

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 10 № 1



2024

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 10 № 1 2024 г. Апрель

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 10 No 1 2024 April

Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2024. Том 10. № 1

Международный 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 минералогию и минерогению, минералогию полезных ископаемых, технологическую минералогию, онтогению минералов и топоминералогию, эко- и биоминералогию и археологическую минералогию. 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. Галушкина, 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); Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания); В.Н. Удачин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456317, 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 2024. VOL. 10. NO. 1

International 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 topomineralogy, 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:

Valery Maslennikov, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Co-Editor:

Elena 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); Yury Voytekhovsky (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

10(1), 2024

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

GAJARDOITE-(NH₄), (NH₄)As³⁺₄O₆Cl₂[(Ca_{0.5}□_{0.5})(H₂O)₅], A NEW MINERAL
FROM THE KHOVU-AKSY DEPOSIT, EASTERN SIBERIA, RUSSIA

A.V. Kasatkin, V.V. Gurzhiy, N.V. Chukanov, A.A. Agakhanov, R. Škoda, D.I. Belakovskiy 5

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОЛИВИНА В ДУНИТАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА
(СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

В.А. Симонов, А.В. Котляров, В.В. Шарыгин, Ю.Р. Васильев 16

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ АМЫЛО-СИСТИГХЕМСКОГО
РУДНО-РОССЫПНОГО РАЙОНА, ЗАПАДНЫЙ САЯН

Ч.М. Хертек, А.М. Сазонов 32

ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ПЕРЕРАБОТКА ГИПСОВОГО СЫРЬЯ В АДМИНИСТРАТИВНО-КУЛЬТОВОМ ЦЕНТРЕ
БРОНЗОВОГО ВЕКА ГОНУР ДЕПЕ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ КАРАКУМЫ)

Л.Я. Кабанова, А.М. Юминов, И.А. Блинов 54

CONTENTS

10(1), 2024

NEW MINERALS

GAJARDOITE-(NH₄), (NH₄)As³⁺₄O₆Cl₂[(Ca_{0.5}□_{0.5})(H₂O)₅], A NEW MINERAL
FROM THE KHOVU-AKSY DEPOSIT, EASTERN SIBERIA, RUSSIA

A.V. Kasatkin, V.V. Gurzhiy, N.V. Chukanov, A.A. Agakhanov, R. Škoda, D.I. Belakovskiy 5

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF OLIVINE IN DUNITES THE GULI MASSIF,
SIBERIAN PLATFORM

V.A. Simonov, A.V. Kotlyarov, V.V. Sharygin, Yu.R. Vasiliev 16

MINERALOGY OF ORE DEPOSITS

TYPES OF GOLD PLACERS OF THE AMYL-SISTIGKHEM PLACER REGION, WEST SAYAN

Ch.M. Khertek, A.M. Sazonov 32

GEOARCHEOLOGICAL MINERALOGY

PROCESSING OF GYPSUM-BEARING MATERIALS IN THE BRONZE AGE GONUR DEPE
ARCHEOLOGICAL SITE (SOUTHEAST KARAKUM DESERT)

L.Ya. Kabanova, A.M. Yuminov, I.A. Blinov 54



УДК 549.73 (571.52)

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-1

GAJARDOITE-(NH₄), (NH₄)As³⁺₄O₆Cl₂[(Ca_{0.5}□_{0.5})(H₂O)₅], A NEW MINERAL FROM THE KHOVU-AKSY DEPOSIT, EASTERN SIBERIA, RUSSIA

A.V. Kasatkin¹, V.V. Gurzhiy², N.V. Chukanov³, A.A. Agakhanov¹, R. Škoda⁴, D.I. Belakovskiy¹

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

²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University,
Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

³Federal Research Center of Problems of Chemical Physics and Medicinal Chemistry,
Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, 142432 Russia

⁴Masaryk University,
Kotlářská 2, Brno, 611 37 Czech Republic

Received 07.01.2024, revised 26.01.2024, accepted 10.02.2024

Abstract. The new mineral gajardoite-(NH₄), ideally (NH₄)As³⁺₄O₆Cl₂[(Ca_{0.5}□_{0.5})(H₂O)₅], is found at the Khovu-Aksy Ni-Co deposit, Republic of Tyva, Russia. Gajardoite-(NH₄) occurs as tiny lamellar coarsely hexagonal or irregular curved and divergent crystals up to 0.01 mm in size. The crystals are combined in groups, rosette-like clusters or spherulitic aggregates up to 0.2 mm, which are intimately intergrown with annabergite, arsenolite, and pharmacolite on a matrix of skutterudite, safflorite, and other minerals. The new mineral is colorless, white in aggregates, transparent with a white streak and a vitreous lustre. It is brittle, with a perfect cleavage on {001}. The Mohs hardness is ~1½. The calculated density (*D*_{calc}) is 2.583 g/cm³. Gajardoite-(NH₄) is optically non-pleochroic, uniaxial (–), ω = 1.745(10), ε = 1.558(5) (589 nm). The chemical composition determined by electron microprobe (wt. %, H₂O content calculated by stoichiometry) is as follows: (NH₄)₂O 3.17, Na₂O 0.40, K₂O 1.07, CaO 5.28, As₂O₃ 67.25, Cl 12.21, H₂O 15.30, O=Cl–2.76, total 101.92. The empirical formula based on four As and 11 O atoms per formula unit is [(NH₄)_{0.72}K_{0.13}Na_{0.08}]_{Σ0.93}Ca_{0.55}As³⁺₄O₆Cl_{2.03}(H₂O)₅. Gajardoite-(NH₄) is hexagonal, space group *P6/mmm*; the unit-cell parameters are as follows: *a* = 5.263(3), *c* = 16.078(5) Å, *V* = 385.8(5) Å³, *Z* = 1. The strongest lines of the powder X-ray diffraction pattern [*d*, Å (*I*, %) (*hkl*)] include 16.08 (34) (001), 5.36 (34) (003), 4.565 (41) (100), 3.466 (23) (103), 2.637 (100) (110), 2.360 (25) (113). Gajardoite-(NH₄) is an ammonium analog of gajardoite KCa_{0.5}As³⁺₄O₆Cl₂ · 5H₂O. Their structural identity is confirmed by powder X-ray diffraction and infrared and Raman spectroscopy.

Keywords: gajardoite-(NH₄), new mineral, chemical composition, powder X-ray diffraction, IR spectrum, Raman spectrum, gajardoite, Khovu-Aksy deposit, Eastern Siberia.

Funding. The IR spectroscopy study and the interpretation of the Raman spectrum were supported by state contract no. FFSG-2024-0009.

Acknowledgements. We thank Elena V. Belogub and Irina Yu. Melekestseva for their constructive comments that allowed us to improve the manuscript. Maria D. Milshina and Yulia D. Gritsenko are acknowledged for their help with photography and useful information on the Khovu-Aksy deposit, respectively.

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

Author contribution. A.V. Kasatkin – conceptualization, investigation, visualization, writing – review & editing; A.V. Kasatkin, V.V. Gurzhiy, N.V. Chukanov, A.A. Agakhanov, R. Škoda, D.I. Belakovskiy – analytical/experimental works; A.V. Kasatkin, V.V. Gurzhiy, N.V. Chukanov – writing – original draft. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kasatkin A.V., Gurzhiy V.V., Chukanov N.V., Agakhanov A.A., Škoda R., Belakovskiy D.I. Gajardoite-(NH₄), (NH₄)As³⁺₄O₆Cl₂[(Ca_{0.5}□_{0.5})(H₂O)₅], a new mineral from the Khovu-Aksy deposit, Eastern Siberia, Russia. *Mineralogy*, 10 (1), 5–15. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-1.

INTRODUCTION

Several rare secondary As minerals, both arsenates and arsenites, were found as a result of study of an old mineral collection from the Khovu-Aksy Ni-Co deposit in the Republic of Tyva, Russia. Some of the minerals were found for the first time at the territory of Russian Federation, e.g., weilite and haidingerite (Kasatkin, 2021), as well as babánekite, cobaltkoritnigite, cuatrocapaite-(K), cuatrocapaite-(NH₄), and guérinite. One unknown phase contained a significant amount of N, Ca, As, Cl and O and its powder X-ray diffraction (PXRD) pattern was similar to gajardoite KCa_{0.5}As³⁺₄O₆Cl₂ · 5H₂O described from the Torrecillas Mine in Chile (Kampf et al., 2016). Further studies showed that this phase is an ammonium analog of gajardoite, thus, it was named gajardoite-(NH₄). It was submitted as a new mineral species and later approved along with its name and symbol (Gaj-NH₄) by the Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) of the International Mineralogical Association (IMA) (IMA2023–070, Kasatkin et al., 2024). The holotype specimen is deposited in a systematic collection of the Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences (Moscow, Russia) with catalog number 98430.

The Khovu-Aksy deposit is currently a type locality of five mineral species: argentopentlandite (Rudashevskiy et al., 1977), lazarenkoite (Yakhontova, Plusnina, 1981), shubnikovite (Nefedov, 1953), smolyaninovite (Yakhontova, 1956), and vladimirite (Nefedov, 1953; Yakhontova, Stolyarova, 1970). Gajardoite-(NH₄) is the sixth new mineral discovered at the deposit.

BRIEF CHARACTERISTIC OF THE DEPOSIT

The Khovu-Aksy Ni-Co deposit (51°9'35" N, 93°41'9" E) in the Chedi-Khol district of the Republic of Tyva was discovered in 1947 and has been mined for Co, Ni and Co till 1991, when a processing plant was closed because of unprofitability. The Khovu-Aksy deposit is well studied. The details of its geological structure and mineralogy are described by (Shishkin, Mikhailova, 1969; Bogomol, 1970; Krutov, 1978; Borishanskaya et al., 1981; Borisenko, Lebedev, 1982;

Lebedev, 1998, 2021; Lebedev, Borisenko, 1984; Gusev, 2019). The deposit includes the lower, middle and upper structural units. The ore field is mainly composed of rocks of the middle structural unit with Lower Devonian, Silurian and Cambrian volcanic and sedimentary rocks and widespread volcanic dikes (Fig. 1). The Lower Devonian volcanosedimentary series includes tuffs, tuffaceous conglomerates, tuffites, and sandstones intercalated with quartz and trachyte porphyry. Tuffs and tuffaceous conglomerates of the lower horizons are intensely altered with the formation of skarn mineralization. The Silurian rocks comprise limestones, sandstones and siltstones. The Lower Cambrian rocks include volcanic rocks and miarolitic granophyric granites. A significant part of the ore field is occupied by thick Tertiary and Quaternary rocks.

The ore bodies of the deposit are typically fractured carbonate veins, which are associated with a fault system and mainly consist of calcite, dolomite and ankerite with abundant Co, Ni, and Fe arsenides (skutterudite, safflorite, nickelskutterudite, nickeline, rammelsbergite, löllingite, etc.). The near-vein metasomatites contain quartz, chlorite, talc, kaolinite, muscovite, and carbonates. The oxidation zone is widely developed in the surface outcrops of ore veins. The fully oxidized and semi-oxidized ores contain 0–5 % and 25–30 % of primary ore minerals, respectively. The most common minerals of the oxidation zone include Co and Ni arsenates of the vivianite group: erythrite and annabergite (Bogomol, 1970; Krutov, 1978; Gusev, 2019).

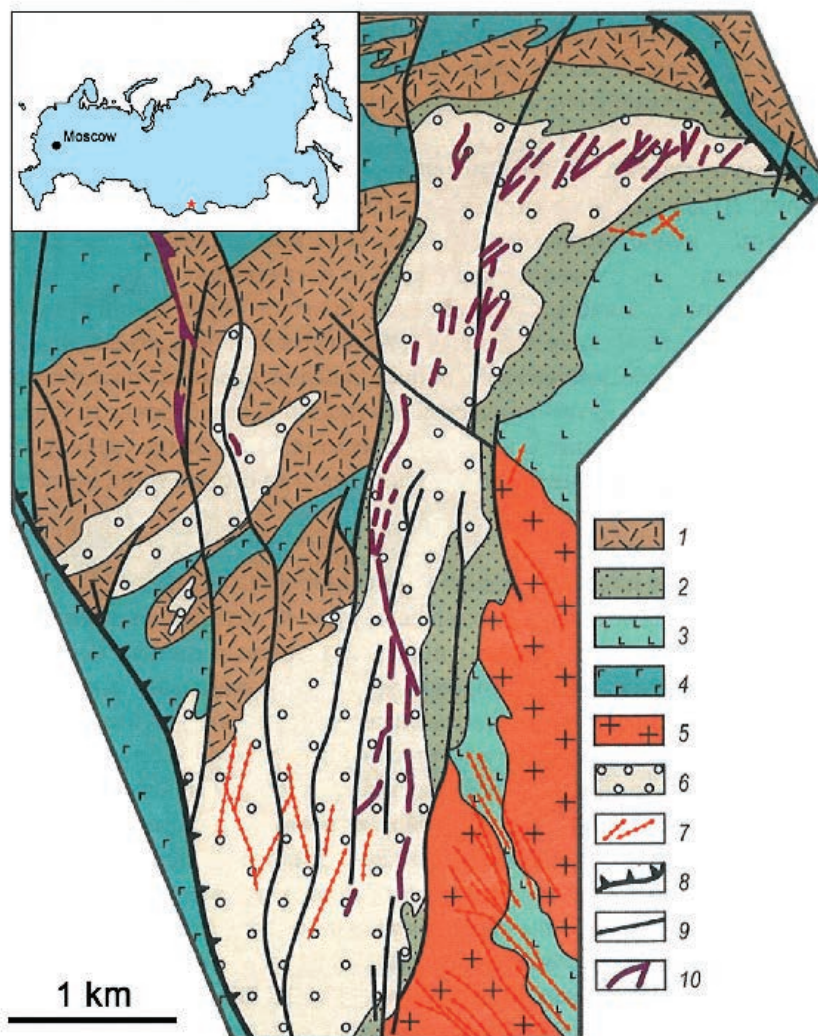
It was suggested that the NH₄⁺ cations for the formation of gajardoite-(NH₄) were sourced from organic matter of sedimentary rocks. This is supported by the analysis of water extracts from fluid inclusions in calcite that showed the presence of NH₄⁺ in ore-forming fluids (Lebedev et al., 2019).

MODE OF OCCURRENCE, PHYSICAL PROPERTIES AND OPTICAL DATA

Gajardoite-(NH₄) is supergene mineral and occurs in semi-oxidized ores. It forms crusts on various ore and gangue minerals. The primary ore minerals include major skutterudite and safflorite with subordinate chalcopyrite, löllingite, molybdenite, and tennantite-(Cu). The gangue minerals include major calcite and subordinate montmorillonite, muscovite,

Fig. 1. Geographic location (inset) and geological map of the Khovu-Aksy deposit, simplified after (Gusev, 2019).

1 – Lower Devonian sedimentary-volcanic rocks; 2 – Silurian and Cambrian sedimentary rocks; 3 – Lower Cambrian volcanic rocks; 4 – gabbrodiabases; 5 – Lower Cambrian miarolitic granophyric granites; 6 – calcareous skarns and metasomatites after skarns; 7 – mafic dikes; 8 – thrusts; 9 – major faults; 10 – ore bodies (carbonate-arsenide veins).



and quartz. Supergene minerals associated with gajardoite-(NH₄) include annabergite, arsenolite, erythrite, and pharmacolite.

Gajardoite-(NH₄) occurs as tiny lamellar coarse-hexagonal or irregular curved and divergent crystals up to 0.01 mm. The crystals are combined in groups, rosette-like clusters or spherulitic aggregates up to 0.2 mm across (Fig. 2). These aggregates form crusts lining the cavities in the matrix. Gajardoite-(NH₄) is intimately intergrown with annabergite, arsenolite, and pharmacolite (Fig. 3).

The new mineral is colorless, white in aggregates, transparent with a white streak and a vitreous lustre. It is brittle and has a laminated fracture and a perfect cleavage on {001}. No parting is observed. Gajardoite-(NH₄) does not fluoresce under an ultraviolet light. The Mohs hardness based on scratch tests is ~1½. The density of the mineral could not be measured because

of the tiny size of its individuals and their intimate intergrowths with other minerals. A density value calculated using the empirical formula and the unit-cell parameters refined from PXRD data is 2.583 g/cm³.

In transmitted plane-polarized light, gajardoite-(NH₄) is colorless non-pleochroic. Optically, it is uniaxial (–), ω = 1.745(10), ε = 1.558(5) (589 nm).

CHEMICAL DATA

The chemical composition of gajardoite-(NH₄) (five spots) was analyzed on a Cameca SX-100 electron microprobe (WDS mode, 15 kV accelerating voltage, 8 nA beam current, 8-μm beam size). The following standards and analytical lines were used: BN, NKα; Amelia albite, NaKα; orthoclase, KKα; fluorapatite, CaKα; lammerite, AsLα; PbCl₂, ClKα. Nitrogen was measured in an integration mode using a 2d = 60-Å



Fig. 2. White aggregates mainly composed of gajardoite-(NH₄) on the skutterudite-safflorite matrix.

Holotype sample. Field of view of 2×2 mm. Photo by Maria D. Milshina.

