Урала (рис. 1, врезка), а в металлогеническом – в пределах Иргизской минерагенической зоны, Тарутинско-Новониколаевской Cu-Mo-Fe-Au-Zn подзоны (Тевелев и др., 2018ф). Последняя включает также Тарутинский медно-рудный узел, расположенный примерно на 50 км севернее МРУ с Тарутинским медно-скарновым месторождением.

Геологическое строение территории МРУ (рис. 1) определяет система субмеридиональных глубинных разломов, разделяющих Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Наиболее древние породы развиты в восточной части территории. Раннепалеозойская сланцево-карбонатная толща (увельская свита $O_{2-3}uv$) представлена основными вулканитами, чередующимися с более кислыми разностями и редкими пластами кремнистых алевролитов, туффицитов и яшмоидов (Те-

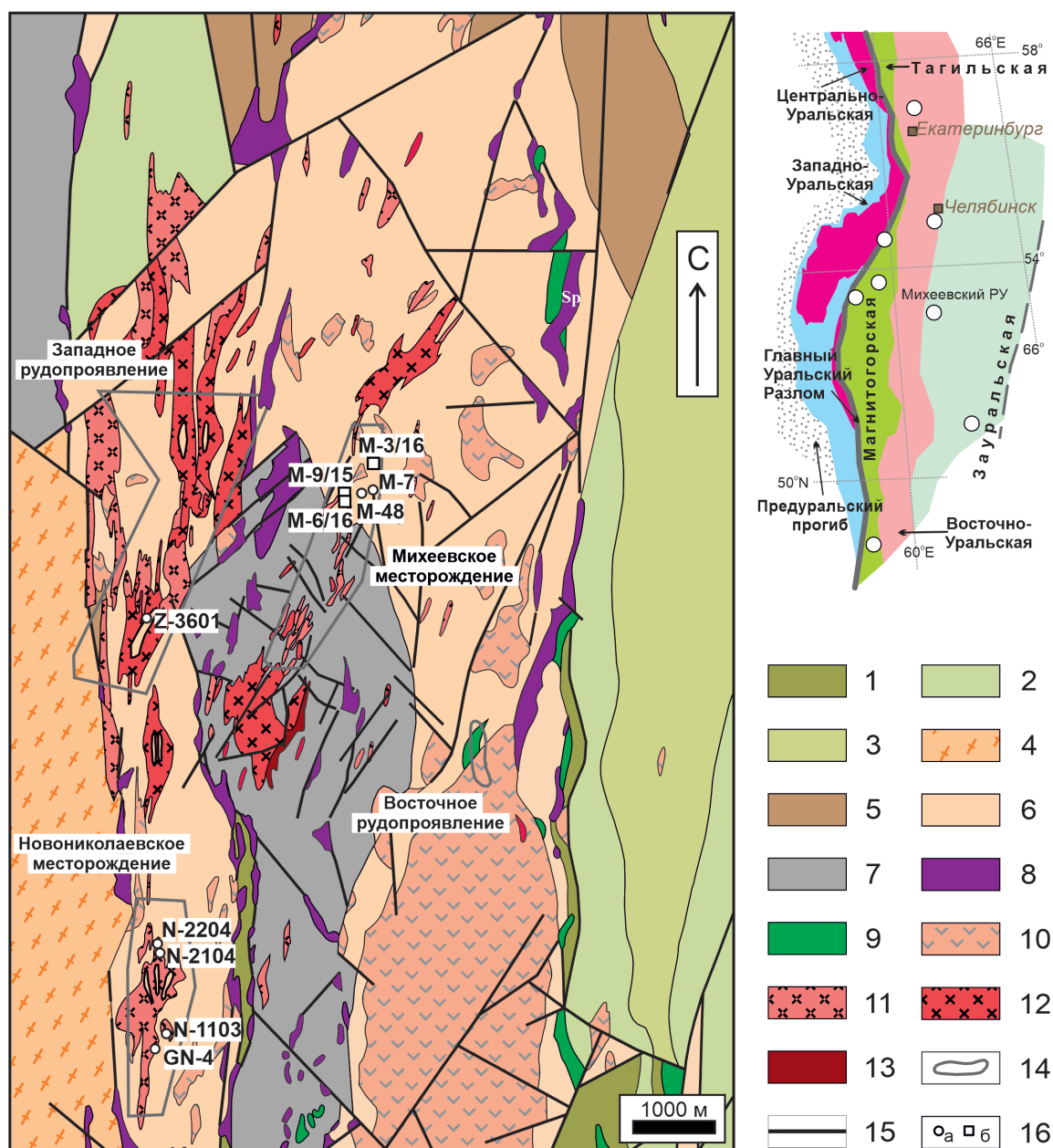


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Михеевского рудного узла по данным ООО «Геосинтез» (Кузнецов и др., 2020ф) с упрощениями. На врезке показано положение Михеевского рудного узла на тектонической схеме Южного Урала по (Puchkov, 2017; Plotinskaya et al., 2017).

1 – базальты, долериты, туфы основного состава, амфиболовые, эпидот-амфиболовые сланцы (Pz₁?); 2 – углисто-глинистые, кремнисто-углистые сланцы (S₁); 3 – туфы основного, смешанного составов, алевролиты, туфопесчаники, кремнисто-углистые сланцы (S₁₋₂); 4 – плагииграниты (C₁); 5 – тогузакская толща (D₁): базальты; 6 – вулканогенно-осадочная толща (D₃): известняки, алевропесчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники аркозовые, алевролиты, грубо- и разнообломочные породы преимущественно основного состава, андезибазальты и их туфы, базальты; 7 – афировые базальты и их лавокластиты и туфы, песчаники, углисто-кремнистые породы (D₃); 8 – серпентиниты и хлорит-карбонатные породы по серпентинитам (D₃); 9, 10 – ульяновский субвулканический комплекс (D₃–C₁): 9 – дайки и дайкообразные тела диабазов и габбродиабазов; 10 – штоки и дайки андезитовых порфиров, их брекчий, плагиигранодиоритов, малые тела дацитов, риодацитов; 11–13 – михеевский интрузивный комплекс (D₃–C₁): 11 – дайки диоритовых порфиров; 12 – штоки и дайки кварцевых диоритов и плагиигранитов; 13 – дайки плагиигранит-порфиров, плагиигранодиорит-порфиров; 14 – месторождения и рудопоявления медно-порфировых руд, 15 – разрывные нарушения, 16 – положение изученных образцов, отобранных из карьера (а) и скважин (б).

Fig. 1. Schematic geological map of the Mikheevsky ore cluster, simplified after Geosintez Ltd. (Kuznetsov et al., 2020). The inset shows the position of the Mikheevsky ore cluster on tectonic scheme of the South Urals after (Puchkov, 2017; Plotinskaya et al., 2017).

1 – Early Paleozoic (?) basalt, dolerite, mafic tuff, amphibole and epidote-amphibole schist; 2 – Lower Silurian carbonaceous-clayey and siliceous-carbonaceous shale; 3 – Lower-Middle Silurian mafic and mixed tuff, siltstone, tuffaceous sandstone, siliceous-carbonaceous shale; 4 – Early Carboniferous plagiogranite; 5 – Early Devonian Toguzak Sequence, basalt; 6 – Upper Devonian volcanosedimentary sequence: limestone, silty sandstone, tuffaceous sandstone, tuffaceous conglomerate, arkose sandstone, siltstone, mostly mafic coarse- and mixed-clastic rock, basaltic andesite and tuff, basalt; 7 – Late Devonian aphyric basalt and clastic lava and tuff, sandstone, carbonaceous-siliceous rock; 8 – Late Devonian serpentinite and chlorite-carbonate rock after serpentinites; 9, 10 – Late Devonian-Early Carboniferous Ul'yanovsk subvolcanic complex: 9 – dikes and dike-shaped bodies of diabase and gabbrodiabase; 10 – stocks and dikes of andesite porphyry, breccia, plagiogranodiorite, small intrusions of dacite, rhyodacite; 11–13 – Late Devonian-Early Carboniferous Mikheevsky intrusive complex: 11 – dikes of diorite porphyry; 12 – stocks and dikes of quartz diorite and plagiogranite; 13 – plagiogranite-porphyry dike, plagiogranodiorite-porphyry; 14 – porphyry copper deposits and occurrences, 15 – faults, 16 – sampling points: a – sampled from the open pit; б – sampled from drill core.

велев и др., 2018ф). Черносланцевая варненская толща (S_{1vr}) (Тевелев и др., 2018ф) сложена углисто-кремнистым и кремнисто-углистыми сланцами с прослоями углеродистых известняков, а также гравелитов, песчаников и алевролитов. Вулканогенно-осадочная катенинская толща (S_{1-2kt}) (Тевелев и др., 2018ф) представлена туфами основного и смешанного составов, вулканическими песчаниками, туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами, кремнисто-углистыми сланцами, реже базальтоидами и прослоями известняков. Большую часть территории МРУ составляют раннедевонские вулканогенно-осадочные породы, которые вмещают месторождения и рудопроявления меди (Белгородский и др., 1991). Они образуют субмеридиональную грабен-синклиналь (Рис. 1), крылья которой сложены вулканогенно-осадочными породами (алевропесчаники, туфопесчаники, алевролиты, туфоконгломераты, андезибазальты и их туфы, базальты, известняки) ацисуйской толщи, а осевая часть – вулканогенной аккаргинской толщей (афировые базальты, углисто-кремнистые породы и др.).

Интрузивные породы на территории МРУ представлены ульяновским, михеевским и новониколаевским комплексами. Широко развиты серпентиниты, образовавшиеся по ультрабазитам, предположительно, ордовикского дружининского комплекса (Тевелев и др., 2018ф), «холодное внедрение» которых, предположительно, произошло в раннем карбоне. Субвулканический ульяновский комплекс включает в себя дайки и дайкообразные тела диабазов и габбродиабазов, а также штоки и дайки андезитовых порфиритов, их брекчий, малые тела дацитов и риодацитов (Шаргородский и др., 2005). Породы михеевского комплекса представлены дайками диоритовых порфиритов, штоками и дайками кварцевых диоритов и плагиигранитов, дайками плагии-

огранит-порфиров и плагиигранодиорит-порфиров. U-Pb возраст циркона (SHRIMP-II) из порфировидного кварцевого диорита михеевского комплекса составил 356 ± 6 млн лет (Грабежев, Ронкин, 2011), что позволяет отнести эти комплексы к позднему девону-раннему карбону. В пределах ошибки этот возраст совпадает с Re-Os возрастом молибденита Михеевского месторождения 357.8 ± 1.8 и 356.1 ± 1.4 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017). На западе рудного узла расположен Новониколаевский плагииогранитный массив предположительно позднекаменноугольного возраста (Тевелев и др., 2018ф).

Все известные рудные объекты пространственно и генетически связаны с интрузиями михеевского комплекса (Грабежев, Белгородский, 1992; Гирфанов и др., 1991). Помимо Михеевского месторождения, на территории МРУ известны Западное, Новониколаевское, Ульяновское и ряд неназванных рудопроявлений (Белгородский и др., 1991).

Михеевское медно-порфировое месторождение является наиболее изученным объектом на данной территории. В многочисленных публикациях охарактеризованы возраст и состав интрузивных пород (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, Ронкин, 2011) и метасоматитов (Грабежев, 2014), типохимизм основных рудных и жильных минералов (Плотинская и др., 2015; Plotinskaya et al., 2018; Азовская и др., 2018; Плотинская, Ковальчук, 2022, 2025; Rovnushkin, Azovskova, 2022; Прибавкин и др., 2023).

В геологическом строении территории месторождения (рис. 1) принимают участие вулканогенно-осадочные породы позднедевонского возраста, которые подразделены на две пачки. Нижняя пачка представлена переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, андезибазальтами и их туфами и туфобрекчиями при подчиненной роли алевроли-

тов, углисто-кремнистых пород, базальтов и других пород. Верхняя пачка сложена лавами и лавокластитами афировых базальтов с прослоями песчаников, силицитов и углисто-кремнистых пород с телами серпентинитов (Шаргородский и др., 2005). Интрузии ульяновского комплекса представлены, главным образом, штоками и дайками диоритовых порфиритов и андезитов, реже дацитами, риодацитами, плагиогранодиоритами и диабазами. Михеевский комплекс представлен несколькими равномернозернистыми и порфировыми разностями, среди которых наиболее широко развиты диориты, диоритовые порфириты, а также пострудные плагиогранит-порфиры (Грабежев, Белгородский, 1992).

Рудная минерализация, преимущественно, прожилково-вкрапленная, приурочена к кварц-серицитовым (филлизитовым), хлорит-серицитовым и пропиловым метасоматитам. Основные минералы – пирит, халькопирит и молибденит, реже магнетит. Также встречаются золото-полиметаллические жилы, которые сопровождаются кварц-карбонат-серицитовыми метасоматитами, где серицит представлен слюдой ряда мусковит-парагонит (Plotinskaya et al., 2018). Месторождение разрабатывается открытым способом с 2013 г., запасы месторождения на 2022 г. составляли около 2 млн т Cu и 50 т Au (<https://nedradv.ru/>).

Новониколаевское месторождение расположено на юго-западе территории МРУ (рис. 1) и является первым рудным объектом, открытым на описываемой территории в 1952 г. (Тевелев и др., 2018ф и цитируемая литература). Несмотря на это, оно изучено значительно слабее, чем Михеевское месторождение (Горбунов и др., 2019; Бурмистров и др., 2023; Хребтиевский, 2024, 2025, 2026; Хребтиевский, Плотинская, 2026).

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы представлены песчаниками, известняками, алевролитами, аргиллитами, туфами и эффузивами среднего состава, которые моноклинально падают на восток под углом 45–50° (Белгородский и др., 1991). Их прорывают многочисленные дайки диоритовых порфиритов, реже плагиогранодиоритов и риодацитов михеевского и ульяновского комплексов. Рудная минерализация на месторождении представлена магнетитовыми скарнами, массивными и густовкрапленными пиритовыми зонами и прожилково-вкрапленными пирит-халькопиритовыми рудами. В настоящее время месторождение отнесено к скарново-медно-порфировому типу (Хребтиевский, 2026).

Западное рудопоявление расположено примерно в 2 км к западу от Михеевского месторождения и локализовано в вулканогенно-осадочных породах, среди которых преобладают базальты, грубообломочные породы основного состава, а также туфо- и алевропесчаники. Породы прорваны дайками кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов михеевского комплекса и дацитами и риодацитами ульяновского комплекса. Рудопоявление отнесено к медно-порфировому типу (Белгородский и др., 1991), но почти не изучалось. Рудная минерализация прожилково-вкрапленная, преобладают пирит и халькопирит, также встречается молибденит.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав минералов изучен на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-IT500 с ЭДС-спектрометром INCA X-Maxn (геологический факультет Московского государственного университета (г. Москва, Россия; аналитики Н.Н. Коротаева и В.О. Япаскурт) по стандартным методикам и на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония) в ЦКП «ИГЕМ-аналитика» (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия, аналитик Е.В. Ковальчук). Условия анализа на микроанализаторе JXA-8200: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметр пучка 1 мкм.

Блёклые руды. Время экспозиции на все элементы составляло 10 сек. на пике и по 5 сек. на фоне с обеих сторон. Стандарты: для Sb (L α) – Sb₂S₃, Se (L α) – CdSe, Zn (K α) – ZnS, S (K α) – CuFeS₂, Ag (L α) – AgSbS₂, As (L α) – GaAs, Cu (K α) – Cu, Hg (M α) – HgS, Te (L α) – Te, Fe (K α) – CuFeS₂, Bi (M α) – Bi₂Te₃, Cd (L β) – CdSe, Pb (M α) – PbS. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %) для S – 0.02, Fe, Se – 0.06, Ag – 0.07, As, Cu, Te и Pb – 0.08, Hg и Bi – 0.09, Sb и Zn – 0.10, Cd – 0.15.

Сфалерит. Время экспозиции для Zn и Hg – 10 сек. на пике и по 5 сек. на фоне с обеих сторон, для S, In, Ag, Fe и Mn – 20/10 сек., Sn, Cu и Cd – 30/15 сек. Стандарты: Sn (L α) – Sn, Zn (K α) и S (K α) – ZnS, In (L α) – InSb, Cu (K α) и Fe (K α) – CuFeS₂, Ag (L α) – Ag, Cd (L α) – CdS, Hg (M α) – HgS, Mn (K α) – Mn. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %): Sn – 0.05, In – 0.06, Cu – 0.06, Ag – 0.04, Cd – 0.09, Fe – 0.05, Hg – 0.10, Mn – 0.05.

Арсенопирит. Время экспозиции для всех элементов – 10 сек. на пике и по 5 сек. на фоне с

обеих сторон. Стандарты: As (L α) – GaAs, Fe (K α), S (K α) и Cu (K α) – CuFeS₂, Ni (K α) – Ni, Zn (K α) – ZnS, Sb (L α) – NiSbS, Co (K α) – Co, Ag (L α) – Ag. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %): As – 0.11, Fe – 0.06, S – 0.02, Ni – 0.06, Zn – 0.10, Sb – 0.06, Co – 0.06, Cu – 0.09, Ag – 0.05.

Пирит. Время экспозиции для Fe, S, Cu, Ni и Sb – 10 сек. на пике и по 5 сек. на фоне с обеих сторон, для As и Co – 30/15 сек. Стандарты: Sb (L α) – NiSbS, Ni (K α) – Ni, As (L α) – GaAs, S (K α) и Fe (K α) – FeS₂, Cu (K α) – CuFeS₂, Co (K α) – Co. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %): As – 0.05, Ni – 0.06, Cu – 0.09, Sb – 0.05, Co – 0.06.

Самородное золото. Время экспозиции для всех элементов 20 сек. на пике и по 10 сек. на фоне с обеих сторон. Стандарты: Au (L α) – Au, Ag (L α) – Ag, Cu (K α) – Cu, Fe (K α) – CuFeS₂, Hg (M β) – HgTe. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %): Au – 0.33, Ag – 0.04, Cu – 0.09, Fe – 0.06, Hg – 0.14.

Вольфрамит. Время экспозиции для W, Ca и Fe составляло 10 сек. на пике и по 5 сек. на фоне с обеих сторон, для Sr – 20/10 сек., для Mn и Nb – 30/15 сек. Стандарты: W (L α) и Ca (K α) – шеелит, Fe (K α) – магнетит, Mn (K α) – манганит, Nb (L α) – Cs₂Nb₄O₁₁, Sr (L α) – SrSO₄. Пределы обнаружения для 3 σ интервала (мас. %): WO₃ – 0.34, CaO – 0.04, FeO – 0.10, MnO – 0.06, Nb₂O₅ – 0.06, SrO – 0.12.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Типы полиметаллической минерализации Михеевского рудного узла

На Михеевском месторождении минералы полиметаллической стадии на верхних горизонтах месторождения образуют жилы мощностью до 20–30 см, выполненные белым кварцем, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, блёклой рудой и галенитом (рис. 2А–В). Встречаются как жилы, в которых из рудных минералов преобладают сфалерит (рис. 2Б) или блёклая руда (рис. 2В), так и жилы, где доминируют арсенопирит и пирит. На более глубоких горизонтах полиметаллическая минерализация встречается в виде прожилков мощностью не более 5 см (рис. 2Г) с тем же набором рудных минералов (табл. 1).

На Новониколаевском месторождении встречается полиметаллическая минерализация двух типов (стадий) – апоскарновой и пропилитовой, которые часто накладываются одна на другую (рис. 2Д–К).

Минерализация апоскарновой стадии (рис. 2Д, Е) встречается редко, в виде интервалов густо-крапленных сульфидов по вмещающим известнякам (рис. 2Д) и, в меньшей степени, по диоритовым порфирирам (рис. 2Е). Минералы полиметаллов (обр. Н-2204/117.5) представлены крупными зернами сфалерита-1 (до 3 мм) и галенита-1 (до 1 мм), которые цементируют ранний пирит (рис. 23, 3В).

Минерализация пропилитовой стадии пространственно сопряжена с зонами пропилитизации, которая развивается, преимущественно, по диоритовым порфирирам, а также по алевролитам и песчаникам. Полиметаллическая минерализация (обр. N-2204/124.8, 2204/126, GN-4/119.9, GN-4/128.4, N-1103/57.6 и N-2204/117.5) в таких интервалах представлена, в основном, мелкими (100–200 мкм) вкраплениями сфалерита-2 с халькопиритовой эмульсионной вкрапленностью, галенита (до 100 мкм), пирита (до 100 мкм) и реже блёклой руды (до 100 мкм), которые ассоциируют с хлоритом и кальцитом. Минерализация пропилитовой стадии нередко наложена на апоскарновую в виде гнезд, прожилков или прожилковидных образований, например, в обр. N-2204/117.5 (рис. 2Е, 3). Мощность интервалов пропилитизации достигает десятков, а иногда и сотен метров, при этом их строение нередко осложнено наложением более поздних кварц-карбонат-серицитовых изменений без рудной нагрузки (рис. 2Ж).

На Западном рудопроявлении минералы полиметаллической стадии образуют густую и мелкую вкрапленность, а также маломощные прожилки, гнезда и вкрапленность в породах вулканогенно-осадочной толщи и диоритоидах. Они пространственно сопряжены с кварц-карбонат-серицитовыми изменениями, которые развиваются, преимущественно, по диоритовым порфирирам (рис. 2Л–О).

Типоморфные особенности основных минералов

Наиболее ранними минералами полиметаллической минерализации являются пирит и арсенопирит. Арсенопирит распространен в жилах Михеевского месторождения, существенно реже встречается на Новониколаевском месторождении и не установлен на Западном рудопроявлении. Его соотношения с пиритом не всегда однозначны: наблюдалось как обрастание пирита арсенопиритом, так и обратные взаимоотношения, что позволяет

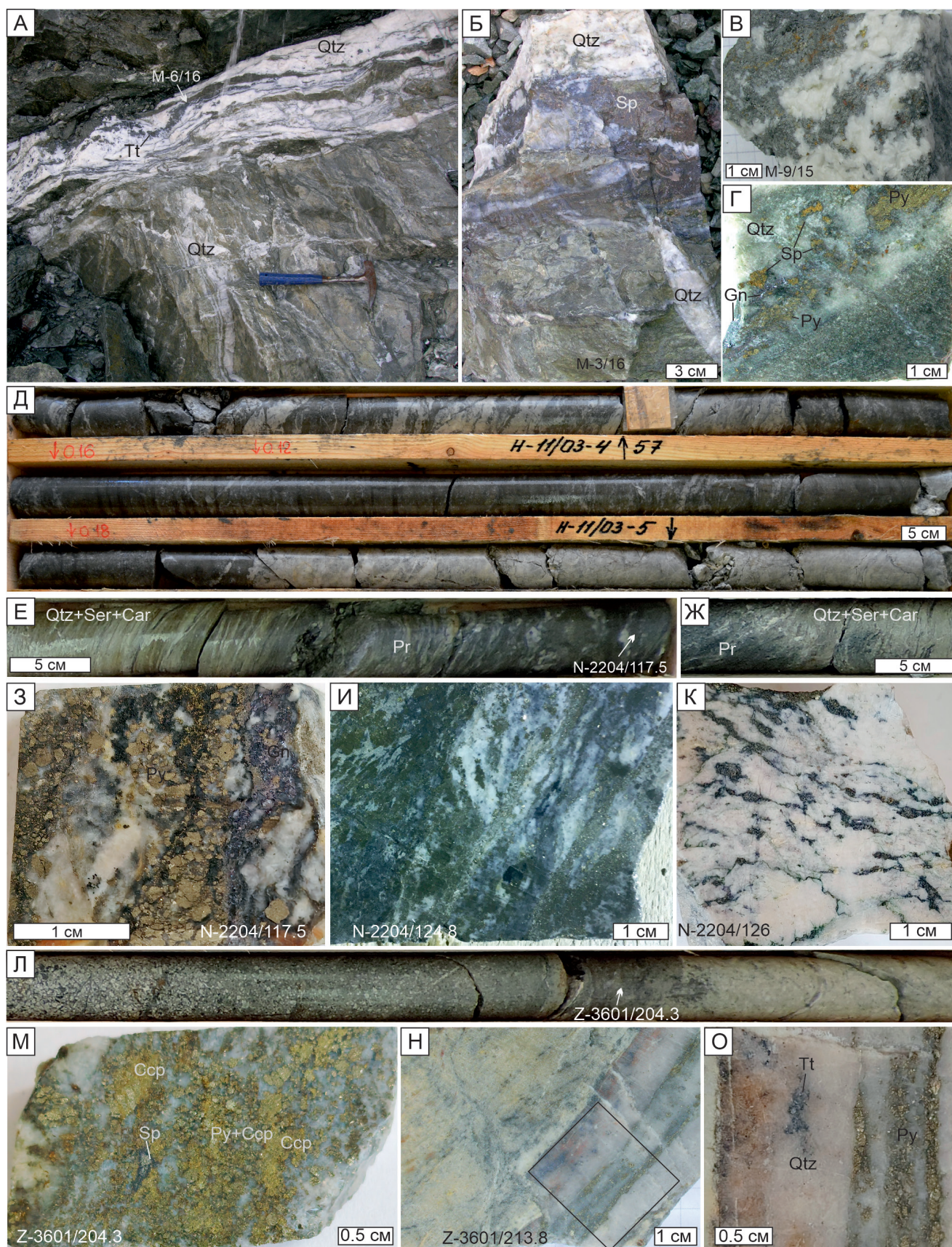


Рис. 2. Представительные образцы с полиметаллической минерализацией Михеевского рудного узла: А – кварцевая жила (Qtz) с гнездами блёклой руды (Tt) в борту карьера (обр. М-6/16), пересекающая более ранние кварцевые прожилки; Б – кварцевая жила с крупнозернистым сфалеритом (Sp) (обр. М-3/16); В – фрагмент кварцевой жилы с крупными гнездами блёклой руды (обр. М-1-9/15); Г – кварцевый прожилок с гнездами пирита (Py), сфалерита и галенита (Gn) (обр. М1554/729.8); Д – апоскарновая минерализация: густовкрапленные и массивные сульфиды (темное), развитые по известняку (светлое) (скв. N-1103, 56.7–59.4 м); Е – густовкрапленные сульфиды в пропилите на границе с кварц-карбонат-серицитовым метасоматитом по диоритовому порфиру (скв. N-2204, 117.0–117.5 м); Ж – кварц-карбонат-серицитовых метасоматиты, наложенные на пропилиты (скв. N-2204, 128.0–128.2 м); З – кварц-пиритовая жила с галенитом (обр. N-2204/117.5); И – кварц-пиритовая жила с просечками и гнездами блёклой руды (обр. N-2204/124.8); К – кварцевая жила с многочисленными просечками и гнездами пирита, блёклой руды и других сульфидов (обр. N-2204/126); Л – зона кварц-серицит-карбонатных метасоматитов с участком сульфидизации (скв. Z-3601/203.7-204.7) по диоритовому порфиру; М – кварц-пирит-халькопиритовый прожилок с редкими гнездами сфалерита (обр. Z-3601/204.3); Н – кварц-серицитовый метасоматит с прожилком кварца (обр. Z-3601/213.8); О – увеличенный фрагмент фото 2М: цепочки пирита, гнездовидная вкрапленность блёклой руды.

Рис. А–Г – Михеевское месторождение; Д–К – Новониколаевское месторождение; Л–О – Западное рудопроявление.

Fig. 2. Representative samples with base metal mineralization of the Mikheevsky ore cluster: А – quartz vein (Qtz) with fahlore pockets (Tt) in the open pit (sample M-6/16), which intersects earlier quartz veinlets; Б – quartz vein with coarse-grained sphalerite (Sp) (sample M-3/16); В – fragment of quartz vein with large fahlore pockets (sample M-9/15); Г – quartz veinlet with pyrite pockets (Py), sphalerite and galena (Gn) (sample M-1554/729.8); Д – post-skarn mineralization: replacement of limestone (light) by disseminated to massive sulfides (dark) (borehole N-1103, 56.7–59.4 m); Е – densely disseminated sulfides in propylite at the contact with quartz-carbonate-sericite metasomatite after diorite porphyry (borehole N-2204, 117.0–117.5 m); Ж – quartz-carbonate-sericite metasomatite after propylite (borehole N-2204, 128.0–128.2 m); З – quartz-pyrite vein with galena (sample N-2204/117.5); И – quartz-pyrite vein with stringers and pockets of fahlore (sample N-2204/124.8); К – quartz vein with numerous stringers and pockets of pyrite, fahlore and other sulfides (sample H-2204/126); Л – quartz-sericite-carbonate alteration zone with a sulfide-rich area (borehole Z-3601/203.7-204.7) after diorite porphyry; М – quartz-pyrite-chalcopyrite veinlet with rare sphalerite pockets (sample Z-3601/204.3); Н – quartz-sericite metasomatite with quartz veinlet (sample Z-3601/213.8); О – enlarged fragment of Fig. 2M: chains of pyrite aggregates and pocket dissemination of fahlore.

Figs. А–Г – Mikheevskoe deposit; Д–К – Novonikolaevskoe deposit; Л–О – Zapadnoe occurrence.

говорить об их близ-одновременном образовании. Блёклые руды, халькопирит, сфалерит и галенит обрастают пирит и арсенопирит, корродируют их и выполняют в них трещины (рис. 3). В этой же ассоциации иногда присутствуют самородное золото и другие редкие минералы, охарактеризованные ниже.

Пирит одинаково широко распространен на всех трех изученных месторождениях. Пирит из полиметаллических ассоциаций образует кристаллы кубического габитуса, реже ксеноморфные зерна размером первые сотни микрометров и их агрегаты (рис. 3А–В). Нередки корродированные кристаллы, которые по трещинам замещаются более поздним халькопиритом и другими минералами (рис. 3Д). Пирит в большинстве случаев пористый, с многочисленными включениями халькопирита и блёклой руды (рис. 3Б, В, Е). Основной примесью в пирите из полиметаллической минерализации является As: его содержания достигают 2 мас. % на Новониколаевском месторождении и 5 мас. % – на Михеевском (электронное приложение (ЭП), табл. 1), хотя в последнем случае наиболее вероятен захват включения теннантита. В единичных анализах установ-

лены Co, Ni или Cu (до первых десятых массовых процентов), но в большинстве случаев содержания этих элементов, а также Sb ниже предела обнаружения.

Арсенопирит. На Михеевском месторождении в большинстве образцов (М-1-9/15, М-11-2-16, М-11-227,4 и М-1-9/15) для арсенопирита характерен длиннопризматический и псевдоромбический габитус (рис. 3А, 4А), а в тех образцах, где широко развиты галенит и сфалерит (М-1554/729,8, М-3-1/16), арсенопирит обычно ксеноморфный и корродирован более поздними минералами (рис. 3Б). Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) (ЭП, табл. 2) выявил незначительные примеси Ni (до 0.15 мас. %), Co (до 0.15 мас. %) и Cu (до 0.64 мас. %). Содержания Sb и Ag обычно ниже предела обнаружения (0.06 и 0.05 мас. %, соответственно). Отношение As/S варьирует в узком диапазоне от 0.74 до 0.90. В идиоморфных кристаллах иногда присутствуют каймы шириной в первые десятки микрометров, в которых содержания Sb достигают 1.7 мас. %, а отношение (As + Sb)/S увеличивается до 1.24 (рис. 4А).