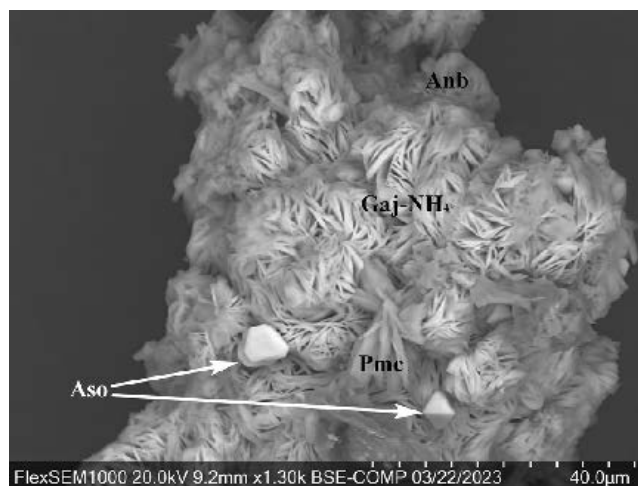


Fig. 3. Multiple rosettes of gajardoite-(NH₄) (Gaj-NH₄) intimately intergrown with pharmacolite (Pmc), annabergite (Anb), and arsenolite (Aso) crystals.

BSE image.

monochromator. The amount of H₂O was not determined directly due to the scarcity of pure material and was calculated by stoichiometry on the basis of As = 4 and O = 11 atoms per formula unit (*apfu*) by analogy with gajardoite (Kampf et al., 2016). The infrared (IR) and Raman spectra confirm the presence of NH₄-groups and H₂O and the absence of B–O and C–O bonds in the new mineral (see below). The electron microprobe analytical data are given in Table 1. The content of other elements with atomic numbers higher than that of carbon are below detection limits.

The empirical formula of gajardoite-(NH₄) calculated on the basis of 4 As and 11 O *apfu* is $[(\text{NH}_4)_{0.72}\text{K}_{0.13}\text{Na}_{0.08}]_{\Sigma 0.93}\text{Ca}_{0.55}\text{As}^{3+}_4\text{O}_6\text{Cl}_{2.03}(\text{H}_2\text{O})_5$. The ideal formula $(\text{NH}_4)\text{As}^{3+}_4\text{O}_6\text{Cl}_2[(\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5})(\text{H}_2\text{O})_5]$ requires (wt. %) (NH₄)₂O 4.38, CaO 4.71, As₂O₃ 66.53, Cl 11.92, H₂O 15.15, O=Cl –2.69, total 100 wt. %. This type of writing of the ideal formula was suggested by voting members of the CNMNC of the IMA and accepted as the final one.

The Gladstone-Dale compatibility index ($1 - K_p/K_c$) calculated for gajardoite-(NH₄) using its empirical formula and the unit-cell parameters determined from the powder XRD data is 0.011 rated as superior (Mandarino, 1981). Gajardoite-(NH₄) very slowly dissolves in water and diluted HCl and HNO₃ at room temperature.

INFRARED SPECTROSCOPY

No published IR absorption spectra of gajardoite are available in literature for the comparison with that of gajardoite-(NH₄), therefore, we collected the IR spectra of both minerals (Fig. 4). A sample of gajardoite from the Torrecillas Mine (Chile) was obtained from Maurizio Dini, one of the authors of gajardoite, as a part of the original material used for the description of the species. Its identity as gajardoite was additionally confirmed by PXRD (a Rigaku R-Axis Rapid II single-crystal diffractometer) and SEM-EDS (a Hitachi FlexSEM 1000 SEM equipped with an Xplore Contact 30 EDS detector) methods. Its empirical formula is $[\text{K}_{0.78}(\text{NH}_4)_{0.22}]\text{Ca}_{0.51}\text{As}_{4.00}\text{Cl}_{1.99}\text{O}_{6.01}(\text{H}_2\text{O})_5$.

The IR spectra of both minerals were acquired from powdered samples mixed with anhydrous KBr, pelletized, and analyzed using an ALPHA FTIR spectrometer (Bruker Optics) in the range of 360–3800 cm^{–1}, at a resolution of 4 cm^{–1}. A total of 16 scans was collected for each sample. The IR spectrum of an analogous pellet of pure KBr was used as a reference. The comparison of spectra shows many similarities between gajardoite and gajardoite-(NH₄), as well as between spectra of the related minerals cuatrocapaite-(K) $\text{K}_3(\text{NaMg}\square)(\text{As}_2\text{O}_3)_6\text{Cl}_6 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ and cuatrocapaite-(NH₄) $(\text{NH}_4)_3(\text{NaMg}\square)(\text{As}_2\text{O}_3)_6\text{Cl}_6 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ (Kampf et al., 2019). In particular, the bands in the range of 1600–1650 cm^{–1} correspond to locally nonequivalent H₂O molecules and a strong band at 595 cm^{–1} is due

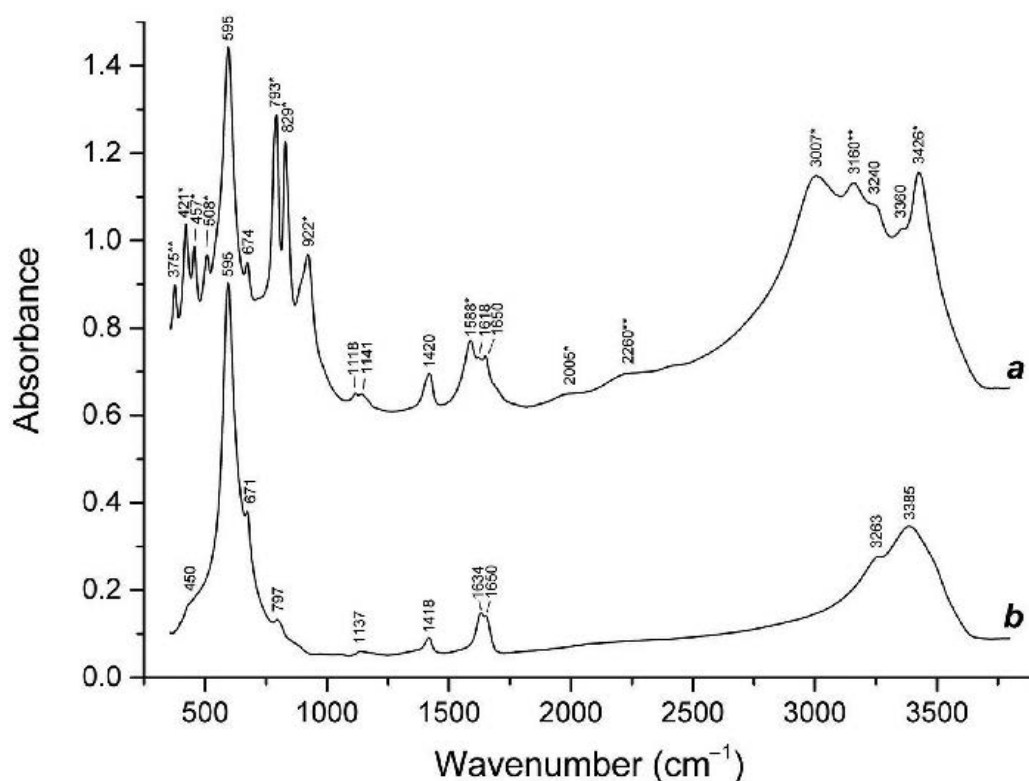


Fig. 4. IR spectra of (a) gajardoite-(NH₄) with admixture of annabergite (*) and pharmacolite (**) and (b) gajardoite from the type locality (Torrecillas Mine, Chile).

Table 1

Chemical composition (wt. %) of gajardoite-(NH₄)

Analysis no.	(NH ₄) ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	As ₂ O ₃	Cl	H ₂ O*	O=Cl	Total	Empirical formula
1	3.10	0.40	1.10	5.23	67.17	12.25	15.28	-2.77	101.76	[(NH ₄) _{0.70} K _{0.14} Na _{0.08}] _{0.92} Ca _{0.55} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.04} (H ₂ O) ₅
2	3.15	0.37	1.07	5.35	67.35	12.36	15.32	-2.79	102.18	[(NH ₄) _{0.71} K _{0.13} Na _{0.07}] _{0.91} Ca _{0.56} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.05} (H ₂ O) ₅
3	3.22	0.41	1.09	5.18	67.23	12.30	15.32	-2.78	101.97	[(NH ₄) _{0.73} K _{0.14} Na _{0.08}] _{0.95} Ca _{0.54} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.04} (H ₂ O) ₅
4	3.24	0.38	1.05	5.43	67.25	12.05	15.31	-2.72	101.99	[(NH ₄) _{0.73} K _{0.13} Na _{0.07}] _{0.93} Ca _{0.57} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.00} (H ₂ O) ₅
5	3.16	0.42	1.03	5.19	67.23	12.11	15.32	-2.74	101.72	[(NH ₄) _{0.71} K _{0.13} Na _{0.08}] _{0.92} Ca _{0.54} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.01} (H ₂ O) ₅
Mean	3.17	0.40	1.07	5.28	67.25	12.21	15.30	-2.76	101.92	[(NH ₄) _{0.72} K _{0.13} Na _{0.08}] _{0.92} Ca _{0.55} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl _{2.03} (H ₂ O) ₅
Standard deviation	0.06	0.02	0.03	0.11	0.07	0.13				

Note. * – By stoichiometry.

to As³⁺–O stretching vibrations. A band at 1418–1420 cm⁻¹ corresponds to bending vibrations of (NH₄)⁺ cation groups. This band is weak in the IR spectra of gajardoite and cuatrocapaite-(K) and is significantly stronger in the IR spectra of gajardoite-(NH₄) and cuatrocapaite-(NH₄). No splitting of the band of bending vibrations of (NH₄)⁺ in the IR spectra of these minerals is observed in contrast to, e.g., ammoniojarosite

(Basciano, Peterson, 2007) and tschermigite (Zhitova et al., 2019), where ammonium cation occurs in different local environments due to structure disordering (different orientations of (NH₄)⁺ and disordering of (SO₄)₂⁻, respectively). The IR bands of gajardoite-(NH₄) in the O–H stretching region (3200–3400 cm⁻¹) are overlapped with bands of H₂O molecules of the associated annabergite and pharmacolite.

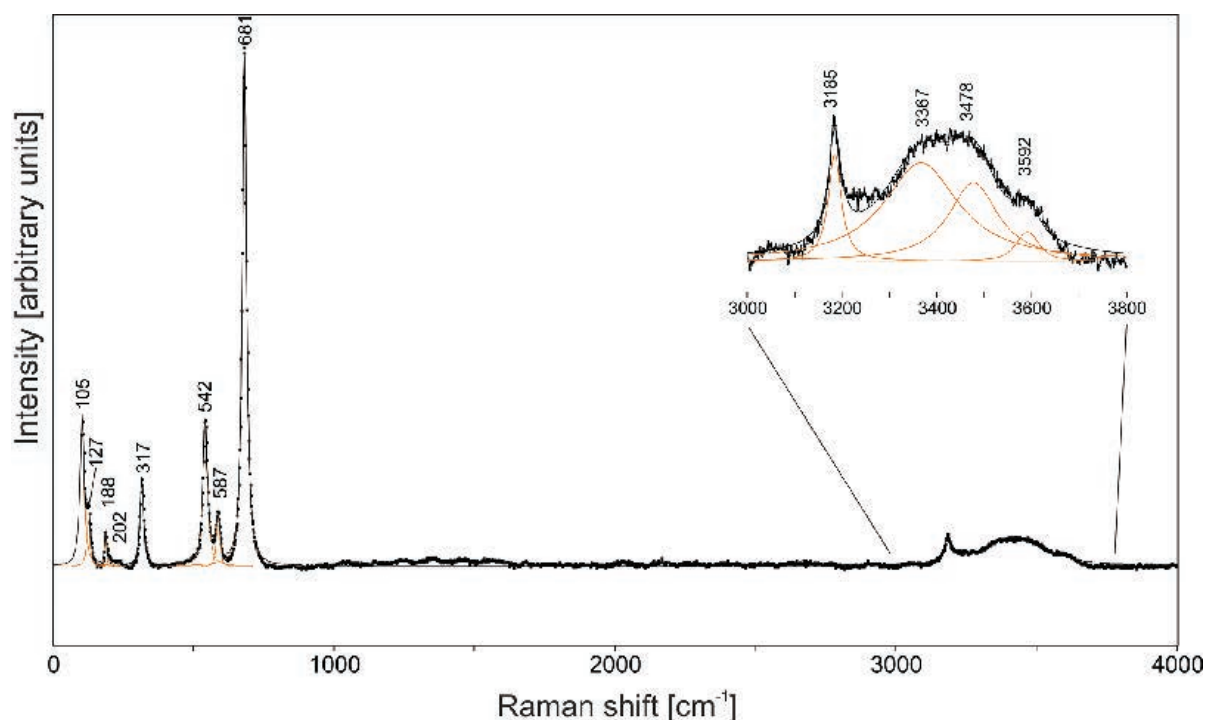


Fig. 5. Raman spectrum of gajardoite-(NH₄) in the 100–4000 cm⁻¹ region and inset (upper right corner) in the 3000–3800 cm⁻¹ region with better resolution.

The measured spectrum is shown by dots. The curve matching the dots is a result of spectral fitting as a sum of individual Voigt peaks shown below the curve.

RAMAN SPECTROSCOPY

A Raman spectrum of gajardoite-(NH₄) (Fig. 5) was registered on a Horiba Labram HR Evolution spectrometer. This dispersive edge-filter-based system is equipped with an Olympus BX 41 optical microscope, a diffraction grating with 600 groove/mm, and a Peltier-cooled Si-based charge-coupled device (CCD) detector. The Raman signal was excited by a 532-nm laser. A nominal laser beam energy of 50 mW was attenuated to 5 % using a neutral density filter to avoid the thermal damage of the analytical area. The Raman signal was collected in a range of 100–4000 cm⁻¹ with a 100× objective. The system was operated in a confocal mode, at a beam diameter of ~2.6 mm, an axial resolution of ~5 mm, a time acquisition of 120 s per spectral frame, and 10 accumulations. The wavenumbers were calibrated using the Rayleigh line and low-pressure Ne-lamp emissions. A wavenumber accuracy was ~0.5 cm⁻¹ and a spectral resolution was ~2 cm⁻¹. Band fitting was applied after appropriate background correction assuming combined Lorentzian-Gaussian band shapes using a Voigt function (*PeakFit*; Jandel Scientific Software).

The group of peaks of gajardoite-(NH₄) in the range of 540–700 cm⁻¹ corresponds to different As³⁺–O stretching modes (Bahfenne, 2011). Similar bands are observed in a Raman spectrum of gajardoite (Kampf et al., 2020). The specific features of the Raman spectrum of gajardoite-(NH₄) in contrast to gajardoite are the bands at 3185, 317 and 105 cm⁻¹. Taking into account that no similar bands are observed in the Raman spectrum of gajardoite or they are very weak, they can tentatively be assigned to stretching, librational and translational modes of NH₄⁺ cations, respectively. The overlapping Raman bands of gajardoite-(NH₄) in the range 3300–3600 cm⁻¹ correspond to stretching vibrations of locally non-equivalent H₂O molecules forming hydrogen bonds of different strengths.

X-RAY CRYSTALLOGRAPHY AND CRYSTAL STRUCTURE

Because the gajardoite-(NH₄) crystals are too thin and typically divergent and occur as intimate intergrowths with annabergite, arsenolite, and pharmacolite, it was impossible to perform single crystal XRD study. The PXRD data were thus collected using a Rigaku R-Axis Rapid II single-crystal

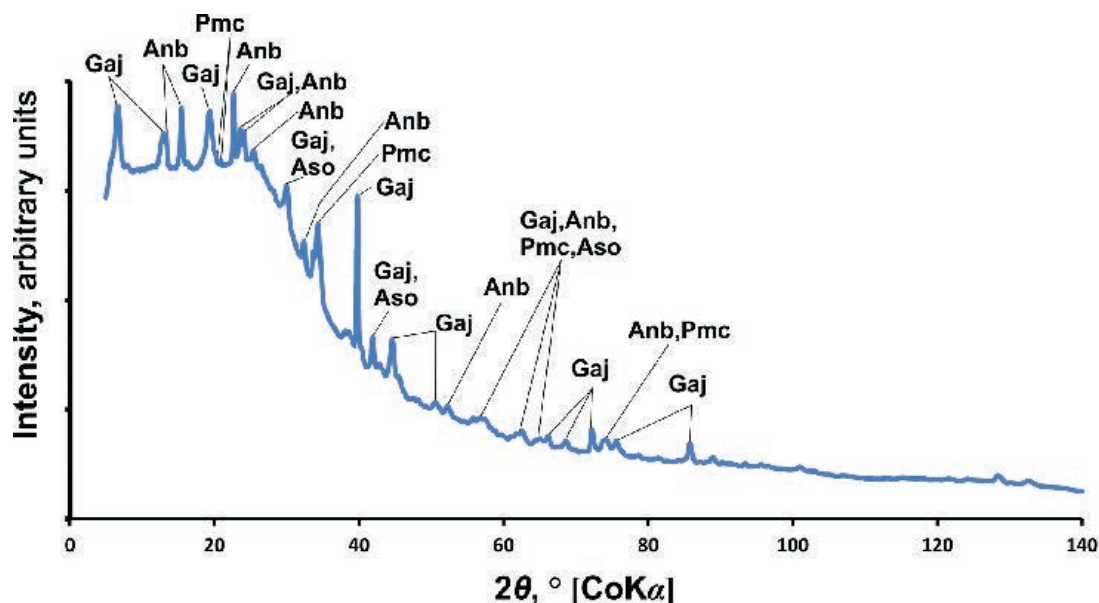


Fig. 6. Powder X-ray diffraction pattern of the gajardoite-(NH₄)-bearing sample.

Gaj – gajardoite-(NH₄); Anb – annabergite; Aso – arsenolite; Pmc – pharmacolite. The phase distribution is given only for the intense peaks for clarity.

diffractometer equipped with a cylindrical image plate detector (a radius of 127.4 mm) using Debye-Scherrer geometry, CoK α radiation (a rotating anode with VariMAX microfocus optics), an acceleration voltage of 40 kV, a current intensity of 15 mA, and an exposure time of 10 min (Fig. 6). The angular resolution of the detector was 0.045 2 θ (a pixel size of 0.1 mm). The data were integrated using the Osc2Tab software package (Britvin et al., 2017). The PXRD data of gajardoite-(NH₄) are in good agreement with those published for gajardoite (Kampf et al., 2016). Both are given in Table 2.

The unit-cell parameters of gajardoite-(NH₄) were calculated from the observed *d* spacing data using UnitCell software (Holland, Redfern, 1997). The new mineral is hexagonal, space group *P6/mmm*, *a* = 5.263(3), *c* = 16.078(5) Å, *V* = 385.8(5) Å³, and *Z* = 1. These parameters are in good agreement with those given for gajardoite: *a* = 5.2558(8) Å, *c* = 15.9666(18) Å, *V* = 381.96(13) Å³ (Kampf et al., 2016).

We suggest that gajardoite-(NH₄) is isotypical with gajardoite, KCa_{0.5}As³⁺₄O₆Cl₂ · 5H₂O (Kampf et al., 2016), with NH₄⁺ cations substituting K⁺ cations. The crystal structure of gajardoite contains seven non-equivalent atomic sites. Among them, the fully occupied sites of As, Cl and O atoms belong to As-centered trigonal pyramids, whereas another site of O atom belongs to H₂O molecule from a coordination sphere of Ca cations. The other three sites are partially

occupied by K and Ca cations and O atom of the isolated H₂O molecule. The presence of two locally non-equivalent sites occupied by H₂O molecules is confirmed by results of IR and Raman spectroscopic studies.

The crystal structure of gajardoite is based on two types of layers (Figure 7). The first type contains two electroneutral As₂O₃ layers, between which the K cations are arranged. The As₂O₃ layers are formed by vertex-shared AsO₃ pyramids through common O atoms. All O atoms of the layers are oriented toward each other and participate in the formation of K–O bonds to build hexagonal prisms as coordination polyhedra for K/NH₄⁺ atoms. The As atoms are arranged in the apical vertices of AsO₃ pyramids forming an outer surface of As–O–K–O–As layers, which are in addition decorated by Cl anions. The ideal formula for this layer is thus [KAs³⁺₄O₆Cl₂][–]. The second type of the layers includes a sheet formed by edge-sharing Ca(H₂O)₆ trigonal prisms in a kagome-like manner with isolated H₂O molecules arranged in the centers of hexagonal cavities within the sheet. The (NH₄)–K substitution is followed by an increase in the unit-cell parameters and the volume of gajardoite-(NH₄) comparing to gajardoite due to a higher ionic radius of N compared to that of K (Gagné, Hawthorne, 2015; García-Rodríguez et al., 2000): 5.263(3) vs. 5.2558(8) Å, 16.078(5) vs. 15.9666(18) Å, and 385.8(5) vs. 381.96(13) Å³ for gajardoite-(NH₄) and gajardoite (Kampf et al., 2016), respectively. Note

Table 2

Powder X-ray diffraction data of gajardoite-(NH₄) and gajardoite (Kampf et al., 2016)

Gajardoite-(NH ₄)			<i>hkl</i>	Gajardoite (Kampf et al., 2016)			
<i>d</i> _{obs} , Å	<i>I</i> _{obs} , %	<i>d</i> _{calc} , Å		<i>d</i> _{obs} , Å	<i>I</i> _{obs} , %	<i>d</i> _{calc} , Å	<i>I</i> _{calc} , %
16.08	34	16.078	0 0 1	16.00	100	15.9666	100
8.04	17	8.039	0 0 2	7.94	8	7.9833	7
5.36	34	5.3593	0 0 3	5.31	48	5.3222	29
4.565	41	4.5585	1 0 0	4.550	11	4.5517	5
4.386	19	4.3857	1 0 1	4.393	8	4.3773	5
4.025	8	4.0195	0 0 4	3.978	7	3.9917	4
			1 0 2			3.9541	1
3.466	23	3.4723	1 0 3	3.466	31	3.4592	21
3.020	42	3.0149	1 0 4	3.013	44	3.0011	23
			0 0 6			2.6611	2
2.637	100	2.6319	1 1 0	2.624	51	2.6279	22
2.598	9	2.5973	1 1 1			2.5930	5
2.498	7	2.5012	1 1 2	2.498	11	2.4961	5
2.360	25	2.3624	1 1 3	2.353	36	2.3563	19
2.298	2	2.3101	1 0 6			2.2973	4
			0 0 7	2.288	3	2.2809	1
			2 0 0			2.2758	1
2.191	2	2.1928	2 0 2			2.1886	1
2.096	5	2.0975	2 0 3	2.0929	6	2.0925	4
2.042	6	2.0367	1 1 5	2.0231	4	2.0291	2
			2 0 4			1.9771	1
1.868	5	1.8777	1 1 6	1.8647	21	1.8698	11
			2 0 5			1.8533	1
			1 0 8			1.8278	2
1.776	2	1.7865	0 0 9	1.7893	3	1.7741	1
1.727	5	1.7362	2 0 6			1.7296	5
			1 1 7	1.7267	14	1.7226	3
			2 1 0			1.7204	1
			2 1 1			1.7105	1
1.654	6	1.6633	1 0 9			1.6530	2
			2 1 3	1.6391	9	1.6370	5
1.587	5	1.5836	2 1 4	1.5820	6	1.5799	5
1.521	15	1.5195	3 0 0			1.5172	4
			3 0 1	1.5132	13	1.5104	1
			2 0 8			1.5005	2
1.496	9	1.4931	3 0 2			1.4905	1
			1 1 9			1.4704	5
1.459	7	1.4619	3 0 3	1.4605	17	1.4591	4
			2 1 6			1.4447	2
			2 0 9			1.3992	2
1.372	2	1.3738	3 0 5			1.3704	1
			1 1 10			1.3645	2
1.332	1	1.3398	0 0 12			1.3306	1
1.316	12	1.3218	3 0 6	1.3133	15	1.3180	3
			2 2 0			1.3140	4
			2 2 1			1.3095	1
			2 0 10			1.3071	1

Note. The strongest reflections are typed in bold.

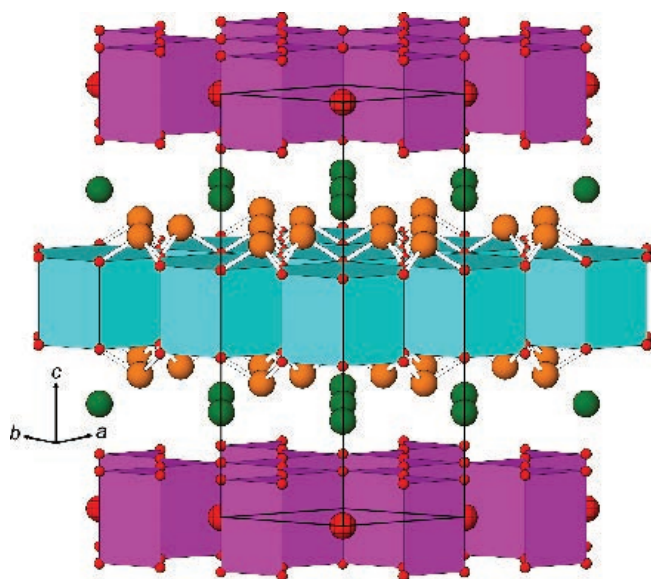


Fig. 7. Crystal structure of gajardoite/gajardoite-(NH₄).

Lilac – Ca polyhedra; cyan – K/(NH₄) polyhedra; orange – As atoms; red – O atoms; green – Cl atoms; red hatched sphere – isolated H₂O molecule.

that the (NH₄)⁺ ions with their tetrahedral geometry can ideally be fitted within a hexagonal prism (Fig. 7) to form a required H-bonding system.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Gajardoite-(NH₄) is a NH₄-analogue of gajardoite (Kampf et al., 2016). Both minerals possess similar physical and optical properties, unit-cell parameters, PXRD patterns, and IR and Raman spectra. Their detailed comparison is provided in Table 3. Their structures are related to those of cuatrocapaite-(NH₄), cuatrocapaite-(K) (Kampf et al., 2019), and lucabindiite (K,NH₄)As₄O₆(Cl,Br) (Garavelli et al., 2013). All these structures contain neutral As₂O₃ (arsenite) layers, between which the layers containing various combinations of cations, anions, and H₂O molecules are arranged. The arsenite layers in all these minerals are planar and have hexagonal symmetry.

Table 3

Comparative data for gajardoite-(NH₄) and gajardoite

Mineral	Gajardoite-(NH ₄)	Gajardoite
Ideal formula	(NH ₄)As ³⁺ ₄ O ₆ Cl ₂ [(Ca _{0.5} □ _{0.5})(H ₂ O) ₅]	KCa _{0.5} As ³⁺ ₄ O ₆ Cl ₂ · 5H ₂ O
Crystal system	Hexagonal	Hexagonal
Space group	<i>P6/mmm</i>	<i>P6/mmm</i>
<i>a</i> , Å	5.263(3)	5.2558(8)
<i>c</i> , Å	16.078(5)	15.9666(18)
<i>V</i> , Å ³	385.8(5)	381.96(13)
<i>Z</i>	1	1
Colour	Colorless; white in aggregates	Colorless
Streak	White	White
Lustre	Vitreous, transparent	Vitreous, transparent
Tenacity	Brittle	Brittle
Fracture	Laminated	Irregular
Density, g cm ⁻³		
Measured	–	2.64(2)
Calculated	2.583	2.676
Hardness	~1½	~1½
Optical sign	Uniaxial (–)	Uniaxial (–)
ω	1.745(10)	1.780(3)
ε	1.558(5)	1.570(5)
Pleochroism	Nonpleochroic	Nonpleochroic
Main bands in Raman spectra	3592w, 3478, 3367, 3185 , 681s, 587, 542s, 317s , 202w, 188, 127, 105s	3370, 3185w , 680s, 545s, 313w , 187, 125
Source	This paper	Kampf et al., 2016, 2020

Note. Main bands in Raman spectra: s – strong band, w – weak band; the characteristic bands of NH₄⁺ are typed in bold.

The main difference between gajardoite-(NH₄) and gajardoite lies in their chemistry: first is NH₄-dominant while second is K-dominant. It is interesting that the empirical formula of gajardoite was reported as (K_{0.77}Ca_{0.71}Na_{0.05}Mg_{0.05})_{Σ1.58}As₄O₁₁Cl_{1.96}H_{9.62} (Kampf et al., 2016), whereas our analyses of the original material from Chile showed the presence of some (NH₄)₂O content and a lower Ca content resulting in the formula [K_{0.78}(NH₄)_{0.22}]Ca_{0.51}As_{4.00}Cl_{1.99}O_{6.01}(H₂O)₅. We suggest that the low NH₄ content could probably be missed in the original description (Kampf et al., 2016), which was recently admitted (Kampf et al., 2020). The Raman spectrum of gajardoite indicates the presence of a low amount of NH₄, which is most likely partly, replaced K in the structure of the mineral (Kampf et al., 2020). We also believe that a real Ca content of the type material should be close to that detected by us and the ideal formula of gajardoite. Our assumption is confirmed by a significantly better Gladstone-Dale compatibility index calculated using our empirical formula and, at the same time, the unit-cell parameters and refractive indices from (Kampf et al., 2016): −0.029 (excellent) vs. −0.044 (good), respectively. In the absence of the single-crystal XRD data, the influence of Ca atoms on stability of the crystal structure of gajardoite is speculative. It is likely that the increase in the (NH₄)₂O content decreases the crystal quality of gajardoite-(NH₄), as well the amount of alkalies, if we consider a close Ca content of gajardoite and gajardoite-(NH₄). It is evident from the analysis of crystallographic sites occupied by Ca (2c) and Cl (2e), however, that the distance between the latter ions within the layer is significantly larger than between the Ca atoms (5.26 vs. 3.04 Å), which indirectly indicates that the incomplete occupancy of Ca sites allows the strong connection of As–O–K–O–As and Ca–H₂O layers.

REFERENCES

- Bahfenne S. (2011) *Single crystal Raman spectroscopy of selected arsenite, antimonite and hydroxyantimonate minerals (PhD dissertation)*. Queensland University of Technology, Brisbane.
- Basciano L.C., Peterson R.C. (2007) The crystal structure of ammoniojarosite, (NH₄)Fe₃(SO₄)₂(OH)₆ and the crystal chemistry of the ammoniojarosite–hydronium jarosite solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71 (4), 427–441. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.4.427>
- Bogomol A.A. (1970) Features of the geological structure and localization of mineralization of the Khovu-Aksy Co deposit. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, 6, 30–45. (in Russian).
- Borisenko A.S., Lebedev V.I. (1982) Physicochemical formation conditions of ores of the Khovu-Aksy Co deposit. In: *Gidrotermalnaya nizko-temperaturnaya mineralizatsiya i metasomatizm (Hydrothermal low-temperature mineralization and metasomatism)*. Novosibirsk, Nauka, 142–157. (in Russian).
- Borishanskaya S.S., Vinogradova R.A., Krutov G.A. (1981) *Minerals of Ni and Co: systematics, description, identification*. Moscow, MGU, 224 p. (in Russian)
- Britvin S.N., Dolivo-Dobrovolsky D.V., Krzhizhanovskaya M.G. (2017) Software for processing the X-ray powder diffraction data from a curved image plate detector of a Rigaku RAXIS Rapid II diffractometer. *Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 146, 104–107 (in Russian)
- Gagné O.C., Hawthorne F.C. (2015) Comprehensive derivation of bond-valence parameters for ion pairs involving oxygen. *Acta Crystallographica*, B71, 561–578. <https://doi.org/10.1107/S2052520615016297>
- Garavelli A., Mitolo D., Pinto D., Vurro F. (2013) Lucabindiite, (K,NH₄)As₄O₆(Cl,Br), a new fumarole mineral from the “La Fossa” crater at Vulcano, Aeolian Islands, Italy. *American Mineralogist*, 98, 470–477. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4194>
- García-Rodríguez L., Rute-Pérez A., Piñero J.R., González-Silgo, C. (2000) Bond-valence parameters for ammonium-anion interactions. *Acta Crystallographica*, B56, 565–569. <https://doi.org/10.1107/S0108768100002615>
- Gusev N.I. (2019) Peculiarities of magmatism of the Khovu-Aksy Ni-Co-As ore cluster (Tuva). In: *Geologicheskaya struktura i mineraly Tsentral'noy Sibiri (Geological Structure and Minerals of Central Siberia)*. Moscow, Rosgeologiya, 22–29. (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.1997.061.404.0>
- Kampf A.R., Nash B.P., Dini M., Molina Donoso A.A. (2016) Gajardoite, KCa_{0.5}As³⁺₄O₆Cl₂ · 5H₂O, a new mineral related to lucabindiite and torrecillasite from the Torrecillas mine, Iquique Province, Chile. *Mineralogical Magazine*, 80, 1265–1272. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.065>
- Kampf A.R., Chukanov N.V., Möhn G., Dini M., Molina Donoso A.A., Friis H. (2019) Cuatrocapaite-(NH₄) and cuatrocapaite-(K), two new minerals from the Torrecillas mine, Iquique Province, Chile, related to lucabindiite and gajardoite. *Mineralogical Magazine*, 83, 741–748. <https://doi.org/10.1180/mgm.2019.26>
- Kampf A., Nash B., Molina Donoso A. (2020) Mauriziodiniite, NH₄(As₂O₃)₂I, the ammonium and iodine analogue of lucabindiite from the Torrecillas mine, Iquique province, Chile. *Mineralogical Magazine*, 84, 267–273. <https://doi.org/10.1180/mgm.2019.75>