Таблица 1. Образцы с полиметаллической минерализацией Михеевского рудного узла
 Table 1. Samples with base metal mineralization from the Mikheevskoe ore cluster

№ п/п	№ образца	Краткое описание
Михеевское месторождение		
Карьер		
1	M9/15	Массивный белый кварц с крупными (до 2–3 см) гнездами блеклой руды и халькопирита (рис. 2В)
2	M3/16	Жила белого кварца с галенитом и сфалеритом в интенсивно серицитизированном и окварцованном андезите (рис. 2Б)
3	M6/16	Густая вкрапленность тонкоигольчатого арсенопирита (до миллиметра) в кварц-серицитовом метасоматите
4	M7/16	Кварц-сульфидный прожилок мощностью 2 см в пиритизированном хлоритовом сланце по метабазиту. В призальбадных зонах прожилка наблюдается вкрапленность и гнезда галенита (до 2 мм), в осевой зоне – гнезда пирита неправильной формы (до 1 см)
Скважины		
5	M7/224.6	Кварцевый прожилок с халькопирит-пиритовым гнездом (1 см) с редким сфалеритом
6	M1554/729.8	Прожилки белого кварца с карбонатом мощностью 5 см в кварц-серицит-пиритовом метасоматите. В прожилке гнезда пирита до 1–2 см и просечки галенита до 1–3 мм (рис. 2 Г)
Новониколаевское месторождение		
7	H-2204/101.0	Тонкозернистый, полосчатый кварц-карбонат-серицитовый метасоматит по алевролиту, серия кварц-карбонатных прожилков с пиритом
8	N-2204/117.5	Интенсивно измененный диоритовый порфирит с хлоритовыми и кварц-карбонат-серицитовыми изменениями. Отмечается кварц-пиритовая жила видимой мощностью 7 см, по зальбанду в жилу вложен кварц-галенитовый прожилок (рис. 23)
9	N-2204/124.8	Кварц-пиритовая зона. Пирит образует массивные гнезда размером до первых сантиметров. Редкие просечки и гнезда черного цвета, скорее всего, блёклой руды (рис. 2И)
10	N-2204/126.0	Фрагмент белой кварцевой жилы видимой мощностью 5 см с многочисленными просечками и гнездами пирита, блеклой руды и других сульфидов (рис. 2К)
11	N-1103/57.6	Интенсивно сульфидизированная порода по известняку с густовкрапленным пиритом, а также мелкой вкрапленностью халькопирита, блёклой руды и сфалерита
12	GN-4/119.9	Интенсивно сульфидизированная порода по известняку с густовкрапленным пиритом и гнездами халькопирита до 1 мм, а также мелкой вкрапленностью сфалерита и халькопирита
13	GN-4/128.4	Кварц-хлорит-карбонатный метасоматит, предположительно, по вулканогенно-осадочной породе с мелкими (менее 1 мм) кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита и халькопирита
Западное рудопроявление		
14	Z-3601/204.3	Кварц-серицитовый метасоматит с кварц-пирит-халькопиритовым прожилком мощностью 4 см; в прожилке – редкие гнезда сфалерита (рис. 2М)
15	Z-3601/213.8	Кварц-серицитовый метасоматит с прожилком серовато-розоватого кварца мощностью 3 см, в осевой части прожилка цепочки пирита и в призальбандовой части – гнездовая вкрапленность блёклой руды (рис. 2Н, О)

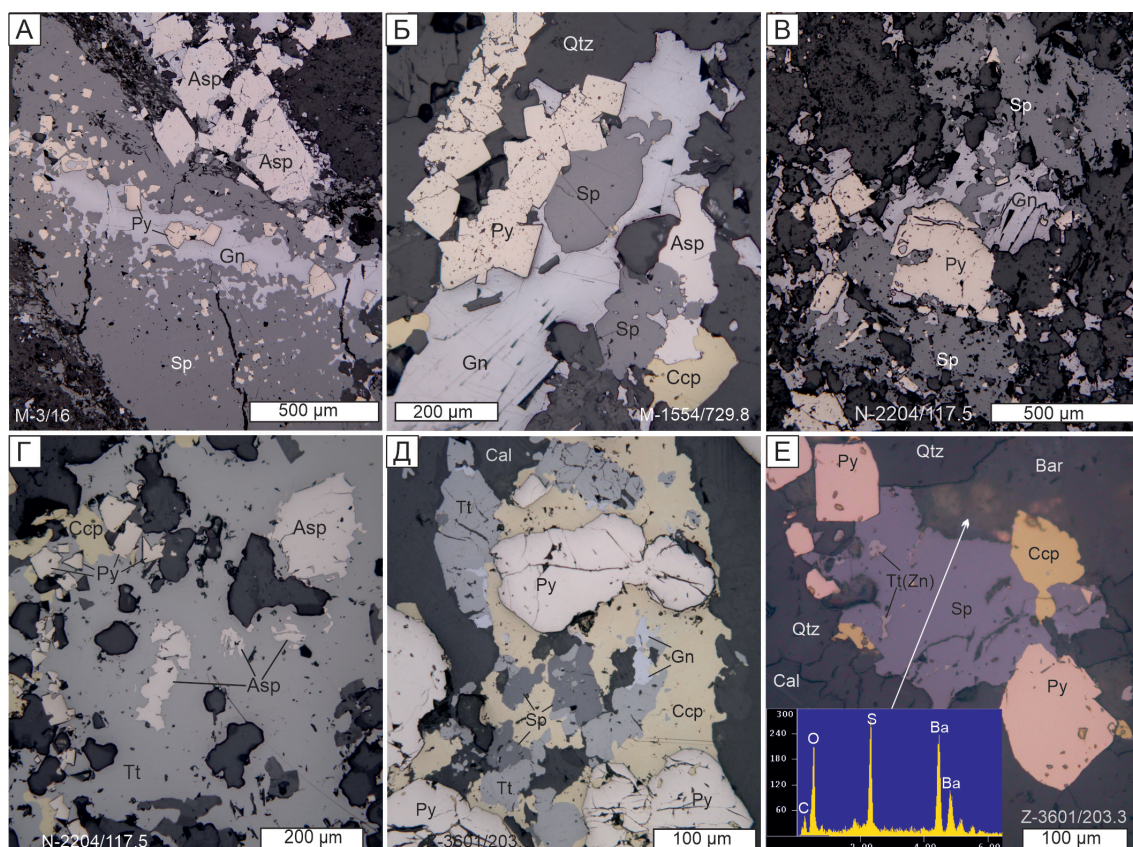


Рис. 3. Основные рудные минералы из образцов с полиметаллической минерализацией Михеевского рудного узла: А – сфалерит нарастает на псевдоромбический арсенопирит (Asp), галенит рассекает сфалерит и обрастает арсенопирит (обр. М3/16); Б – галенит цементирует пирит и сфалерит, сфалерит и халькопирит (Ccp) обрастают и корродируют арсенопирит (обр. М1554/729.8); В – апоскарновая минерализация, сфалерит цементирует пирит и обрастает галенитом (обр. N-2204/117.5); Г – пропилитовая минерализация: блёклая руда корродирует арсенопирит и обрастает халькопиритом (обр. N-2204/117.5); Д – сфалерит и блёклая руда замещают халькопирит, который цементирует пирит (обр. Z-3601/204.3); Е – сфалерит в сростании с баритом (Bar) (на врезке показан его ЭД спектр), пиритом и халькопиритом и мелкими включениями блёклой руды (обр. Z-3601/204.3).

Рис. А, Б – Михеевское месторождение; В, Г – Новониколаевское месторождение; Д, Е – Западное рудопроявление. Отраженный свет.

Fig. 3. Major ore minerals from samples with base metal mineralization of the Mikheevsky ore cluster: А – sphalerite overgrows pseudorhombic arsenopyrite (Asp), galena intersects sphalerite and overgrows arsenopyrite (sample M3/16); Б – galena encloses pyrite and sphalerite, sphalerite and chalcopyrite (Ccp) overgrow and replace arsenopyrite (sample M1554/729.8); В – post-skarn mineralization: sphalerite enclose pyrite and overgrows galena (sample H-2204/117.5); Г – propylitic mineralization: fahlore replaces arsenopyrite and is overgrown by chalcopyrite (sample H-2204/117.5); Д – sphalerite and fahlore replace chalcopyrite between pyrite (sample Z-3601/204.3); Е – sphalerite intergrown with barite (Bar) (the inset shows its ED spectrum), pyrite and chalcopyrite and small inclusions of fahlore (sample Z-3601/204.3).

Figs. А, Б – Mikheevskoe deposit; В, Г – Novonikolaevskoe deposit; Д, Е – Zapadnoe occurrence. Reflected light.

На Новониколаевском месторождении арсенопирит установлен исключительно в виде ксеноморфных корродированных выделений (рис. 3Г). Он повсеместно замещается блёклой рудой и халькопиритом по трещинам и порам и, как следствие, насыщен включениями этих и других минералов. Содержания примесей обычно не превышают пределы обнаружения, но в отдельных анализах от-

мечается до 0.2 мас. % Sb, до 0.13 мас. % Co и до 0.72 мас. % Cu. Отношение As/S почти не меняется и составляет от 0.80 до 0.89 (ЭП, табл. 2).

Сфалерит встречается в объектах МРУ неравномерно: он широко распространен в полиметаллических жилах Михеевского месторождения и образует гнездовидную вкрапленность в рудах Новониколаевского месторождения и Западного

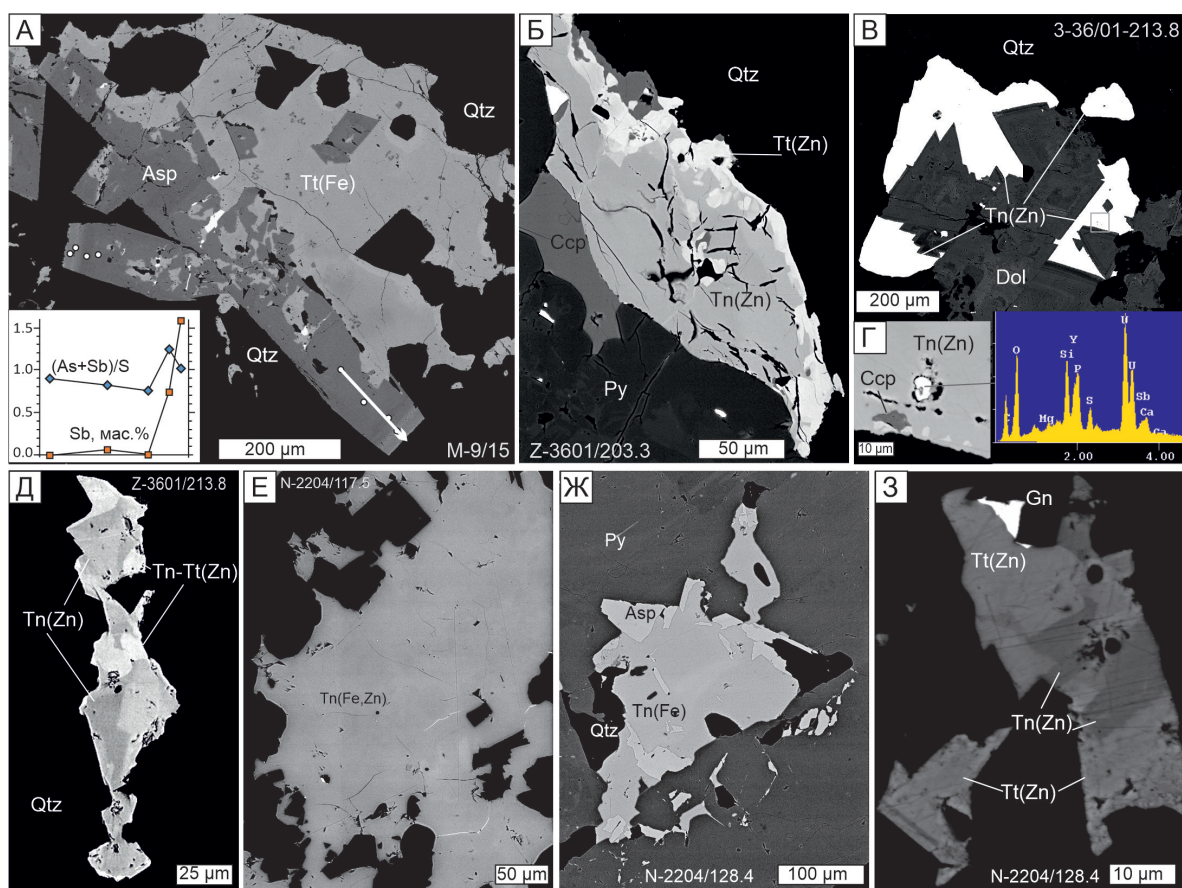


Рис. 4. Арсенопирит и блёклые руды Михеевского рудного узла: А – тетраэдрит-(Fe) обрастает длиннопризматический арсенопирит и совместно с самородным золотом заполняет в нем трещины; на врезке показаны вариации состава арсенопирита вдоль линии профиля РСМА (стрелка) (обр. М-9/15); Б – теннантит-(Zn) с каймой тетраэдрита-(Zn) нарастает на пирит и халькопирит (обр. Z-3601/204.3); В – химически однородный теннантит-(Zn) нарастает на доломит среди кварца (обр. Z-3601/213.8); Г – увеличенный фрагмент (В): включение минерала урана и ЭД спектр; Д – зональный теннантит-тетраэдрит-(Zn) в кварце (обр. Z-3601/213.8); Е – крупное однородное по составу выделение теннантита-(Zn,Fe) (обр. N-2204/117.5); Ж – химически однородный теннантит-(Fe) замещает арсенопирит среди пирита (обр. N-2204/124.8); 3 – выделение блёклой руды с резкой зональностью от теннантита-(Zn) до тетраэдрита-(Zn) (обр. N-2204/124.8).

Рис. А – Михеевское месторождение; Б–Д – Западное рудопроявление; Е–3 – Новониколаевское месторождение. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 4. Arsenopyrite and fahlores of the Mikheevsky ore cluster: А – tetrahedrite-(Fe) overgrows long-prismatic arsenopyrite and fills fractures in it in assemblage with native gold; the inset shows variations in the composition of arsenopyrite along the EMPA line profile (arrow) (sample M-9/15); Б – tennantite-(Zn) with tetrahedrite-(Zn) rim overgrows pyrite and chalcopyrite (sample Z-3601/204.3); В – chemically homogeneous tennantite-(Zn) overgrows dolomite within quartz (sample Z-3601/213.8); Г – enlarged fragment of (В): inclusion of a U mineral and its ED spectrum; Д – zoned tennantite-tetrahedrite-(Zn) within quartz (sample Z-3601/213.8); Е – large chemically homogeneous tennantite-(Zn,Fe) grain (sample H-2204/117.5); Ж – chemically homogeneous tennantite-(Fe) replaces arsenopyrite within pyrite (sample H-2204/124.8); 3 – fahlore grain with striking zonation from tennantite-(Zn) to tetrahedrite-(Zn) (sample H-2204/124.8).

Figs. А – Mikheevskoe deposit; Б–Д – Zapadnoe occurrence; Е–3 – Novonikolaevskoe deposit. BSE images.

рудопроявления (рис. 3А–В, Д, Е). В сфалерите постоянно присутствуют примеси Fe (до первых массовых процентов), Cu и Cd (десятые доли массовых процентов), а содержания Mn, Hg, Se, Sn и In ниже предела обнаружения в большинстве анализов (ЭП, табл. 3).

На Михеевском месторождении сфалерит установлен в поздних кварцевых жилах и прожилках (рис. 2Б, Г, 3А). Он образует ксеноморфные выделения, размер которых варьирует от первых сотен микрометров до нескольких миллиметров. Сфалерит обрастает пирит и арсенопирит его пере-

секает и обрастает более поздний галенит (рис. 3А, Б). Почти повсеместно в сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита. Сфалерит содержит примеси Fe (1.41–4.15 мас. %, преобладают значения 3–4 мас. %), Cu (до 0.52 мас. %, обычно менее 0.1 мас. %) и Cd (0.21–0.55 мас. %, чаще 0.2–0.3 мас. %). Отсутствие корреляции между Fe и Cu и низкие содержания Cu в большинстве анализов указывают на то, что захват включений халькопирита при анализе был минимальным. Самые высокие содержания Fe и Cd (рис. 5) установлены в обр М-3-1/16. Образец М-7-1/16 отличается заметно более низкими содержаниями Fe (менее 1 мас. %).

В рудах Новониколаевского месторождения сфалерит образует ксеноморфные выделения, размером от первых десятков микрометров до нескольких миллиметров. Сфалерит-1 апоскарновой стадии крупный (до 3 мм) и не содержит эмульсионной вкрапленности (обр. N-2204/117.5). Нередко сфалерит-1 содержит прожилковидные включения пирита более поздних генераций или обрастает и цементирует пирит ранних генераций. В его составе присутствуют небольшие примеси Fe (около 0.8 мас. %), Cu (до 0.2 мас. %) и Cd (примерно 0.2 мас. %). Сфалерит-2 пропилютовой стадии более мелкий (в среднем 100–200 мкм) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. В его составе присутствует Fe (0.35–0.88 мас. %), Cu (до 0.26 мас. %) и Cd (0.3–0.4 мас. %). Блѣклая руда и галенит обрастают сфалерит обеих генераций и выполняют в нем трещины (рис. 3В).

На Западном рудопроявлении сфалерит присутствует в виде крупных (до первых миллиметров) изометричных ксеноморфных выделений среди халькопирит-пиритовых агрегатов (рис. 2М), а также образует мелкие (порядка 100 мкм) ксеноморфные выделения, которые совместно с блѣклой рудой и галенитом нарастают на халькопирит и пирит (рис. 3Д). Иногда наблюдаются срастания сфалерита, халькопирита и пирита с баритом (рис. 3Е). В сфалерите постоянно присутствуют примеси Fe (0.17–0.62 мас. %), Cu (до 0.58 мас. %) и Cd (0.42–0.70 мас. %) (рис. 5), в отдельных анализах установлен In (до 0.09 мас. %). Содержания элементов-примесей в пределах зерен практически не варьируют.

Блѣклые руды. На Михеевском месторождении блѣклые руды встречаются в прожилково-вкрапленных порфириновых рудах и в полиметаллических жилах. В последних они распространены широко и образуют крупные, до нескольких сантиметров,

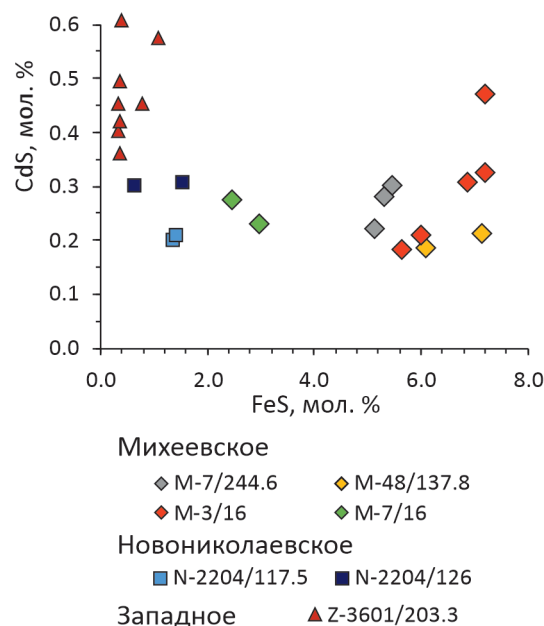


Рис. 5. Диаграмма FeS–CdS (мол. %) для сфалерита Михеевского рудного узла.

Fig. 5. FeS vs CdS plot (mol. %) for sphalerite of the Mikheevsky ore cluster.

гнезда в жильном кварце (рис. 2В, 4А). Их ассоциации и химический состав охарактеризованы в (Плотинская, Ковальчук, 2022) и подробнее обсуждаются ниже.

Блѣклые руды на Западном рудопроявлении совместно с халькопиритом, галенитом и сфалеритом обрастают пирит (рис. 3Д, 4Б) или образуют изолированные выделения среди кварца и карбонатов (рис. 4В, Д). По составу (ЭП, табл. 4) они варьируют от теннантита-(Zn) до тетраэдрита-(Zn), причем встречаются как химически однородные выделения, так и зональные (рис. 4Б–Д). Зональность, чаще всего, выражена в развитии каймы тетраэдрита по теннантиту (рис. 4Б). Однако встречается и более сложное строение со снижением содержания тетраэдритового минала от центра к периферии зерна, а затем его рост во внешней кайме (рис. 4Д).

Блѣклые руды на Новониколаевском месторождении образуют ксеноморфные выделения, размер которых достигает 0.5 мм, но обычно варьирует от десятков до сотен микрометров (рис. 4Е, 3). Блѣклые руды совместно с халькопиритом обрастают пирит, сфалерит и арсенопирит (рис. 3Г). По составу блѣклые руды относятся, преимущественно, к теннантиту с сопоставимыми количествами Fe и Zn (рис. 4Е, 6). Теннантит-(Fe) встречается редко в участках, где блѣклая руда замещает и корродирует арсенопирит (рис. 4Ж, 5). В теннантите при-

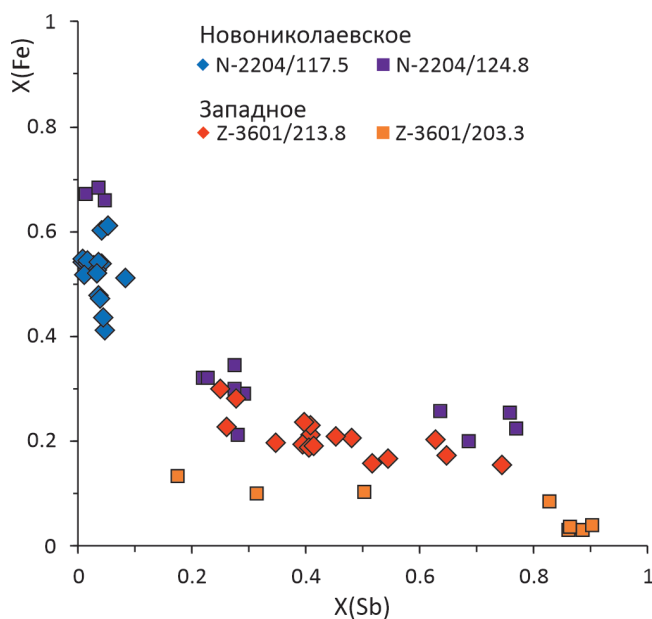


Рис. 6. Диаграмма X(Sb)–X(Fe) для блёклых руд Новониколаевского месторождения и Западного рудопроявления.

$$X(\text{Sb}) = \text{Sb}/(\text{Sb} + \text{As}), X(\text{Fe}) = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd}).$$

Fig. 6. X(Sb) vs X(Fe) plot for fahlore of the Novonikolaevskoe deposit and Zapadnoe occurrence.

$$X(\text{Sb}) = \text{Sb}/(\text{Sb} + \text{As}), X(\text{Fe}) = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd}).$$

существуют невысокие примеси Bi (до 2 мас. %), Ag (до 0.83 мас. %), Cd (до 0.23 мас. %), Pb (до 0.13 мас. %). Тетраэдрит образует каймы вокруг теннантита или отдельные мелкие выделения. В тетраэдрите установлены примеси Bi (от 1.88 до 2.65 мас. %), Ag (от 0.72 до 1.06 мас. %) и Pb (до 0.12 мас. %). Для большинства изученных минералов группы блёклых руд Новониколаевского месторождения не характерно сложное зональное строение. Они либо химически однородны, либо обладают плавной зональностью, обусловленной небольшими вариациями содержаний Sb (рис. 4Е, Ж). Мелкие выделения с выраженной химической неоднородностью встречаются редко, они представлены тетраэдритом-(Zn) с реликтами теннантита-(Zn) (рис. 4З).

Редкие минералы Михеевского рудного узла. В изученных полиметаллических рудах установлен широкий набор минералов Au, Ag, Te, Bi, W, Sn и др. Как правило, эти минералы образуют изометричные включения в пирите, реже в арсенопирите или блёклой руде, или совместно с галенитом и блёклой рудой выполняют трещины в пирите или арсенопирите (рис. 7). Размер выделений обычно не превышает несколько микрон, и это неред-

ко затрудняет их точную диагностику. Редкие минералы в полиметаллических жилах Михеевского месторождения (рис. 7А) были охарактеризованы ранее (Plotinskaya et al., 2018).

В рудах Западного рудопроявления в изученных образцах из редких минералов установлено только единичное субмикронное включение урансодержащего минерала (рис. 4В, Г), которое не удалось идентифицировать из-за слишком малого размера.

В рудах Новониколаевского месторождения в составе минерализации пропилитовой стадии установлены самородное золото, теллуриды, минералы висмута, олова, вольфрама и др.

Самородное золото обнаружено в двух образцах из Новониколаевского месторождения. Оно образует ксеноморфные выделения, которые выполняют поры и трещины в пирите и арсенопирите (рис. 7Б, В) или изометричные округлые выделения среди кварца в сростании с галенитом, блёклой рудой и сфалеритом (рис. 7Г). Размер выделений самородного золота обычно не превышает первые микронметры, но иногда достигает первых десятков микронметров (рис. 7Б, Г). По данным РСМА (ЭП, табл. 5), в составе самородного золота присутствуют Ag (14.8–16.9 мас. %), Cu (0.36 мас. %), Fe (0.15–0.42 мас. %), однако Cu и Fe, скорее всего, были захвачены из матрицы. Пробность самородного золота варьирует незначительно: от 837 до 870‰ (ЭП, табл. 5).

Помимо самородного золота, из минералов благородных металлов, на границе пирита и хлорита установлено микроскопическое зерно (рис. 7Д), в составе которого при помощи ЭДС определены Ag и Te. Вероятнее всего, минерал является гесситом, но нельзя исключать штютцит или эмпрессит.

Теллуриды, помимо фазы Ag–Te, представлены колорадитом HgTe, который образует линзовидное включение в пирите (рис. 7Е) и теллуридами Bi (ЭП, табл. 6). Последние установлены в двух образцах Новониколаевского месторождения (рис. 7Ж, З). Теллуровисмутит Bi₂Te₃ обрастает пирит и выполняет в нем субмикронные трещины; максимальный размер выделений достигает 30 мкм (рис. 7Ж). В пирите обнаружено включение размером менее 4 мкм (рис. 7З) с сопоставимыми количествами Bi и Te, которое может относиться к цумоиту BiTe или тетрадимиту Bi₂Te₂S.

Из минералов Bi установлен также айкинит CuPbBiS₃, который образует выделения размером до первых десятков микронметров в сростании с га-

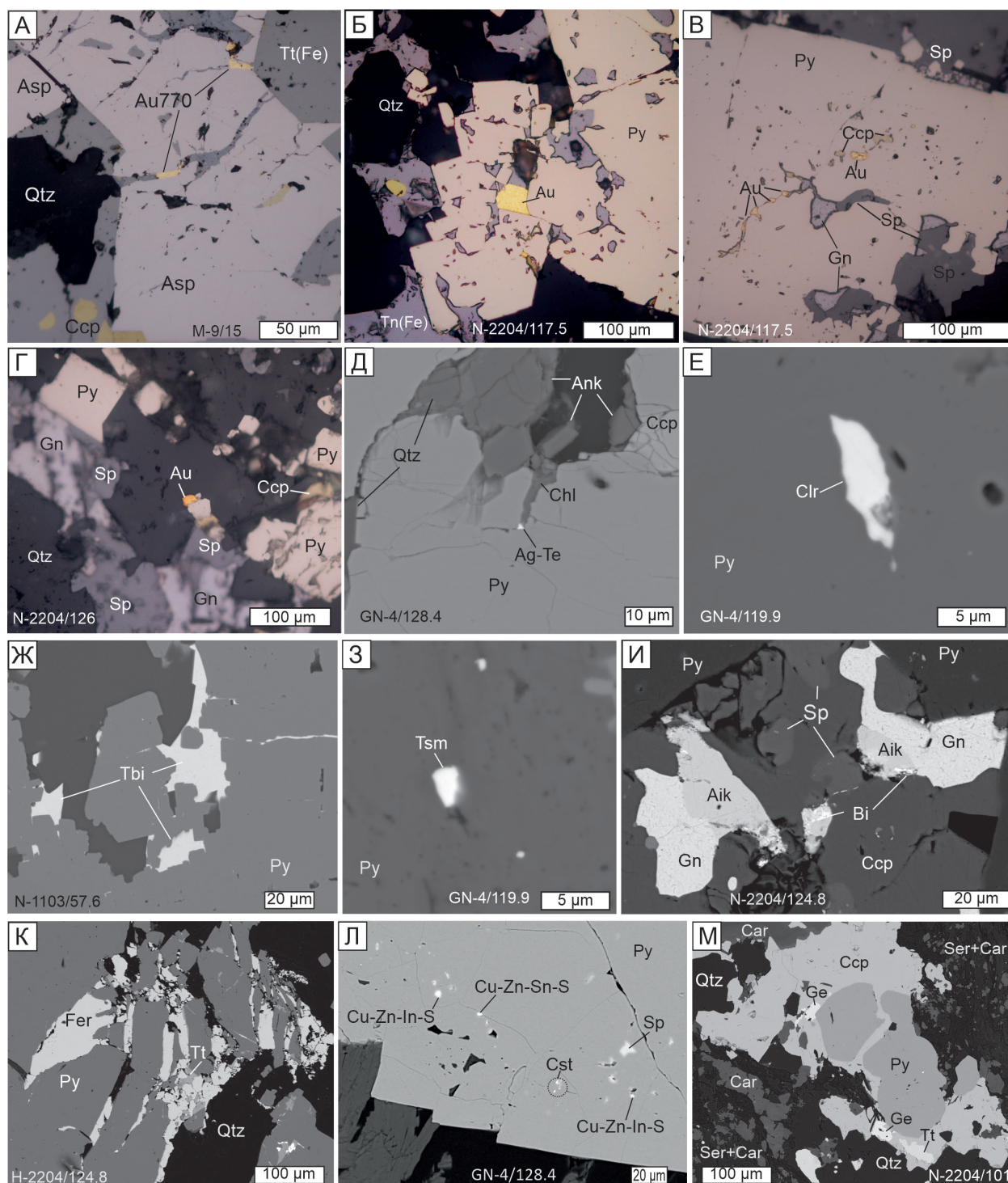


Рис. 7. Редкие минералы полиметаллической минерализации Михеевского рудного узла: А – самородное золото (Au) с тетраэдритом-(Fe) выполняет трещины в арсенопирите, обр. М-9/15; Б – самородное золото с теннантитом-(Fe) выполняет прожилки и поры в пирите, обр. N-2204/117.5; В – включения самородного золота и халькопирита в пирите, обр. N-2204/117.5; Г – самородное золото на границе кварца и пирита, обр. N-2204/126; Д – теллурид Ag (Ag-Te) на границе хлорита и пирита, обр. GN-4/128.4; Е – колорадоит (Clr) среди пирита, обр. GN-4/119.9; Ж – теллуровисмутит (Tbs) нарастает на пирит, обр. 11/03; З – цумоит (Tsm) среди пирита, обр. GN-4/2; И – айкинит (Aik) с выделениями самородного висмута (Bi) в сростании с галенитом, сфалеритом и халькопиритом, обр. N-2204/124.8; К – прожилки ферберита (Fer) в пирите, обр. N-2204/124.8; Л – включения касситерита (Cst) и неуставленных минералов Sn (Cu-Zn-Sn-S) и In (Cu-Zn-In-S) в пирите, обр. GN-4/128.4; М – герсдорфит (Ge) с халькопиритом обрастают пирит, обр. N-2204/101.