- Kasatkin A.V. (2021) New findings of rare minerals from Russia. Part II. *Mineralogical Almanac*, 26 (2), 20–58.
- Kasatkin A.V., Gurzhiy V.V., Chukanov N.V., Agakhanov A.A., Škoda R., Belakovskiy D.I. (2024) Gajardoite-(NH₄), IMA 2023-070. CNMNC Newsletter 76. *Mineralogical Magazine*, 88, <https://doi.org/10.1180/mgm.2023.89>.
- Krutov G.A. (1978) Khovu-Aksy deposit. In: *Rudnye mestorozhdeniya SSSR (Ore Deposits of the USSR)*. Moscow, Nedra, 2, 84–94 (in Russian)
- Lebedev V.I. (1998) *Ore-magmatic systems of the reference arsenide-cobalt deposits*. Novosibirsk, SO RAN, 136 p. (in Russian)
- Lebedev V.I. (2021) The Khovu-Aksy cobalt-arsenide deposit, Republic of Tuva, Russia: new perspectives on the problems of production and renewal of processing. *Geology of Ore Deposits*, 63, 212–238. <https://doi.org/10.1134/S1075701521030053>
- Lebedev V.I., Borisenko A.S. (1984) Stages of the formation and mineral zoning of arsenide veins of the Khovu-Aksy deposit. In: *Geneticheskaya mineralogiya i geokhimiya rudnykh mestorozhdeniy Sibiri (Genetic Mineralogy and Geochemistry of Ore Deposits of Siberia)*. Novosibirsk, Nauka, 149–164 (in Russian).
- Lebedev V.I., Borovikov A.A., Gushchina L.V., Schabalin S.I. (2019) Physicochemical modeling of hydrothermal mineralization processes at Ni-Co-As (± U-Ag), Co-S-As (± Au-W), and Cu-Co-As (± Sb-Ag) deposits. *Geology of Ore Deposits*, 61, 225–255. <https://doi.org/10.1134/S107570151903005X>
- Mandarino J.A. (1981) The Gladstone-Dale relationship. IV. The compatibility concept and its application. *Canadian Mineralogist*, 41, 989–1002.
- Nefedov E.I. (1953) Report on new minerals discovered by him. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 82, 311–317 (in Russian).
- Rudashevskiy N.S., Mintenkov G.A., Karpenkov A.M., Shishkin N.N. (1977) Ag-bearing pentlandite Ag(Fe,Ni)₈S₈ – an independent mineral species argentopentlandite. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 106, 688–691 (in Russian)
- Shishkin N.N., Mikhailova V.A. (1969) New data on the mineralization of the Khovu-Aksy nickel-cobalt deposit. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 98, 609–612 (in Russian)
- Yakhontova L.K. (1956) A new mineral – smolyaninovite. *Doklady Akademii Nauk SSSR (Doklady Academy of Sciences of the USSR)*, 109, 849–850 (in Russian)
- Yakhontova L.K., Plusnina I.I. (1981) The new mineral lazarenkoite. *Mineralogicheskii Zhurnal (Mineralogical Journal)*, 3, 92–96, (in Russian with English abstract)
- Yakhontova L.K., Stolyarova T.I. (1970) New information on vladimirite. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 99, 362–364, (in Russian)
- Zhitova E.S., Sergeeva A.V., Nuzhdaev A.A., Krzhizhanovskaya M.G., Chubarov V.M. (2019) Tschermigite from thermal fields of Southern Kamchatka: high-temperature transformation and peculiarities of IR-spectrum. *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 148(1), 100–116, (in Russian) <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1481.08>

Information about the authors

- Anatoly V. Kasatkin – Leading Researcher, Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, anatoly.kasatkin@gmail.com
- Vladislav V. Gurzhiy – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Associate Professor, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, vladgeo17@mail.ru.
- Nikita V. Chukanov – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Key Researcher, Federal Research Center of Problems of Chemical Physics and Medicinal Chemistry, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, nikchukanov@yandex.ru.
- Atali A. Agakhanov – Candidate of Geological–Mineralogical Sciences, Deputy Director, Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, atali99@mail.ru.
- Radek Škoda – Doctor of Sciences, Associate Professor, Electron Microscopy and Microanalysis Laboratory Manager, Masaryk University, rskoda@sci.muni.cz.
- Dmitry I. Belakovskiy – Senior Scientist, Head of Department of Scientific Inventory and Fund Collection, Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, dmzvr@mail.ru.



УДК 548.4: 549.5

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-2

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОЛИВИНА В ДУНИТАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

В.А. Симонов, А.В. Котляров, В.В. Шарыгин, Ю.Р. Васильев

*Институт геологии и минералогии СО РАН, пр. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск,
630090 Россия; kotlyarov@igm.nsc.ru*

Статья поступила в редакцию 04.12.2023 г., после доработки 30.01.2024 г., принята к печати 01.02.2024 г.

Аннотация. Условия кристаллизации оливина в дунитах Гулинского массива (Сибирская платформа) установлены с помощью петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов. Образование оливина и хромшпинелидов из пикрит-меймечитовых ультраосновных магм сменялось фракционированием клинопироксенов из базальтовых систем с формированием остаточных высокощелочных расплавов. Расчеты на основе данных по составам включений и минералов с помощью программ PETROLOG и COMAGMAT, а также с использованием оливин-шпинелевого геотермометра показали, что магматическая система, сформировавшая дуниты Гулинского массива, развивалась по мере кристаллизации оливина в широком диапазоне температур (1520–1250 °C) в магматической камере на глубине около 17 км.

Ключевые слова: оливин, условия кристаллизации, расплавные включения, дуниты Гулинского массива, Сибирская платформа.

Финансирование. Работа выполнена по государственным заданиям Института геологии и минералогии СО РАН (№ 122041400057-2 и № 122041400312-2).

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

Вклад авторов. В.А. Симонов, Ю.Р. Васильев – разработка концепции, исследование; В.В. Шарыгин – аналитические/экспериментальные работы; В.А. Симонов, А.В. Котляров, В.В. Шарыгин – написание черновика рукописи; В.А. Симонов, А.В. Котляров – визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Симонов В.А., Котляров А.В., Шарыгин В.В., Васильев Ю.Р. Условия кристаллизации оливина в дунитах Гулинского массива (Сибирская платформа). Минералогия, 10(1), 16–31. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-2.

CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF OLIVINE IN DUNITES THE GULI MASSIF, SIBERIAN PLATFORM

V.A. Simonov, A.V. Kotlyarov, V.V. Sharygin, Yu.R. Vasiliev

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, pr. Akademika Koptugyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia; kotlyarov@igm.nsc.ru

Received 04.12.2023, revised 30.01.2024, accepted 01.02.2024

Abstract. Crystallization conditions of olivine in dunites of the Guli massif (Siberian Platform) are established using petrological, geochemical, mineralogical and thermobarogeochemical methods. The formation of olivine and chromite from picrite-meimechite ultramafic magmas was followed by the fractionation of clinopyroxenes from basaltic systems with the formation of residual high-alkaline melts. The calculations in PETROLOG and COMAGMAT programs based on the compositions of inclusions and minerals, as well as using olivine-spinel geothermometer, showed that a magmatic system, which was responsible for the formation of dunites of the Guli massif, evolved during the crystallization of olivine in a wide temperature range of 1520–1250 °C in a magma chamber at a depth of about 17 km.

Keywords: olivine, crystallization conditions, melt inclusions, dunite, Guli massif, Siberian Platform.

Funding. This work was supported by state contracts of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, projects nos. 122041400057-2 and 122041400312-2.

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

Author contribution. V.A. Simonov, Yu.R. Vasiliev – conceptualization, investigation; V.V. Sharygin – analytical/experimental works; V.A. Simonov, A.V. Kotlyarov, V.V. Sharygin – writing – original draft; V.A. Simonov, A.V. Kotlyarov – visualization, writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Sharygin V.V., Vasiliev Yu.R. Crystallization conditions of olivine in dunites the Guli massif, Siberian platform. *Mineralogy*, 10 (1), 16–31. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-2.

ВВЕДЕНИЕ

Гулинский массив (Маймеча-Котуйская провинция на севере Сибирской платформы) привлекает к себе внимание исследователей своими масштабами, ассоциацией с меймечитами (являющимися продуктами кристаллизации глубинных мантийных ультраосновных магм), а также повышенными содержаниями платиноидов. В то же время, несмотря на значительный объем информации о массиве, отсутствует единая точка зрения на его генезис. При этом важное значение имеют вопросы происхождения дунитов, слагающих основной объем Гулинского массива. Существуют две основные модели их формирования. Одни исследователи считают, что дуниты образовались в результате магматических процессов (Васильев, Золотухин, 1975; Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2015, 2016, 2017, 2022; Исакова и др., 2022; Sharygin et al., 2019), другие связывают их формирование с процессами твердопластического перемещения мантийного вещества и образованием дунитового рестита (Малич, 1991; Малич и др., 1992; Гончаренко и др., 1996; Малич, Лопатин, 1997; Баданина и др., 2013; Thalhammer et al., 2006; Pink, 2008).

В последнее время исследования расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах позволили получить дополнительные свидетельства о магматогенном происхождении дунитов Гулинского массива (Симонов и др., 2016, 2017; Sharygin et al., 2019). При этом, учитывая то, что основной объем дунитов сложен оливином, оставались вопросы об участии магматических систем при его кристаллизации. В результате исследования ультрабазитов, в хромшпинелидах которых ранее были изучены расплавные включения (Симонов и др., 2016, 2017), в оливине из дунитов Гулинского массива обнаружены и изучены расплавные включения (Sharygin et al., 2019; Исакова и др., 2022; Симонов и др., 2022).

В настоящей статье на основе результатов изучения расплавных включений в оливине с использованием компьютерных программ, а также с учетом информации о химическом составе дунитов и слагающих их минералов представлены новые данные об условиях формирования дунитов Гулинского массива и *PT*-параметрах кристаллизации оливина. Основной задачей наших работ стал поиск перспективных расплавных включений в минералах дунитов и их исследование термобарогеохимическими методами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования образцов ультраосновных пород Гулинского массива проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН и в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Исследованы дуниты, собранные Ю.Р. Васильевым на юго-западном и северо-восточном участках массива из внутренних частей дунитовых тел вне зон контакта с другими породами, включая меймечиты (рис. 1). Детально изучено 11 образцов, в трех из которых ранее были найдены расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах (Симонов и др., 2016). Расплавные включения присутствуют в дунитах независимо от местоположения этих пород в массиве. Они были изучены в хромшпинелидах из дунитов на юго-западе (где широко представлены меймечиты), а также северо-востоке (где меймечиты практически отсутствуют). В оливине расплавные включения наиболее детально изучены в образце № 426а.

Состав фаз во включениях в оливине определен на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оснащенный системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спектров 20 с. При

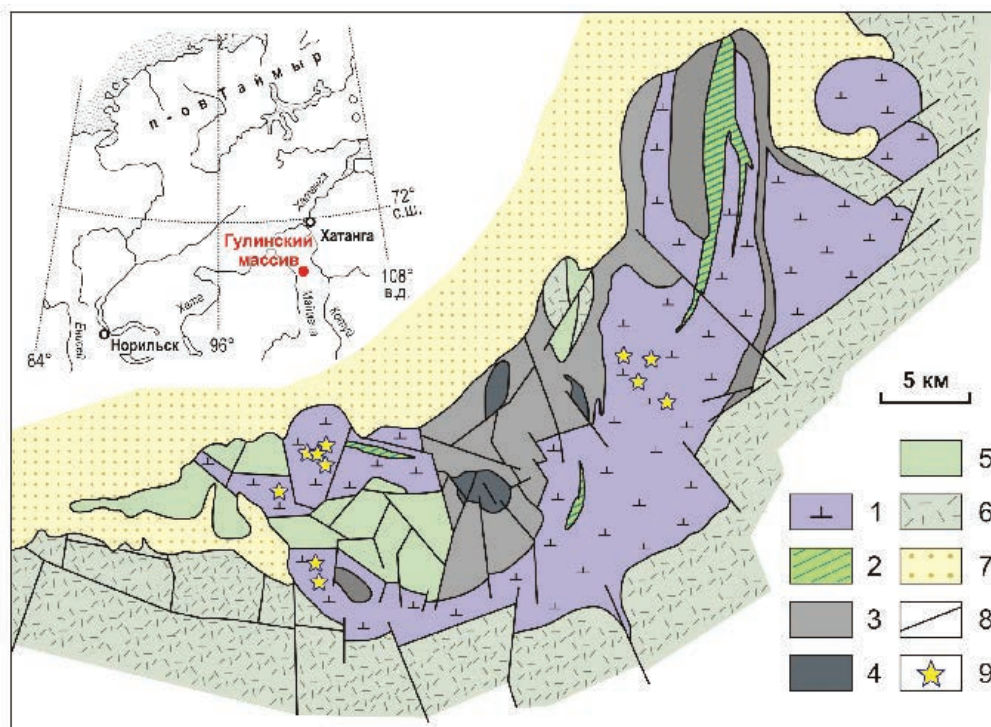


Рис. 1. Схема геологического строения Гулинского массива по (Егоров, 1991; Симонов и др., 2016).

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – щелочные породы; 4 – карбонатиты; 5 – меймечиты; 6 – пермо-триасовые вулканические породы; 7 – мезо-кайнозойские и четвертичные отложения Енисей-Хатангской впадины; 8 – тектонические нарушения; 9 – места отбора образцов исследованных дунитов.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Guli massif after (Egorov, 1991; Simonov et al., 2016).

1 – dunite; 2 – clinopyroxenite; 3 – alkaline rocks; 4 – carbonatite; 5 – meimechite; 6 – Permian-Triassic volcanic rocks; 7 – Meso-Cenozoic and Quaternary deposits of the Yenisei-Khatanga depression; 8 – faults; 9 – sampling places of studied dunites.

данных условиях анализа погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10\text{--}15$ мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %.

При определении состава расплавных включений в оливине учитывались особенности их внутреннего строения. В случае многофазных включений анализ отдельных кристаллов и стекол позволил рассчитать валовый состав по соотношениям площадей, занимаемых этими фазами. Для этого в программе ArcGis 10.3, которая обычно применяется как ГИС-система, работающая с географическими координатами, были рассчитаны суммарные площади, занимаемые микрозернами каждой из отмеченных фаз и вычислены соотношения этих площадей. Валовый состав включения определялся исходя из химического состава фаз и соотношения занимаемых ими площадей. В случае микрозернистой закалочной структуры проводился анализ по площади включения. Состав стекловатых включений установлен путем прямых анализов гомогенных стекол.

Состав оливина и хромшпинелидов проанализирован с помощью микрорентгеноспектрального анализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe. Пределы обнаружения элементов данным методом находятся в диапазоне от 78 г/т (TiO_2) до 358 (SiO_2) г/т. Предел обнаружения Al_2O_3 , компонента важного для расчетов PT -параметров оливина, составляет 138 г/т (0.014 мас. %).

Физико-химические условия формирования минералов из дунитов Гулинского массива определены с помощью расчетного моделирования данных по расплавным включениям в оливине (в сравнительном анализе с включениями в хромшпинелидах) в программах PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011) и COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004). Температуры образования минералов из дунитов оценены с помощью минералогического оливин-шпинелевого (Ol-Sp) геотермометра (Coogan et al., 2014), а также в программах PETROLOG и COMAGMAT.

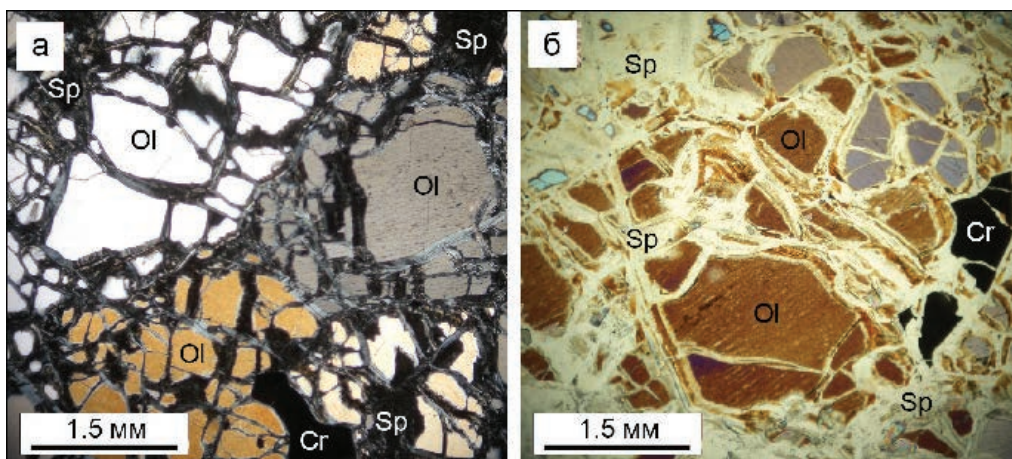


Рис. 2. Дуниты Гулинского массива.

Ol – оливин, Cr – хромшпинелид, Sp – серпентин. Проходящий свет с анализатором (а) и поляризатором (б).

Fig. 2. Dunites of the Guli massif.

Ol – olivine, Cr – chromite, Sp – serpentine. Transmitted light with analyzer (a) and polarizer (b).

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

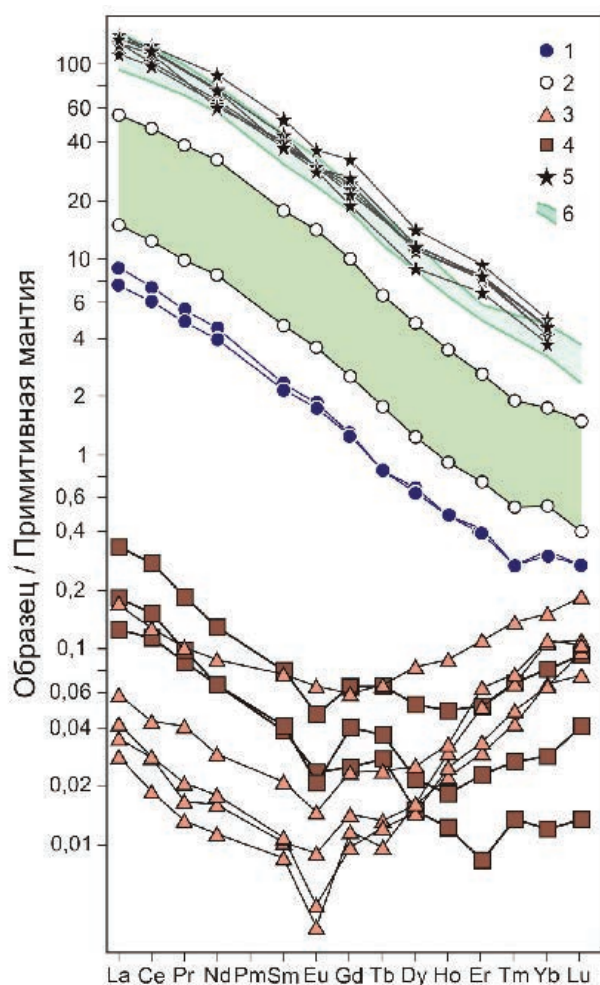
Гулинский массив сложен разнообразными породами от ультраосновного до щелочного состава с преобладанием дунитов (90–95 %), а также карбонатитами (рис. 1). Массив контактирует с пермо-триасовыми вулканическими комплексами Маймеча-Котуйской провинции, а также с меймечитами (Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1991; Васильев, Гора, 2012; Васильев и др., 2017; Vasiliev, Zolotukhin, 1995). Массив можно разделить на две части (юго-западную и северо-восточную), которые отделены друг от друга комплексом щелочных пород и карбонатитов (рис. 1). Для юго-запада характерна тесная пространственная ассоциация дунитов с многочисленными телами меймечитов. В северо-восточной части массива кроме дунитов значительную роль играют клинопироксениты и практически отсутствуют меймечиты.

В большинстве случаев, дуниты представлены полнокристаллическими относительно равномернозернистыми породами, состоящими из оливина, серпентина и хромшпинелида (рис. 2а). Часто дуниты сильно изменены и содержат существенное количество развивающегося по оливину серпентина (рис. 2б). В дунитах присутствуют порфировидные структуры с относительно крупными кристаллами оливина и располагающимися между ними мелкими зёрнами клинопироксена и рудных минералов, что свидетельствует о кумулятивных процессах формирования дунитов (Симонов и др.,

2016). Порфировидная структура дунитов отмечалась ранее другими исследователями (Васильев, Золотухин, 1975; Соболев и др., 2009).

Большое значение для выяснения особенностей генезиса ультрабазитов имеют редкоземельные элементы (РЗЭ). В связи с этим, был проведен сравнительный анализ РЗЭ состава дунитов Гулинского массива с таковым для реститовых ультрабазитов Чаган-Узунского массива (офиолиты Горного Алтая) (Симонов и др., 2021) и ультраосновных пород из офиолитов Восточного Саяна (Андиферова, 2006). Спектры РЗЭ в дунитах Гулинского массива обладают отрицательным наклоном с накоплением легких лантаноидов и совпадают по форме с таковыми меймечитов, резко отличаясь от реститовых ультрабазитов из офиолитов Горного Алтая и Восточного Саяна, содержащих минимальные количества элементов и имеющих U-образную форму (рис. 3).

Анализ состава оливина (табл. 1) Гулинского массива показал резкое отличие содержания MnO и CaO от истощенных этими элементами минералов из ультраосновных реститов Чаган-Узунского массива. На диаграммах MnO–Fo и CaO–Fo (рис. 4) состав оливина из изученных дунитов практически совпадает с данными по минералам из меймечитов. В то же время, в отличие от меймечитов (с широким диапазоном Fo от 83 до 92), оливин из дунитов Гулинского массива (также как и данные по дунитам других исследователей) обладает более устойчивыми значениями форстеритового компонента и заметными вариациями содержания CaO с образованием на диаграмме отдельных локальных полей (рис. 4).



РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ ИЗ ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Оливин из дунитов Гулинского массива содержит микровключения силикатов, сульфидов, хромитов или флюидных фаз размером 1–50 мкм. Детально исследованы включения размером 5–40 мкм, имеющие наибольшее сходство с типичными включениями расплавов. Часть изученных включений равномерно располагается в зерне оливина (рис. 5а, б), другие включения формируют полосы и прямолинейные зоны, обычно ориентированные параллельно граням минерала (рис. 5в). Местами включения трассируют залеченные трещины. Судя по этим признакам, включения частично являются первичными, а частично – мнимо-вторичными. Независимо от этих признаков, включения содержат микропорции расплавов, захваченные оливином во время формирования дунитов.

Форма включений в оливине – округлая (рис. 5г, д, е), часто с элементами негативной огранки. Обычно включения содержат силикатное стекло,

Рис. 3. Спектры РЗЭ в дунитах Гулинского массива, нормализованные к примитивной мантии (McDonough, 1992).

1 – дуниты; 2 – поле меймечитов; 3, 4 – реститовые ультрабазиты Чаган-Узунского массива (Горный Алтай, 3) и Восточного Саяна (4); 5, 6 – расплавные включения в хромшпинелиде (5) из дунитов в оливине из меймечитов (6) Гулинского массива. Значения элементов нормированы. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ (Анциферова, 2006; Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2021).

Fig. 3. REE patterns of dunite of the Guli massif normalized to primitive mantle (McDonough, 1992).

1 – dunite; 2 – meimechite field; 3, 4 – restite ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif (Gorny Altai, 3) and East Sayan (4); 5, 6 – melt inclusions in chromite from dunites (5) and olivine from meimechites (6) of the Guli massif. The figure is based on original data and information from (Antsiferova, 2006; Sobolev et al., 2009; Simonov et al., 2021).

флюидные фазы, силикаты (клинопироксен, флогопит, нефелин, реже лейцит, калиевый полевой шпат, амфибол), микрокристаллы хромита, ильменита, титанита, фторapatита, Ti-магнетита и капли сульфидов (пирротин + пентландит + халькопирит).

Особый интерес представляют включения, заполненные преимущественно кристаллами клинопироксена с интерстициальным стеклом (рис. 5г), свидетельствующие о присутствии пироксенообразующих расплавов на определенной стадии эволюции магматической системы, ответственной за формирование Гулинского ультраосновного массива.

Составы наиболее часто встречающихся во включениях фаз приведены в таблице 2. Поскольку размеры большинства фаз не превышают первые микрометры (рис. 5г, д, е), матрица оказывает влияние и, соответственно, составы фаз могут не полностью отвечать реальному содержанию химических компонентов в минералах.

По особенностям соотношения отдельных фаз можно выделить несколько типов включений: 1) с мелкозернистыми закалочными структура-

Таблица 1

Представительные анализы оливина из дунитов Гулинского массива (мас. %)

Table 1

Representative analyses of olivine from dunites of the Guli massif (wt.%)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	8-5 Ol	40.91	0.04	0.13	0.043	8.38	0.14	49.55	0.47	0.34	99.99	90.34
2	8-9 Ol	40.72	0.04	0.12	0.053	7.95	0.14	50.13	0.38	0.37	99.89	90.91
3	8-18 Ol	40.60	0.03	0.11	0.036	8.22	0.13	49.88	0.38	0.34	99.73	90.65
4	9-7 Ol	40.52	0.04	0.11	0.058	8.89	0.15	49.24	0.39	0.34	99.74	89.89
5	9-14 Ol	40.43	0.04	0.12	0.050	8.23	0.13	49.95	0.44	0.36	99.74	90.57
6	9-17 Ol	40.74	0.03	0.10	0.044	8.40	0.14	49.54	0.36	0.35	99.70	90.43
7	9-23 Ol	40.73	0.04	0.12	0.045	8.15	0.14	49.76	0.38	0.35	99.71	90.68
8	9-32 Ol	40.64	0.03	0.12	0.059	9.24	0.15	48.67	0.41	0.33	99.64	89.44
9	10-4 Ol	40.60	0.04	0.12	0.049	8.20	0.13	49.30	0.40	0.35	99.18	90.54
10	10-8 Ol	40.30	0.05	0.08	0.041	10.51	0.17	47.82	0.46	0.32	99.74	88.04
11	10-9 Ol	40.23	0.03	0.07	0.046	10.40	0.16	47.88	0.44	0.33	99.59	88.17
12	10-11 Ol	40.18	0.06	0.07	0.038	10.44	0.17	47.91	0.44	0.32	99.61	88.15
13	10-14 Ol	40.48	0.04	0.10	0.047	9.39	0.15	48.17	0.42	0.33	99.13	89.20
14	10-20 Ol	40.56	0.03	0.10	0.039	8.63	0.14	49.31	0.40	0.34	99.54	90.14
15	10-29 Ol	40.61	0.04	0.11	0.051	8.47	0.14	49.39	0.40	0.33	99.54	90.30
16	11-4 Ol	40.61	0.04	0.11	0.050	8.33	0.13	49.50	0.41	0.35	99.52	90.45
17	11-9 Ol	40.25	0.04	0.08	0.041	10.59	0.17	47.69	0.44	0.34	99.64	87.94
18	11-18 Ol	40.58	0.04	0.10	0.038	8.80	0.14	49.04	0.41	0.35	99.49	89.91
19	11-27 Ol	40.44	0.04	0.10	0.038	9.25	0.14	48.64	0.39	0.35	99.38	89.45
20	12-13 Ol	40.58	0.04	0.08	0.047	9.09	0.16	48.74	0.40	0.31	99.45	89.61
21	14-5 Ol	40.55	0.03	0.12	0.057	8.07	0.13	49.76	0.38	0.36	99.46	90.75
22	14-9 Ol	40.87	0.04	0.10	0.038	7.92	0.14	49.61	0.38	0.37	99.47	90.86
23	14-15 Ol	40.45	0.04	0.08	0.036	10.55	0.18	47.75	0.46	0.32	99.86	87.98
24	15-8 Ol	40.64	0.03	0.09	0.042	9.74	0.16	48.58	0.42	0.33	100.02	88.95
25	10-24 Ol	40.90	0.02	0.10	0.046	8.93	0.14	49.02	0.39	0.34	99.90	89.81

Примечание. Fo – содержание форстеритового компонента в оливине (мол. %).

Note. Fo – the amount of the forsterite end-member (mol. %).

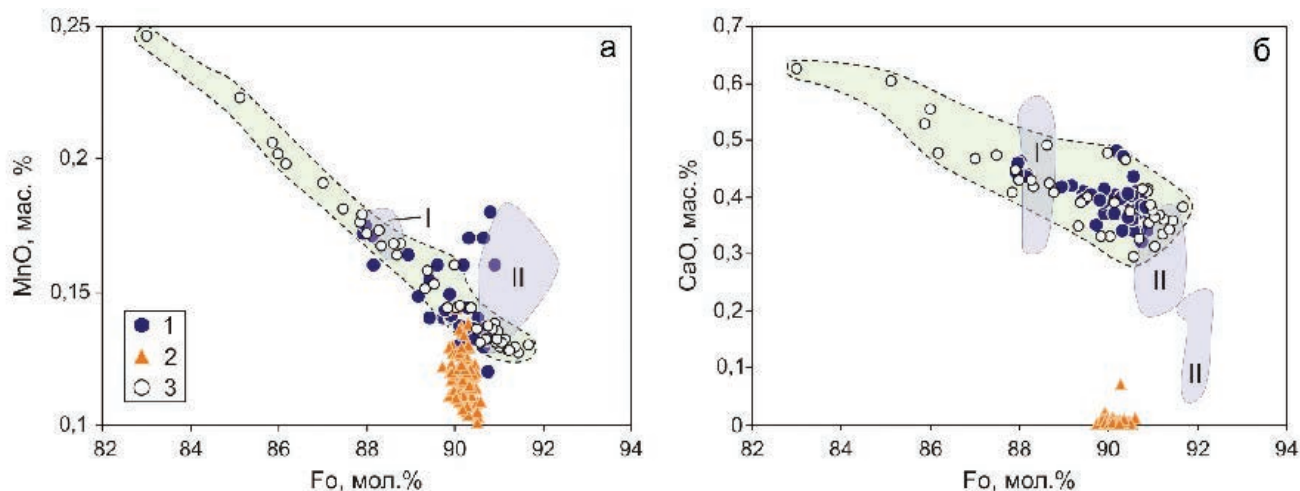


Рис. 4. Диаграммы MnO–Fo и CaO–Fo для оливина из дунитов Гулинского массива.

а – оливин из дунитов Гулинского (1), ультрабазитов Чаган-Узунского (2) массивов и меймечитов Гулинского массива (3). б – поля составов оливина из дунитов Гулинского массива по данным: I – (Соболев и др., 2009), II – (Pink, 2008). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ (Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2021; Pink, 2008).

Fig. 4. MnO–Fo and CaO–Fo diagrams for olivine from dunites of the Guli massif.

а – olivine from dunites of the Guli (1) and ultramafic rocks of the Chagan-Uzun (2) massifs and meimechites of the Guli massif (3). б – compositional fields of olivine from dunites of the Guli massif after: I – (Sobolev et al., 2009), II – (Pink, 2008). The figure is based on original data and information from (Sobolev et al., 2009; Simonov et al., 2021; Pink, 2008).

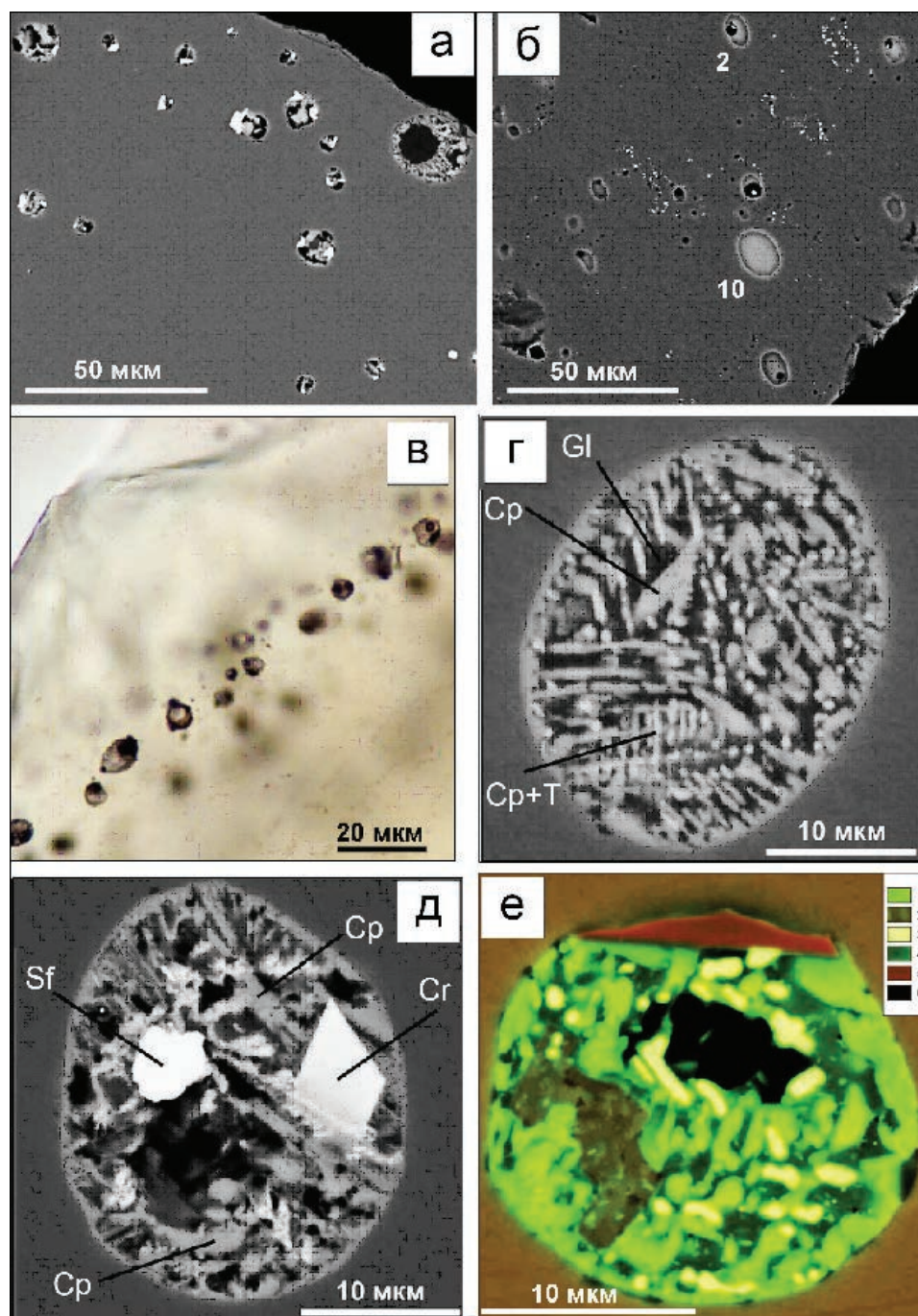


Рис. 5. Расплавные включения в оливине из дунитов Гулинского массива: а, б, в – распределение многофазных (а, в) и стекловатых (б) включений; г, д, е – внутреннее строение включений.