Рис. А – Михеевское месторождение, остальные – Новониколаевское месторождение; А–Г – отраженный свет; Д–М – изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 7. Rare minerals of base metal mineralization of the Mikheevsky ore cluster: А – native gold (Au) with tetrahedrite-(Fe) fills fractures in arsenopyrite, sample M-9/15; Б – native gold with tennantite-(Fe) fills veinlets and pores in pyrite, sample N-2204/117.5; В – native gold and chalcopyrite inclusions in pyrite, sample N-2204/117.5; Г – native gold at the boundary of quartz and pyrite, sample N-2204/126; Д – Ag telluride (Ag-Te) at the boundary of chlorite and pyrite, sample GN-4/128.4; Е – coloradoite (Clr) among pyrite, sample GN-4/119.9; Ж – tellurobismuthite (Tbs) overgrows pyrite, sample 11/03; З – tsumoite (Tsm) within pyrite, sample GN-4/2; И – aikinite (Aik) with native bismuth (Bi) grains intergrown with galena, sphalerite and chalcopyrite, sample H-2204/124.8; К – ferberite (Fer) veinlets in pyrite, sample H-2204/124.8; Л – inclusions of cassiterite (Cst) and unidentified Sn (Cu-Zn-Sn-S) and In (Cu-Zn-In-S) minerals in pyrite, sample GN-4/128.4; М – gersdorffite (Ge) with chalcopyrite overgrows pyrite, sample H-2204/101.

Figs. А – Mikheevskoe deposit; other – Novonikolaevskoe deposits; А–Г – reflected light, Д–М – BSE images.

ленимом, сфалеритом и халькопиритом (рис. 7И). В его составе присутствуют (мас. %): Cu – 11.0, Ag – 0.2, Fe – 0.8, Pb – 33.9, Bi – 36.1, As – 0.74 и S – 15.5 (ЭП, табл. 6). На границах айкинита и галенита встречаются субмикроскопические выделения самородного висмута (рис. 7И).

Ферберит FeWO_4 обнаружен в образце из северной части месторождения, где он выполняет прожилки и просечки в пирите (рис. 7К). В его составе присутствует 0.55–0.75 мас. % MnO (ЭП, табл. 7).

Минералы Sn и In образуют субмикроскопические включения в пирите из южной части месторождения (рис. 7Л). Они представлены касситеритом и сульфидами Sn и In, которые невозможно идентифицировать из-за малых размеров. В их составе присутствует от 2 до 15 мас. % In и до 14.5 мас. % Sn, а также 6.6–17.8 мас.% Cu и 8.6–31.5 мас. % Zn, а также значительные количества Fe и S, которые, вероятно, частично захвачены из пирита (ЭП, табл. 8, 9). Наиболее вероятно, это сакураит $(\text{Cu,Zn,Fe,Ag})_3(\text{In,Sn})\text{S}_4$ или петрукит $(\text{Cu,Ag})_2(\text{Fe,Zn})(\text{Sn,In})\text{S}_4$.

В зонах развития полиметаллической минерализации в пропилитах Новониколаевского месторождения иногда присутствует герсдорфит NiAsS . Он обычно образует ксеноморфные выделения размером в первые десятки микрометров в сростании с блёклой рудой (рис. 7М) или халькопиритом. Герсдорфит содержит значительные примеси Fe (0.7–9.3 мас. %) и Co (0.3–4.6 мас. %), а также небольшие количества Cu (до 0.4 мас. %), Se (до 0.56 мас. %) и Pb (до 1.8 мас. %) (ЭП, табл. 10). От минералов ряда кобальтин-герсдорфит, описанных ранее на Михеевском месторождении (Плотинская, Ковальчук, 2025), он отличается преобладанием герсдорфитового минала, постоянной величиной As/S и более заметными содержаниями Fe (рис. 8).

Хлорит установлен в субэпитермальных полиметаллических жилах Михеевского месторождения, а также в апоскарновых и пропиловых ассоциациях Новониколаевского месторождения. На Западном рудопроявлении в образцах с полиметаллической минерализацией хлорит отсутствует. Хлорит из полиметаллических прожилков глубоких горизонтов Михеевского месторождения (обр. М1554/729.8) по составу близок к Fe-амезиту. Хлориты из пропилов Новониколаевского месторождения близки к нему по составу. Хлориты из крупных жил с верхних горизонтов Михеевского месторождения (обр. М-6/16 и М-7/16) отвечают промежуточным члена ряда клинохлор–дафнит (рис. 9А, ЭП, табл. 11).

ОБСУЖДЕНИЕ

Типоморфизм основных рудных минералов

Пирит и арсенопирит из полиметаллической минерализации Михеевского и Новониколаевского месторождений на данном уровне изученности (РСМА) характеризуются сходным химическим составом. Для пирита из обоих месторождений характерны небольшие примеси Ni и заметные количества As. Арсенопирит характеризуется близкими значениями отношения As/S. Единственное важное отличие – каймы с повышенным содержанием Sb, характерные для арсенопирита Михеевского месторождения в участках интенсивного развития блёклых руд (рис. 4А). Можно предположить, что каймы дорастали в процессе образования блёклых руд из флюида с более высокой активностью Sb.

Сфалерит из разных объектов МРУ отличается по содержанию основных элементов-примесей – Fe и Cd (рис. 5). Наиболее высокие содержания FeS (до 7.2 мол. %) характерны для Михеевского месторождения, более низкие (1.0–1.5 мол. %) – для

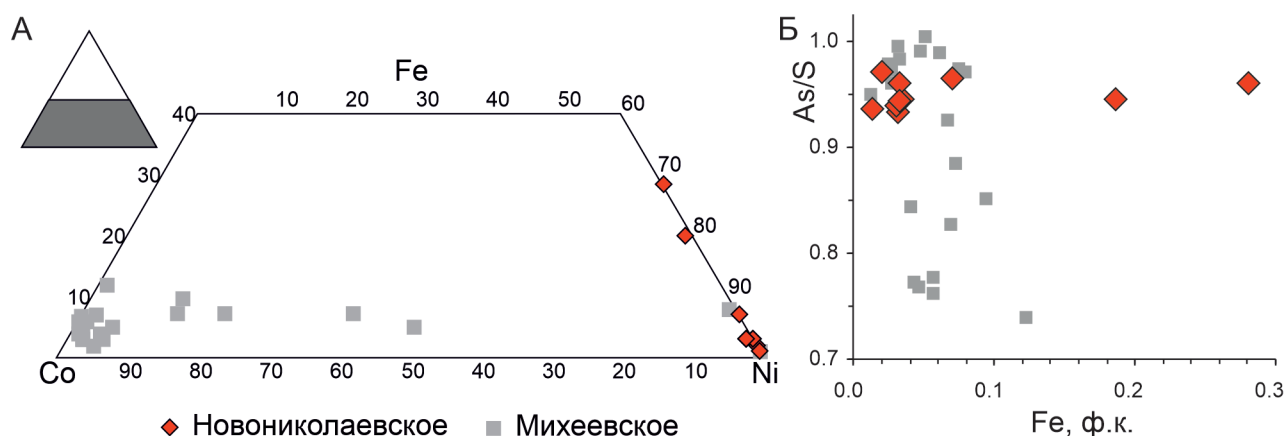


Рис. 8. Диаграммы Co–Ni–Fe (А) и As/S–Fe (Б) для минералов ряда кобальтин–герсдорфит из месторождений Михеевского рудного узла.

Fig. 8. Co–Ni–Fe (A) and As/S–Fe (B) plots for minerals of the cobaltite–gersdorffite series from deposits of the Mikheevsky ore cluster.

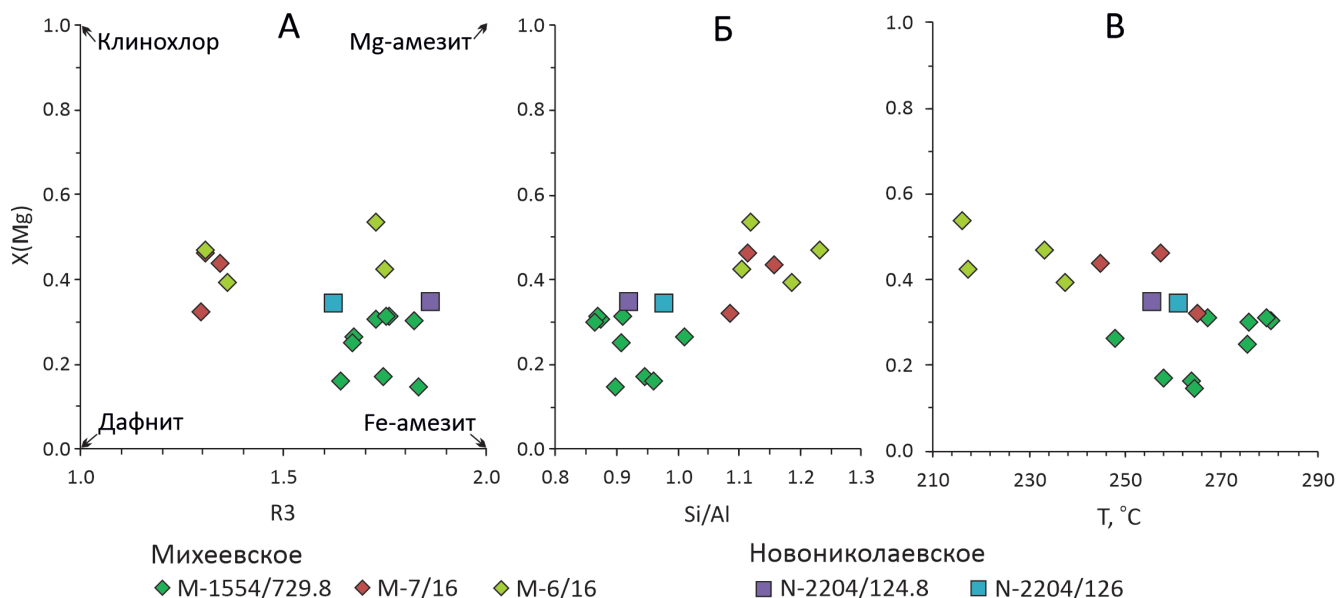


Рис. 9. Химический состав хлорита из Михеевского и Новониколаевского месторождений.

[R³⁺] – сумма трехвалентных катионов в октаэдрической позиции. Номенклатура хлоритов по (Bailey, 1988), температура рассчитана по (Котельников и др., 2012).

Fig. 9. Chemical composition of chlorite from the Mikheevskoe and Novonikolaevskoe deposits.

[R³⁺] is the sum of trivalent cations in octahedral site. The nomenclature of chlorite is after (Bailey, 1988); the temperature is calculated after (Kotelnikov et al., 2012).

Новониколаевского месторождения и самые низкие (0.3–0.4 мол. %) – для Западного рудопоявления. Основными причинами концентрирования Fe в сфалерите являются увеличение температуры и снижение фугитивности S₂ во флюиде (Czamanske, 1974; Scott, Barnes, 1971), эти параметры будут подробнее обсуждаться ниже. В то же время, в сфалерите Западного рудопоявления отмечены самые высокие количества CdS (0.36–0.60 мол. %), тогда

как в сфалерите Новониколаевского и Михеевского месторождений преобладают концентрации около 0.2–0.3 мол. % CdS. Известно, что содержание CdS в сфалерите прямо зависит от отношения Cd/Zn во флюиде. При постоянном Cd/Zn во флюиде повышенным содержаниям CdS способствуют повышенное давление и более низкие температура и содержание хлоридов во флюиде (Базаркина и др., 2010). Поскольку Западное рудопоявление и Ново-

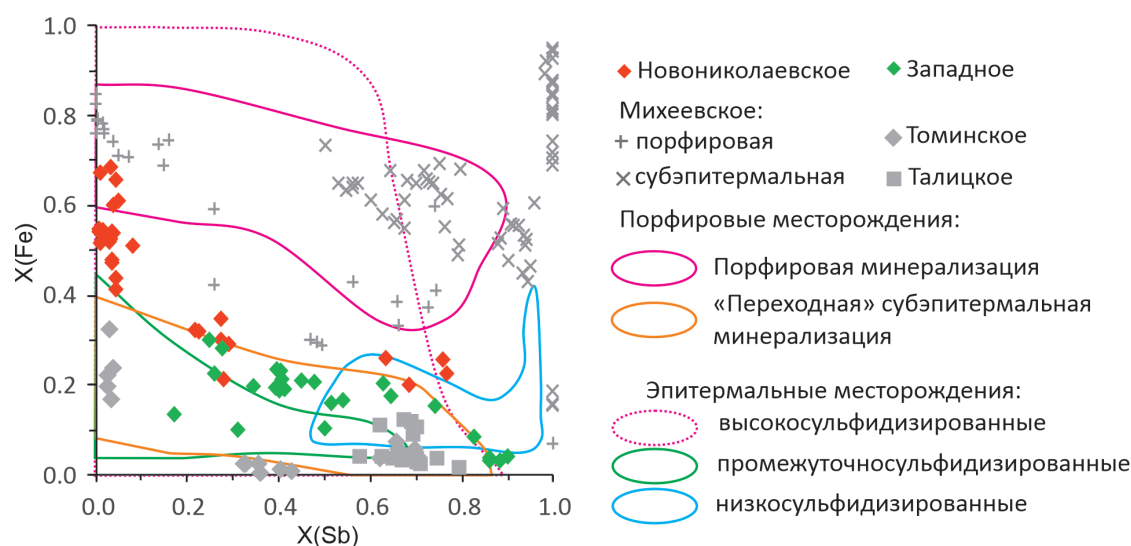


Рис. 10. Сравнение химического состава блёклых руд из месторождений Михеевского рудного узла, порфировых месторождений Урала по (Плотинская, Ковальчук, 2022) и Cu(Mo)-порфировых месторождений других регионов по (Marushchenko et al., 2018 и цитируемая литература).

$$X(\text{Sb}) = \text{Sb} / (\text{Sb} + \text{As}), X(\text{Fe}) = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd}).$$

Fig. 10. Chemical composition of fahlores from deposits of the Mikheevsky ore cluster and porphyry deposits of the Urals after (Plotinskaya, Kovalchuk, 2022) and Cu(Mo)-porphyry deposits worldwide after (Marushchenko et al., 2018 references therein).

$$X(\text{Sb}) = \text{Sb}/(\text{Sb} + \text{As}), X(\text{Fe}) = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd}).$$

новоиколаевское месторождение приурочены к одному крылу грабен-синклинали (рис. 1), нет оснований предполагать на них заметную разницу в давлении. Более низкие содержания хлоридов (и, в целом, более разбавленный флюид) в сочетании с более низкой температурой являются более вероятными факторами концентрирования Cd в сфалерите, которые, однако, требуют дальнейших исследований.

Минералы группы блёклых руд Новониколаевского месторождения и Западного рудопроявления, в целом, характеризуются сходным химическим составом – и те, и другие относятся, преимущественно, к теннантит-тетраэдриту-(Zn). Однако на Новониколаевском месторождении развит также теннантит-(Fe,Zn), а на Западном рудопроявлении отмечаются более высокие содержания тетраэдритового минала (рис. 10). На Михеевском месторождении блёклые руды установлены в прожилково-вкрапленной (порфировой) минерализации и в поздних полиметаллических жилах, секущих минерализацию порфирового типа (Плотинская, Ковальчук, 2022). Первые по составу варьируют от теннантита до тетраэдрита с сопоставимыми количествами Fe и Zn, а вторые отвечают тетраэдриту-(Fe). Также установлены редкие мелкие выделения блёклых руд, которые представлены минералами фрей-

бергитовой серии (преобладает аргентотетраэдрит-(Fe). Таким образом, блёклые руды Михеевского месторождения отличаются от таковых Новониколаевского месторождения и Западного рудопроявления более высокими содержаниями Fe (рис. 10). Это, по-видимому, вызвано более высоким содержанием Fe во флюиде Михеевской гидротермальной системы за счет широкого развития на месторождении вмещающих пород основного состава (рис. 1). Для большинства выделений блёклых руд МРУ не характерно сложное зональное строение – они либо химически однородны, либо обладают слабо выраженной плавной зональностью, либо состоят из однородного ядра теннантитового или теннантит-тетраэдритового состава и тетраэдритовой каймы. Это свидетельствует об относительно спокойной обстановке минералообразования без резких колебаний физико-химических параметров рудообразующего флюида, что, в целом, характерно для средних или глубинных уровней порфировых систем.

Сравнение с литературными данными (Marushchenko et al., 2018 и цитируемая литература) показывает, что блёклые руды Новониколаевского месторождений и Западного рудопроявления по составу близки к таковым из «переходной» субэпи-

термальной минерализации. За счет более высоких содержаний Fe блёклые руды Михеевского месторождения близки к блёклым рудам, характерным для минерализации порфирового типа (рис. 10). Слишком широкие вариации Fe–Zn и Sb–As в блёклых рудах ПЭРС не позволяют использовать эти минералы как однозначный индикатор типа минерализации ПЭРС. Исключение составляют блёклые руды фрейбергитовой серии, которые характерны исключительно для низкосульфидизированного, реже для промежуточно-сульфидизированного типа минерализации и которые были установлены в жилах Михеевского месторождения (Плотинская, Ковальчук, 2022).

Минералогия благородных металлов на порфировых месторождениях, как правило, однообразна и обычно ограничивается высокопробным самородным золотом (Kesler et al., 2002). Наиболее разнообразный набор минералов благородных металлов встречается в эпитермальных рудах, или, в случае глубокого эрозионного среза, в субэпитермальных жилах, секущих минерализацию порфирового типа. Так, разнообразные минералы Bi установлены в рудах Мо-порфирового месторождения Бугдая (Коваленкер и др., 2011), а теллуриды и сульфотеллуриды Ag и Bi отмечены в субэпитермальных жилах Биргильдинского медно-порфирового месторождения (Плотинская и др., 2025), а также месторождений Ак-Суг (Шадчин и др., 2024), Кызык-Чадр (Кужугет и др., 2026), Малмыж (Буханова, 2021) и Баимской рудной зоны (Николаев и др., 2016).

В частности, для Михеевского медно-порфирового месторождения показано, что значительная доля Au, Ag и ЭПГ связана именно с поздней золото-полиметаллической стадией (Plotinskaya et al., 2018). Для полиметаллических жил Михеевского месторождения характерен широкий размах пробности самородного золота: от 372–522‰ в ассоциации со сфалеритом до 767–916‰ в ассоциации с блёклой рудой, причем указанные разбросы могут быть установлены даже в одном образце (Plotinskaya et al., 2018). Для самородного золота из пропилитов Новониколаевского месторождения характерен гораздо более узкий интервал пробности (837–870‰), что указывает на более постоянные РТ-условия при образовании полиметаллической минерализации в пропилитах. Также в рудах Михеевского установлен более широкий набор теллуридов: теллуриды и дителлуриды Au–Ag, теллуриды Hg, Bi, Pb, Ni, Pd, теллуриды и сульфотеллуриды Bi, а в поздней ар-

гиллизитовой стадии также селениды Au–Ag, Ag и Pb (Plotinskaya et al., 2018).

Неустановленный минерал урана найден в рудах Западного рудопоявления, однако в рудах Михеевского месторождения в поздних ассоциациях описаны различные гидросиликаты урана (Азовскова и др., 2018). В целом, минералы урана на порфировых месторождениях чрезвычайно редки (Singer et al., 2008). В скарновых объектах ПЭРС минералогия урана обычно более разнообразна. Уранинит и ураноторит описаны в рудах Быстринского скраново-порфирового месторождения, как в порфировых рудах, так и в магнезиальных скарнах (Киселёва и др., 2026), уранинит отмечен также в скарновых рудах Гумёшевского месторождения (Азовскова и др., 2018).

Минералы Ni в ПЭРС встречаются почти также редко, как и урана (Singer et al., 2008). Они установлены только на тех объектах, где в разрезе присутствуют основные или ультраосновные породы (Плотинская, Ковальчук, 2025 и цитируемая литература) и месторождения Михеевского рудного узла подтверждают эту закономерность.

Минералы Sn и In (касситерит и неопределяемые сульфосоли Sn и In) и W (ферберит) установлены только в рудах Новониколаевского скраново-порфирового месторождения, несмотря на то, что Михеевское месторождение изучено более детально. Этот факт хорошо согласуется с тем, что промышленные концентрации Sn, In и W нередко сосредоточены именно на месторождениях скранового типа, более того, последние являются одним из главных источников Sn и W. Чаще всего, Sn и W образуют собственные минералы на ретроградной скрановой стадии в условиях понижения температуры (Einaudi et al., 1981) либо в секущих скарны кварц-сульфидных прожилках и грейзенах (Monnier et al., 2019; Zhao et al., 2023). Главным минералом W обычно является шеелит, существенно реже встречаются ферберит или гюбнерит, а Sn – касситерит (Kwak, 1987, Meinert et al., 2005, Tian et al., 2026), хотя иногда отмечаются станнин и различные сульфосоли Sn (Chen et al., 2022). Индий в скарновых рудах обычно встречается в виде примесей (до 100 г/т) в сфалерите (Cook et al., 2009), но крайне редко образует собственные минералы, например, рокезит (Bauer et al., 2019).

Хлориты из всех изученных типов минерализации обладают довольно однородным составом (рис. 9). Несколько отличаются только хлориты из субэпитермальных жил с верхних горизонтов Ми-

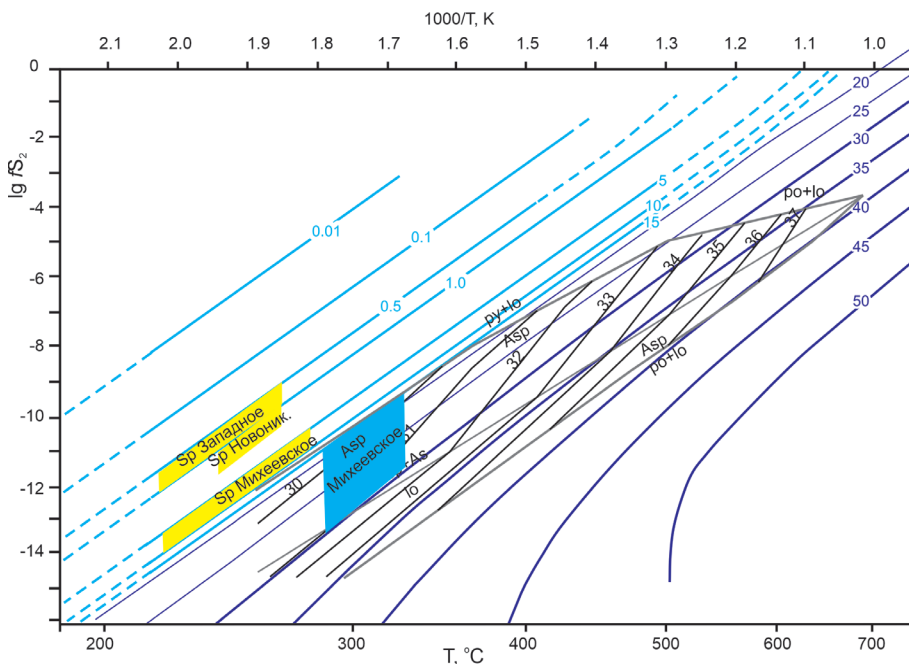


Рис. 11. Диаграмма fS2-T для минеральных ассоциаций полиметаллической минерализации Михеевского рудного узла.

Линии: черные – изолинии содержаний As (ат. %) по (Kretschmar, Scott, 1976), синие – содержания FeS в сфалерите в равновесии с пирротинном, голубые – в равновесии с пиритом по (Czamanske, 1974; Scott, Barnes, 1971).

Fig. 11. fS2–T plot for mineral assemblages of base metal mineralization of the Mikheevsky ore cluster.

Lines: black – As content (at. %) after (Kretschmar, Scott, 1976), blue – FeS content of sphalerite in equilibrium with pyrrhotite, light blue – in equilibrium with pyrite after (Czamanske, 1974; Scott, Barnes, 1971), respectively.

хеевского месторождения, которые относятся к ряду клинохлор-дафнит (рис. 9А) и характеризуются более высоким отношением Si/Al (рис. 9Б) и более низкими температурами формирования (рис. 9В). Ранее такие особенности состава были отмечены в хлоритах Михеевского месторождения, ассоциирующих с поздней золото-теллуридной минерализацией (Plotinskaya et al., 2018).

Условия образования полиметаллической минерализации

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце субэпитермальных жил Михеевского месторождения составляют 290–320 °C (Plotinskaya et al., 2018). Такие температуры в сочетании с широким развитием в жилах арсенопирита с содержанием As около 29–31 ат. % (ЭП, табл. 2) указывают на fS_2 примерно от –13 до –9 (рис. 11). (Kretschmar, Scott, 1976). На фоне снижения температуры до 280–220 °C (интервал температур, полученный для хлорита) низкая фугитивность серы, по-видимому, сохранялась на протяжении всего времени формирования жил. Это отразилось в фор-

мировании сфалерита с относительно высокими FeS (5–7 мол. %) (рис. 11). Исключение составляет только сфалерит из обр. М-7/16, содержащий 2.5–3.0 мол. % FeS. В этом образце отсутствует арсенопирит, но широко развит пирит.

На Новониколаевском месторождении сфалерит из апоскарновой и пропилитовой минерализации формировался в области устойчивости пирита, что отразилось в более низких содержаниях FeS (около 1 мол. %). Данные о температурах формирования ограничены данными по хлориту из двух образцов с пропилитовой минерализацией: 255–260 °С. Эти температуры близки таковым для жил Михеевского месторождения и подтверждают предположение о несколько более высокой фугитивности серы на Новониколаевском (рис. 11). Можно предположить, что полиметаллическая минерализация Западного рудопоявления формировалась при близких температурах, а более низкие содержания FeS сфалерите указывают на еще более высокую fS_2 . Однако повышенные количества CdS в сфалерите Западного рудопоявления могут свидетельствовать о более низкой температуре формирования сфалерита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полиметаллическая минерализация Михеевского рудного узла (Южный Урал) отличается по геологическому положению и сопровождающим ее метасоматитам. На Михеевском Си-порфировом месторождении золото-полиметаллическая минерализация присутствует в виде крупных субэпитермальных жил с пиритом, арсенопиритом, блёклой рудой, сфалеритом, галенитом и самородным золотом, которые сопровождаются парагонитсодержащими метасоматитами. На Новониколаевском Си-скарново-порфировом месторождении галенит-1 и сфалерит-1 присутствуют в массивных сульфидных рудах апоскарновой стадии, а галенит-2, сфалерит-2, блёклая руда и самородное золото приурочены к пропилитам. На Си-порфировом рудопроявлении Западное минералы полиметаллов представлены блёклой рудой, галенитом и сфалеритом, они ассоциируют с пиритом и сопровождаются кварц-серицит-карбонатными метасоматитами.

Для сфалерита из жил Михеевского месторождения характерны наиболее высокие содержания FeS (до 7.2 мол. %) и самые низкие – CdS (0.2–0.3 мол. %), сфалерит Новониколаевского месторождения содержит 1.0–1.5 мол.% FeS, а для сфалерита Западного рудопроявления характерны самые низкие концентрации FeS (0.3–0.4 мол. %) и высокие – CdS (0.36–0.60 мол. %). Минералы группы блёклых руд также заметно отличаются. В субэпитермальных жилах Михеевского месторождения это ранние теннантит-тетраэдрит-(Fe) и поздний фрейбергит-(Fe), тогда как в пропилитах и кварц-карбонат-серицитовых метасоматитах Новониколаевского месторождения и Западного рудопроявления наблюдается постепенная эволюция от теннантита-(Fe) к тетраэдриту-(Zn). Самородное золото из субэпитермальных жил имеет широкий интервал пробности от 372 до 916‰, тогда как самородное золото из пропилитов Новониколаевского месторождения характеризуется постоянным составом с пробностью 837–870‰. Полиметаллические ассоциации Новониколаевского месторождения содержат теллуриды Ag, Hg, Bi, а также минералы W, In, Sn, которые не установлены в субэпитермальных жилах Михеевского. В пропилитах Михеевского месторождения в ассоциации с борнитом и халькопиритом установлен более широкий набор теллуридов Au-Ag, Hg, Bi, Pb, Ni, Pd и других элементов.

Таким образом, несмотря на сходный набор рудных минералов и близкие температуры минералообразования, выявленные типы полиметаллической минерализации Михеевского рудного узла отличаются по типохимизму основных рудных минералов и по набору редких минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Байрамгалина Л.Н., Гемель В.А. (2022) Урановая и ториевая минерализация в рудах Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал. *Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 114–117.
- Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Мошев С.И., Байрамгалина Л.Н. (2018) Висмутовая и урановая минерализация на глубоких горизонтах Гумешевского месторождения, Средний Урал. *XII Межрегиональная конференция «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий»*. Уфа, ИГ УФИЦ РАН, 218–220.
- Базаркина Е.Ф., Зотов А.В., Акинфиев Н.Н. (2010) Устойчивость хлоридных комплексов кадмия в зависимости от давления: потенциометрические измерения при 1–1000 бар и 25 °С. *Геология рудных месторождений*, 52(2), 186–197.
- Белгородский Е.А., Черкашов С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М. (1991) Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск, УрО АН СССР, 54 с.
- Бурмистров А.А., Хребтневский В.В., Ерастов Е.А. (2023) Предварительные исследования закономерностей связи петрофизических свойств с типами и интенсивностью метасоматических изменений вмещающих пород и руд Новониколаевского участка Михеевского медно-порфирового месторождения (Южный Урал). *Недропользование XXI век*, 3–4(100), 42–51.
- Буханова Д.С. (2021) Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения, Хабаровский Край. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, ДВГИ ДВО РАН, 200 с.
- Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. (1991) Рудно-метасоматическая зональность Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале. *Вестник МГУ*, 5, 75–79.
- Горбунов А.А., Аликин О.В., Захарова А.А., Гусева Т.А., Рудащевский В.Н., Гемель В.А. (2019) Особенности минералогии руд Михеевского месторождения, Новониколаевского и Западного участков (Южный Урал). *Уральская минералогическая школа-2019*. Екатеринбург, УГТУ, 41–44.