Ср – клинопироксен, Т – титанит, Гл – стекло, Сг – хромшпинелид, Sf – сульфид. 1–4 – распределение по площади включения использованных для расчета валового состава включения фаз: клинопироксен (1), флогопит (2), обогащенная титаном (16.25 мас. %) фаза (3), стекло (4); 5 – хромшпинелид; 6 – место флюидной фазы. Рис. а, б, г, д, е – изображения во обратно-рассеянных электронах; в – изображение в проходящем свете.

Fig. 5. Melt inclusions in olivine from dunites of the Guli massif: а, б, в – distribution of multiphase (а, в) and glassy (б) inclusions; г, д, е – internal structure of inclusions.

Cp – clinopyroxene, T – titanite, Gl – glass, Cr – chromite, Sf – sulfide. 1–4 – distribution of phases used for the calculation of bulk composition of the inclusion: clinopyroxene (1), phlogopite (2), Ti-rich (16.25 wt. %) phase (3), glass (4); 5 – chromite; 6 – place of the fluid phase. Figs. а, б, г, д, е – BSE images; в – transmitted light.

Таблица 2

Представительные анализы фаз в расплавных включениях в оливине из дунитов Гулинского массива (мас. %)

Table 2

Representative analyses of phases in olivine-hosted melt inclusions from dunites of the Guli massif (wt. %)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	Сумма
1	11_1_3	50.47	3.32	2.04	0.31	3.10	16.80	22.46	0.63	0.00	0.00	0.00	99.13
2	11_1_5	50.36	3.30	1.95	0.13	3.47	16.28	22.56	0.65	0.00	0.00	0.00	98.70
3	14_1_15	37.87	13.61	12.38	0.00	6.32	16.23	1.08	0.69	8.82	0.00	0.70	97.70
4	5_12_5	29.82	34.06	1.80	0.00	1.66	3.22	25.56	0.00	0.00	0.64	0.00	96.76
5	11_2_9-11	48.26	3.95	16.37	0.00	1.88	2.62	8.91	5.69	4.02	0.92	0.00	92.63
6	2_1	50.87	5.77	13.53	0.18	1.97	3.75	9.49	4.77	5.51	0.21	0.00	96.04
7	2_3_2	47.09	6.86	12.62	0.00	3.11	4.69	13.63	4.95	3.82	1.28	0.00	98.05
8	5_1_3	43.41	8.81	11.07	0.00	4.44	5.12	16.69	4.38	3.19	1.17	0.00	98.28
9	3-1_2-2	56.80	0.57	5.37	0.00	6.01	5.70	4.56	12.89	3.69	0.00	0.00	95.59
10	3-1_2-9	60.03	0.45	4.44	0.00	6.39	4.23	4.60	13.01	5.28	0.18	0.00	98.61
11	3-1_2-11	64.80	0.32	4.67	0.00	4.93	4.16	5.99	13.08	1.83	0.00	0.00	99.78
12	3-1_3-4	53.66	1.92	4.65	0.00	6.78	4.68	4.11	16.00	4.34	0.39	0.00	96.53
13	3-1_5-13	58.43	3.22	7.86	0.00	3.76	2.39	6.34	8.61	6.47	0.57	0.00	97.65
14	3-1_3	59.41	0.52	4.63	0.00	6.42	4.21	4.59	12.62	5.31	0.00	0.00	97.71

Примечание. 1, 2 – клинопироксен; 3 – флогопит; 4 – титанит; 5 – стекло; 6–8 – анализ по площади микрозернистых расплавных включений; 9–14 – стекловатые включения.

Note. 1, 2 – clinopyroxene; 3 – phlogopite; 4 – titanite; 5 – glass; 6–8 – analysis by the area of microgranular melt inclusions; 9–14 – glassy inclusions.

ми спинифекс (рис. 5г), практически аналогичными структурам, отмеченным ранее для включений в хромшпинелиде из дунитов Гулинского массива (Симонов и др., 2016, 2017); 2) с относительно равномерным заполнением мелкими кристаллическими фазами и стеклом (рис. 5д, е) и 3) стекловатые включения, состоящие полностью из стекла, либо содержащие флюидные пузырьки в стекле (рис. 5б). Округлые равновесные формы включений, а также присутствие закалочных структур спинифекс и полностью стекловатых включений свидетельствуют о захвате оливином гомогенного расплава.

Анализ состава различных фаз (табл. 2) позволил оценить состав расплавных включений в оливине (табл. 3). В зависимости от внутренней структуры включения валовый состав многофазных включений оценивался на основе состава отдельных фаз и соотношения этих фаз. В случае микрозернистой структуры включения проводился анализ по его площади. Составы полностью стекловатых включений установлены путем прямых анализов стекла. Достоверность данных о валовом составе многофазных включений должна быть подтверждена независимыми методами.

Одним из таких методов может служить коррекция состава расплавных включений в оливине в программе PETROLOG. В расчете задавались параметры, полученные при изучении дунитов Гулинского массива ранее (Васильев, Золотухин,

1975; Симонов и др., 2016, 2017), а также в ходе исследований расплавных включений. Содержание воды составляло 0.5 мас. % (согласно данным по включениям в хромшпинелиде). Состав оливина определялся путем анализа около каждого рассматриваемого включения и варьировал в диапазоне Fo = 87.22–90.77. Содержание FeO* во включениях (13.2 мас. %) отвечает среднему составу дунитов с изученными включениями. Использована плотностная модель из работы (Lange, Carmichael, 1987), буфер QFM. Учитывая расчетное моделирование условий формирования ультрабазитов Гулинского массива на основе данных по включениям в оливине с помощью программы COMAGMAT, коррекция проводилась по модели (Ariskin et al., 1993). Подобным способом пересчитаны все составы расплавных включений в оливине из дунитов Гулинского массива, полученные тремя отмеченными выше способами: по соотношению фаз, площадным сканированием и анализом гомогенных стекол. Установлено, что модель (Ariskin et al., 1993) хорошо работает (с попаданием полученных параметров в диапазоны реальных характеристик природных магм) для многофазных включений, а в случае стекловатых включений получаются аномальные результаты с температурами >2000 °C. В то же время, модель (Danyushevsky, 2001) для стекловатых включений показывает реалистичные температуры 1337–1435 °C. В целом, подавляющее большинство всех

Таблица 3

Состав расплавных включений в оливине из дунитов Гулинского массива (мас. %)

Table 3

Composition of melt inclusions in olivine from dunites of the Guli massif (wt. %)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	5_12	41.10	5.11	7.27	1.46	0.06	11.88	0.03	20.07	11.08	0.42	0.89	0.18	99.55
2	8_2	42.32	3.87	6.41	1.80	0.01	11.59	0.01	18.98	10.83	2.25	1.30	0.34	99.71
3	11_1	44.59	2.10	3.37	1.86	0.08	11.53	0.03	21.84	12.16	0.59	1.39	0.11	99.65
4	11_2	42.92	4.29	7.15	1.72	0.05	11.66	0.01	17.92	9.30	1.96	1.97	0.72	99.67
5	2_32	44.29	4.01	7.98	1.84	0.01	11.84	0.01	14.19	11.48	2.34	1.83	0.11	99.93
6	5_13	41.37	4.03	7.45	1.79	0.01	11.60	0.01	18.18	10.52	2.99	1.51	0.45	99.91
7	14_1	40.99	6.70	6.96	1.54	0.02	11.82	0.01	17.69	10.11	1.95	2.00	0.06	99.85
8	2_1	46.19	3.49	8.18	1.91	0.11	11.48	0.01	16.25	5.74	2.88	3.33	0.13	99.70
9	2_32_1	44.16	4.58	8.44	1.85	0.01	11.54	0.01	13.92	9.11	3.31	2.55	0.19	99.67
10	5_13_1	42.07	5.06	5.86	1.73	0.01	11.65	0.01	18.85	9.47	1.28	3.52	0.21	99.72
11	5_13_2	41.62	5.19	6.52	1.70	0.01	11.67	0.01	18.61	9.83	2.58	1.88	0.10	99.72
12	3_12_2	52.47	0.42	3.96	3.44	0.05	10.11	0.07	13.37	3.51	9.50	2.72	0.01	99.63
13	3_12_3	52.26	0.36	4.73	3.69	0.04	9.89	0.07	11.94	2.44	12.49	1.67	0.01	99.59
14	3_12_9	53.03	0.31	3.06	3.60	0.05	10.01	0.09	13.44	3.34	8.96	3.64	0.12	99.65
15	3_12_10	53.16	0.28	3.12	3.60	0.05	9.97	0.09	13.34	3.41	8.97	3.66	0.01	99.66
16	3_1_3	53.19	0.37	3.27	3.54	0.05	10.01	0.09	13.04	3.41	8.91	3.75	0.01	99.64
17	3_1_4	53.44	0.34	3.16	3.50	0.05	10.08	0.09	13.38	3.39	8.51	3.71	0.01	99.66
18	3_1_5	53.58	0.29	3.19	3.47	0.05	10.07	0.09	13.48	3.36	8.37	3.67	0.01	99.63
19	3_13_4	49.95	1.42	3.43	3.63	0.05	10.01	0.07	12.62	3.17	11.79	3.20	0.29	99.63
20	3-1 3_5	50.31	1.44	3.46	3.49	0.05	10.15	0.07	13.38	3.21	10.72	3.12	0.22	99.62
21		42.85	3.61	5.32	1.66	0.07	11.71	0.03	20.96	11.62	0.51	1.14	0.15	99.63

Примечание. 1–7 – валовый состав раскристаллизованных включений; 8–11 – анализ по площади микрозернистых расплавных включений; 12–20 – состав стекловатых включений; 21 – средний состав наиболее магнезиальных включений в оливине (анализы №№ 5_12 и 11_1), использованный при расчетах РТ-параметров расплавов по программе COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004). Все составы расплавных включений в оливине пересчитаны в программе PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011).

Note. 1–7 – bulk composition of multiphase inclusions; 8–11 – analysis by the area of fine-grained melt inclusions; 12–20 – composition of glassy inclusions; 21 – average composition of Mg-richest inclusions in olivine (analyses 5_12 and 11_1) used in calculations of PT- parameters of melts in the COMAGMAT program (Ariskin, Barmina, 2004). All compositions of melt inclusions in olivine are recalculated in the PETROLOG program (Danyushevsky, Plechov, 2011).

пересчитанных составов показывает температуры в диапазоне 1335–1435 °С, но получены и достаточно низкие значения – 1120–1040 °С.

При корректировке составов включений в оливине в программе PETROLOG для некоторых многофазных и стекловатых включений с помощью обеих моделей (Ariskin et al., 1993; Danyushevsky, 2001) получены аномальные результаты и, соответственно, эти включения далее не рассматриваются. При построении диаграмм и расчетном моделировании условий формирования ультрабазитов Гулинского массива использовались только скорректированные данные по составу включений в оливине (табл. 3).

Соотношение содержаний суммы щелочей и кремнезема практически во всех включениях в оливине свидетельствует об участии щелочных магм в формировании дунитов Гулинского массива. Обращает на себя внимание близость скорректированных

составов многофазных включений в оливине из дунитов к пересчитанным составам расплавных включений в оливине из меймечитов. Полностью стекловатые включения в оливине максимально насыщены щелочами и образуют группу, оторванную от основного объема расплавов, ответственных за кристаллизацию оливинов и хромшпинелидов из дунитов (рис. 6а).

На диаграмме MgO–SiO₂ отчетливо видна эволюция расплавов от пикритов до андезибазальтов, характеризующаяся падением содержаний MgO и ростом содержаний SiO₂. Состав раскристаллизованных включений в оливине из дунитов соответствует пикритам и располагается в поле пересчитанных составов расплавных включений в оливине из меймечитов. Тренд расплавных включений в оливине находится в поле включений в хромшпинелидах из дунитов (рис. 6б).

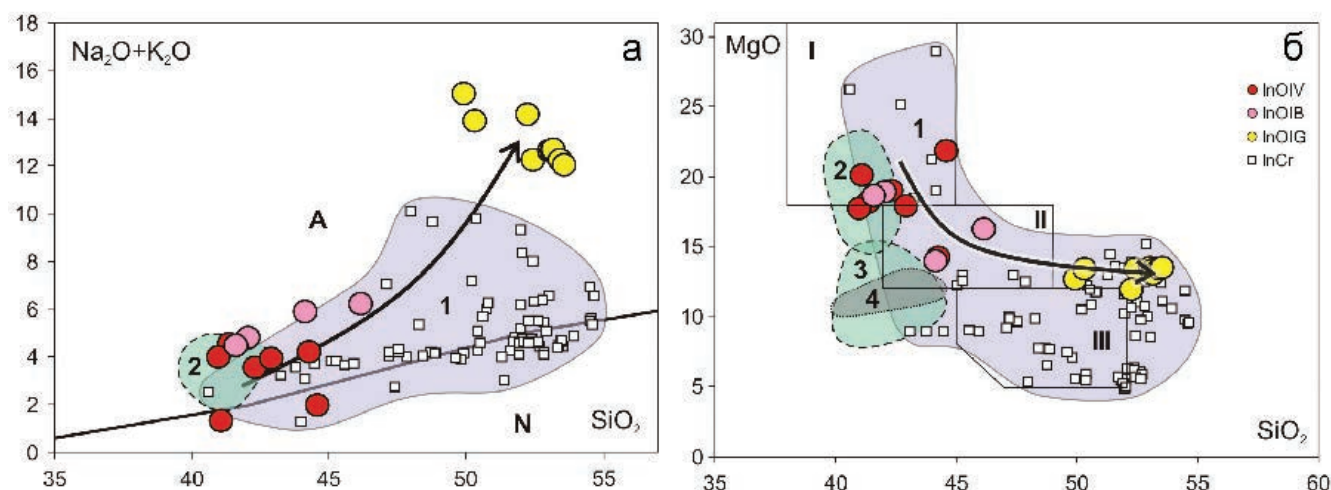


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (а) и MgO--SiO_2 (б) (мас. %) для расплавных включений в оливине из дунитов Гулинского массива.

Все составы расплавных включений в оливине пересчитаны по программе PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011) (табл. 3). Данные по включениям в оливине: InOIV – валовый состав; InOIB – анализ по площади; InOIG – состав гомогенных стекловатых включений; InCr – составы расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива. Поля составов на рис. а, б: 1 – расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива; 2 – захваченные расплавы в оливинах меймечитов – пересчитанные составы расплавных включений до равновесия с оливином-хозяином (Соболев и др., 2009); на рис. б: 3 – расплавные включения в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009); 4 – расплавные включения в оливинах из дунитов Гулинского массива (Исакова и др., 2022). Рис. а, б – построено по данным (Петрографический..., 2009): рис. а – щелочные (А) и нормальные (N) серии пород; рис. б – поля составов пород: I – пикриты, II – пикробазальты, III – базальты. Рисунок построен на основе данных (Симонов и др., 2015, 2016, 2017).

Fig. 6. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (a) and MgO--SiO_2 (б) (wt. %) for melt inclusions in olivine from dunites of the Guli massif.

All compositions of melt inclusions in olivine were recalculated using the PETROLOG program (Danyushevsky, Plechov, 2011) (Table 3). Data on the inclusions in olivine: InOIV – bulk composition; InOIB – analysis by the area; InOIG – composition of homogeneous glassy inclusions; InCr – compositions of melt inclusions in accessory chromite from dunites of the Guli massif. Composition fields in Figs. а, б: 1 – melt inclusions in chromite from dunites of the Guli massif; 2 – melts trapped by meimechite olivines – recalculated compositions of melt inclusions before the equilibrium with host olivine (Sobolev et al., 2009); in fig. б: 3 – melt inclusions in meimechite olivines (Sobolev et al., 2009); 4 – melt inclusions in olivine from dunites of the Guli massif (Isakova et al., 2022). Figs. а, б – composed after (Petrographic..., 2009): fig. а – alkaline (A) and normal (N) series of rocks; fig. б – composition fields of rocks: I – picrite, II – picrobasalt, III – basalt. The figure is based on data from (Simonov et al., 2015, 2016, 2017).

Общие закономерности эволюции состава расплавов, принимавших участие в кристаллизации оливинов из дунитов Гулинского массива, иллюстрируются вариационными диаграммами (рис. 7). По соотношению всех рассмотренных компонентов (рис. 6б, 7) составы многофазных включений в оливине из дунитов образуют отчетливую группу, перекрывающуюся с данными по захваченным расплавам в оливине меймечитов и располагающуюся среди наиболее примитивных (с минимумом содержаний SiO_2 и щелочей и максимумом содержаний MgO) включений в хромшпинелидах из дунитов. С этой группой по большинству элементов согласуются данные по включениям в оливине из дунитов

Гулинского массива (рис. 7) других исследователей (Исакова и др., 2022).