- Грабежев А.И. (2014) Новониколаевский (Мо, Au)-Cu-порфировый рудный узел (Южный Урал): петрогеохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов. *Литосфера*, 2, 60–76.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург, УрО РАН, 199 с.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала. *Литосфера*, 3, 104–116.
- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. (1998) Метасоматизм и метасоматические породы. М., Научный мир, 492 с.
- Киселева Г.Д., Коваленкер В.А., Борисовский С.Е., Языкова Ю.И., Трубкин Н.В. (2026) U-Th-REE минерализация Быстринского скарново-порфирового Au-Cu-Fe месторождения (Восточное Забайкалье): типоморфные характеристики, особенности формирования и генетические импликации. *Геология рудных месторождений*, 68(3), 259–276. <https://doi.org/10.7868/S3034507326030022>
- Коваленкер В.А. (2006) Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпitherмальных месторождений / Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых, т. 2. М., ИГЕМ РАН, 143–214.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. (2011) Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудных месторождений*, 53, 107–142.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. (2012) Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. *Вестник ОНЗ РАН*, 4. https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG
- Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Лосев В.И., Калинин Ю.А., Шавекина А.Ш., Байыр-Оол А.В., Викентьев И.В. (2026) *Геология рудных месторождений*, 68 (3), 277–307. <https://doi.org/10.7868/S3034507326030037>
- Кузнецов А.Ж., Великанов А.Я., Арафаилов А.Е., Измайлов М.Р., Морозова Г.В., Будник Т.Л., Ентальцев Е.В., Панфиленкова О.В., Тарасова Н.Н. (2020ф) Отчет с оперативным подсчетом запасов медно-порфировых руд Новониколаевского участка (Западное и Новониколаевское рудопоявления) Михеевского месторождения по состоянию на 01.01.2020 г. на территории Каргалинского и Варненского районов Челябинской области. Екатеринбург, ООО «Геосинтез», 475 с.
- Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А. (2016) Au-Ag минерализация порфирово-эпitherмальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия). *Геология рудных месторождений*, 58 (4), 319–345. <https://doi.org/10.1134/S107570151604005X>
- Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. (2022) Блестящие руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала. *Минералогия*, 8(3), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-3-1>
- Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. (2025) Минералы Co и Ni в рудах Михеевского Cu-порфирового месторождения (Южный Урал). *Минералогия*, 11(1), 17–27. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-2>
- Плотинская О.Ю., Грабежев А.И., Зелтманн Р. (2015) Рений в рудах Михеевского Мо-Cu-порфирового месторождения, Южный Урал. *Геология рудных месторождений*, 57(2), 132–147. <https://doi.org/10.1134/S1075701515020051>
- Плотинская О.Ю., Азовскова О.Б., Белогуб Е.В. (2025) Теллуридная минерализация в рудах Биргильдинского медно-порфирового месторождения (Южный Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, 67(6), 829–843. <https://doi.org/10.7868/S3034507325060065>
- Прибавкин С.В., Сорока Е.И., Азовскова О.Б., Смолева И.В., Леонова Л.В., Готтман И.А., Сустанов С.Г., Ровнушкин М.Ю. (2023) Ассоциация сидерита с сульфидами и силикатами железа в породах Михеевского Cu(Mo,Au)-порфирового месторождения (Южный Урал). *Геология рудных месторождений*, 65(4), 354–368. <https://doi.org/10.31857/S0016777023040044>
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. (2018ф) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М., Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 175 с.
- Хребтиевский В.В. (2024) О последовательности минералообразования и впервые найденных минералах олова и теллура на Новониколаевском месторождении (Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 144–147.
- Хребтиевский В.В. (2025) Особенности распределения содержаний Cu и Au на Новониколаевском медно-порфировом месторождении (Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2025. От гипотез рудогенеза к критериям прогнозирования*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 104–107.
- Хребтиевский В.В. (2026) Гидротермальная зональность и генезис Новониколаевского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2026. Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 125–128.
- Хребтиевский В.В., Плотинская О.Ю. (2026) Гранаты из скарнов Новониколаевского месторождения меди (Южный Урал). *Минералогия*, 12(1), 44–59. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-3>

- Шадчин М.В., Шведов Г.И., Макаров В.А., Лобастов Б.М., Сильянов С.А., Сердюк С.С. (2024) Новые данные по минералогии руд Au-Mo-Cu-порфинового месторождения Ак-Суг (Северо-Восточная Тува). *Минералогия*, 10(3), 32–51. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-3>
- Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. (2005) Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале. *Отечественная геология*, 2, 57–61.
- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry / Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas). *Reviews in Mineralogy*, 19, 347–403.
- Bauer M.E., Seifert T., Burisch M., Krause J., Richter N., Gutzmer J. (2019) Indium-bearing sulfides from the Hämmerlein skarn deposit, Erzgebirge, Germany: evidence for late-stage diffusion of indium into sphalerite. *Mineralium Deposita*, 54, 175–192. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0773-1>
- Catchpole H., Kouzmanov K., Fontboté L. (2012) Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned cordilleran base metal district, Morococha, Central Peru. *The Canadian Mineralogist*, 50, 719–743. <https://doi.org/10.3749/canmin.50.3.719>
- Chen S. C., Yu J. J., Bi M. F., Lehmann B. (2022) Tin-bearing minerals at the Furong tin deposit, South China: Implications for tin mineralization. *Chemie der Erde*, 82(1), 125856. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125856>
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICP-MS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4761–4791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.045>
- Czamanske G.K. (1974) The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Economic Geology*, 69, 1328–1334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.8.1328>
- Donahue K.M. (2002) Geochemistry, geology and geochronology of the Victorio mining district, Luna County, New Mexico: Linking skarn and porphyry systems to carbonate-hosted lead-zinc replacement deposits. MSc Thesis. Socorro, New Mexico, New Mexico Institute of Mining and Technology, 186 p.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology*, 75, 317–391. <https://doi.org/10.5382/AV75.11>
- Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Urrien E. (2000) Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- <https://nedradv.ru/nedradv.ru/places?mineral=ea137769ab1dc8b338a79c54c3009281> (последнее обращение 28/06/2026)
- Kesler S.E., Chrysosoulis S.L., Simon G. (2002) Gold in porphyry copper deposits: Its distribution and fate. *Ore Geology Reviews*, 21, 103–124. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00084-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00084-7)
- Kretschmar U., Scott S.D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *The Canadian Mineralogist*, 14, 364–386.
- Kwak T.A.P. (1987) W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier, 451 p.
- Lipson R. (2014) The promise and perils of porphyry deposits in the future of gold production. *SEG Newsletter*, 98, 1–21. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.2014-98.fea>
- Marushchenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Y.N., Vlasov E.A. (2018) Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry-epithermal system: A case study of the Baimka Cu-Mo-Au trend, Chukchi Peninsula, Russia. *Ore Geology Reviews*, 103, 21–37. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.018>
- Meinert L.D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S. (2005) World skarn deposits. *Economic Geology*, 100, 299–336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Monnier L., Salvi S., Melleton J., Bailly L., Béziat D., de Parseval P., Gouy S., Lach P. (2019) Multiple generations of wolframite mineralization in the Echassieres district (Massif Central, France). *Minerals*, 9(10), 637. <https://doi.org/10.3390/min9100637>
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 85, 153–173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Rovnushkin M.Y., Azovskova O.B. (2022) Rhenium-bearing molybdenite in the argillization zone of the Mikheevskoe molybdenum-copper-porphyry deposit (Southern Urals). *Известия Уральского государственного горного университета*, 3(67), 7–13. <http://doi.org/10.21440/2307-2091-2022-3-7-13>
- Scott C.D., Barnes H.L. (1971) Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology*, 66, 653–669. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.4.653>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Reston, Virginia, US Geological Survey Open File Report 2008, 45 p.

- Tessalina S.G., Plotinskaya O.Y. (2017) Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu-Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 85, 174–180. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.005>
- Tian M., Xiao Y., Shang Y., Wang M., Li L., Zhao M., Kang D. (2026) The occurrence of Sn in the Shizhuyuan W-Sn polymetallic skarn-greisen deposit: Insights into the magmatic-hydrothermal Sn mineralization process. *Ore Geology Reviews*, 188, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.107026>
- Zhao H., Shao Y., Zhang Y., Cao G., Zhao L., Zheng X. (2023) Big data mining on trace element geochemistry of sphalerite. *Journal of Geochemical Exploration*, 252. <https://doi.org/10.1016/j.jgexplo.2023.107254>
- Novonikolaevsky ore cluster. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 54 p. (in Russian)
- Bukhanova D.S. (2021) *Mineralogical and geochemical features of the Malmyzh gold-copper porphyry deposit, Khabarovsk krai*. (Candidate dissertation). Vladivostok, DVGI DVO RAN, 200 p. (in Russian)
- Burmistrov A.A., Khrebtievsky V.V., Erastov E.A. (2023) Preliminary studies of petrophysical properties and types and intensity of metasomatic alteration of rocks and ores of the Novonikolaevskoe area of the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals). *Nedropolzovanie XXI vek (Subsoil Use XXI Century)*, 3–4(100), 42–51. (in Russian)
- Catchpole H., Kouzmanov K., Fontboté L. (2012) Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned cordilleran base metal district, Morococha, Central Peru. *The Canadian Mineralogist*, 50, 719–743. <https://doi.org/10.3749/canmin.50.3.719>
- Chen S. C., Yu J. J., Bi M. F., Lehmann B. (2022) Tin-bearing minerals at the Furong tin deposit, South China: Implications for tin mineralization. *Chemie der Erde*, 82(1), 125856. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125856>
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICP-MS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4761–4791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.045>
- Czamaske G.K. (1974) The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Economic Geology*, 69, 1328–1334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.8.1328>
- Donahue K.M. (2002) Geochemistry, geology and geochronology of the Victorio mining district, Luna County, New Mexico: Linking skarn and porphyry systems to carbonate-hosted lead-zinc replacement deposits. MSc Thesis. Socorro, New Mexico, New Mexico Institute of Mining and Technology, 186 p.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology*, 75, 317–391. <https://doi.org/10.5382/AV75.11>
- Girfanov M.M., Sergeeva N.E., Shishakov V.B. (1991) Ore-metasomatic zonation of the Mikheevskoe porphyry copper deposit in the South Urals. *Vestnik Moskovskogo universiteta (Moscow State University Bulletin)*, 5, 75–79. (in Russian)
- Gorbunov A.A., Alikin O.V., Zakharova A.A., Guseva T.A., Rudashevsky V.N., Gemel V.A. (2019) Mineralogical features of ores of the Mikheevskoe deposit, Novonikolaevsky and Zapadny areas (South Urals). *Uralskaya mineralogicheskaya shkola-2019 (Urals Mineralogical School-2019)*. Yekaterinburg, UGGU, 41–44. (in Russian)
- Grabezhev A.I. (2014) Novonikolaevsky (Mo, Au)-Cu porphyry ore cluster (South Urals): petrogeochemistry
- Azovskova O.B., Rovnushkin M.Y., Bairamgalina L.N., Gemel V.A. (2022) Uranium and thorium mineralization in ores of the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2022. Ot veshchestvennogo sostava k modelyam i prognozirovaniyu mestorozhdeniy (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2022. From Composition to Models and Forecasting Deposits)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 114–117. (in Russian)
- Azovskova O.B., Rovnushkin M.Y., Moshev S.I., Bairamgalina L.N. (2018) Bismuth and uranium mineralization at the deep horizons of the Gumeshevskoe deposit, Central Urals. *XII Mezhhregionalnaya konferentsiya "Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territoriy" (XII Interregional Conference "Geology, Mineral Deposits, and Problems of Geoecology of Bashkortostan, Urals, and Adjacent Territories")*. Ufa, IG UFITS RAN, 218–220. (in Russian)
- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry / Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas). *Reviews in Mineralogy*, 19, 347–403.
- Bauer M.E., Seifert T., Burisch M., Krause J., Richter N., Gutzmer J. (2019) Indium-bearing sulfides from the Hämmerlein skarn deposit, Erzgebirge, Germany: evidence for late-stage diffusion of indium into sphalerite. *Mineralium Deposita*, 54, 175–192. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0773-1>
- Bazarkina E.F., Zotov A.V., Akinfiev N.N. (2010) Pressure-dependent stability of cadmium chloride complexes: Potentiometric measurements at 1–1000 bar and 25 °C. *Geology of Ore Deposits*, 52, 167–178. <https://doi.org/10.1134/S1075701510020054>
- Belgorodsky E.A., Cherkashov S.A., Grabezhev A.I., Shargorodsky B.M. (1991) Porphyry copper

of ore-bearing granitoids and metasomatites. *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 2, 60–76. (in Russian)

Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits: example of the Urals. Yekaterinburg, UrO RAN, 199 p. (in Russian)

Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2011) U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of porphyry copper deposits in the South Urals. *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 3, 104–116. (in Russian)

Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Urrien E. (2000) Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>

<https://nedradv.ru/nedradv.ru/places?mineral=ea137769ab1dc8b338a79c54c3009281> (last access on June 28, 2026)

Kesler S.E., Chrysosoulis S.L., Simon G. (2002) Gold in porphyry copper deposits: Its distribution and fate. *Ore Geology Reviews*, 21, 103–124. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00084-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00084-7)

Khrebtievsky V.V. (2024) Mineral formation sequence and new Sn and Te minerals at the Novonikolaevskoe deposit (South Urals). *Metallogeniya drevnykh i sovremennykh okeanov-2024. Rudogenez (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2024. Ore Genesis)*. Miass, SU FNTs MiG UrO RAN, 144–147. (in Russian)

Khrebtievsky V.V. (2025) Features of the distribution of Cu and Au contents at the Novonikolaevskoe porphyry copper deposit (South Urals). *Metallogeniya drevnykh i sovremennykh okeanov-2025. Ot gipotez rudogeneza k kriteriyam prognozirovaniya (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2025. From Ore Genesis Hypotheses to Forecasting Criteria)*. Miass, SU FNTs MiG UrO RAN, 104–107. (in Russian)

Khrebtievsky V.V. (2026) Hydrothermal zonation and genesis of the Novonikolaevskoe skarn copper porphyry deposit (Southern Urals). *Metallogeniya drevnykh i sovremennykh okeanov-2026. Strategicheskie elementy: mineralogo-geokhimicheskie i tsifrovye modeli (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2026. Strategic Elements: Mineralogical and Geochemical and Digital Models)*. Miass, SU FNTs MiG UrO RAN, 125–128. (in Russian)

Khrebtievsky V.V., Plotinskaya O.Y. (2026) Skarn garnets of the Novonikolaevskoe copper deposit (South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 12(1), 44–59. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-3> (in Russian)

Kiseleva G.D., Kovalenker V.A., Borisovsky S.E., Yazykova Yu.I., Trubkin N.V. (2026) U-Th-REE mineralization of the Bystrinsk skarn-porphyry Au–Cu–Fe deposit (Eastern Transbaikalia): typomorphic characteristics, peculiarities of formation, and genetic implications. *Geology of Ore Deposits*, 68, 396–412. <https://doi.org/10.1134/S1075701525600926>

Kotelnikov A.R., Suk N.I., Kotelnikova Z.A., Shchekina T.I., Kalinin G.M. (2012) Mineral geothermometers for low-temperature parageneses. *Vestnik ONZ RAN (Bulletin of the Earth Sciences Department of the Russian Academy of Sciences)*, 4. https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG (in Russian)

Kovalenker V.A. (2006) Formation conditions and causes of large-scale concentration of gold, porphyry, and epithermal deposits. In: *Krupnye i superkrupnye mestorozhdeniya rudnykh poleznykh iskopaemykh (Large and Super-Large Deposits of Ore Mineral Deposits)*, vol. 2. Moscow, IGEM RAN, 143–214. (in Russian)

Kovalenker V.A., Kiseleva G.D., Krylova T.L., Andreeva O.V. (2011) Mineralogy and ore formation conditions of the Bugdaya Au-bearing W–Mo porphyry deposit, Eastern Transbaikalia Region, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 53, 93–125. <https://doi.org/10.1134/S1075701511020048>

Kretschmar U., Scott S.D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application. *The Canadian Mineralogist*, 14(3), 364–386.

Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Losev V.I., Kalinin Yu. A., Shavekina A.Sh., Bayir-Ool A.V., Vikentyev I.V. (2026) Kyzzyk-Chadr Au–Mo–Cu porphyry deposit (Eastern Tuva, Russia): noble-metal mineralization, PT-parameters and ore-bearing fluid composition. *Geology of Ore Deposits*, 68, 413–441. <https://doi.org/10.1134/S1075701525600744>

Kuznetsov A.Z., Velikanov A.Y., Arafailov A.E., Izmailov M.R., Morozova G.V., Budnik T.L., Ental'tsev E.V., Panfilenkova O.V., Tarasova N.N. (2020) Unpublished report with operative calculation of copper porphyry ore reserves of the Novonikolaevsky area (Zapadnoe and Novonikolaevskoe ore occurrences) of the Mikheevskoe deposit as of 01.01.2020 in the Kartaly and Varna districts of the Chelyabinsk region. Yekaterinburg, OOO Geosintez, 475 p. (in Russian)

Kwak T.A.P. (1987) W–Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Amsterdam–Oxford–New York, Elsevier, 451 p.

Lipson R. (2014) The promise and perils of porphyry deposits in the future of gold production. *SEG Newsletter*, 98, 1–21. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.2014-98.fea>

Marushchenko L.I., Baksheev I.A., Nagomaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Y.N., Vlasov E.A. (2018) Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry–epithermal system: A case study of the Baimka Cu–Mo–Au trend, Chukchi Peninsula, Russia. *Ore Geology Reviews*, 103, 21–37. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.018>

Meinert L.D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145–162.

Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S. (2005) World skarn deposits. *Economic Geology*, 100, 299–336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>

- Monnier L., Salvi S., Melleton J., Bailly L., Béziat D., de Parseval P., Gouy S., Lach P. (2019) Multiple generations of wolframite mineralization in the Echassieres district (Massif Central, France). *Minerals*, 9(10), 637. <https://doi.org/10.3390/min9100637>
- Nikolaev Y.N., Baksheev I.A., Prokofiev V.Y., Nagornaya E.V., Marushchenko L.I., Sidorina Yu.N., Chitalin A.F., Kal'ko I.A. (2016) Gold–silver mineralization in porphyry–epithermal systems of the Baimka trend, western Chukchi Peninsula, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 58, 284–307. <https://doi.org/10.1134/S107570151604005X>
- Plotinskaya O.Yu., Kovalchuk E.V. (2023) Fahlores from porphyry Cu–(Mo) deposits of the Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 8(3), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-3-1> (in Russian)
- Plotinskaya O. Y., Kovalchuk E.V. (2025) Co and Ni minerals in ores of the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 11(1), 17–27. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-2> (in Russian)
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltnmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Seltnmann R. (2015) Rhenium in ores of the Mikheevskoe Mo–Cu porphyry deposit, South Urals. *Geology of Ore Deposits*, 57(2), 118–132. <https://doi.org/10.1134/S1075701515020051>
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltnmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 85, 153–173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Belogub E. V. (2025) Telluride Mineralogy in Ores of the Birgilda Porphyry Copper Deposit (South Urals, Russia). *Geology of Ore Deposits*, 67(6), 799–811. <https://doi.org/10.1134/S1075701525600306>
- Pribavkin S.V., Soroka E.I., Azovskova O.B., Smoleva I.V., Leonova L.V., Gottman I.A., Sustavov S.G., Rovnushkin M.Yu. (2023) Association of siderite with iron sulfides and silicates in rocks of the Mikheevskoe Cu(Mo,Au) porphyry deposit (Southern Urals). *Geology of Ore Deposits*, 65, 332–345. <https://doi.org/10.1134/s1075701523040049>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Rovnushkin M.Y., Azovskova O.B. (2022) Rhenium-bearing molybdenite in the argillization zone of the Mikheevskoe molybdenum-copper-porphyry deposit (Southern Urals) *Izvestiya Ural'skogo gosudarstvennogo gornogo universiteta (News of the Urals State Mining University)*, 3(67), 7–13. <http://doi.org/10.21440/2307-2091-2022-3-7-13>
- Scott C.D., Barnes H.L. (1971) Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology*, 66, 653–669. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.4.653>
- Shadchin M.V., Shvedov G.I., Makarov V.A., Lobastov B.M., Silyanov S.A., Serdyuk S.S. (2024) New data on mineralogy of ores of the Ak-Sug Au–Mo–Cu porphyry deposit (Northeastern Tuva). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 10(3), 32–51. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-3> (in Russian)
- Shargorodsky B.M., Novikov I.M., Aksenov S.A. (2005) The Mikheevskoe porphyry copper ore deposit in the South Urals. *Otechestvennaya geologiya (National Geology)*, 2, 57–61. (in Russian)
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Reston, Virginia, US Geological Survey Open File Report 2008, 45 p.
- Tessalina S.G., Plotinskaya O.Y. (2017) Silurian to Carboniferous Re–Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu–Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 85, 174–180. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.005>
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Burshtein E.F., et al. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second Edition. South Ural Series. Sheet N-41-XXV (Kartaly). Explanatory Note. Moscow, Moskovsky filial FGBU VSEGEI, 175 p. (in Russian)
- Tian M., Xiao Y., Shang Y., Wang M., Li L., Zhao M., Kang D. (2026) The occurrence of Sn in the Shizhuyuan W–Sn polymetallic skarn-greisen deposit: Insights into the magmatic-hydrothermal Sn mineralization process. *Ore Geology Reviews*, 188, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.107026>
- Zhao H., Shao Y., Zhang Y., Cao G., Zhao L., Zheng X. (2023) Big data mining on trace element geochemistry of sphalerite. *Journal of Geochemical Exploration*, 252. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107254>
- Zharikov V.A., Rusinov V.L., Marakushev A.A., Zaraysky G.P., Omelyanenko B.I., Pertsev N.N., Rass I.T., Andreeva O.V., Abramov S.S., Podlessky K.V. (1998) Metasomatism and metasomatic rocks. Moscow, Nauchnyi mir, 492 p. (in Russian)

Информация об авторах

Плотинская Ольга Юрьевна – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; plotin@igem.ru

Хребтиевский Владимир Валерьевич – аспирант, Московский государственный университет, г. Москва, Россия; st064292@gmail.com

Ковальчук Елена Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; elena7kovalchuk@gmail.com

Савостьянова Маргарита Михайловна – старший специалист, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, г. Москва, Россия; savostyanova_m@inbox.ru

Information about the authors

Olga Yu. Plotinskaya – Doct. Sci. (Geol.-Mineral), Leading Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; plotin@igem.ru

Vladimir V. Khrebtievsky – Post-Graduate Student, Moscow State University, Moscow, Russia; st064292@gmail.com

Elena V. Kovalchuk – Cand. Sci. (Geol.-Mineral), Scientific Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; elena7kovalchuk@gmail.com

Margarite M. Savostyanova – Senior Specialist, Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russia; savostyanova_m@inbox.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-5>
УДК 553.068

Структура, состав, закономерности формирования и сырьевой потенциал хвостов обогащения лопаритовых руд фабрики Ловозерского ГОКа, Россия

А.В. Лаломов^{1,2}, Е.Н. Левченко², А.В. Григорьева¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017, Россия; lalomov@mail.ru

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,
ул. Вересаева 15, г. Москва, 121357, Россия

Статья поступила в редакцию 12.01.2026 г., после доработки 04.08.2026 г., принята к печати 08.09.2026 г

Аннотация. В настоящее время единственным действующим предприятием по добыче и производству концентрата редкоземельных металлов в России является Ловозерский горно-обогатительный комбинат, разрабатывающий Ловозерское месторождение лопарита, содержащего Nb, Ta, редкоземельные металлы и Ti. Дополнительным источником сырья для комбината могут служить техногенные образования – хвосты обогатительной фабрики Карнасурт. Содержание лопарита в хвостах нами рассчитано как на основе такового в перерабатываемых рудах и потерях при обогащении, так и по данным точечного опробования. Эти методы дают хорошую сходимости результатов на уровне 0.58–0.77 %. Минералогическое исследование малых технологических проб показало, что лопарит в хвостах обогащения присутствует как в виде крупных зерен, так и мелких обломков. Основная масса лопарита находится в гравитационно-обогащаемых классах крупности 0.071–0.500 мм. Структура хвостохранилища неоднородная: она определяется перераспределением тяжелой фракции за счет природно-техногенных процессов и имеет преимущественно концентрическую форму, что должно учитываться при постановке оценочных работ.

Ключевые слова: техногенные образования, лопарит, ниобий, редкие металлы, Ловозерский массив.

Финансирование. Работы проведены в рамках темы государственного задания Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия).

Благодарности. Авторы благодарны руководству Ловозерского ГОКа за возможность опробования техногенных отложений хвостохранилищ и информацию об их параметрах, а также рецензентам за внимательное прочтение рукописи и сделанные важные замечания.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Лаломов А.В. – проведение полевых исследований, анализ полученных материалов, написание основного текста статьи; Левченко Е.Н. – анализ технологических свойств техногенных отложений, возможной схемы обогащения и параметров концентрата; Григорьева А.В. – участие в полевых работах, исследование и описание минералов техногенных отложений. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Лаломов А.В., Левченко Е.Н., Григорьева А.В. Структура, состав, закономерности формирования и сырьевой потенциал хвостов обогащения лопаритовых руд фабрики Ловозерского ГОКа, Россия. *Минералогия*, 2026, 12(3), 93–104. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-5>

Structure, composition, generation patterns and potential of technogenic dumps at the Lovozero mining and processing plant, Russia

A.V. Lalomov^{1,2}, E.N. Levchenko², A.V. Grigorieva¹

¹ Institute of Ore Deposit Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Staromonetny per. 35, Moscow, 119017, Russia; lalomov@mail.ru

² Institute of Mineralogy, Geochemistry, and Crystal Chemistry of Rare Elements, ul. Veresaeva 15, Moscow, 121357, Russia

Received 12.01.2026, revised 04.08.2026, accepted 08.09.2026

Abstract. The Lovozero mining and processing plant is currently the only one operating enterprise in Russia extracting and producing rare earth metal concentrate from the Lovozero loparite deposit, which contains Nb, Ta, rare earth metals, and Ti. Raw materials for the plant could additionally be sourced from technogenic tailings of the Karna-Surt processing plant. The loparite content of tailings is calculated on the basis of (1) the loparite content in processed ores and losses during processing and (2) according to point sampling data. These methods provide good convergence of results (0.58–0.77 %). Mineralogical study of small technological samples showed that loparite in enrichment tailings occurs as large grains and small fragments. Most loparite occurs in gravity-enriched classes 0.071–0.500 mm in size. The tailings has a heterogeneous mostly concentric structure caused by the redistribution of heavy fraction due to natural and technogenic processes, which should be taken into account during the assessment works.

Keywords: tailing dumps, loparite, niobium, rare metals, Lovozero pluton.

Funding. This work was supported by state contract of the Institute of Geology of Ore Deposits, Mineralogy, Petrography, Geochemistry, and Mineralogy RAS (Moscow, Russia).

Acknowledgments. We are grateful to the management of the Lovozero mining and processing plant for sampling the technogenic tailings and information on their parameters, as well as to the reviewers for careful reading the manuscript and important comments.

Conflict of Interest. The authors declare no conflicts of interest related to the manuscript.

Author Contributions. A.V. Lalomov – field works, analysis, writing the manuscript; E.N. Levchenko – analysis of technological properties of technogenic deposits, a possible enrichment scheme, and concentrate parameters; A.V. Grigorieva – field works, description of minerals in technogenic deposits. All authors approved the final version of the article prior to publication.

For citation: Lalomov A.V., Levchenko E.N., Grigorieva A.V. Structure, composition, generation patterns and potential of technogenic dumps at the Lovozero mining and processing plant, Russia. *Mineralogy*, 2026, 12(3), 93–104. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-5>

ВВЕДЕНИЕ

Ловозерский горно-обогатительный комбинат является единственным действующим сырьевым источником редких металлов (в т. ч. редкоземельных (РЗМ)) в России. В Ловозерском щелочном массиве – основном источнике сырья для одноименного комбината – сосредоточено 15.4 % Σ РЗМ, 17.7 % Nb_2O_5 и 22.9 % Ta_2O_5 от общероссийских запасов категорий А+В+С₁. В настоящее время добыча ведется в сложных горно-геологических условиях при низкой рентабельности существующих разрезов, что ставит вопрос о необходимости диверсификации сырьевых источников (Бортников и др., 2023). Ловозерский комбинат – единственный в Российской Федерации, где основным руд-

ным минералом является лопарит $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ – комплексное редкометалльное сырье. Состав лопарита в разрезе массива не постоянен: так, в пределах дифференцированного комплекса, к которому приурочено промышленное оруженение, содержание в лопарите Nb_2O_5 (мас. %) изменяется от 6.7 до 9.0; Ta_2O_5 – от 0.5 до 0.6, SrO – от 0.65 до 3.10, ThO_2 – от 0.4 до 0.7, TiO_2 – от 39.2 до 41.0. Суммарное содержание РЗЭ варьирует от 31.3 до 36.5, в т. ч., в среднем, Ce_2O_3 – 16.28 %, La_2O_3 – 8.67 %, Nd_2O_3 – 4.38 %, Pr_2O_3 – 1.62 %, Sm_2O_3 – 0.21 % (Sørensen, 1970; Сук и др., 2013; Zaitsev et al., 2014; Лаломов и др., 2022). В перспективе растущие потребности в редких металлах могут быть удовлетворены за счет дополнительного освоения новых участков Ловозерского массива.

Рис. 1. Обзорная схема района обогатительной фабрики Ловозерского ГОКа и хвостохранилищ на основе космоснимка Google Earth.

Fig. 1. General scheme of area of the Lovozero mining and processing plant and tailings storage facilities based on a Google Earth satellite image.

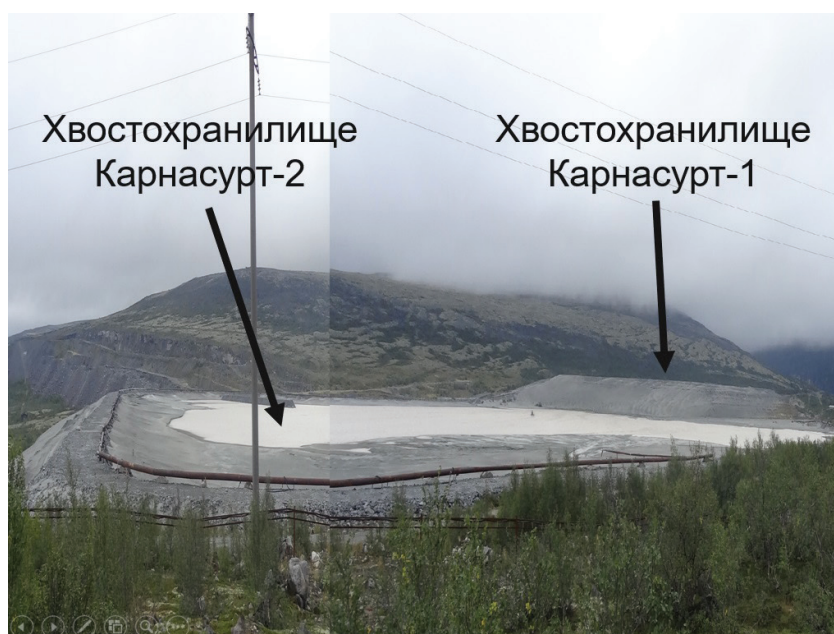


Рис. 2. Внешний вид хвостохранилищ Карнасурт-1 и Карнасурт-2.

Fig. 2. General view of the Karnasurt-1 and Karnasurt-2 tailings storage facilities.

Помимо коренного месторождения лопарита, связанного с породами Ловозерского массива, дополнительным потенциально перспективным объектом редкометалльного сырья являются хвосты обогащения Ловозерского ГОКа (Лаломов, Григорьева, 2023) (рис. 1, 2). К вопросу освоения хвостохранилищ регулярно обращаются недропользователи, поскольку эти объекты обладают рядом положительных свойств (Быховский и др., 2014):

- как правило, хвостохранилища расположены в освоенных районах в непосредственной близости от действующих (или ранее действовавших) горнообогатительных предприятий, что существенно сокращает логистические затраты;

- хвосты обогащения руд представлены измельченным промытым материалом, что исключает необходимость дробления – наиболее энергозатратного этапа, потребляющего около 50 % энергии при разработке коренных месторождений;

- хвостохранилища располагаются на поверхности и не требуют вскрышных или подземных работ.

К негативным факторам относятся пониженное (остаточное) содержание полезного компонента, ушедшего в хвосты при его извлечении на основном этапе, и пониженная крупность полезного компонента. В целом, объемы техногенных отложений в масштабе нашей планеты в настоящее время

сопоставимы с некоторыми классами природных образований (Лаломов, 2025), а содержащиеся в них ресурсы минерального сырья в ряде случаев могут обеспечить потребности промышленности в стратегических дефицитных видах полезных ископаемых (Blannin et al., 2023).

Техногенные отложения обладают рядом специфических черт, которые определяются как антропогенным воздействием на породы земной коры, так и наложенными на них природными процессами. Все это определяет уникальность техногенных процессов и сопутствующих им отложений и позволяет выделить отдельный тип «геотехногенного литогенеза» с присущими ему особенностями формирования как геотехногенных осадочных комплексов в целом, так и характерных для них полезных ископаемых. Это указывает на необходимость изучения закономерностей формирования структуры техногенных образований и происходящих в них процессов.

За последнее время к проблеме возможности использования хвостов обогащения лопаритовых руд в качестве вторичного сырья исследователи обращались уже не раз (Хохуля и др., 2015; Krasavtseva et al., 2021; Максимова и др., 2022). В рамках проводимого исследования помимо дополнительного изучения состава техногенных образований и оценки возможности их обогащения сделана попытка построить модель строения хвостохранилища, выделить техногенные фации и описать процессы природно-техногенной дифференциации материала с образованием повышенных концентраций лопарита для разработки рекомендаций по разведке и оценке запасов техногенных месторождений этого типа.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования структуры и состава хвостохранилищ из них отобраны две минералогическо-технологические пробы (МТП) Карнасурт-1 (К-1) и Карнасурт-2 (К-2) весом ~30 кг в местах сброса хвостов и семь рядовых проб (0.1 кг) из разных зон техногенных образований (дамба, «дельта» (зона сброса), пляж, «дюна» (зона золотой переработки)). Пробы отбирались с поверхности на глубину 0.5 м для МТП и 0.2 м – для рядовых проб. В МТП проанализированы гранулометрический и минеральный составы по разноразмерным классам и магнитным фракциям. Пробы разделены на семь классов крупности, для пяти классов в диапазоне 0.50–0.05 мм после разделения на четыре фракции по магнитной

восприимчивости (магнитная, I электромагнитная, II электромагнитная и немагнитная) оптическими методами исследован минеральный состав тяжелой и легкой фракций.

Морфология лопарита изучена оптическим методом (под биноклем) и с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) JSM-5610LV Jeol (Япония) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) в отраженных электронах, отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента, с ускоряющим напряжением 25 кВ. Изображения и анализ химического состава образцов производились с помощью энергодисперсионного детектора электронов в обратно-рассеянных электронах – ULTIM MAX 100 Oxford Instruments и программного обеспечения для обработки спектров и изображений, полученных на СЭМ – AZtek 5.1 (оператор Л.В. Левицкая).

Химический состав и внутренняя структура лопарита определены методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в полированных шашках в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (оператор В.И. Таскаев) на приборе JEOL-8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА и диаметре электронного пучка 1 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика техногенных отложений, морфология и состав лопарита

Хвостохранилище Карнасурт-1 эксплуатировалось с 1951 по 1989 г. В этот период перерабатывались руды с содержанием лопарита 3.5 %, а потери при обогащении составляли 23 %. Объем лежалых хвостов оценивается в 8.1 млн м³. В 1989 г. началась эксплуатация хвостохранилища Карнасурт-2. Содержание лопарита в перерабатываемых рудах в этот период несколько уменьшилось (3.2 %), но в результате модернизации обогатительной линии извлечение лопарита увеличилось до 79.5 % (потери 20.5 %). В соответствии с отчетными материалами Ловозерского ГОКа, потери лопарита связаны с классом –0.2 мм на стадии первичного гравитационного обогащения. На 2025 г. объем хвостохранилища оценивался в 11.2 млн м³ при ежегодном объеме сбрасываемых хвостов 350–400 тыс. м³. Исходя из этих данных, расчетное со-

Таблица 1. Гранулометрический состав и распределение лопарита по классам крупности в отложениях хвостохранилищ

Table 1. Granulometric composition and distribution of loparite by size classes in tailings deposits

Класс крупности, мм	Гранулометрический состав, %		Содержание лопарита в классе, %		Распределение лопарита по классам, %	
	К-1	К-2	К-1	К-2	К-1	К-2
>0.5	1.68	0.37	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
0.5–0.25	43.44	52.01	0.02	0.02	1.70	1.22
0.25–0.16	47.22	37.82	0.50	1.10	39.07	49.93
0.16–0.10	0.83	0.22	3.22	4.04	4.55	1.08
0.100–0.071	4.62	5.01	4.12	5.18	30.77	31.73
0.071–0.050	1.34	1.60	11.35	8.13	23.91	16.04
<0.05	0.85	2.97	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.

Примечание. н.а. – не анализировалось.

Note. n.a. – not analyzed.

Таблица 2. Минеральный состав МТП (% на исходную пробу)

Table 2. Mineral composition of mineralogical and technological samples (MTS) (% of the original sample)

	Класс размерности, мм	Выход класса, %	Лопарит	Гр. пироксенов	Гр. амфиболов	Гр. слюд (флогопит, биотит)	Апатит	Эвдиалит	Лампрофиллит	Нефелин	Кварц	Полевые шпаты	Минералы в сростках
К-1	>0.16	92.80	0.24	14.65	0.96	1.27	0.82	0.51	0.44	52.95	4.13	7.72	8.98
	<0.16	7.64	0.35	1.55	0.05	0.05	0.13	0.02	0.07	3.72	0.04	0.49	0.00
	Всего	100	0.59	16.20	1.01	1.32	0.95	0.53	0.51	56.67	4.17	8.21	8.98
К-2	>0.16	90.38	0.42	18.74	0.24	0.62	1.95	0.47	0.44	51.97	3.40	6.96	7.86
	<0.16	9.80	0.40	1.48	0.08	0.11	0.11	0.01	0.02	4.04	0.00	0.61	0.00
	Всего	100	0.82	20.22	0.32	0.73	2.06	0.48	0.46	56.01	3.40	7.57	7.86

держание лопарита в хвостах оценивается в 0.77 % и 0.64 %, а запасы – 125 и 143 тыс. т, соответственно.

Исследование гранулометрического состава МТП показало, что более 90 % отложений находится в классе 0.50–0.16 мм. При этом лопарит концентрируется в классах 0.25–0.16 мм (40–50 %), 0.100–0.071 мм (около 30 %) и 0.071–0.050 мм (16–24 %). Выход классов крупности менее 0.16 мм незначителен (7.6–9.8 %), но именно в них концентрируется значительная часть лопарита (48.9–59.5 %), в результате чего его содержание в этих классах достигает 3.22–11.35 % (табл. 1).

В минеральном составе отложений преобладает нефелин (56–57 %), минералы группы пироксена (в основном, эгирин, 16–20 %), полевые шпаты (7.6–8.2 %), кварц (3.4–4.2 %) и минералы в сростках (7.9–9.0 %). Содержание амфиболов, слюд, лопарита, апатита, эвдиалита и лампрофил-

лита составляет не более 1–2 % (табл. 2). Лопарит чаще встречается в мелких классах (<0.16 мм), остальные минералы и минералы в сростках – в крупных (>0.16 мм). По гранулометрическому и минеральному составу отложения хвостохранилищ примерно одинаковы (в пределах точности анализов и представительности проб).

Морфология зерен лопарита отличается в разных классах крупности. В мелких классах (0.16–0.05 мм) лопарит находится, преимущественно, в виде бесформенных обломков. В классе >0.16 мм встречаются двойникованные кристаллы (рис. 3). Состав лопарита представлен в табл. 3. По данным предыдущих исследований соотношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ в лопарите Ловозерского массива варьирует от 1:10 до 1:16 (Когарко, 2002). Сумма оксидов РЗМ, в среднем, составляет 29.41 % при стандартном отклонении 0.29 (табл. 3).

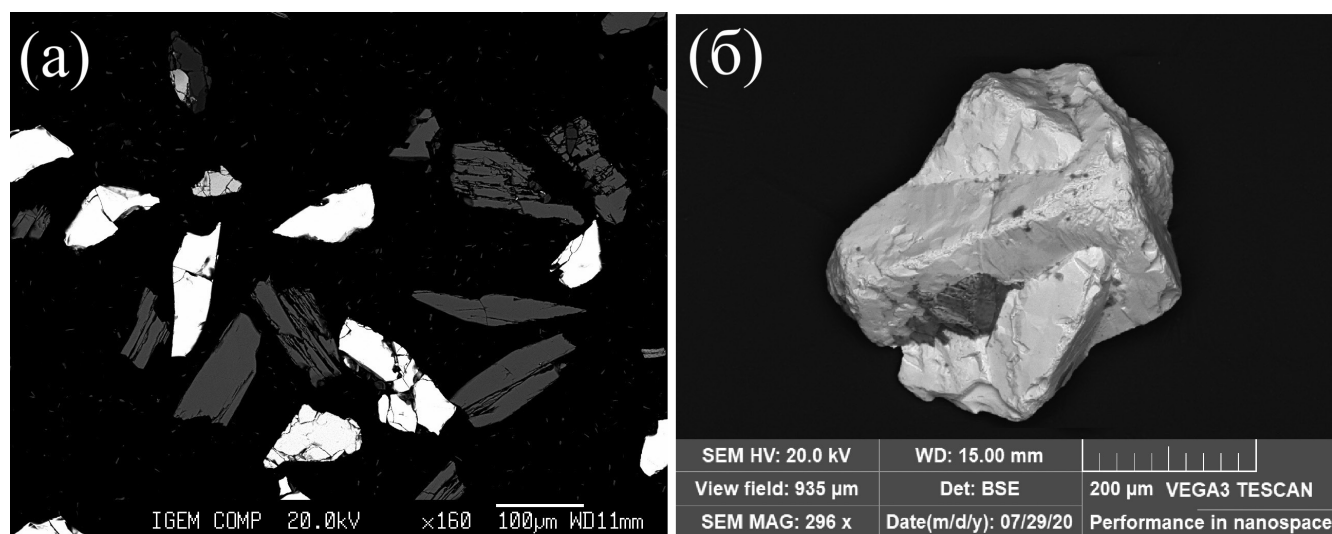


Рис. 3. Морфология минералов МТП К-1: а – обломки лопарита (белые зерна) в классе 0.100–0.071 мм (PCMA); б – идиоморфные кристаллы лопарита в классе 0.16–0.25 мм (BSE фото).

Fig. 3. Morphology of minerals of MTS K-1: a – loparite fragments (white grains) in class 0.100–0.071 mm (EMPA); б – euhedral loparite crystals in class 0.16–0.25 mm (BSE image).

Таблица 3. Состав лопарита МТП по данным PCMA

Table 3. Composition of MTS loparite according to EMPA data

Nb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	SrO	Na ₂ O	CaO	ThO ₂	F	Сумма
9.41	41.66	13.81	9.84	4.62	0.90	0.26	0.00	1.80	10.24	5.09	1.12	0.60	99.36
9.14	42.16	14.06	9.83	4.43	1.00	0.25	0.00	1.82	10.21	4.90	1.16	0.58	99.53
8.93	42.12	14.03	9.85	4.45	0.93	0.21	0.00	1.81	9.93	5.20	0.82	0.56	98.84
9.67	41.34	13.36	9.90	4.59	0.88	0.10	0.00	1.99	10.32	4.99	1.00	0.59	98.74
9.07	41.63	13.72	10.10	4.41	0.86	0.25	0.00	1.86	10.26	5.19	1.14	0.49	98.98
9.75	41.72	13.59	10.26	4.24	0.93	0.14	0.00	1.84	10.54	5.29	1.12	0.60	100.03
9.27	41.76	14.15	9.88	4.57	1.05	0.22	0.00	1.85	10.31	5.19	1.34	0.48	100.09
8.89	41.94	13.74	10.05	4.36	0.98	0.23	0.00	1.94	10.48	5.28	0.79	0.67	99.35
9.53	41.86	13.58	9.93	4.55	1.26	0.28	0.00	1.98	10.17	5.20	1.30	0.59	100.22
9.30	41.80	13.78	9.96	4.47	0.98	0.22	0.00	1.88	10.27	5.15	1.09	0.57	99.46
0.31	0.25	0.26	0.15	0.13	0.12	0.06	0.00	0.07	0.18	0.13	0.19	0.06	

Примечание. Из-за наложения пиков при PCMA содержание Nb₂O₅ и Ta₂O₅ в лопарите определено суммарно.

Note: Due to overlapping peaks in XMA, the Nb₂O₅ and Ta₂O₅ content in loparite is determined in total.

Отличия физических свойств минералов лежат в основе их разделения при технологических процессах, поэтому их часто называют технологическими свойствами (Левченко, Ключарев, 2020). К числу наиболее важных технологических свойств минералов относятся гравитационные (плотность), магнитные (магнитная восприимчивость), электрические (электропроводность, диэлектрическая проницаемость) и механические (твёрдость, хрупкость, пластичность). Основа выбора схемы разделительного процесса – контрастность свойств основных рудных, сопутствующих и породообразующих ми-

нералов. В таблице 4 показаны технологические свойства основных рудных и породообразующих минералов, входящих в состав техногенных образований хвостохранилищ Ловозерского ГОКа.

Разница в плотности рудных и породообразующих минералов позволяет на стадии первичного обогащения выделить в черновой концентрат основные рудные минералы. Разница в магнитной восприимчивости и электрической проводимости минералов руды предполагает возможность успешного применения магнитно-электрической схемы обогащения для разделения рудных и породообразующих минералов

Таблица 4. Технологические свойства основных рудных и породообразующих минералов.

Table 4. Technological properties of major ore and rock-forming minerals

Минерал	Химическая формула	Плотность, г/см ³	Относительная диэлектрическая проницаемость ϵ , мм	Магнитная восприимчивость χ , см ³ /г
Лопарит	(Na,Ce,Sr)(Ce,Th) ₂ (Ti,Nb) ₂ O ₆	4.64–4.89	6.1	Слабомагнитный $\chi = 4.4\text{--}6.3 \cdot 10^{-6}$
Нефелин	(Na,K)AlSiO ₄	2.55–2.66	2.23	Парамагнитный $\chi = 127 \cdot 10^{-6}$
Пироксены (эгирин)	NaFe ³⁺ Si ₂ O ₆	3.7–3.9	2.17	Магнитный $\chi = (48\text{--}65) \cdot 10^{-6}$
Полевые шпаты	K[AlSi ₃ O ₈]-Na[AlSi ₃ O ₈]	2.5–2.7	5.3–6.0	Немагнитный
Кварц	SiO ₂	2.65	4.4–5.8	Немагнитный
Амфиболы	AB ₂ C ₅ T ₈ O ₂₂ W ₂	3.3–3.5	2.33–5.8	Магнитный $\chi = (24\text{--}90) \cdot 10^{-6}$
Слюды (флогопит, биотит)	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(F,OH) ₂	2.78–2.85 2.5–3.0	7.0–10.3	Магнитный $\chi = (40\text{--}52) \cdot 10^{-6}$
Апатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	3.7–3.8	4.4–5.8	Немагнитный $\chi = 4.0 \cdot 10^{-6}$
Эвдиалит	Na ₁₅ Ca ₆ (Fe,Mn) ₃ Zr ₃ SiO(O,OH,H ₂ O) ₃ (Si ₃ O ₉) ₂ (Si ₉ O ₂₇) ₂ (OH,Cl) ₂	2.74–3.10	5.1. 6.5–8.1	Слабомагнитный $\chi = (6.3\text{--}11.6) \cdot 10^{-6}$
Кальцит	CaCO ₃	2.71	3.9	Немагнитный $\chi = 3.0 \cdot 10^{-6}$
Лампрофиллит	(Sr,Ba,K,Na) ₂ Na(Na,Fe,Mn) ₂ Ti[Ti ₂ (Si ₂ O ₇) ₂ O ₂ (OH,F,O) ₂	3.44	–	Слабомагнитный $\chi = (6.3\text{--}7.33) \cdot 10^{-6}$

Таблица 5. Содержание основных рудных и породообразующих минералов в продуктах магнитного анализа тяжелой фракции по данным табл. 4

Table 5. Content of major ore and rock-forming minerals in magnetic analysis of heavy fraction according to Table 4

Минерал	Содержание, мас. %		
	I магнитная	II слабомагнитная	III немагнитная
Пироксены (эгирин)	92	50	–
Амфиболы (роговая обманка + базальтоидная роговая обманка, щелочные амфиболы, актинолит)	5	5	–
Лампрофиллит	1	5	–
Эвдиалит	1	1	–
Флогопит	–	1	2
Мурманит	–	2	10
Апатит	–	12	33
Лопарит	–	20	30
Андалузит	–	3	16
Прочие	1	1	9

(табл. 5). Контрастность физических свойств рудных и нерудных минералов может быть осложнена присутствием различных типов рудных сростков с близкими свойствами, в то время как различные рудные минералы одного и того же полезного компонента могут иметь различные свойства. Основываясь на данных табл. 4 и 5, можно оценить прогнозируемое извлечение лопарита 70–75 %.

Структура техногенных отложений

Моделирование структуры техногенных объектов представляет собой актуальную задачу (Blannin et al., 2023). В структуре хвостохранилищ Ловозерского ГОКа можно выделить следующие техногенно-фациальные зоны (рис. 4): 1) зона дамбы; 2) зона сброса, куда по трубопроводу поступает

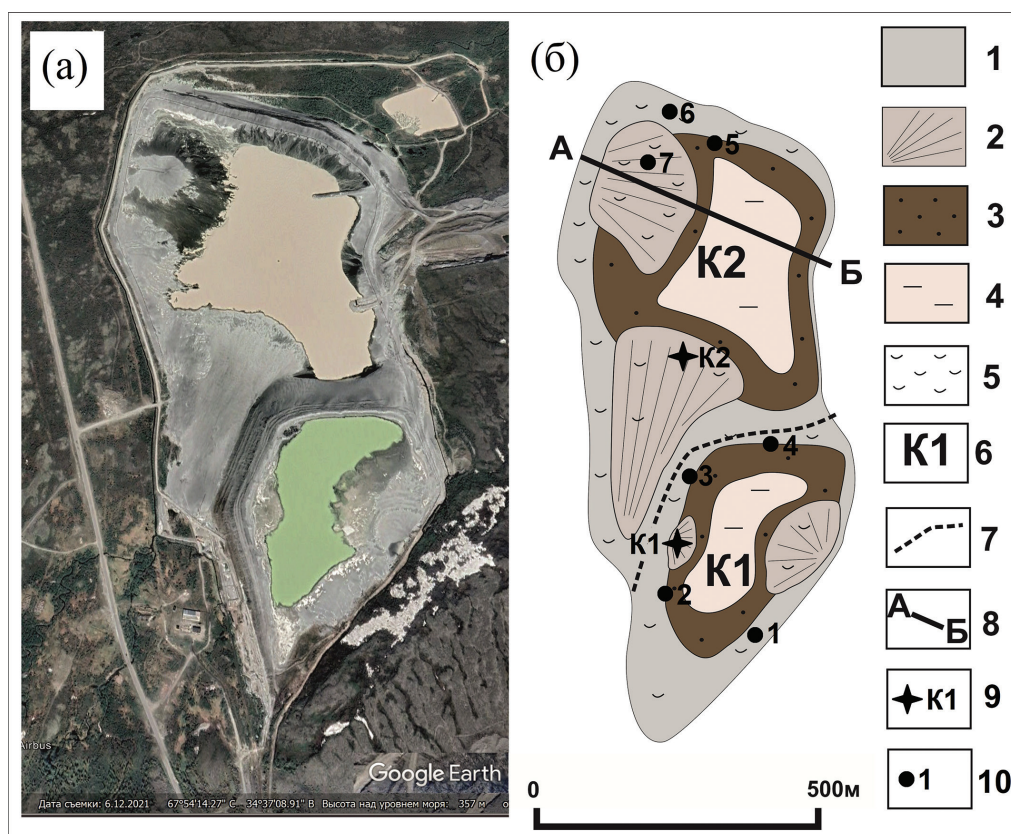


Рис. 4. Структурная схема хвостохранилищ обогащательной фабрики Ловозерского ГОКа (Карнасурт): а – космоснимок Google Earth; б – дешифрованная литолого-фациальная схема хвостохранилищ.

1 – насыпная дамба; 2 – зона сброса хвостов («дельта»); 3 – зона пляжа; 4 – зона внутреннего водоема («прудка»); 5 – зона эолового обогащения; 6 – хвостохранилища (Карнасурт-1 и Карнасурт-2); 7 – граница хвостохранилищ, 8 – линия разреза для рис. 6; 9 – места отбора МТП; 10 – места отбора рядовых проб.

Fig. 4. Structural scheme of the tailings storage facilities of the Lovozero mining and processing plant (Karnasurt). а – Google Earth satellite image; б – deciphered lithofacies scheme of the tailings storage facilities.

1 – embankment dam; 2 – tailings discharge zone (“delta”); 3 – beach zone; 4 – inland water body zone (“pond”); 5 – aeolian enrichment zone; 6 – tailings storage facility (Karnasurt-1 and Karnasurt-2); 7 – boundary of the tailings storage facilities, 8 – section line for Fig. 6; 9 – locations for sampling mineralogical and technological samples; 10 – locations for sampling routine samples.

пульпа с хвостами обогащения лопаритовой руды; 3) пляжевая зона внутреннего водоема («прудка»); 4) прудковая зона в центре водоема; 5) дюнная зона по периферии хвостохранилища.

Дамба построена из материала хвостохранилища, но укреплена крупнообломочным материалом местных пород. Предполагается, что по своему составу и содержанию лопарита материал дамбы соответствует сбрасываемым хвостам. Поступающие с фабрики хвосты обогащения подаются в котловину по пульпопроводу, образуя техногенную дельту или конус выноса. За счет жидкой составляющей пульпы в центре котловины образуется водоем, в котором происходит дифференциация материала. В результате ветроволновых процессов в краевой (пляжевой) части водоема происходит

существенное обогащение отложений минералами тяжелой фракции (табл. 6, рис. 5в) и изменение минерального состава. В отличие от зоны сброса хвостов (табл. 6), основную массу минералов в зоне обогащения пляжа составляют пироксены (49.0 %), нефелин (27.5 %), апатит (9.4 %), амфиболы (3.8 %), лопарит (2.6 %), эвдиалит (2.5 %) и полевые шпаты (2.2 %). Легкие минералы и мелкие фракции отложений выносятся в центральную часть прудковой зоны. В надводной части пляжа происходит ветровая (эоловая) переработка материала, и отложения обогащаются минералами тяжелой фракции по сравнению с осадками зоны сброса (табл. 6), при этом на поверхности образуются характерные эоловые знаки ряби (рис. 5г).

Таблица 6. Содержание тяжелой фракции и лопарита в разных техногенно-фациальных зонах по данным рядовых проб, % на исходную пробу.

Table 6. Content of heavy fraction and loparite in different technogenic-facial zones according to routine samples, % of the original sample.

	Тяжелая фракция, %	Лопарит, %
Зона сброса	9.20	0.82
Пляж	42.80	2.62
Дюна	26.40	1.02

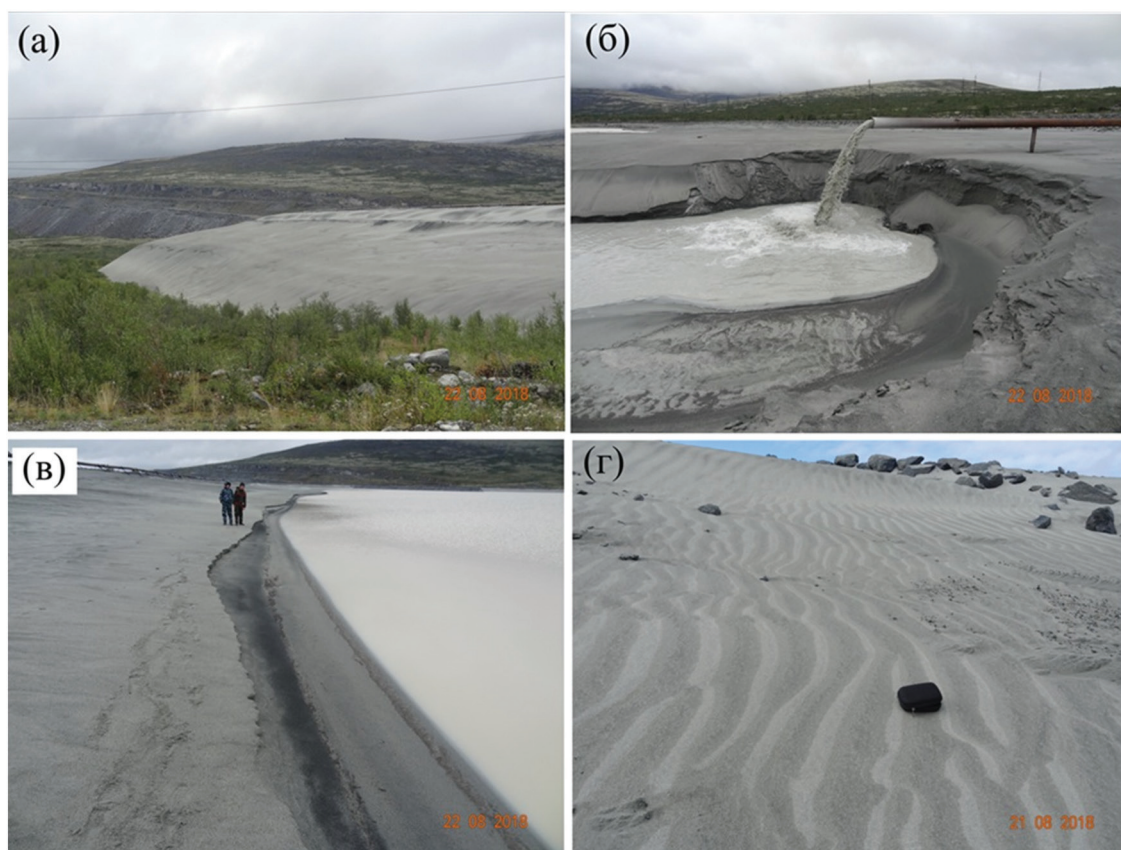


Рис. 5. Техногенно-фациальные зоны хвостохранилища Карнасурт-2: а – дамба; б – зона сброса («дельта»); в – пляж; г – зона эоловой переработки («дюна»).

Fig. 5. Technogenic-facies zones of the Karnasurt-2 tailings storage facility: а – dam; б – discharge zone (“delta”); в – beach; г – aeolian processing zone (“dune”).

Исходя из проведенных наблюдений и общих закономерностей формирования техногенных отложений, можно построить предполагаемый разрез хвостохранилища (рис. 6). В соответствии с параметрами внутреннего водоема, обогащенная пляжевая зона имеет кольцообразную форму (рис. 4) на всех этапах существования хвостохранилища. По мере наполнения хвостохранилища ее форма наследуется. Таким образом, в разрезе обогащенное техногенное тело имеет концентрическое чашеобразное строение, нарушаемое мозаично расположенными зонами сброса отходов обогатительной фабрики.

По внешнему краю пляжевой технофации располагается обогащенное кольцо дюнных отложений. Центральная часть хвостохранилища наименее перспективна, поскольку в ней концентрируются наиболее легкие и мелкие фракции хвостов.

Для разведки и подсчета запасов хвостохранилищ Ловозерского ГОКа можно рекомендовать равномерную квадратную или ромбическую сеть буровых скважин колонкового бурения с пересечением техногенных отложений на всю мощность, с шагом 20–10 м и последующим сгущением до 10–5 м в зонах повышенного содержания лопарита.

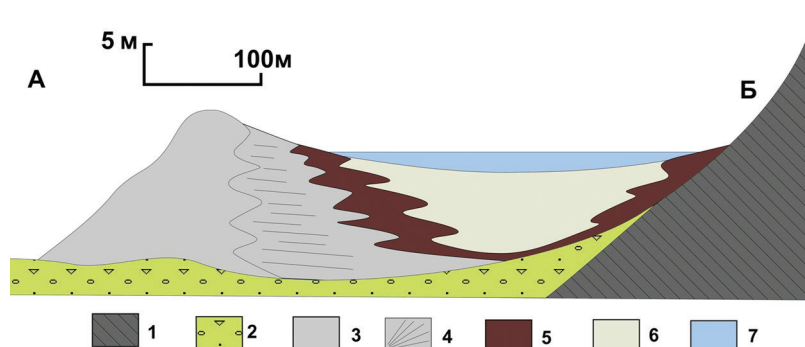


Рис. 6. Предполагаемый схематический разрез хвостохранилища Карнасурт-2 по линии АБ (рис. 4).

1 – нефелиновые сиениты Ловозерского массива; 2 – четвертичные отложения; 3 – насыпная дамба; 4 – отложения конуса сброса хвостов; 5 – отложения пляжа; 6 – отложения внутреннего водоема («прудка»); 7 – водоем.

Fig. 6. Possible schematic cross-section of the Karnasurt-2 tailings pond along line AB (Fig. 4).

1 – nepheline syenite of the Lovozero pluton; 2 – Quaternary deposits; 3 – embankment dam; 4 – discharge fan deposits of tailings; 5 – beach deposits; 6 – deposits of the internal reservoir («pond»); 7 – reservoir.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ состава и структуры техногенных образований Ловозерского ГОКа (хвостохранилища Карнасурт-1 и Карнасурт-2) позволил сделать следующие выводы.

1. В результате взаимодействия техногенных и природных процессов в структуре хвостохранилища образуется концентрически-мозаичная зональность, обусловленная как антропогенной составляющей (возведение дамбы, сброс раздробленного материала хвостов обогащения с фабрики), так и природной дифференциацией материала (образование зон пляжа, центральной части прудка и эолового обогащения). Необходимо учитывать такую структуру геотехногенных образований при постановке поисково-оценочных работ (бурения) на техногенных объектах такого типа.

2. Исследованный тип хвостохранилища отражает условия концентрирования химически инертного тяжелого компонента в условиях единой техногенной площади. Разнообразие техногенных обстановок по своим механическим, химическим и технологическим свойствам (продукты переработки россыпей золота, хвосты обогащения сульфидных руд, хранилища «красных шламов» – отходов производства глинозема и т. д.) делает необходимым создание моделей для каждого типа техногенно-минеральных образований.

3. Хвосты обогащения фабрики Ловозерского ГОКа содержат лопарит в обогатимых классах 0.05–0.50 мм. Учитывая высокую плотность лопарита (4.64–4.87 г/см³), на стадии первичного гравитационного обогащения он может быть извлечен

вместе с эгирином (3.7–3.9 г/см³) и амфиболами (3.3–3.5 г/см³) в черновой концентрат. Далее, учитывая отличия в магнитной восприимчивости диэлектрической проницаемости, с использованием магнитной и электрической сепарации будет получен лопаритовый концентрат. Для наиболее полного извлечения лопарита необходима разработка схемы обогащения, ориентированной на более полное извлечение мелких и тонких классов и использованием нового более эффективного оборудования. К аналогичным заключениям приходят и другие исследователи (Хохуля и др., 2015; Максимова и др., 2022).

4. Предлагается двухступенчатая технология обогащения техногенных руд хвостохранилища Ловозерского ГОКа с выделением на первом этапе в черновой концентрат комплекса тяжелых минералов и последующей магнитной и электрической сепарации, что позволит получить кондиционный промышленный лопаритовый концентрат для редкометалльной промышленности при извлечении лопарита 70–75 %.

ЛИТЕРАТУРА

Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. (2023) Проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности России. *Геология рудных месторождений*, 5, 371–386. <https://doi.org/10.31857/S0016777023050039>

Быховский Л.З., Спорыхина Л.В., Ануфриева С.И. (2014) Техногенные месторождения и образования редких металлов России. *Рациональное освоение недр*, 3, 14–22.

Когарко Л.Н. (2002) Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, экология. СПб, ВНИИОкеангеология, 773–787.

Лаломов А.В. (2025) Геотехногенный литогенез – есть ли право на существование? (2025) *Экзолит-2025. Сборник научных материалов Собрания (научных чтений), посвященных 220-летию основания Московского общества испытателей природы*. Москва, Геофизический центр РАН, 95–98.