Дальнейшие пути эволюции расплавов, фиксируемые включениями в оливине и хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива по большинству компонентов близки, резко расходясь в случае CaO , содержание которого заметно падает в стеклах включений в оливине. Учитывая наличие включений, содержащих стекло и клинопироксен (рис. 5г), падение содержаний CaO в расплаве (стекле) имеет связь с фракционированием этого минерала.

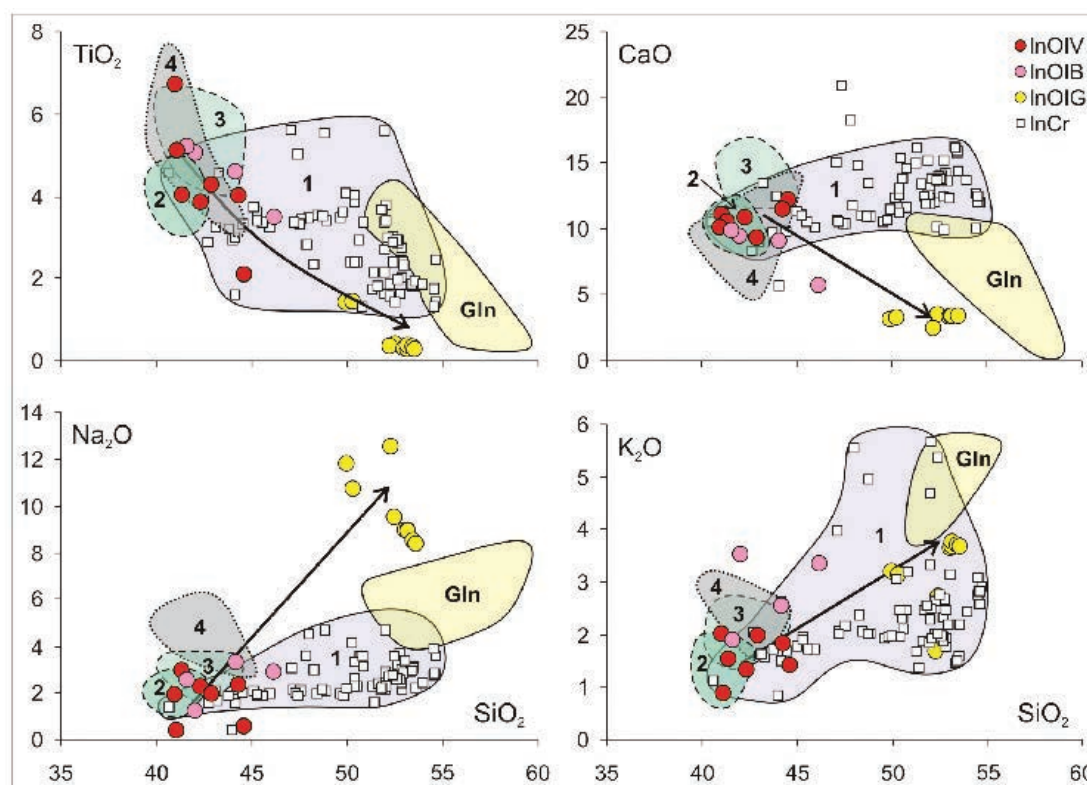


Рис. 7. Вариационные диаграммы (мас. %) для расплавных включений в оливине из дунитов Гулинского массива. Gln – состав стекол многофазных включений в оливине из дунитов Гулинского массива. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 7. Variation diagrams (wt. %) for melt inclusions in olivine from dunites of the Guli massif.

Gln – glass composition of multiphase inclusions in olivine from dunites of the Guli massif. For other symbols, see Fig. 6.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для решения проблемы генезиса ультрабазитов Гулинского массива необходим комплексный подход с использованием петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов, а также расчетного моделирования, который учитывает преобладание оливина в дунитах, поэтому особенности генезиса ультрабазитов определяются условиями кристаллизации этого минерала.

Петрографические данные, опубликованные ранее (Васильев, Золотухин, 1975; Соколов и др., 2009; Симонов и др., 2016), а также наши последние наблюдения, свидетельствуют о присутствии порфиризовидных структур в дунитах Гулинского массива, что является определенным доказательством кумулятивной кристаллизации оливина при формировании ультрабазитов. В то же время, ультраосновные породы массива содержат деформационные структуры (Гончаренко и др., 1996), свидетельствующие о твердопластических деформациях. Подобная ситуация была рассмотрена нами ранее.

В частности, на примере дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау показано, что нет оснований противопоставлять модели магматического и деформационного происхождения ультрабазитов, так как они отражают последовательную эволюцию процессов формирования ультраосновных пород. В ходе первого этапа минералы ультрабазитов кристаллизовались из пикритовых расплавов. В дальнейшем при снижении температуры происходила субсолидусная рекристаллизация уже сформировавшегося преимущественно твердого субстрата, который неизбежно подвергался внешнему воздействию, приводящему к пластическим деформациям и твердофазному течению ультрабазитов Кузнецкого Алатау (Симонов и др., 2020).

Геохимический анализ способен выявить особенности распределения редких элементов в ультрабазитах различного происхождения. В частности, ультраосновные рститы, являясь остатком после частичного плавления мантии и удаления подвижных расплавов, должны быть истощенными породами, что видно по минимальному содержанию

РЗЭ в реститовых ультрабазитах Горного Алтая и Восточного Саяна. Как дуниты, так и меймечиты Гулинского массива обогащены РЗЭ (рис. 3), что свидетельствует об их генетической связи, а также о магматогенном происхождении ультрабазитов. Оливин из дунитов Гулинского массива обогащен марганцем и кальцием по сравнению с оливином из реститовых ультрабазитов Чаган-Узунского массива в Горном Алтае (рис. 4). В оливине (Sharygin et al., 2019; Исакова и др., 2022; Симонов и др., 2022) и хромшпинелидах (Симонов и др., 2015, 2016, 2017) из дунитов Гулинского массива присутствуют расплавные включения, что является прямым доказательством их магматогенного происхождения.

Состав расплавных включений в оливине из дунитов свидетельствует о его кристаллизации из примитивных высокомагнезиальных пикритовых магм, практически совпадающих по составу с расплавами, захваченными оливинами из меймечитов. В ходе эволюции расплава в последовательности пикрит – пикробазальты происходила кристаллизация оливинов и хромшпинелидов. Хромшпинелиды формировались в базальтовой магме и появлялись обогащенные щелочами расплавы, участвовавшие в кристаллизации клинопироксенов. Процесс фракционирования клинопироксена с образованием остаточного расплава зафиксирован захваченными оливином многофазными включениями, содержащими кристаллы пироксена и остаточное стекло (рис. 5г).

По соотношению всех рассмотренных химических компонентов (рис. 6б, 7) составы многофазных включений в оливине из дунитов Гулинского массива образуют отчетливую группу, перекрывающуюся с составами захваченных расплавов в оливинах меймечитов. О сходстве расплавов, формировавших ультрабазиты массива, с меймечитовыми свидетельствует распределение РЗЭ во включениях в хромшпинелиде из дунитов, спектры которых перекрываются графиками включений в оливине из меймечитов (рис. 3). Таким образом, состав расплавных включений в оливине и хромшпинелиде свидетельствует об участии меймечитового расплава в формировании дунитов.

Расчетное моделирование физико-химических условий магматических систем, участвовавших в кристаллизации оливинов из дунитов, проведено на основе данных по составам расплавных включений и минералов. По мнению ряда исследователей, тесная связь массива с меймечитовым магматизмом, свидетельствует о том, что дуниты являются фактически кумулятами меймечитового расплава (Васильев, Золо-

тухин, 1975; Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2016). Это подтверждается сходством состава расплавных включений в оливине и хромшпинелиде из дунитов Гулинского массива и включений в оливине из меймечитов (рис. 3, 6б, 7).

Для выяснения условий формирования ультрабазитов Гулинского массива интерес представляют данные о происхождении и развитии меймечитовых магм. Первичный расплав для меймечитов образовался в результате плавления перидотитовой мантии на глубинах >200 км при температурах ~1640 °С. Родоначальный расплав для меймечитов (с содержанием MgO 24 мас. %) начал кристаллизоваться при температуре ~1570 °С (Соболев и др., 2009). Этот расплав, являясь источником оливиновых кумулятов в меймечитах, может служить исходной магмой и для кумулятивных дунитов Гулинского массива. Расчеты в программе PETROLOG показали, что температуры ликвидусной кристаллизации оливина из этого расплава в присутствии воды в зависимости от давления могли быть ~1600 °С (20 кбар), ~1570 °С (14 кбар) и ~1550 °С (10 кбар). Расчеты в программе PETROLOG на основе состава родоначального расплава меймечитов с использованием термобарометров (Ariskin et al., 1993; Danyushevsky, 2001) показали, что температуры кристаллизации оливина составляют 1520–1460 °С при давлении 5 кбар. Учитывая установленные ранее ликвидусные температуры кристаллизации оливина из дунитов Гулинского массива (1520–1420 °С, Симонов и др., 2017), для расчетов в программе COMAGMAT взяты значения давления 5 кбар, отвечающие магматической камере на глубине около 17 км.

Основой расчетного моделирования в программе COMAGMAT послужили составы расплавных включений в оливине из дунитов Гулинского массива. В качестве параметров исходного расплава использованы средние данные по включениям в оливине с максимальными содержаниями MgO (20.07 и 21.84 мас. %; № 21 в табл. 3). Рассматривалась равновесная изобарическая кристаллизация при 5 кбар (см. выше), буфер QFM. Содержание воды задавалось согласно скорректированным составам расплавных включений в оливине в программе PETROLOG – 0.39 мас. %. Учитывая, что Гулинский массив формировался в тесной ассоциации с эффузивным меймечитовым магматизмом, интрузивная камера, где кристаллизовались дуниты, вряд ли могла быть идеально изолированной, и, соответственно, необходимо рассмотреть деком-

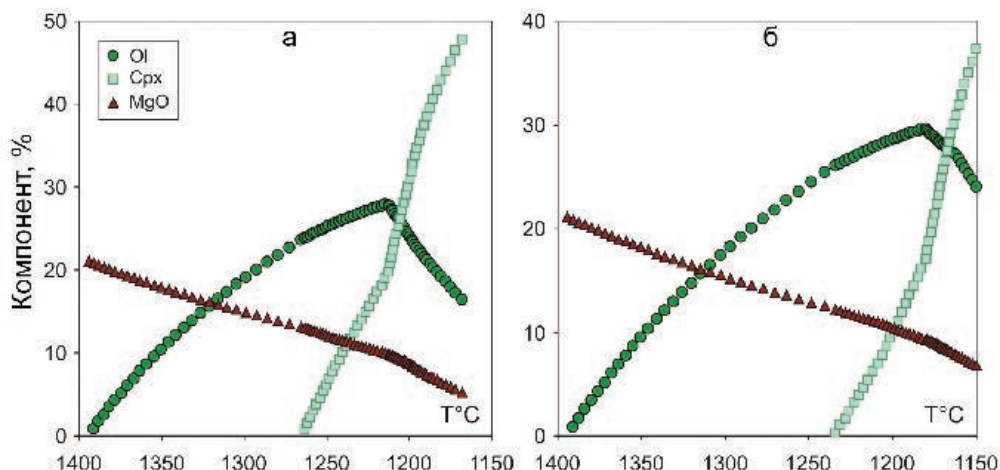


Рис. 8. Кристаллизация пикритового расплава, участвовавшего в образовании дунитов Гулинского массива: а – изобарическая; б – декомпрессионная.

По оси у показаны изменения содержания минералов (Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, %) и MgO (мас. %) в расплаве при снижении температуры.

Fig. 8. Crystallization of picritic melt involved in the formation of dunites of the Guli massif: а – isobaric; б – decompression.

Axis y shows the changes in the content of minerals (Ol – olivine, Cpx – clinopyroxene, %) and MgO (wt. %) in melt upon decreasing temperature.

прессионную модель, при расчетах которой были использованы те же исходные параметры, что и для изобарической кристаллизации (см. выше), но при уменьшении давления от 5 до 1 кбар.

В результате расчетов установлено, что кристаллизация оливина в изобарических условиях (5 кбар) происходила в интервале температур 1390–1265 °С. Начиная с температуры 1265 °С, образуется клинопироксен, кристаллизующийся совместно с оливином до 1210 °С. При дальнейшем снижении температуры до 1170 °С кристаллизуется только клинопироксен (рис. 8а). Расчеты декомпрессионной кристаллизации в камере показали формирование оливина в интервале температур 1390–1235 °С. Начиная с температуры 1235 °С, образуется клинопироксен, кристаллизующийся совместно с оливином до 1180 °С. При дальнейшем снижении температуры образуется только клинопироксен (рис. 8б). Таким образом, температуры кристаллизации минералов дунитов Гулинского массива практически не зависят от режима давления (при 5–1 кбар), показывая широкий интервал кристаллизации оливина: 1390–1250 °С.

Температуры кристаллизации оливина из дунитов Гулинского массива, рассчитанные при помощи Ol-Sr геотермометра (Coogan et al., 2014), составили 1515–1375 °С. Содержания Al_2O_3 в оливине (0.036–0.059 мас. %) в 2–3 раза превышают предел обнаружения (0.014 мас. %) использованного метода, что позволяет обоснованно применять данный геотермометр.

Таким образом, разными методами установлено несколько интервалов температур кристаллизации дунитов Гулинского массива. Наиболее высокие значения определены с помощью Ol-Sr геотермометра (1515–1375 °С) и программы PETROLOG (1520–1460 °С). Эти данные хорошо согласуются с установленными ранее ликвидусными температурами кристаллизации оливина из дунитов Гулинского массива – 1520–1420 °С (Симонов и др., 2017). Более низкие температуры получены при коррекции состава включений в оливине в программах PETROLOG (1435–1335 °С) и COMAGMAT (1390–1250 °С). Обобщение полученных расчетных данных дает температурный интервал кристаллизации оливина дунитов от 1520 °С до 1390–1250 °С.

ВЫВОДЫ

В результате петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований подтверждено, что дуниты Гулинского массива имеют кумулятивное магматогенное происхождение. Анализ расплавных включений свидетельствует о кристаллизации оливинов, составляющих основной объем этих ультрабазитов, из высокомагнезиальных пикрит-меймечитовых магм. Согласно данным по расплавным включениям и расчетному моделированию формирование дунитов Гулинского массива происходило в результате кристаллизации оливина и хромшпинелидов из щелочных ультраосновных магм, сменяемой по-

следующим фракционированием клинопироксенов из базальтовых систем с образованием остаточных высокощелочных расплавов. Расчетное моделирование показало, что магматические системы, сформировавшие дуниты Гулинского массива, развивались в ходе кристаллизации оливина в широком диапазоне температур 1520–1250 °С в магматической камере на глубине около 17 км.

ЛИТЕРАТУРА

- Анциферова Т.Н. (2006) Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян). Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 172 с.
- Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. (2013) Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия). *Труды ИГГ УрО РАН*, 160, 188–192.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П. (2012) Геология меймечитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. *Доклады Академии наук*, 445 (3), 299–302.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. (2017) Меймечит-фюидитовый вулканизм Полярной Сибири. Новосибирск, СО РАН, 80 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. (1975) Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 272 с.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Федорова Н.В., Киричек О.А., (1996) Оптическая ориентировка оливина в ультрамафитах Гулинского плутона. *Материалы научного семинара «Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации»*. Томск, ТГУ, 75–78.
- Егоров Л.С. (1991) Ийолит-карбонатитовый плутоизм. Л., Недра, 260 с.
- Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю. (2022) Генезис дунитов Гулинского плутона: данные изучения гомогенизированных расплавных включений в оливине. *Тезисы докладов XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии*. Новосибирск, НГУ, 37–38.
- Малич К.Н. (1991) О формационной принадлежности платиноносных ультрабазитов концентрических массивов Сибирской платформы. *Доклады РАН*, 318 (6), 1452–1457.
- Малич К.Н., Лопатин Г.Г. (1997) Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива. *Недра Таймыра*, 2, 86–103.
- Малич К.Н., Авдонцев С.Н., Лазаренков В.Г. (1992) Об образовании платиноносных ультраосновных мантийных диапиров Сибирской платформы. *Тезисы докладов к 8 Съезду Всероссийского минералогического общества «Современные проблемы минералогии и смежных наук»*. СПб, 153–154.
- Петрографический кодекс России (2009) Издание третье / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 200 с.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. (2015) Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция). *Доклады Академии наук*, 464 (3), 341–345. <https://doi.org/10.7868/S0869565215270201>
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. (2016) Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы). *Геология и геофизика*, 57 (12), 2153–2177. <https://doi.org/10.15372/GiG20161204>
- Симонов В.А., Куликова А.В., Котляров А.В., Колотилина Т.Б. (2021) Палеогеодинамика магматических и метаморфических процессов формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива (офиолиты Горного Алтая). *Геодинамика и тектонофизика*, 12 (4), 826–850. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0557>
- Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. (2017) Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы. *Тихоокеанская геология*, 36 (6), 56–79.
- Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В. (2020) Физико-химические параметры формирования ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау. *Геосферные исследования*, 3, 34–49. <https://doi.org/10.17223/25421379/16/3>
- Симонов В.А., Шарыгин В.В., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. (2022) Физико-химические условия петрогенезиса ультрабазитов Гулинского массива (Полярная Сибирь) – результаты исследования расплавных включений в оливине. *Материалы научной конференции «Петрология и рудоносность магматических формаций»*. Новосибирск, НГУ, 173–175.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. (2009) Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геология и геофизика*, 50 (12), 1293–1334.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, 42 (Suppl. 1), S1–S157.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A FORTRAN program to model magma differentiation processes. *Computer Geosciences*, 19, 1155–1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. *Chemical Geology*, 368, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>
- Danyushevsky L.V. (2001) The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal*

Resources, 110, 265–280. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00213-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00213-X)

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. (2011) Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (7), Q07021. <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>

Lange R.A., Carmichael I.S.E. (1987) Densities of Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ liquids: New measurements and derived partial molar properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2931–2946. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90368-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90368-1)

McDonough W.F. (1992) K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I)

Pink J.F. (2008) The genesis and development of the Guli dunite core complex of the Guli Massif, northern Siberia, Russia. A multi-disciplinary study. PhD Thesis. Austria, University of Leoben, 305 p.