Лаломов А.В., Григорьева А.В. (2023) Техногенно-минеральные образования обогатительной фабрики Карнасурт как возможный редкометалльный сырьевой источник Ловозерского ГОКа. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, 20, 597–601. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.075>

Лаломов А.В., Григорьева А.В., Зайцев В.А. (2022) Минеральный состав редкометалльных россыпей Ловозерского массива. *Геология рудных месторождений*, 5, 485–497. <https://doi.org/10.31857/S0016777022050069>

Левченко Е.Н. Ключарев Д.С. (2020) Нетрадиционные источники критических редких металлов. *Разведка и охрана недр*, 9, 35–43.

Максимова В.В., Красавцева Е.А., Савченко Е.Э., Икконен П.В., Елизарова И.Р., Маслобоев В.А., Макаров Д.В. (2022) Исследование состава и свойств хвостов обогащения лопаритовых руд текущего производства. *Записки Горного института*, 256, 642–650. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.88>

Сук Н.И., Котельников А.Р., Вирюс А.А. (2013) Кристаллизация лопарита в щелочных флюидно-магматических системах. *Геология и геофизика*, 4, 569–588.

Хохуля М.С., Фомин А.В., Голубцов А.В., Которина Т.А. (2015) Технология получения лопаритового концентрата гравитационно-магнитной переработкой шламов текущего производства. *Труды Кольского научного центра РАН*, 5, 592–595.

Blannin R., Frenzel M., Tolosana-Delgado R., Büttner F., Gutzmer J. (2023) 3D geostatistical modelling of a tailings storage facility: Resource potential and environmental implications. *Ore Geology Reviews*, 154, 105337. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105337>

Krasavtseva E. A., Maksimova V.V., Makarov D.V. (2021) Environmental hazard of loparite ore dressing tailings. *E3S Web of Conferences* 247, 01044 (2021) ICEPP-2021. <https://doi.org/10.1051/e2sconf/202124701044>

Sørensen H. (1970) Internal structures and geological setting of the three apgaitic intrusions – Khibina and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilmaussaq, South Greenland. *The Canadian Mineralogist*, 10(3), 299–334.

Zaitsev N.A., Williams T.C., Jeffries T.E., Strekopytov S., Moutte J., Ivashchenkova O.V., Spratt J., Petrov S.V., Wall F., Seltnann R., Borozdin A.P. (2014) Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola alkaline province, Russia: Examples from

Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turij Mys complexes. *Ore Geology Reviews*, 61, 204–225. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.002>

REFERENCES

Blannin R., Frenzel M., Tolosana-Delgado R., Büttner F., Gutzmer J. (2023) 3D geostatistical modelling of a tailings storage facility: Resource potential and environmental implications. *Ore Geology Reviews*, 154, 105337. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105337>

Bortnikov N.S., Volkov A.V., Galyamov A.L., Vikentyev I.V., Lalomov A.V., Murashov K.Yu. (2023) Problems of Development of the mineral resource base of the high-tech industry of Russia. *Geology of Ore Deposits*, 5, 397–411. <https://doi.org/10.1134/S1075701523050033>.

Bykhovsky L.Z., Sporykhina L.V., Anufrieva S.I. (2014) Technogenic deposits and formations of rare metals in Russia. *Ratsionalnoe osvoenie nedr (Rational Development of Subsoil)*, 3, 14–22. (in Russian)

Khokhulya M.S., Fomin A.V., Golubtsov A.V., Kontorina T.A. (2015) Technology of loparite concentrate production by gravitational-magnetic processing of sludge from current production. *Trudy Kolskogo nauchnogo tsentra RAN (Transactions of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences)*, 5, 592–595. (in Russian)

Kogarko L.N. (2002) Problems of genesis of giant rare metal deposits of the Kola Peninsula. In: *Rossiyskaya Arktira: geologicheskaya istoriya, minerageniya, ekologiya (Russian Arctic: Geological History, Minerageny, Ecology)*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 773–787. (in Russian)

Krasavtseva E. A., Maksimova V.V., Makarov D.V. (2021) Environmental hazard of loparite ore dressing tailings. *E3S Web of Conferences* 247, 01044 (2021) ICEPP-2021. <https://doi.org/10.1051/e2sconf/202124701044>

Lalomov A.V. (2025) Geotechnogenic lithogenesis – does it have a right to exist? *Ekzolit-2025. Sbornik nauchnykh materialov Sobraniya (nauchnykh chteniy), posvyashchennykh 220-letiyu osnovaniya Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody (Exolith-2025. Collection of Scientific Materials of the Meeting (Scientific Readings) Dedicated to the 220th Anniversary of the Moscow Society of Naturalists)*. Moscow, Geofizicheskiy tsentr RAN, 95–98. (in Russian)

Lalomov A.V., Grigorieva A.V. (2023) Anthropogenic minerals of the Karnasurt processing plant as a possible rare-metal raw material source for the Lovozero mining and processing plant. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii GI KNTS RAN (Proceedings of the Fersman Scientific Session of the Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences)*, 20, 597–601. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.075/> (in Russian)

Lalomov A.V., Grigorieva A.V., Zaitsev V.A. (2022) Mineral composition of rare-metal placers of the Lovozero massif. *Geology of Ore Deposits*, 5, 3–14. <https://doi.org/10.1134/S1075701522090045>

Levchenko E.N., Klyucharev D.S. (2020) Unconventional sources of critical rare metals. *Razvedka i okhrana nedr (Subsoil Exploration and Protection)*, 9, 35–43. (in Russian)

Maksimova V.V., Krasavtseva E.A., Savchenko E.E., Ikkonen P.V., Elizarova I.R., Masloboev V.A., Makarov D.V. (2022) Study of the composition and properties of loparite ore beneficiation tailings from current production. *Zapiski Gornogo Instituta*, 256, 642–650. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.88>

Sørensen H. (1970) Internal structures and geological setting of the three agpaitic intrusions – Khibina and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland. *The Canadian Mineralogist*, 10(3), 299–334.

Suk N.I., Kotelnikov A.R., Viryus A.A. (2013) Crystallization of loparite in alkaline fluid-magmatic systems. *Russian Geology and Geophysics*, 4, 436–453. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.03.006>

Zaitsev N.A., Williams T.C., Jeffries T.E., Strekopytov S., Moutte J., Ivashchenkova O.V., Spratt J., Petrov S.V., Wall F., Selmann R., Borozdin A.P. (2014) Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola alkaline province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes. *Ore Geology Reviews*, 61, 204–225. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.002>

Информация об авторах

Лаломов Александр Валерианович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; lalomov@mail.ru

Левченко Елена Николаевна – доктор геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), г. Москва, Россия; lev_imgre@rambler.ru

Григорьева Антонина Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; grig357@mail.ru

Information about the authors

Aleksandr V. Lalomov – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Leading Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow, Russia; lalomov@mail.ru

Elena N. Levchenko – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Deputy Director General, Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE), Moscow, Russia; lev_imgre@rambler.ru

Antonina V. Grigorieva – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Senior Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow, Russia; grig357@mail.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>
УДК 552.111, 550.42

Происхождение фракционированных риолит-порфиров Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал) по данным минералогии, геохимии и термодинамического моделирования

А.А. Самигуллин, И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, ул. Карла Маркса 16/2, г. Уфа, 450077 Россия; samigullinaidar85@gmail.com

Статья поступила в редакцию 11.06.2026 г., после доработки 27.06.2026 г., принята к печати 08.09.2026 г

Аннотация. В работе рассмотрены магматические породы Шартымского массива (Южный Урал), которые ранее были отнесены ко второй фазе балбукского комплекса. Перглиноземистые риолит-порфиры массива сложены полевыми шпатами, кварцем и слюдой и относятся к высококалиевой серии. По ключевым геохимическим критериям они близки гранитоидам I-типа, сформированным в условиях анатексиса островодужных пород. Особенности распределения Al_2O_3 , FeO, MgO, Na_2O и K_2O указывают на гетерогенный источник для кислой магмы типа островодужных метаграувакк, метапелитов и мафитовых пелитов/алевролитов. Это не согласуется с ранними представлениями о многофазной природе единого балбукского комплекса, в которой риолит-порфиры отвечают поздней фазе по отношению к монцонитам. Методами геохимического анализа и термодинамического моделирования показано, что риолит-порфиры массива не являются дифференциатами (поздней фазой) единой магмы, из которой кристаллизовались монцониты балбукского комплекса. Расположение фигуративных точек валовых анализов в поле CHARAC (зарядного и радиусного контроля) и $Zr/Hf > 25$ в цирконе указывают на умеренный характер фракционирования риолитового расплава.

Ключевые слова. Южный Урал, балбукский ареал, Шартымский массив, риолит-порфиры, минералогия, геохимия, моделирование, фракционирование кислых расплавов.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0015.

Благодарности. Авторы благодарны Делиру Нурзадаевичу Салихову за ценные консультации по геолого-геохимическим особенностям магматических пород балбукского ареала.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Самигуллин А.А. – отбор образцов, пробоподготовка, интерпретация анализов; Рахимов И.Р. – выбор объекта исследований, обсуждение результатов.

Для цитирования. Самигуллин А.А., Рахимов И.Р. Происхождение фракционированных риолит-порфиров Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал) по данным минералогии, геохимии и термодинамического моделирования. *Минералогия*, 2026, 12(3), 105–126. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>

Origin of fractionated rhyolite porphyries of the Shartym pluton (Balbuk area, South Urals) based on mineralogy, geochemistry and thermodynamic modeling

A.A. Samigullin, I.R. Rakhimov

Institute of Geology UFRS RAS, ul. Karla Marksa 16/2, Ufa, 450077 Russia; samigullinaidar85@gmail.com

Received 11.06.2026, revised 27.06.2026, accepted 08.09.2026

Abstract. The paper examines rocks of the Shartym pluton (South Urals), which were previously ascribed to phase II of the Balbuk complex. The peraluminous rhyolite porphyries of the pluton are composed of feldspars, quartz and mica and belong to high-K series. Based on key geochemical criteria, they are close to I-type granitoids due to their formation under anatexis of island arc rocks. The Al_2O_3 , FeO, MgO, Na_2O and K_2O content indicate a heterogeneous source for felsic magma, which includes island arc metagraywackes, metapelites and mafic pelites/siltstones. This is inconsistent with earlier ideas of the multiphase nature of the single Balbuk complex, in which the rhyolite porphyries are later rocks relatively to monzonites. Geochemical analysis and thermodynamic modeling demonstrate that the rhyolite porphyries of the Shartym pluton are not differentiates (the late phase) of a single magma, which yielded the crystallization of monzonites of the Balbuk complex. The location of the compositions in the CHARAC (Charge- and Radius-Controlled) field and Zr/Hf ratio of zircon of >25 indicate moderate fractionation of the rhyolite melt.

Keywords. South Urals, Balbuk area, Shartym pluton, rhyolite porphyries, mineralogy, geochemistry, modelling, fractionation of felsic melts.

Funding. This work was supported by state contract of the Institute of Geology, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences no. FMRS-2025-0015.

Acknowledgements. We acknowledge the memory of Delir Nurzadayevich Salikhov for his valuable consultations on geological and geochemical features of igneous rocks of the Balbuk area.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Authors contributions. Samigullin A.A. – sample collection, sample preparation, analysis, interpretation; Rakhimov I.R. – choice of the research object, discussion of results.

For citation: Samigullin A.A., Rakhimov I.R. Origin of fractionated rhyolite-porphyries of the Shartym pluton (Balbuk area, South Urals) based on mineralogy, geochemistry and thermodynamic modeling. *Mineralogy*, 2026, 12(3), 105–00. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм Магнитогорской мегазоны (МЗ) Южного Урала, являющейся девонским островодужным террейном, в карбоне происходил при сближении палеоконтинентов Казахстана и Лавруссия, в результате чего возникали разломы, контролирующие размещение интрузий габброидов, монцонитоидов и гранитоидов (Пучков, 2010). Гранитоидный магматизм МЗ представлен сериями даек и мелких массивов типа хонолитов, а также крупными батолитами, формировавшимися в течение надсубдукционного и коллизионного режимов развития (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021). К ним отнесены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные и монцодиорит-гранитные формации, с которыми связаны месторождения меди, золота, вольфрама, железа. В северной

части МЗ выделяются компактные в плане гранитоидные ареалы площадью 500–1000 км², в которых в течение позднего девона–ранней перми происходило поэтапное внедрение интрузий основного, среднего и, преимущественно, кислого состава. Эти центры длительной мантийно-коревой активизации имеют собственные названия (с юга на север): Верхнеуральско-Кассельский, Ахуново-Петропавловский, Балбукский и Туроякско-Сыростанский (Салихов, Митрофанов, 1994; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021; Рахимов и др., 2025).

Балбукский ареал площадью ~1000 км² расположен на стыке МЗ и зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Он включает множество относительно мелких интрузий габбрового, монцонитового, сиенитового и гранитного состава, сформировавшихся в три этапа: 1) габбро-монцонит-сиенитовый (363–346 млн лет), 2) габбро-гранитный (340–325) и

3) субщелочной-щелочной гранитный (307–294 млн лет) (Рахимов и др., 2025). Ранее все интрузии по морфологии и петрографии относились к единому многофазному балбукскому комплексу (Жданов и др., 2003ф; Салихов и др., 2019). Однако результаты наших последних исследований показали, что объединение монцонитов и гранитов (риолитов), скорее всего, ошибочно, поскольку они отличаются по геохимии и Rb-Sr изотопному возрасту (Рахимов и др., 2025). Монцониты и монцонит-порфиры (массивы Шариповской группы, Балбукский) отнесены к раннему этапу (поздний девон – ранний карбон). Субвулканические кислые массивы Балбукского ареала перекрываются по Rb-Sr возрасту с гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала – 307–294 млн лет поздний карбон (Холоднов и др., 2021). Среди риолит-порфировых массивов Балбукского ареала одним из крупнейших и типичным по вещественному составу является Шартымский массив. Рыхлые четвертичные отложения северного ореола горы Шартымка, образовавшиеся в результате выветривания приконтактовых метасоматитов, представляют собой россыпь золота (Казаков, 2022).

В статье представлены результаты петрографического и минералого-геохимического изучения пород массива Шартым с целью интерпретации их происхождения. На геологических картах указано, что Балбукский массив и Шариповская группа массивов являются первой фазой балбукского комплекса, поэтому в контексте представлений о многофазности балбукского комплекса выполнено геохимическое сопоставление и термодинамическое моделирование для установления петрогенетического родства монцонитов и риолит-порфиров.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

МЗ находится в центральной части Южного Урала между зоной ГУР, к западу от которой расположены зона Урал-тау и Башкирский мегантиклинорий, и Восточно-Уральской мегазоной (Пучков, 2010). МЗ представляет собой островодужный террейн, формировавшийся с конца раннего девона до раннего карбона. В позднем девоне – раннем карбоне МЗ была аккретирована к восточной окраине палеоконтинента Лавруссия, после чего в ее пределах проявился масштабный синколлизийный вулканизм и интрузивный магматизм, в основном, приуроченный к Магнитогорско-Богдановскому рифту (Пучков, 2010; Ферштатер, 2013). Балбук-

ский гранитоидный ареал находится на границе МЗ и ГУР, характеризующейся сложной тектоникой, обусловленной чешуйчато-надвиговым строением. В зоне ГУР в строении меланжа наряду с серпентинитами и серпентинизированными гипербазитами находятся блоки metabazaltov, метатерригенных пород и известняков, предположительно, девонского возраста (Жданов и др., 2003ф). По мнению (Знаменский, Знаменская, 2009) северная часть МЗ, включающая и Балбукский ареал, отвечает т. н. Северному мегадуплексу растяжения, развивавшемуся в режиме левого сдвига при общем сжатии, сначала северо-западного направления, а затем субширотного. Формирование системы надвигов и сдвигов произошло во время межконтинентальной коллизии. Южнее расположены массивы Ахуново-Петропавловского и Верхнеуральско-Кассельского ареалов (рис. 1а).

Шартымский риолит-порфировый массив (рис. 1в) имеет размеры в плане 3.3×2.2 км и мощность не менее 150 м. Он приурочен к Шартымской синклинали. Вмещающими породами с запада и северо-запада являются известняки кизильской свиты (C_1s), а с юга и юго-востока – туфы и туфопесчаники улутауской свиты (D_2gv-f) и брекчиевидные трахиандезибазальты бугодакской свиты (D_3f-fm). На государственной геологической карте N-40-XVIII масштаба 1 : 200 000 массив показан, преимущественно, как гранитный с краевыми лейкогранитами и роговообманковыми диоритами (Жданов и др., 2003ф). По нашим данным минералогические и геохимические вариации внутри массива настолько незначительны, что провести границы между гранитами и лейкогранитами невозможно. Диориты в составе массива не обнаружены, и, скорее всего, к ним ошибочно отнесены брекчиевидные и однородные порфириты трахиандезибазальтового состава (Рахимов и др., 2025; Самигуллин, Рахимов, 2023), охватывающие массив с восточной части и, вероятно, относящиеся к бугодакской свите. Близлежащий массив Каматал является петрографическим, петрогеохимическим и минералогическим аналогом Шартымского массива и имеет Rb-Sr возраст около 300 млн лет (Рахимов и др., 2025).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые геологические исследования с отбором штурфовых проб проведены авторами в 2022–2024 гг. Из отобранных образцов изготовлено восемь шлифов и пластин, изученных с помощью оп-

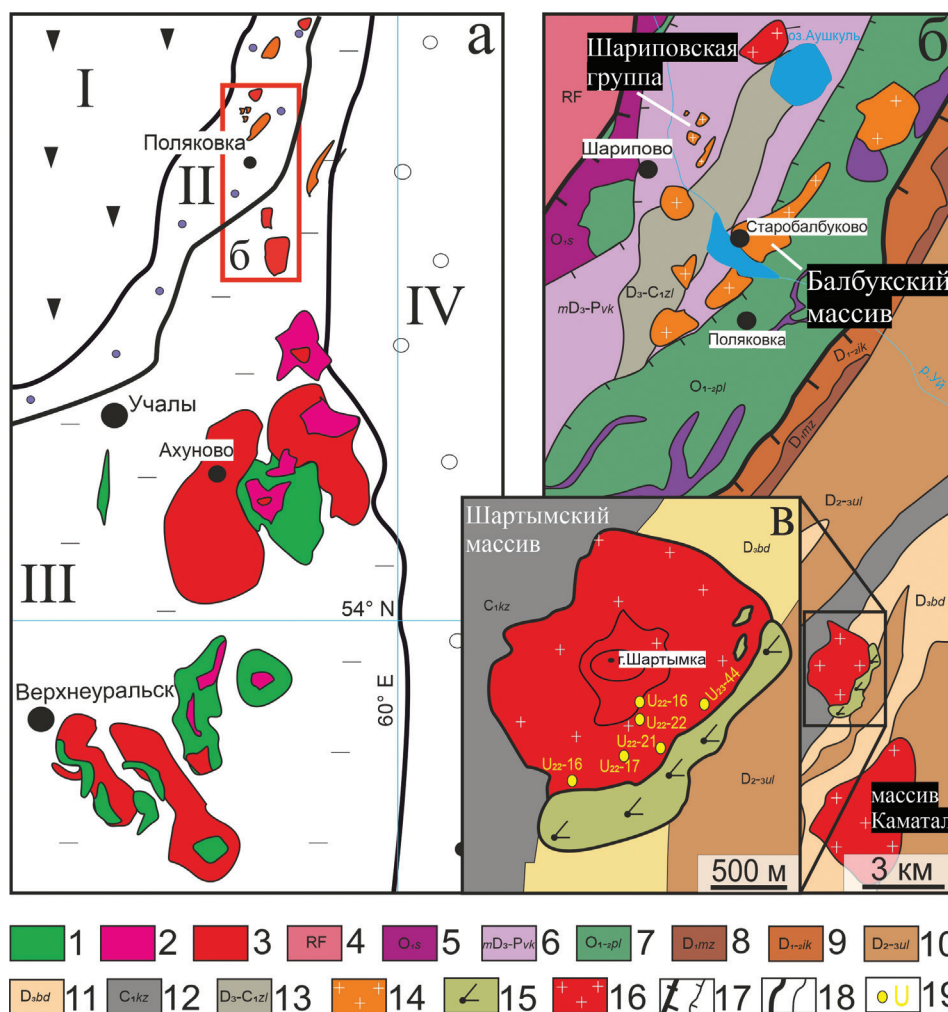


Рис. 1. Структурная схема Южного Урала (а) и фрагменты государственной геологической карты N-40-18 (Жданов и др., 2003ф) (б) и геологической карты масштаба 1 : 50 000 (Анисимов и др., 1983) (в).

Зоны: I – Центрально-Уральская; II – Главный Уральский разлом; III – Магнитогорская; IV – Восточно-Уральская.

1–3 – основные (1), средние (2) и кислые (3) породы; 4 – рифей: метаосадочные и метавулканические породы; 5 – сакмарский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс; 6 – войкаро-кемпирсайский меланжевый комплекс; 7 – поляковская свита: базальты, андезибазальты; 8 – мазовская толща: кремнистые сланцы; 9 – ирендыкская свита: андезибазальты, базальты; 10 – улутауская свита: туфопесчаники; 11 – бугодакская толща: кремнистые сланцы; 12 – кизильская свита: известняки; 13 – зилайская свита: песчаники; 14 – монзониты балбукского комплекса; 15 – брекчиевидные порфиры трахиандезибазальтового состава; 16 – риолит-порфиры балбукского ареала; 17 – разрывные нарушения; 18 – границы подразделений; 19 – точки отбора проб.

Fig. 1. Schematic structure of the South Ural (a) and fragments of the State Geological Map N-40-18 (Zhdanov et al., 2003) (b) and geological map on a scale of 1 : 50 000 (Anisimov et al., 1983) (v).

Zones: I – Central Uralian; II – Main Uralian Fault; III – Magnitogorsk; IV – East Uralian.

1–3 – mafic (1), intermediate (2) and felsic (3) rocks; 4 – Riphean: metasedimentary and metavolcanic rocks; 5 – Sakmara dunite-harzburgite complex; 6 – Voykar-Kempirsay mélangé complex; 7 – Polyakova Formation: basalt and basaltic andesite; 8 – Mazovo Sequence: chert; 9 – Irendyk Formation: basaltic andesite and basalts; 10 – Ulutau Formation: tuffaceous sandstone; 11 – Bugodak Sequence: chert; 12 – Kizil Formation: limestone; 13 – Zilair Formation: sandstone; 14 – monzonite of the Balbuk complex; 15 – brecciated trachyandesite-basalt porphyrite; 16 – rhyolite porphyry of the Balbuk area; 17 – faults; 18 – geological boundaries; 19 – sampling points.

тической и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Состав минералов определен с помощью энерго-дисперсионного спектрометра Xplorer 15 Oxford Instruments, установленного на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact (Институт геологии УФИЦ РАН (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, Россия). Спектры обрабатывались автоматически в программном пакете AzTec One с использованием методики TrueQ. Съемка проведена при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 3.6–4.0 нА и времени накопления спектра 20 с в режиме «Point&ID». При расчете спектров использован встроенный комплект эталонов Oxford Instrument Standards.

Химический состав пород определен методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС). Методом РФА определены содержания петрогенных элементов на спектрометре Xenometrix X-Calibur (Израиль) в ИГ УФИЦ РАН. Пределы обнаружений для элементов составили 0.01–0.02 мас. % (5–10 г/т для V, Ni и Cr). Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Микроэлементный состав пород определен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

Численное моделирование параметров кристаллизации расплава проводилось в программном пакете Rhyolite-MELTS (Rhyolite-MELTS v. 1.1), который адаптирован для воспроизведения кислых и средних вулканитов и субвулканитов. В основе программы лежит обширная база экспериментальных данных плавления и кристаллизации минералов и горных пород (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998; Gualda et al, 2012). Численные модели кристаллизации породообразующих и важнейших акцессорных минералов (плагиоклаз, кварц, амфибол, полевые шпаты, биотит, шпинель, титанит и др.) из расплава базируются на алгоритмах (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998), которые позволяют рассчитать последовательность кристаллизации минеральных фаз из расплава заданного состава и оценить эволюцию остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации. Для моделирования с целью воспроизведения состава в условиях фракционной кристаллизации был выбран образец монцонит-порфира первой подгруппы Шариповской группы. Для модельной системы были выбраны следующие

параметры: давление для монцонитового расплава 1 кбар (взято в связи с предполагаемой глубиной кристаллизации) (Рахимов и др, 2025), кислородный буфер Ni–NiO (стандартный для магматических интрузивных пород), содержание воды 0.72 мас. % (по среднему значению потерь при прокаливании).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическая и минералогическая характеристика пород

Породы Шартымского массива представлены однородными риолит-порфирами с коричневатокремовой окраской на свежем сколе и массивной текстурой. Вкрапленники редки (1–2 об. %), структура основной массы криптозернистая, микрогранитовая (рис. 2а, б, в, г). Минеральный состав однороден. Фенокристаллы представлены кварцем субизометричного облика размером от 0.8 до 2 мм (рис. 2а), таблитчатым биотитом (рис. 2б) с размером до 0.6 мм, плагиоклазом таблитчатого облика размером 1–3 мм (рис. 2в). Широко распространена серицитизация плагиоклаза. Тонкозернистая основная масса с размером зерен 0.05–0.08 мм сложена кварцем, мусковитом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Из вторичных минералов развиты альбит, серицит (по плагиоклазу вкрапленников и в основной массе), хлорит (по биотиту в основной массе) и эпидот. Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит, ксенотим, алланит, магнетит, пиррофанит. Редкоземельная минерализация, представлена субмикронными (до 10 мкм) ограненными кристаллами монацита, ксенотима и резко ксеноморфными зёрнами алланита и РЗЭ-содержащего эпидота (Самигуллин, Рахимов, 2023).

Полевые шпаты представлены олигоклазом, альбитом и ортоклазом (анортитовый минал № 0–20) (рис. 2д). Альбит замещает олигоклаз, содержит примесь BaO до 0.25 мас. %, ортоклаз – до 0.2 мас. %. Слюда в риолит-порфирах представлена мусковитом и биотитом (рис. 2е). Биотит представлен первичными и переуравновешенными разностями (рис. 2ж), образует таблитчатые зёрна размером до 0.6 мм, хлоритизированные по плоскостям спайности. Содержания TiO₂ в биотите варьируют от 2.59 до 3.86 мас. %, Na₂O – от 0.31 до 0.41 мас. % (табл. 1). В зёрнах биотита присутствуют включения апатита.

Таблица 1. Химический состав биотита (мас. %) и формульные коэффициенты
Table 1. Chemical composition (wt. %) and formula coefficients of biotite

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36.03	34.57	37.94	34.12	37.00	38.14	37.2	35.63	43.82	35.04	37.09
TiO ₂	3.15	2.59	3.42	2.61	3.44	3.50	3.55	2.79	3.48	3.14	3.86
Al ₂ O ₃	16.08	16.65	16.07	16.71	17.29	16.64	16.42	16.44	15.47	15.80	17.23
FeO	18.12	19.14	17.1	18.88	16.09	15.82	14.97	18.83	15.68	17.67	16.88
MnO	0.79	0.76	0.8	0.77	1.23	1.23	1.32	0.94	1.13	1.17	1.78
MgO	11.83	11.78	11.83	12.13	10.92	11.84	11.79	10.48	11.76	11.12	10.45
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.31	0.36	н.п.о.	0.21	0.34	н.п.о.	0.41
K ₂ O	7.91	6.79	9.01	5.61	8.74	8.98	8.86	6.44	8.30	7.62	9.55
H ₂ O	2.99	3.07	2.98	2.99	2.77	2.76	2.81	2.83	2.63	2.84	2.63
Сумма	96.90	95.35	99.15	93.82	97.79	99.27	96.92	94.59	102.61	94.4	99.88
Формульные коэффициенты, рассчитано на 24 аниона											
Si	5.45	5.36	5.55	5.35	5.48	5.53	5.53	5.50	5.89	5.47	5.43
Al ^{iv}	2.54	2.63	2.45	2.65	2.52	2.47	2.46	2.49	2.10	2.53	2.57
Al ^{vi}	0.32	0.41	0.32	0.44	0.49	0.37	0.41	0.50	0.35	0.37	0.40
Ti	0.36	0.30	0.38	0.31	0.38	0.38	0.39	0.32	0.35	0.37	0.42
Fe	2.29	2.48	2.09	2.47	1.99	1.91	1.86	2.43	1.76	2.30	2.06
Mn	0.10	0.10	0.09	0.10	0.15	0.15	0.16	0.12	0.12	0.15	0.22
Mg	2.67	2.72	2.57	2.83	2.41	2.55	2.61	2.41	2.35	2.58	2.28
K	1.52	1.34	1.67	1.12	1.65	1.66	1.68	1.26	1.42	1.51	1.78
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00	0.06	0.08	0.00	0.11
OH	3.05	3.17	2.99	3.10	2.81	2.75	2.85	2.93	2.49	2.97	2.66

Примечание. Здесь и в табл. 2, н.п.о. – ниже предела обнаружения. H₂O – расчетное содержание воды в биотите по формуле из статьи (Li et al., 2020).

Note. Here and in Table 2, н.п.о. – below detection limit. H₂O – calculated water content in biotite after the formula of (Li et al., 2020).

Циркон образует призматические кристаллы размером до 100 мкм по длинной оси и до 50 мкм по короткой. Минерал содержит 22.65–31.81 мас. % SiO₂, 47.01–55.05 мас. % ZrO₂, 1.88–2.56 мас. % HfO₂ и 1.01–1.57 мас. % ThO₂ (табл. 2).

Петрогеохимические особенности пород массива

По соотношению SiO₂, Na₂O и K₂O породы Шартымского массива соответствуют трахириодацитам, трахириолитам и риолитам (рис. 3а). Содержание SiO₂ в них варьирует от 70.96 до 76.11 мас. % (табл. 3). Породы имеют низкое содержание TiO₂ (до 0.12 мас. %) и высокую сумму щелочных оксидов от 7.80 до 9.52 мас. % при отношении K₂O/Na₂O 0.73–1.25. По содержанию K₂O породы относятся к высококалиевой серии (рис. 3б). Коэффици-

ент агаптитности ($K_{агп} = (Na + K)/Al$) варьирует от 0.66 до 0.90, что указывает на недостаток Na и K по отношению к Al в гранитной системе. Коэффициент насыщения глиноземом ($ASI = Al/(K + Na + 2 Ca) > 1.1$ подтверждает избыток Al относительно щелочных элементов. Риолит-порфиры попадают в поле перглиноземистых пород (рис. 3в). Породы высокожелезистые ($\#Fe$ 0.87–0.98), расположены в поле железистых пород и гранитоидов разных типов (I, S, A) (рис. 3г). По соотношению индекса MALI (Modified Alkali-Lime Index = $Na_2O + K_2O - CaO$) (7.13–9.28) и SiO₂ породы образуют единый тренд от щелочных к известковым (рис. 3д). В ходе эволюции расплава снижается содержание Na₂O (рис. 3е). Отсутствие значительных отрицательных аномалий Eu (рис. 4) связано с фракционированием кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза).

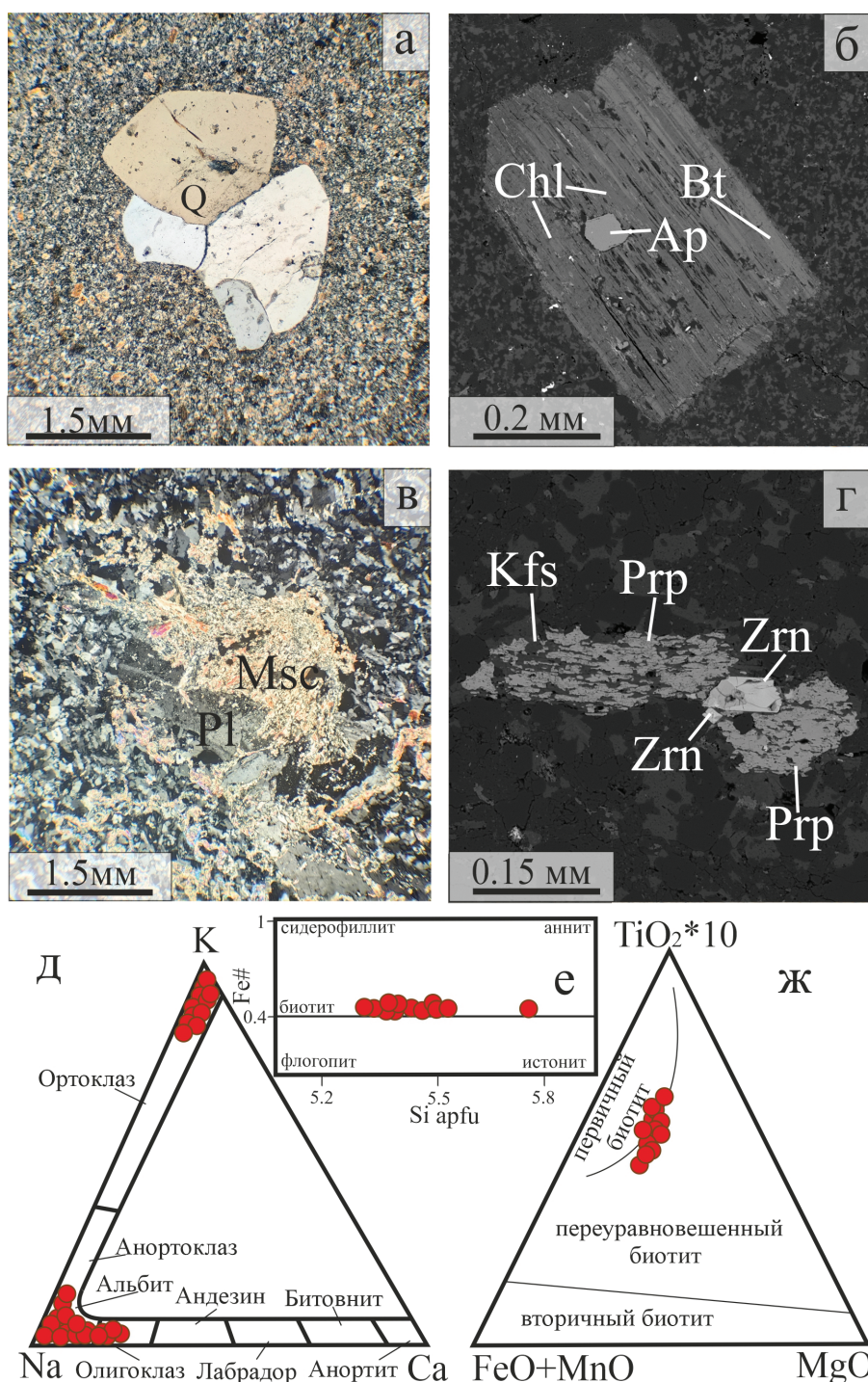


Рис. 2. Петрографическая и минералогическая характеристика риолит-порфиров Шартымского массива: а – порфировые включения кварца (Q); б – хлоритизированный (Chl) порфировый включение биотита (Bt); в – замещение мусковитом (Msc) порфирового включения плагиоклаза (Pl); г – акцессорные пиррофанит (Prp) и циркон (Zrn); д, е – классификационная диаграмма для полевых шпатов (Wittke, Sykes, 1990) (д) и биотита (Rieder et al., 1998) (е); ж – треугольная диаграмма природы биотита (Nachit et al., 2005).

Kfs – калиевый полевой шпат, Ap – апатит.

Fig. 2. Petrographic and mineralogical characteristics of rhyolite porphyry from the Shartym pluton: а – quartz phenocrysts (Q); б – chloritized (Chl) biotite phenocryst (Bt); в – replacement of plagioclase phenocryst (Pl) by muscovite (Msc); г – accessory pyrophanite (Prp) and zircon (Zrn); д, е – classification diagram for feldspars (Wittke, Sykes, 1990) (д) and biotite (Rieder et al., 1998) (е); ж – ternary diagram of the biotite nature (Nachit et al., 2005).

Kfs – alkali feldspar, Ap – apatite.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты циркона
Table 2. Chemical composition (wt. %) and formula coefficients of zircon

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	31.81	26.11	22.25	25.58	30.83	26.89	24.09	30.01
ZrO ₂	44.23	49.59	50.36	47.01	48.91	48.43	48.68	55.05
HfO ₂	1.88	2.42	2.17	2.01	2.26	2.37	2.56	1.94
ThO ₂	1.57	1.52	1.23	1.13	1.46	1.08	1.29	1.01
UO ₃	1.91	0.92	2.33	2.17	1.34	1.46	1.24	1.01
P ₂ O ₅	6.51	6.04	7.81	6.89	5.85	6.11	5.98	4.18
TiO ₂	н.п.о.	4.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.83	1.61	н.п.о.
Sc ₂ O ₃	0.55	0.43	0.72	0.57	0.53	0.45	0.51	0.22
Y ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	4.42	4.15	н.п.о.	2.66	2.69	3.53
Ce ₂ O ₃	н.п.о.	0.52	0.69	н.п.о.	0.66	н.п.о.	0.52	н.п.о.
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.53	н.п.о.	н.п.о.
FeO	3.35	2.15	1.66	1.33	1.45	1.26	1.57	1.49
CaO	2.46	2.12	2.51	2.18	1.81	2.23	2.18	1.41
Al ₂ O ₃	4.47	3.82	3.58	5.68	4.24	5.05	5.87	2.01
Сумма	98.73	99.74	99.72	98.68	99.33	99.34	98.77	101.80
Si	1.08	0.88	0.75	0.87	1.04	0.91	0.82	1.02
Zr	0.73	0.82	0.83	0.78	0.81	0.80	0.80	0.91
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.09	0.09	0.11	0.10	0.08	0.09	0.09	0.06
Ti	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00
Sc	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Y	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.05	0.05	0.06
Ce	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.09	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Ca	0.09	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.05
Al	0.18	0.15	0.14	0.23	0.17	0.20	0.23	0.08
Zr/Hf	40.19	35.01	39.64	40.14	36.97	34.91	32.48	48.43

Риолит-порфиры обеднены несовместимыми микроэлементами. Суммы РЗЭ варьируют от 18 до 62 г/т. Нормированные спектры РЗЭ (рис. 4а) имеют ярко выраженный отрицательный наклон. Соотношение $La_n/Yb_n = 5.26-20.42$, $Gd_n/Yb_n = 1.44-4.00$, Eu аномалия выражена слабо, в среднем, величина $Eu/Eu^* = 0.91-1.14$, только у двух образцов она составляет 0.64. Отметим, что на спайдер-диаграмме спектры РЗЭ риолит-порфиров Шартымского массива расположены ниже, чем монцонитов Балбукского массива (рис. 4а), считающегося петротипом многофазного балбукского монцонит-сиенит-гра-

нитового комплекса, и чем монцонит-порфиры второй подгруппы Шариповской группы массивов. Частично риолит-порфиры перекрываются с монцонит-порфирами первой подгруппы Шариповской группы, характеризующейся обеднением многими несовместимыми микроэлементами и обогащением совместимыми элементами относительно второй подгруппы (Рахимов и др., 2025).

На мультиэлементной спайдер-диаграмме (рис. 4б) ярко выражены положительные аномалии крупноионных литофильных элементов (LILE) и Pb. Отрицательные аномалии характерны для

Таблица 3. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в представительных пробах риолит-порфиров Шартымского массива

Table 3. Content of major oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in representative samples of rhyolite porphyries of the Shartym pluton

Оксиды	U ₂₂ -16	U ₂₂ -17	U ₂₂ -21	U ₂₂ -22	U ₂₂ -23	U ₂₃ -44
SiO ₂	72.44	70.96	72.43	71.35	76.11	72.96
TiO ₂	0.12	0.10	0.09	0.08	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	15.59	17.15	15.41	15.89	13.89	16.11
Fe ₂ O ₃	1.20	1.14	1.20	1.06	1.12	1.22
MnO	0.02	0.05	0.04	<0.01	0.02	<0.01
MgO	<0.01	0.02	0.06	<0.01	0.03	0.19
CaO	0.50	0.54	0.75	0.38	0.38	0.17
Na ₂ O	5.18	5.58	5.00	5.03	3.67	4.72
K ₂ O	3.79	4.10	3.84	4.64	3.84	3.91
S _{общ}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ППП	0.50	0.79	0.43	0.92	0.73	0.96
Сумма	99.34	100.41	99.26	99.35	99.89	100.35
Na ₂ O+K ₂ O	8.96	9.68	8.83	9.67	7.51	8.62
K ₂ O/Na ₂ O	0.73	0.73	0.77	0.92	1.04	0.83
K _{арн}	0.81	0.79	0.80	0.84	0.73	0.74
A/CNK	1.15	1.18	1.12	1.14	1.28	1.31
A/NK	1.24	1.26	1.25	1.20	1.36	1.34
#Fe	0.96	0.98	0.95	0.95	0.97	0.87
MALI	8.46	9.14	8.09	9.28	7.13	8.46
Th	6	6	6	6	6	7
U	2.4	1.5	1.7	3.4	6	1.7
Rb	62	66	66	91	90	98
Ba	700	700	800	700	800	638
Sr	190	150	170	120	150	62
La	11	11	12	14	11	15.8
Ce	20	18	23	25	20	29
Pr	2.2	2.3	2.5	3.2	2.3	2.2
Nd	8	8	9	12	8	8.1
Sm	1.7	1.7	1.9	2.4	1.7	1.8
Eu	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.43
Gd	1.5	1.5	1.7	2	1.5	1.3
Tb	0.18	0.18	0.2	0.2	0.2	0.16
Dy	0.9	0.9	1	0.9	1.1	0.77
Ho	0.16	0.16	0.18	0.15	0.19	0.12
Er	0.43	0.41	0.47	0.4	0.5	0.31
Tm	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.114
Yb	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.32
Lu	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.049
Zr	39.5	37.4	39.9	42	39.8	59
Hf	1.8	1.8	1.8	1.9	1.8	1.9
Ta	0.35	0.35	0.36	0.28	0.31	0.38
Nb	3.5	3.3	5	2.9	3.5	4.5
Y	4	4	4	4	5	4.2
Cr	5	7	50	8	11	35
Ni	3	2.4	4	3	3	2.7
Co	9	13	12.8	19.6	14.8	7.3
V	1	1	1.3	4	0.8	8.6

Оксиды	U ₂₂₋₁₆	U ₂₂₋₁₇	U ₂₂₋₂₁	U ₂₂₋₂₂	U ₂₂₋₂₃	U ₂₃₋₄₄
Eu/Eu*	1.14	1.14	1.18	0.97	1.14	0.85
(La/Yb) _n	18.72	18.72	20.43	23.83	18.72	33.62
(Gd/Yb) _n	3.00	3.00	3.40	4.00	3.00	3.25
Zr/Hf	21.94	20.78	22.17	22.11	22.11	31.05
Nb/Ta	10.00	9.43	13.89	10.36	11.29	11.84
Y/Ho	25.00	25.00	22.22	26.67	26.32	35.00
TE(1,3)	0.96	0.93	0.92	0.94	0.90	0.98

Примечание. TE(1,3) – тетрадный эффект, K_{агп} – коэффициент агаптитности, #Fe – коэффициент железистости, MALI – индекс соотношения щелочей и извести.

Notes. TE(1,3) – tetrad effect, K_{агп} – agpaitic coefficient, #Fe – ferric coefficient, MALI – modified alkali-lime index.

Таблица 4. Химический состав монцонит-порфира Шариповской группы, выбранного для моделирования
Table 4. Composition of monzonite porphyry of the Sharip group selected for modeling

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Монцонит-порфир	59.62	0.24	19.55	4.19	2.72	3.92	6.13	2.03	0.12	0.97

высокозарядных элементов (HFSE) – Nb, Ta и Ti. В целом, спектры шартымских риолит-порфиров сходны с таковыми балбукских монцонитов и шариповских монцонит-порфиров, но в первых наблюдается пониженное количество HFSE.

По уровню концентраций несовместимых микроэлементов и по типам их распределения шартымские риолит-порфиры близки к риолит-порфирам массива Каматал геохимическому аналогу Шартымского массива (рис. 4в, г). Можно отметить, что в массиве Каматал шире вариации в концентрациях микроэлементов.

Результаты термодинамического моделирования

Химический состав модельного монцонит-порфира показан в табл. 4. На рис. 5 показана серия бинарных диаграмм, отражающих изменение содержаний главных петрохимических компонентов при падении температуры модельного расплава. По данным термодинамического моделирования модельная кривая монцонитового расплава не пересекается с точками составов риолит-порфиров Шартымского массива и имеет иной тренд.

На рис. 5а, 5б численные кривые эволюции монцонитового расплава и риолит-порфиры Шартымского массива обладают сходным направлением трендов, однако характеризуются пониженными со-

держаниями алюминия (рис. 5а) при тех же содержаниях SiO₂ и близкими содержаниями Na₂O (рис. 5б). В свою очередь, по содержаниям P₂O₅ (при тех же содержаниях SiO₂ расчетный расплав обладает около 1 мас. %), CaO и TiO₂ численные кривые обладают сильно повышенными содержаниями и имеют иной тренд по сравнению с риолит-порфирами, а также не пересекаются с областями фигуративных точек риолит-порфиров (рис. 5в, 5г, 5д). По соотношению Na₂O и Al₂O₃ расчетные кривые обладают различными трендами с риолит-порфирами (рис. 5е).

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимическая типизация риолит-порфиров Шартымского массива

На основании петрохимических критериев (высокое содержание суммы щелочных оксидов, высокая железистость, низкое содержание MgO и CaO), кислые породы балбукского ареала соотносятся с гранитоидами А типа. Однако низкие концентрации HFSE (рис. 4, 6) и ряд иных геохимических критериев (отсутствие отрицательной Eu аномалии, умеренное количество Ga (до 18 г/т), сумма Zr + Nb + Ce + Y < 350 г/т и отношение Rb/Sr 0.44–0.87) не отвечают гранитам А типа (Whalen et al., 1987; Eby, 1990, 1992). Низкие содержания Ca и Mg могут быть связаны со значительным фракционированием (Breiter et al, 2014).

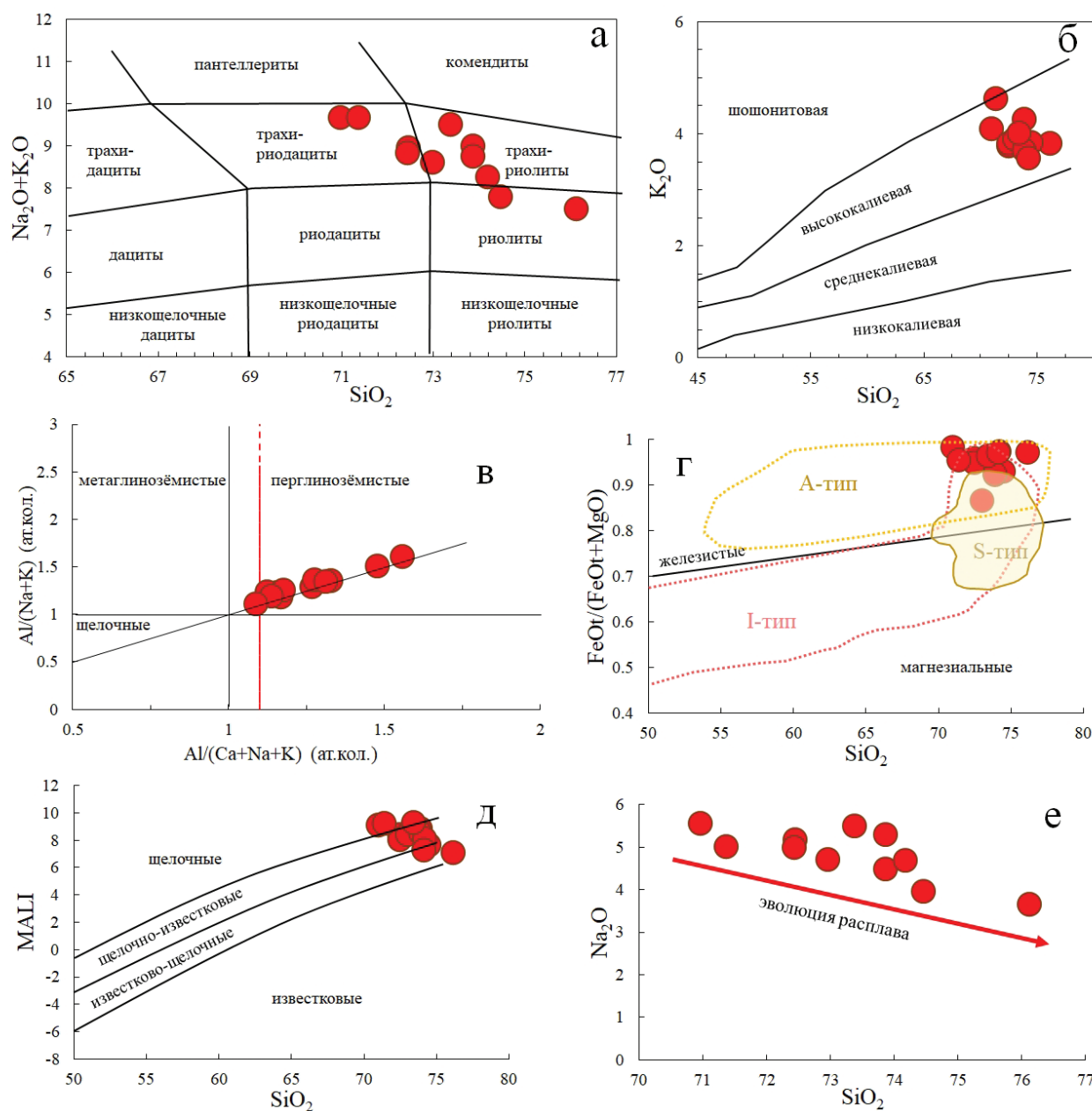


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива: а – TAS диаграмма для вулканитов (Шарпенко и др., 2013); б – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (Peccherillo, Taylor, 1976); в – диаграмма A/CNK--A/NK ; г – диаграмма $\text{FeOt/FeOt} + \text{MgO}$ (Frost et al, 2001); д – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--MALI}$ (Frost et al., 2001); е – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$.

Fig. 3. Petrochemical diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton: а – TAS diagram for volcanic rocks (Le Maitre, 2002); б – $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ diagram (Peccherillo, Taylor, 1976); в – A/CNK--A/NK diagram; г – $\text{FeOt/FeOt} + \text{MgO}$ diagram (Frost et al, 2001); д – $\text{SiO}_2\text{--MALI}$ diagram (Frost et al, 2001); е – $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$ diagram.

Высокий индекс Шенда (A/CNK) 1.09–1.55, положение в области перглиноземистых пород, присутствие биотита и мусковита, а также величины Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) отношений указывают на близость к гранитоидам S типа. Сходными геохимическими параметрами

обладают гранитоиды Ахуново-Петропавловского ареала (Холоднов и др., 2021) риолит-порфиры массива Каматал, полного геохимического аналога Шартымского массива (Рахимов и др., 2025).

На диаграммах П. Сильвестра (рис. 6а) и Д.Б. Уолена с соавторами (Whalen et al., 1987) (рис. 6б)

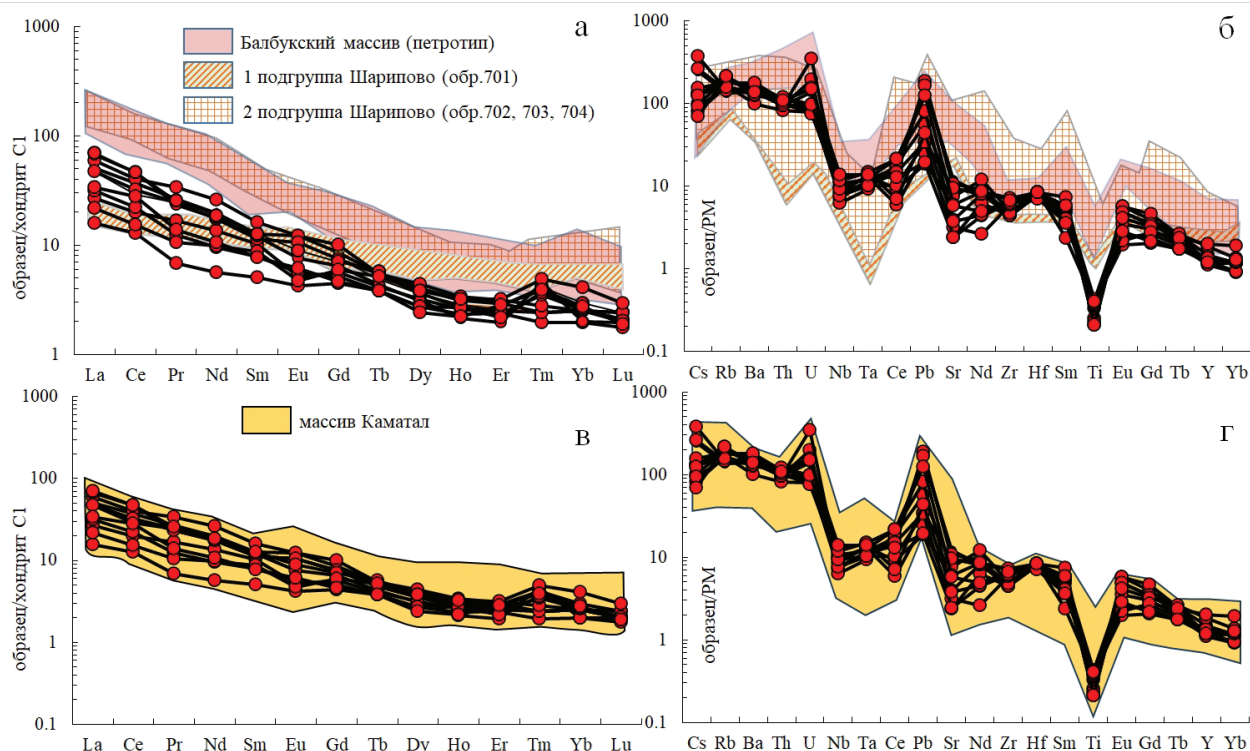


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов, нормированные на хондрит C1 (Lodders, Fegley, 1998) (а) и мульти-элементная спайдер-диаграмма, нормированная на примитивную мантию (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (б).

Fig. 4. REE patterns normalized to chondrite C1 (Lodders, Fegley, 1998) (а) and trace element pattern normalized to primitive mantle (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (б).

риолит-порфиры попадают в поле фракционированных пород. На диаграммах (рис. 6б, 6в) породы в основной массе расположены в области фракционированных гранитоидов, а некоторые образцы вследствие более существенного фракционирования расположены в области гранитов А типа. На диаграмме из работы (Гребенников, 2014) исследованные породы расположены в области I и S типов гранитов островодужных обстановок (рис. 6г). На диаграмме Sr–Rb/Sr (Даченко, 2000) (рис. 6д) проявлен тренд, наименее фракционированные члены которого с высоким содержанием Sr и низким отношением Rb/Sr расположены в области гранитоидов I типа. Таким образом, исследуемые риолит-порфиры, вероятно, являются фракционированными, близкими по характеристикам с гранитоидами I типа, что обуславливает специфические петрогеохимические особенности и смешанные характеристики гранитоидов разных типов.

Источники риолит-порфиров Шартымского массива и эволюция расплава

Судя по диаграммам А.Е. Патино-Дуса (Patino-Douce, 1999) (рис. 7а, б), источниками для риолит-порфиров массива Шартым могли быть гетерогенные осадочные и метавулканические породы типа фельзитовых, мафитовых пелитов и метаграувакк. Такими породами могут быть тонкозернистые терригенные породы типа тефроидов, широко развитые в отложениях Магнитогорской мегазоны (Жданов, 2003ф; Фазлиахметов, 2019а, 2019б). По индикаторным соотношениям $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (рис. 7в) большая их часть попадает в область пералюминиевых пород, что приближает их к гранитоидам S типа, а соотношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$ предполагает их метапелитовый источник; однако низкое содержание CaO и, как следствие, низкое $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ отношение является результатом фракционирования плагиоклаза в расплаве. В связи с удалением плагиоклаза из расплава происходит падение содержаний Ca, и, как следствие, падение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ отношения. В соответствии с этим, диаграммы, построенные на основе отношений петрогенных окси-

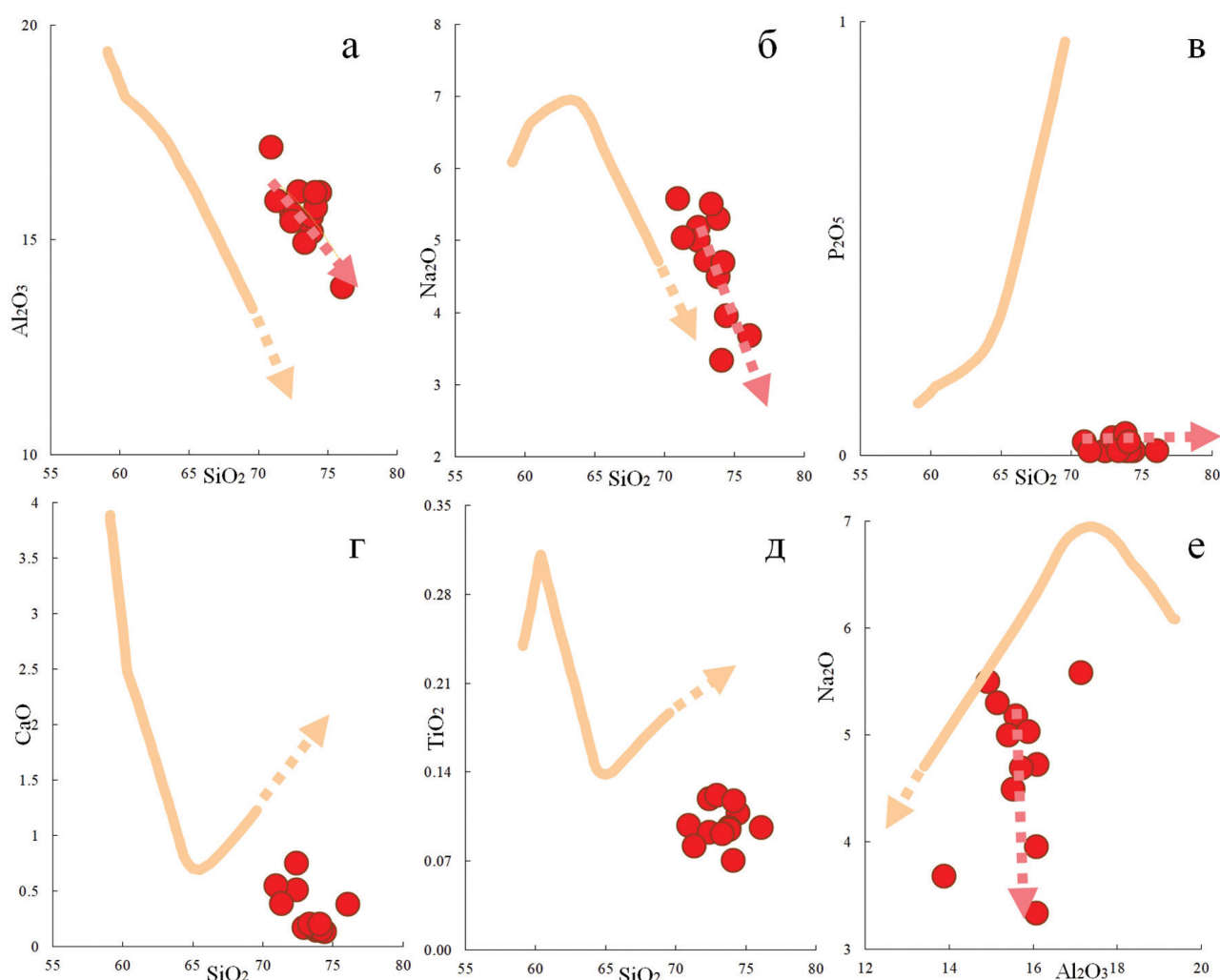


Рис. 5. Модельные кривые фракционной кристаллизации расплава наиболее примитивного Шариповского монзонит-порфира.

Построено в программе Rhyolite-Melts (v.1.1).

Fig. 5. Model curves of fractional crystallization of most primitive Sharipovo monzonite porphyry melt.

Plotted in Rhyolite-Melts (v.1.1) program.

дов, не дают исчерпывающего ответа об источнике. Более информативной в этом случае может являться диаграмма Rb/Ba–Rb/Sr (Sylvester, 1998) (рис. 7д), на которой выявляется отчетливый тренд, наименее фракционированная часть которого близка к базитам (базальт/метабазальт) и лежит в пределах грауваккового источника. Магнитогорский палеостроводужный террейн сложен разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, что обуславливает широкое разнообразие гипотетических источников риолит-порфиров Шартымского массива, наиболее предпочтительным и обоснованным из которых являются граувакки/метаграувакки и туфы основного состава.

В эволюции исходного расплава риолит-порфиров, вероятно, ключевую роль могло играть фракционирование плагиоклаза, на что указывает увеличение отрицательной аномалии Eu вместе со снижением Sr/Y отношения (рис. 7е). Важно отметить, что фракционная кристаллизация альбита и олигоклаза в сочетании с высокими окислительными обстановками ($fO_2 > FMQ + 1$) не приводит к образованию значимых аномалий Eu (Möller, Muecke, 1984). Именно поэтому для спектров РЗЭ шартымских риолит-порфиров не характерны глубокие минимумы Eu. На диаграмме (рис. 7г) концентрация Sr понижается без изменения концентрации Ba, что также указывает на фракционирование

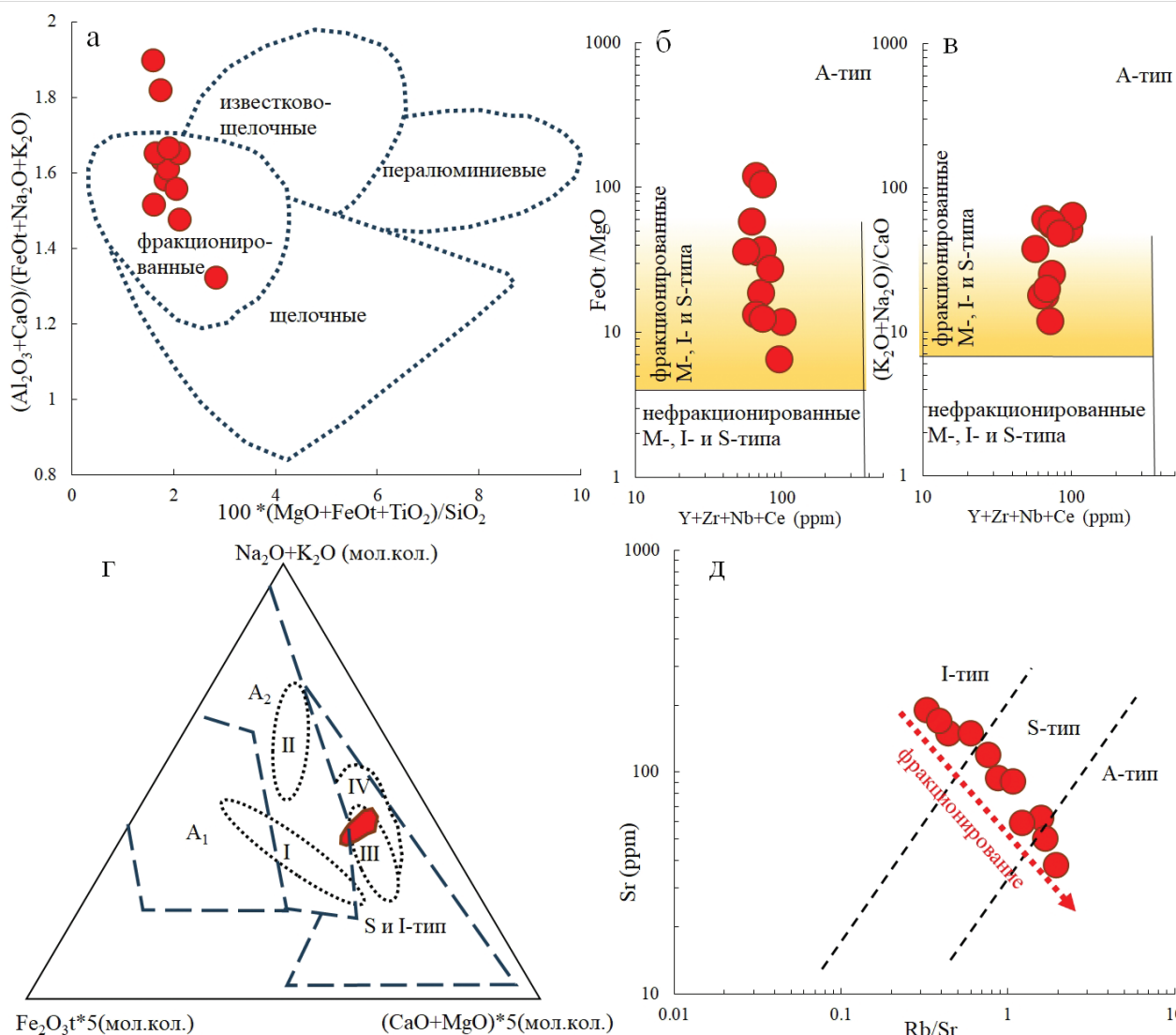


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива по: а – (Sylvester, 1998); б, в – (Whalen et al, 1987); г – (Гребенников, 2014); д – (Даденко, 2000).

Fig. 6. Discrimination diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton after: а – (Sylvester, 1998); б, в – (Whalen et al, 1987); г – (Grebennikov, 2014); д – (Datsenko, 2000).

плагиоклаза в магме. Фракционирование монацита (рис. 7ж, з) вероятно привело к низкому содержанию P_2O_5 ($>0.01\%$), Y (<5 г/т) и пониженному содержанию РЗЭ (в особенности, легких РЗЭ), а фракционирование циркона (рис. 7ж) обусловило низкое отношение Zr/Hf (24–32) и низкое содержание Th (<7 г/т). Совместное фракционирование монацита и циркона также приводит к высоким Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) отношениям, что ошибочно может интерпретироваться как близость к гранитоидам S типа.

Особенности кристаллизации и фракционирования расплава

Низкие Zr/Hf и Ta/Nb отношения, отличные от хондритового, являются маркером процессов фракционирования акцессорных минералов (Breiter et al., 2014; Wu et al., 2017). Отношения Zr/Hf и Ta/Nb в исследованных породах составляют 21–32 и 9.5–15.0, соответственно, и они образуют тренд дифференциации (рис. 8а). Гораздо более надежным и точным маркером фракционных процессов является Zr/Hf отношение в самом цирконе (Breiter et al., 2014). В цирконе исследуемых риолит-порфиров Zr/Hf отношение составляет 30–46, и

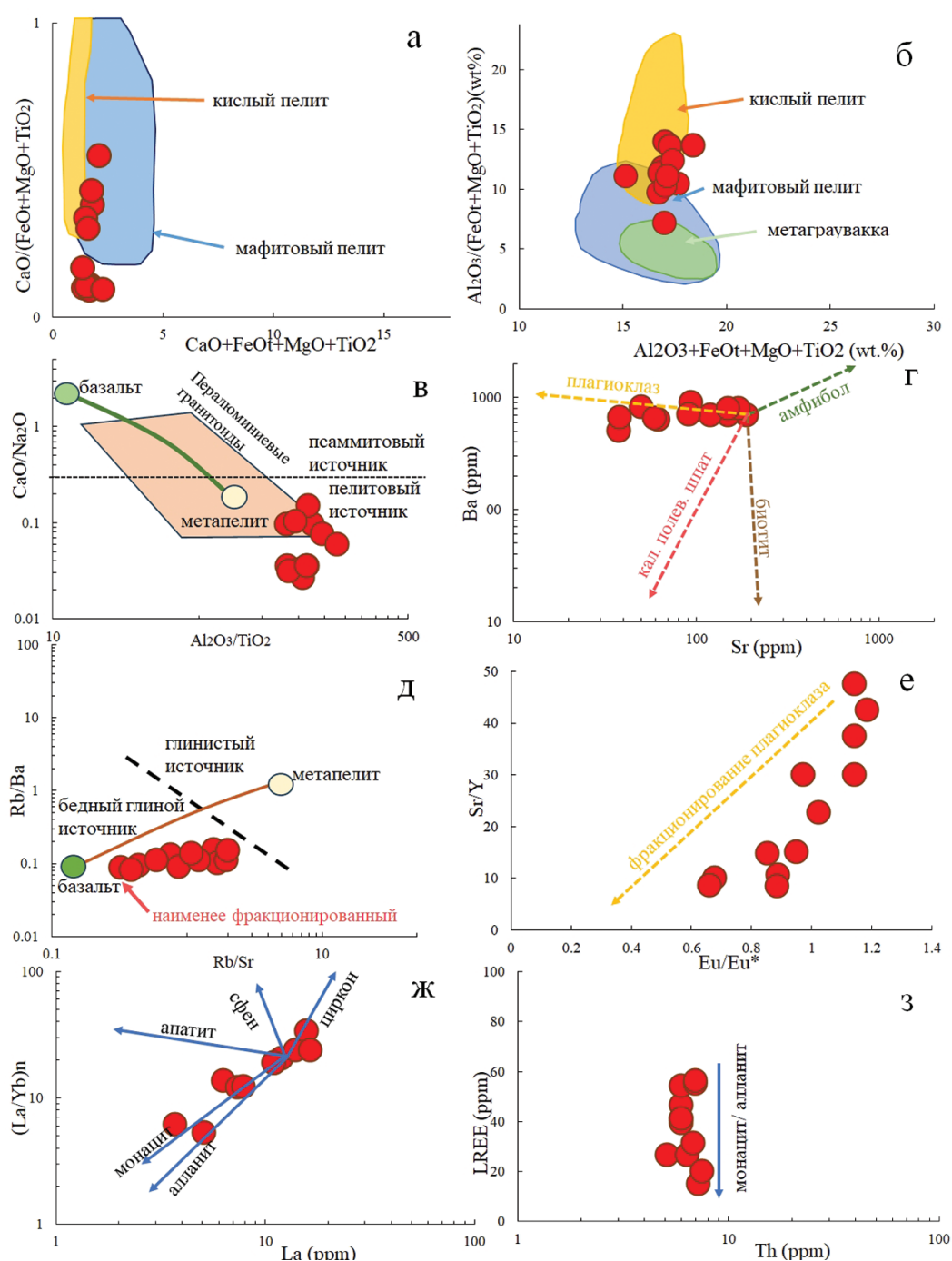


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива: а, б – по (Patino-Douce, 1999), в, д – по (Sylvester, 1998), г – тренды дифференциации минералов, рассчитанные по формуле: $C_i = F^{(K_d-1)} \cdot C_0$, где C_i – концентрация элемента в расплаве, C_0 – исходная концентрация элемента в расплаве, F – степень фракционирования, K_d – коэффициент распределения для дацитов и риолитов (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al., 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Druitt, 1988). Исходные значения вычислены для наиболее примитивных пород с наименьшим содержанием Sr; е – $Sr/Y-Eu/Eu^*$; ж, з – по (Wu et al, 2003).

Fig. 7. Discrimination diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton: а, б – after (Patino-Douce, 1999); в, г – after (Sylvester, 1998); д – mineral differentiation trends calculated using formula: $C_i = F^{(K_d-1)} \cdot C_0$, where C_i is the element concentration in the melt, C_0 is the initial element concentration in the melt, F is the degree of fractionation, K_d is the distribution coefficient taken for dacite and rhyolite from (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al, 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Druitt, 1988). The initial values are calculated for most primitive rocks with the lowest Sr content; е – $Sr/Y-Eu/Eu^*$; ж, з – after (Wu et al, 2003).

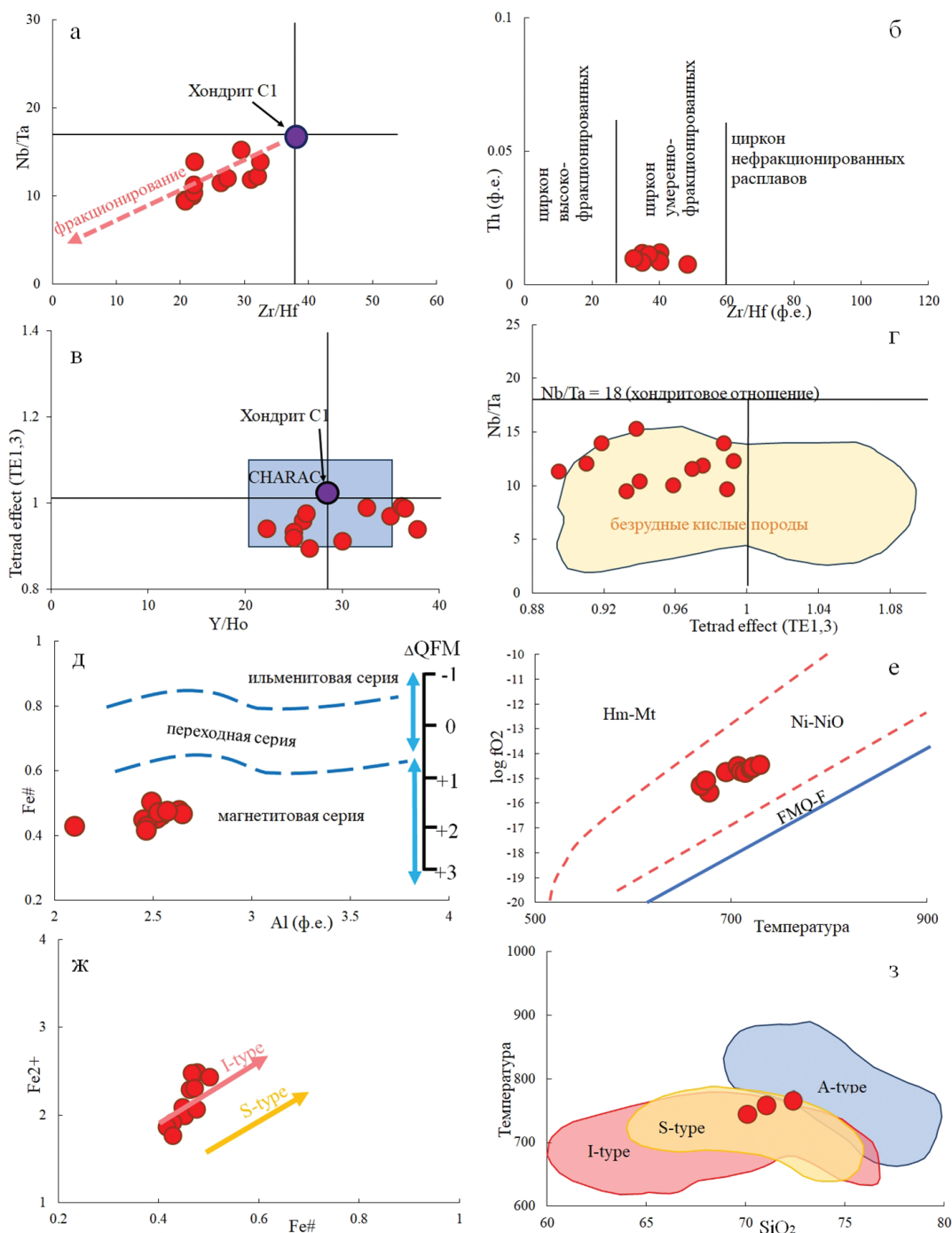


Рис. 8. Диаграммы фракционирования: а – валовое отношение Nb/Ta к Zr/Hf (Wu et al., 2017); б – отношение Th–Zr/Hf в цирконе (Breiter et al., 2014); в – тетрадный эффект и отношение Y/Ho (Irber, 1999); г – величина тетрадного эффекта и отношения Nb/Ta (Ballouard et al., 2016); д – отношение #Fe и Al (ф.е.) в биотите (Anderson, 2008); е – фугитивность кислорода и температура (Wones, 1980); ж – эволюция состава биотита (Villaseca et al., 2017); з – диаграмма температура–SiO₂ (Collins et al., 2019).

Fig. 8. Fractionation diagrams: а – bulk Zr/Hf ratio (Wu et al, 2017); б – Th–Zr/Hf ratio in zircon (Breiter et al., 2014); в – tetrad effect and Y/Ho ratio (Irber, 1999); г – tetrad effect and Nb/Ta ratio (Ballouard et al., 2016); д – #Fe and Al (apfu) ratio in biotite (Anderson et al., 2008); е – oxygen fugacity and temperature (Wones, 1980); ж – evolution of biotite composition (Villaseca et al., 2017); з – temperature–SiO₂ diagram (Collins et al., 2019).

на диаграмме породы расположены в поле умеренно-фракционированных расплавов (рис. 8б).

В исследуемых риолит-порфирах слабо выражен тетрадный эффект $TE(1,3) = (T1 \cdot T3)^{0.5}$, где $T1 = (Ce/Ce^t \cdot Pr/Pr^t)^{0.5}$, $T3 = (Tb/Tb^t \cdot Dy/Dy^t)^{0.5}$, $Ce/Ce^t = Ce_n/(La_n^{2/3} \cdot Nd_n^{1/3})$, $Pr/Pr^t = Pr_n/(La_n^{1/3} \cdot Nd_n^{2/3})$, $Tb/Tb^t = Tb_n/(Gd_n^{2/3} \cdot Ho_n^{1/3})$ и $Dy/Dy^t = Dy_n/(Gd_n^{1/3} \cdot Ho_n^{2/3})$. Отношение Y/No варьирует от 22 до 36. На диаграмме (рис. 8в) фигуративные точки состава пород расположены в зоне CHARAC (Charge- And Radius-Controlled – зарядного и радиусного контроля), поэтому можно сделать вывод о том, что исследуемые образцы были умеренно фракционированы (Bau, 1996). Отношение тетрадного эффекта и отношения Nb/Ta указывают на безрудный характер риолит-порфиров (Ballouard et al., 2016) (рис. 8г).

Биотит из риолит-порфиров Шартымского массива обладает соотношениями Fe# и Al, которые указывают на окисленное состояние расплава (магнетитовая серия) (Anderson et al., 2008). Наличие в породе кварца, магнетита, биотита и калиевого полевого шпата указывает на магнетитовую серию и высокий окислительный потенциал (рис. 8д): FMQ от +1.67 до +2.48.

Ассоциацию биотит-магнетит-санидин можно использовать для оценки магматического fO_2 во время кристаллизации в соответствии с эмпирическим уравнением (Wones, 1972). Термометр по биотиту, магнетиту и санидину указывает на следующие характеристики расплава: $\log fO_2$ от –15.435 до –14.239, температура кристаллизации 680–730 °C. Характер состава и тренд изменения состава биотита указывают на I тип риолитового расплава (рис. 8ж).

Термометрия циркона рассчитана по следующей формуле (Boehenke et al., 2013):

$$\frac{10108}{T(K) - 1,16(M - 1) - 1,48}$$

где $D_{Zr} = \frac{D_{Zircon}}{D_{melt}}$ (D_{Zircon} = содержание Zr в цирконе, D_{melt} – содержание Zr в расплаве) и M – содержания в породе $\frac{Na + K + 2Ca}{Al \cdot Si}$. По этим расче-

там температура насыщения цирконием (условно можно понимать как минимальную ликвидусную температуру) составляет 755–770 °C, а породы расположены в перекрывающихся полях I и S типов (рис. 8з). Поскольку биотитовый термометр занижает температуру (Li, Zhang, 2022), то температура, рассчитанная по циркону, считается более активной.

Фракционирование расплава по данным численного моделирования и связь с монцонитоидами балбукского комплекса

Как указывалось выше, риолит-порфиры Шартымского массива предшественниками включались в состав многофазного балбукского комплекса как вторая фаза, отвечающая гранитам и лейкогранитам (Жданов и др., 2003ф). Геохимические особенности риолит-порфиров не позволяют рассматривать их как продукты того же, пусть и высокофракционированного расплава, из которого произошли монцониты Балбукского массива или монцонит-порфиры Шариповской группы. Монцонитоиды богаче несовместимыми элементами, чем риолит-порфиры, что противоречит общим представлениям об эволюции магм (Перчук и др., 2015). Если же допустить фракционирование несовместимых микроэлементов вместе с акцессорными минералами (например, монацитом, алланитом и др., в случае их магматического генезиса), то тогда, как минимум, характер спектров РЗЭ в риолит-порфирах должен отличаться от такового монцонитов. Однако вид спектров распределения и величины $(La/Yb)_n$ в риолит-порфирах и монцонитах не контрастен, отличается только уровень концентраций.

Наиболее вероятным в данном случае может быть только сценарий с глубоким фракционированием субщелочного расплава, из которого сформировались наиболее примитивные монцонит-порфиры первой подгруппы Шариповской группы (Рахимов и др., 2025), имеющие пониженные концентрации несовместимых микроэлементов и иной характер спектров РЗЭ (рис. 4а).

По результатам термодинамического моделирования (рис. 5) достижение содержаний CaO и P_2O_5 риолитового уровня невозможно в случае глубокого фракционирования монцонитового расплава. Это является аргументом в пользу того, что из такого расплава невозможно получить риолит-порфировый состав, характерный для Шартымского массива. Изменение исходных параметров системы, таких как содержание воды, давление и фугитивность кислорода не меняют ход эволюции расплава в достаточной степени. Таким образом, риолит-порфиры Шартымского массива (а, значит, и других массивов Балбукского ареала) не могут принадлежать к единому многофазному балбукскому комплексу и являются отдельным гранитоидным комплексом.

ВЫВОДЫ

Проведенные петрологические исследования риолит-порфиров массива Шартым позволяют сделать следующие выводы.

1. Специфические петрогеохимические особенности (высокий индекс Шенда = 1.09–1.55, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ = 0.95–1.42, положение на дискриминационных диаграммах), а также микроэлементный состав (низкое содержание несовместимых элементов – Zr, Nb и Y и высокие отношения Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) связаны с фракционированием кислого расплава.

2. Термодинамическое моделирование, выполненное при помощи программы Rhyolite-Melts, подтверждает, что риолит-порфиры не могли возникнуть из той же магмы, что и монцониты, что не согласуется с прежними представлениями об их принадлежности к единому многофазному балбукскому комплексу, результаты моделирования согласуются с Rb-Sr изотопными датировками.

3. Низкие отношения Zr/Hf (21–32) и Nb/Ta (9.5–15.0) указывают на процессы фракционирования акцессорных минералов. Фигуративные точки на диаграммах соотношений TE(1,3) с Zr/Hf, Y/Ho, Nb/Ta, отличные от хондритовых значений, но расположенные в поле CHARAC, а также Zr/Hf отношение (30–46) в цирконе указывают на умеренный характер фракционирования.

4. Фракционирование монацита и алланита приводит к пониженным содержаниям легких элементов в исследуемых образованиях, в совокупности с фракционированием циркона это приводит к снижению суммарного содержания редкоземельных элементов в риолит-порфирах.

5. Расплав кристаллизовался при фугитивности кислорода FMQ = +1.67 – +2.48 и температурах около 750 °C.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов И. С., Сопко Л. Н., Ямаев Ф. А., Калташева И.И., Козлов В.И., Петров Ю.М. (1983ф) Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40–48-B-6, в, г; N-40–59-B-6, г; N-40–60-A; N-40–72-A) за 1978–1983 годы. ТФГИ, Уфа, 510 с.

Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55(9), 1356–1373.

Даценко В.М. (2000) Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской

платформы. *Материалы второго Всероссийского петрографического совещания*. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 2, с. 270–274.

Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А., Полянская Т.Л., Калташев А.П. (2003ф) Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию госгеолкарты-200 территории листа N-40-XXVIII (Учалинская площадь). Уфа, ТФГИ, 284 с.

Знаменский С. Е., Знаменская Н.М. (2009) Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). *Литосфера*, 4, 83–92.

Казаков П. В. (2022) К перспективам золотоносности Шартымского рудно-россыпного узла (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*, 14, 72–76.

Перчук А.Л., Плечов П.Ю., Сазонова Л.В., Сазонов О.Г., Тихомиров П.Л., Шур П.Ю. (2015) Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Москва, КДУ, 472 с.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2025) Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии. *Литосфера*, 5, 1074–1103. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103>.

Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, ИГ УНЦ РАН, 142 с.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. Москва, Наука, 392 с.

Самигуллин А. А., Рахимов И.Р. (2023) РЗЭ минерализация гранитоидов Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 166–170.

Фазлиахметов А.М. (2019а) Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала). *Литосфера*, 19(1), 30–47. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47>

Фазлиахметов А.М. (2019б) О применении геодинамических литохимических диаграмм при изучении тейфогенных песчаников. *Известия Томского политехни-*

ческого университета. *Инжиниринг георесурсов*, 330(7), 34–43. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/7/2174>

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 368 с.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Шардакова Г.Ю., Салихов Д.Н., Коновалова Е.В. (2021) Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантийно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых источников. *Геология и геофизика*, 62(6), 800–820. <https://doi.org/10.15372/GiG2020155>

Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Региональная геология и металлогения*, 56, 40–50.

Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121–142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>

Asimow P.D., Ghiorso M.S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83, 1127–1131. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>

Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>

Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vignerresse J. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>

Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>

Boehnke P., Watson E., Trail D., Harrison T., Schmitt A. (2013) Zircon saturation revisited. *Chemical Geology*, 351, 324. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>

Breiter K., Larmão C., Borges R., Dall'Agnol R. (2014) Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192–195, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.004>

Collins W., Huang H., Bowden P., Kemp A. (2019) Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: Implications for petrogenesis and tectonic discrimination. *Geological Society London Special Publications*, 491, 53–76. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-159>

Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and

speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)

Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197–212. <https://doi.org/10.1007/s004100050036>

Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>

Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489–508. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)

Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F. (2020). Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*. 356–357. 105371. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>

Li X., Zhang C. (2022). Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>

Lodders K., Fegley B. (1998) The planetary science companion. New York, Oxford University Press, 400 p.

Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>

Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bulletin de la Société française de minéralogie et de cristallographie*, 100, 315–324. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1977.7155>

Möller P., Muecke G.K. (1984) Significance of Europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87, 242–250. <https://doi.org/10.1007/BF00381064>

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ben Ohoud M. (2005) Discrimination entre biotites magmatiques primaires, biotites re'équilibrées et biotites ne'ofornées. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>

Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309–2322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90231-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231-5)

Patino-Douce A. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2)

Peccerillo A., Taylor S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>

Philpotts J., Schnetzler C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 307–322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90011-4)

Rieder M., Cavazzini G., Sassi F.P., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A., Radoslovich E., Robert J.L., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3), 905–912. <https://doi.org/10.1180/002646199548385>

Sylvester P. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)

Villaseca C., Ruiz-Martínez V.C., Pérez-Soba C. (2017) Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma. *Geologica Acta*, 15, 379–394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>

Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin, Springer, 587 p.

Wones D.R. (1972) Stability of biotite: a reply. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57, 316–317.

Wones D.R. (1980) Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. *American Mineralogist*, 65, 411–437.

Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66, 241–273. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)

Wu F.Y., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. (2017). Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>.

REFERENCES

Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121–142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>

Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A., Kaltasheva I.I., Kozlov V.I., Petrov Yu.M. (1983) Unpublished report on geological study on a scale of 1:50 000 of the North Uchaly area (sheets N-40–48 V-b, v, g; N-40–59 B-b, g; N-40–60 A; N-40–72 A) for 1978–1983. Ufa, TFGI, 510 p. (in Russian)

Asimow P.D., Ghiorso M.S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83, 1127–1131. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>

Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>

Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneresse J. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>

Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>

Boehnke P., Watson E., Trail D., Harrison T., Schmitt A. (2013) Zircon saturation revisited. *Chemical Geology*, 351, 324. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>

Breiter K., Lamarão C., Borges R., Dall'Agnol R. (2014) Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192–195, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.004>

Collins W., Huang H., Bowden P., Kemp A. (2019) Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: Implications for petrogenesis and tectonic discrimination. *Geological Society London Special Publications*, 491, 53–76. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-159>

Datsenko V.M. (2000) Petrogeochemical classification of Granitoids of the Southwestern Margin of the Siberian Platform. *Materialy vtorogo Vserossiyskogo petrograficheskogo soveshchaniya (Proceedings of the 2nd All-Russian Petrographic Conference)*. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 2, 270–274. (in Russian).

Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)

- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Fazliakhmetov A.M. (2019a) Geochemical peculiarities and formation conditions of Early Devonian siliceous-clayey shales of the Ishkildino section and underlying basalts (eastern slope of the Southern Urals). *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 19(1), 30–47. (in Russian) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47>
- Fazliakhmetov A.M. (2019b) Application of geodynamic lithochemical diagrams in study of tephrogenic sandstones. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov (Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering)*, 330(7), 34–43. (in Russian). <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/7/2174>. (in Russian)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals. Yekaterinburg, UrO RAN, 368 p. (in Russian).
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197–212. <https://doi.org/10.1007/s004100050036>
- Grebennikov A.V. (2014) A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics*, 55(9), 1074–1086. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489–508. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)
- Kazakov P.V. (2022) Prospects of gold-bearing potential of the Shartym ore-placer area (South Urals). *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territoriy (Geology, Mineral Resources, and Geoecological Problems of Bashkortostan, Urals, and Adjacent Territories)*, 14, 72–76. (in Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A., Shardakova G.Yu., Salikhov D.N., Konovalova E.V. (2021) The Akhunovo-Petropavlovsk granitoid area as a marginal-continental center of long-term mantle-crust interaction: the role of subduction and rift-plume sources. *Russian Geology and Geophysics*, 62(6), 648–665. <https://doi.org/10.2113/RGG20194121>
- Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F. (2020). Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*. 356–357. 105371. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>.
- Li X., Zhang C. (2022). Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>.
- Lodders K., Fegley B. (1998) The planetary science companion. New York, Oxford University Press, 400 p.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bulletin de la Société française de minéralogie et de cristallographie*, 100, 315–324. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1977.7155>
- Möller P., Muecke G.K. (1984) Significance of Europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87, 242–250. <https://doi.org/10.1007/BF00381064>
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ben Ohoud M. (2005) Discrimination entre biotites magmatiques primaires, biotites re'équilibrées et biotites ne'oforées. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309–2322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90231-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231-5)
- Patino-Douce A. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2)
- Peccerillo A., Taylor S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Perchuk A.L., Plechov P.Yu., Sazonova L.V., Sazonov O.G., Tikhomirov P.L., Shur P.Yu. (2015) Fundamentals of petrology of magmatic and metamorphic processes. Moscow, KDU, 472 p. (in Russian)
- Philpotts J., Schnetzler C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 307–322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90011-4)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals. Current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics,

and metallogeny. Ufa, DesignPolygraphService, 280 p. (in Russian)

Rakhimov I.R., Samigullin A.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. (2025) Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite Plutonss of the Balbuk area (South Urals) based on bulk geochemistry, Sr-Nd isotopy, and Rb-Sr geochronology. *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 5, 1074–1103. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103> (in Russian)

Rieder M., Cavazzini G., Sassi F.P., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A., Radoslovich E., Robert J.L., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3), 905–912. <https://doi.org/10.1180/002646199548385>

Salikhov D.N., Mitrofanov D.A. (1994) Upper Devonian–Lower Carboniferous intrusive magmatism of the Magnitogorsk Megasyntinorium (South Urals). Ufa, IG UNTs RAN, 142 p. (in Russian)

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) The South Urals Magnitogorsk Zone in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, and geodynamics. Moscow, Nauka, 392 p. (in Russian)

Samigullin A.A., Rakhimov I.R. (2023) REE mineralization of granitoids of the Shartym pluton (Balbuk complex, South Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2023. Mineralogiya i geohimiya rudnykh mestorozhdeniy: ot teorii k praktike (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2023. Mineralogy and Geochemistry of Ore Deposits: from Theory to Practice)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 29, 166–170. (in Russian)

Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharenko E.A. (2013) Alkali sum–silica TAS diagram for chemical classification and identification of plutonic rocks. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)*, 56, 40–50. (in Russian)

Sylvester P. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)

Villaseca C., Ruiz-Martínez V.C., Pérez-Soba C. (2017) Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma. *Geologica Acta*, 15, 379–394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>

Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin, Springer, 587 p.

Wones D.R. (1972) Stability of biotite: a reply. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57, 316–317.

Wones D.R. (1980) Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. *American Mineralogist*, 65, 411–437.

Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis, *Lithos*, 66, 241–273. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)

Wu F.Y., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. (2017). Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>.

Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makariev L.B., Matyushkov A.D., Molchanova E.V., Stromov V.A., Polyanskaya T.L., Kaltashev A.P. (2003) Geological study on a scale of 1:200 000 and preparation for the publication of the State Geological Map-200 for N-40-XXVIII sheet (Uchaly area). Ufa, TFGI, 284 p. (in Russian)

Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. (2009) The role of shear duplexes in regional structural control of the Late Paleozoic gold mineralization in the Magnitogorsk Megazone (South Urals). *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 4, 83–92. (in Russian)

Информация об авторах

Самигуллин Айдар Альфридович – аспирант, младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; samigullinaidar85@gmail.com.

Рахимов Ильдар Рашитович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; rigel92@mail.ru.

Information about the authors

Aidar A. Samigullin– Post-Graduate Student, Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; samigullinaidar85@gmail.com.

Ildar R. Rakhimov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Senior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; rigel92@mail.ru.

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 12 № 3 2026

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере
связи информационных технологий и массовых коммуникаций
ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.

Технический редактор:

И.Ю. Мелекесцева

Оригинал-макет:

О.Л. Бусловская

Корректор:

И.А. Спирина

Подписано в печать 26.09.2026 Дата выхода в свет: 00.10.2026
Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11.1. Уч.-изд. л. 11.6. Тираж 200 экз. Заказ №
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «ПРИНТ»
426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.
Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY

2026. Vol. 12. No. 2

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)



Founder: Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center
of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Registration certificate PI no. FS77-78696 from July 30, 2020
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

Technical editor:
Irina Melekestseva

Layout:
Olga Buslovskaya

Corrector:
Irina Spirina

Signed in print 03.07.2026

Format 60 × 80¹/₈. Offset printing. Printed sheets 4.7. Circulation of 200. Order no.
SU FRC MiG UB RAS: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Printed from a layout in Printing in OOO «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk Sity, 426035 Russia
Free of charge