Sharygin V.V., Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. (2019) Can dunites of the Guli massif be a cumulate of olivine-nephelinite magma? Melt inclusions study. *Proceedings of XXXVI International Conference "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits"*, Moscow, GEOKNI RAN, 36, 277–280.

Thalhammer O.A.R., MacKelson J.F., Loidl G.Ch. (2006) The Guli dunite complex, Taimyr Province, northern Siberia, Russia: a highly metasomatised asthenospheric mantle portion? *12 Quadrennial IAGOD Symposium "Understanding the Genesis of Ore Deposits to meet the Demands of 21st Century"*. Moscow, 386–389.

Vasiliev Yu.R., Zolotukhin V.V. (1995) The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia. *Episodes*, 18, 155–164. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1995/v18i4/002>

REFERENCES

Antsiferova T.N. (2006) *Petrological-mineralogical features of ultramafic rocks of the Ospinsky massif (East Sayan)* (Candidate dissertation). Ulan-Ude, GIN SO RAN, 172 p. (in Russian).

Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, 42 (Supp. 1), S1–S157.

Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A FORTRAN program to model magma differentiation processes. *Computer Geosciences*, 19, 1155–1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)

Badanina I.Yu., Malitch K.N., Murzin V.V., Hiller V.V., Glavatskikh S.P. (2013) Mineralogical-geochemical features of PGE mineralization of the Verkh-Neivinsk dunite-harzburgite massif (Central Urals, Russia). *Trudy Instituta geologii i geokhimii UrO RAN (Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS)*, 160, 188–192. (in Russian)

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. *Chemical Geology*, 368, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>

Danyushevsky L.V. (2001) The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, 110, 265–280. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00213-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00213-X)

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. (2011) Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (7), Q07021. <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>

Egorov L.S. (1991) *Ijolite-carbonatite plutonism*. Leningrad, Nedra, 260 p. (in Russian)

Goncharenko A.I., Chernyshov A.I., Fedorova N.V., Kirichek O.A. (1996). Optical orientation of olivine in ultramafic rocks of the Guli pluton. *Materialy nauchnogo seminara "Dinamometamorfizm i petrostrukturnaya evolyutsiya porod mafit-ul'tramafitovoy assotsiatsii" (Proceedings of Scientific Seminar "Dynamometamorphism and Petrostructural Evolution of Rocks of Mafic-Ultramafic Association")*. Tomsk, TGU, 75–78. (in Russian)

Isakova A.T., Panina L.I., Rokosova E.Yu. (2022). Genesis of dunites of the Guli pluton: data from the study of homogenized melt inclusions in olivine. *Tezisy dokladov XIX Vserossiyskoy konferentsii po termobarogeokhimii (XIX Russian Conference on Thermobarogeochemistry)*. Novosibirsk, NGU, 37–38. (in Russian)

Lange R.A., Carmichael I.S.E. (1987) Densities of Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ liquids: New measurements and derived partial molar properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2931–2946. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90368-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90368-1)

Malich K.N. (1991) Formation affiliation of PGE-bearing ultramafic rocks of concentrically zoned massifs of the Siberian Platform. *Doklady Akademii nauk (Doklady Academy of Sciences)*, 318 (6), 1452–1457. (in Russian)

Malich K.N., Lopatin G.G. (1997). Geology and affinity of ultramafic rocks of the Guli intrusion. *Nedra Taimyra (Taimyr Interiors)*, 2, 86–103. (in Russian)

Malich K.N., Avdontsev S.N., Lazarenkov V.G. (1992) Formation of Pt-bearing ultrabasic mantle diapirs of the Siberian Platform. *Tezisy dokladov k 8 s'ezdy RMO "Sovremennyye problemy mineralogii i sopredel'nykh nauk" (Proceedings of the 8th Congress of the Russian Mineralogical Society "Modern Problems of Mineralogy and Related Sciences")*. St. Petersburg, 153–154. (in Russian)

McDonough W.F. (1992) K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I)

Pink J.F. (2008) *The genesis and development of the Guli dunite core complex of the Guli Massif, northern*

Siberia, Russia. A multi-disciplinary study (PhD Thesis). Austria, University of Leoben, 305 p.

Petrographic Code of Russia (2009) Eds. O.A. Bogatikov, O.V. Petrov, and A.F. Morozov. St. Petersburg, VSEGEI, 200 p. (in Russian)

Sharygin V.V., Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. (2019) Can dunites of the Guli massif be a cumulate of olivine-nephelinite magma? Melt inclusions study. *Proceedings of XXXVI International Conference "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits"*. Moscow, GEOKHI RAN, 36, 277–280.

Simonov V.A., Chernyshov A.I., Kotlyarov A.V. (2020). Physical and chemical parameters of formation of ultramafic rocks from Kuznetsky Alatau ophiolites. *Geosfernyye issledovaniya (Geosphere Research)*, 3, 34–49. (in Russian) <https://doi.org/10.17223/25421379/16/3>

Simonov V.A., Kulikova A.V., Kotlyarov A.V., Kolotilina T.B. (2021). Paleogeodynamics of magmatic and metamorphic processes of formation of ultramafic rocks of Chagan-Uzun massif (ophiolites of Gorny Altai). *Geodynamics & Tectonophysics*, 12 (4), 826–850. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0557>

Simonov V.A., Prihod'ko V.S., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. (2017). Physicochemical Conditions of Crystallization of Rocks from Ultrabasic Massifs of the Siberian Platform. *Russian Journal of Pacific Geology*, 11 (6), 447–468. <https://doi.org/10.1134/S1819714017060057>

Simonov V.A., Sharygin V.V., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. (2022) Physicochemical conditions of petrogenesis of ultramafic rocks of the Guli massif (Polar Siberia) – results of melt inclusion study in olivine. *Materialy konferentsii "Petrologiya i rudonosnost magmaticheskikh formatsiy" (Proceedings of Conference "Petrology and Ore Potential of Igneous Complexes")*. Novosibirsk, NGU, 173–175. (in Russian)

Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S. (2015) Physicochemical parameters of crystallization of dunite from the Guli ultrabasic massif (Maimecha Kotui province). *Doklady Earth Sciences*, 464(1), 979–982. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15090214>

Simonov V.A., Vasil'ev Yu.R., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S. (2016) Petrogenesis of dunites of the Guli ultrabasic massif (northern Siberian Platform). *Russian Geology and Geophysics*, 57(12), 1696–1715. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.04.009>

Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuzmin D.V., Malitch K.N., Petrunin A.G. (2009) Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites. *Russian Geology and Geophysics* 50, 999–1033. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.002>

Thalhammer O.A.R., MacKelson J.F., Loidl G.Ch. (2006) The Guli dunite complex, Taimyr Province, northern Siberia, Russia: a highly metasomatised asthenospheric mantle portion? *12 Quadrennial IAGOD Symposium "Understanding the Genesis of Ore Deposits to meet the Demands of 21st Century"*. Moscow, 386–389.

Vasil'ev Yu.R., Gora M.P. (2012). Geology of meimechites in the Northern Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences*, 445(1), 802–805. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1207029X>

Vasil'ev Yu.R., Gora M.P., Kuz'min D.V. (2017) *Meymechitic and foiditic volcanism in the Polar Siberia*. Novosibirsk, SO RAN, 80 p. (in Russian)

Vasil'ev Yu.R., Zolotukhin V.V. (1975) *Petrology of ultramafic rocks of the Northern Siberian Platform and some problems of their genesis*. Novosibirsk, Nauka, 272 p. (in Russian)

Vasil'ev Yu.R., Zolotukhin V.V. (1995) The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia. *Episodes*, 18, 155–164. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1995/v18i4/002>

Информация об авторах

Симонов Владимир Александрович – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru.

Котляров Алексей Васильевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru.

Шарыгин Виктор Викторович – доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, sharygin@igm.nsc.ru.

Васильев Юрий Романович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru.

Information about the authors

Vladimir A. Simonov – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Key Researcher, Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, kotlyarov@igm.nsc.ru.

Aleksey V. Kotlyarov – Candidate of Geological–Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, kotlyarov@igm.nsc.ru.

Viktor V. Sharygin – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, sharygin@igm.nsc.ru.

Yury R. Vasiliev – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, kotlyarov@igm.nsc.ru.



УДК 553.411 (023.11)

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-3

ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ АМЫЛО-СИСТИГХЕМСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО РАЙОНА, ЗАПАДНЫЙ САЯН

Ч.М. Хертек¹, А.М. Сазонов²

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная 117, Кызыл, 667007 Россия; chayana83@mail.ru

² Сибирский федеральный университет, пр. Свободный 79, г. Красноярск, 660041 Россия; Sazonov_am@mail.ru

Статья поступила в редакцию 29.11.2023 г., после доработки 30.01.2024 г., принята к печати 11.03.2024 г.

Аннотация. Золото из семи россыпей Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района (Республика Тыва, Красноярский край) систематизировано на основании типоморфных особенностей частиц и их химического состава, изученных с помощью оптической и электронной микроскопии. По химическому составу золото подразделяется на Ag-Au, Hg-Ag-Au и Cu-Ag-Au типы. Установлены неокатанные и окатанные частицы, как с высокопробной каймой, так и без нее. По сочетанию типоморфных признаков выявлено 17 разновидностей золота, характеризующих минералого-геохимические типы коренных руд, дальность переноса кластогенного материала, степень механогенной и кристаллофизической деформированности частиц и длительность нахождения частиц в золотоносном пласте в условиях относительного покоя. Проведенная типизация россыпного золота в россыпях может использоваться при планировании тематических предпроектных и поисково-оценочных работ в районе, а методические приемы – в других золото-россыпных районах.

Ключевые слова: россыпь, россыпное золото, типоморфизм, структурно-морфологические разновидности, пробность золота, классификация, электронная микроскопия, коренной источник.

Благодарности. Авторы признательны С.Г. Прудникову и Р.В. Кужугету за всестороннюю помощь и поддержке исследований, С.А. Сильянову, Б.М. Лобастову и Н.В. Нелюбину за помощь в изготовлении препаратов и исследовании состава и строения частиц самородного золота на электронном микроскопе. Авторы выражают благодарность Р.С. Паламарчуку и редакторам журнала за высказанные замечания и советы при окончательном редактировании статьи.

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

Вклад авторов. Ч.М. Хертек, А.М. Сазонов – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи; А.М. Сазонов, Ч.М. Хертек – визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Хертек Ч.М., Сазонов А.М. Типизация золота россыпей Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района, Западный Саян. Минералогия, 10 (1), 32–53. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-3.

TYPES OF GOLD PLACERS OF THE AMYL-SISTIGKHEM PLACER REGION, WEST SAYAN

Ch.M. Khertek¹, A.M. Sazonov²

¹ Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS,
ul. Internatsionalnaya 117, Kyzyl, 667007 Russia; chayana83@mail.ru

² Siberian Federal University, pr. Svobodny 79, Krasnoyarsk, 660041 Russia; Sazonov_am@mail.ru

Received 29.11.2023, revised 30.01.2024, accepted 11.03.2024

Abstract. Native gold from seven placers of the Amyl-Sistighem ore placer region (the Republic of Tyva, Krasnoyarsk region) is classified on the basis of its structure, morphology and chemical composition,

which are studied by optical and electronic microscopy. Three chemical types of native gold are identified: Ag-Au, Hg-Ag-Au, Cu-Ag-Au. There are rounded and angular particles with and without a high-fineness rim. Seventeen types of native gold are established on the basis of combination of various characteristics. These varieties characterize the mineralogical-geochemical types of primary ores, the distance of the transportation of clastic material, the degree of mechanogenic and crystallophysical deformations of gold particles, and the duration of their occurrence in a gold-bearing layer under relatively calm conditions. Our results can be used in planning thematic pre-project and prospecting-assessing work at this territory, whereas methodological issues can be applied in other gold placer areas.

Keywords: placer, placer gold, typomorphism, structural-morphological varieties, gold fineness, classification, electron microscopy, primary source.

Acknowledgements. The authors are grateful to S.G. Prudnikov and R.V. Kuzhuget for thorough help and support of studies and S.A. Sil'yanov, B.M. Lobastov and N.V. Nelyubin for help in preparation of samples and electron microscopic studies of gold particles. We also acknowledge Reviewer R.S. Palamarchuk and Editors of Mineralogy for their comments and advices during the final editing of the manuscript.

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

Author contribution. Ch.M. Khertek, A.M. Sazonov – conceptualization, investigation, writing – original draft; A.M. Sazonov, Ch.M. Khertek – visualization, writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Khertek Ch.M., Sazonov A.M. Types of gold placers of the Amyl-Sistighem placer region, West Sayan. Mineralogy, 10 (1), 32–53. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-3.

ВВЕДЕНИЕ

Россыпные месторождения золота Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района (Республика Тыва, Красноярский край) известны с 1838 г. и периодически активно разрабатывались. Несмотря на важность учета типоморфных особенностей россыпного золота (в том числе его химического состава) при поисках россыпей и коренных проявлений, их начали активно изучать только с середины XX в. Типоморфные особенности золота россыпей широко используются при металлогеническом анализе территорий, генетических построениях, прогнозных и поисково-оценочных работах (Петровская, 1973; Нестеренко, 1991; Nakagawa et al., 2005; Лаломов и др., 2015; Craw et al., 2016; Kerr et al., 2017; Неволько и др., 2019; Никифорова и др., 2020; Goryachev et al., 2020).

Состав золоторудно-россыпных районов Республики Тывы, и в том числе Амыло-Систигхемского района, хорошо изучен. Некоторые материалы частично опубликованы С.Г. Прудниковым с соавторами (2003–2022) и приведены в фондовых отчетах (Григорьева и др., 1969ф; Кильчичаков и др., 1986ф; Кальниченко, 1972; Фельдбарг, Захарова, 1980ф; Русанов, 1987ф; Макиянский и др., 1991ф), в которых отмечается разнообразие гранулометрии, степени окатанности, морфологии частиц и пробности золота в коренных и россыпных объектах. Так, пробность коренного золота Октябрьского ме-

сторождения составляет 877–933 ‰ (Тюкпиеков, 2013ф). Пробность россыпного золота из рр. Бол. и Мал. Алгиякам составляет 820–880 ‰ (Кальниченко, 1972), тогда как (Русанов, 1987ф) приводит более широкий диапазон – 832–955 ‰.

Наибольший разброс пробности установлен для золота из россыпей рр. Чёрной – 870, 880, 930, 940 и 950 ‰ (Кильчичаков и др., 1986ф) и Бол. и Мал. Билелигам – от 853 до 994 ‰ (Макиянский и др., 1991ф). К.М. Кильчичаков и др. (1986ф) отмечал площадное изменение гранулометрии, окатанности и пробности золота в Амыло-Систигхемском рудно-россыпном районе, например, увеличение пробности золота из россыпей долин от р. Бол. Алгияка (850–880 ‰) к рр. Билелиг (897 ‰), Мал. Алгияк (918 ‰) и Чёрной (820–950 ‰). Высокая пробность золота отмечена в россыпи р. Кундусуг – 940–960 ‰ (Кильчичаков и др., 1986ф). Эти особенности золота связывают с различными источниками и наличием неизвестных коренных проявлений, питающих россыпи (Скляр, 1982; Берзон, 1983ф). Л.А. Николаева (Кальниченко, 1972) считала, что россыпи долин рр. Билелиг, Алгияк и, особенно, Чёрной образовались не только за счет кварцевых жил, но и в результате переотложения золота из более древних россыпей. Кальниченко (1972) высказал предположение, что источником питания россыпи р. Чёрной могут быть ордовикские конгломераты. Основанием для этого предположения явилось отсутствие в бассейне р. Чёрной золотоносных кварцевых жил,

площадная золотоносность терригенных отложений ордовика, наличие шлихового золота в речных долинах (ключи Пласкин, Изыметский), целиком располагающихся в пределах ордовикских пород. Сопоставление пробности рудного и россыпного золота Амыло-Систигхемского района, выполненное нами, показало, что золото в коренных рудах Октябрьского месторождения и кварцевых свалах в долинах рр. Билелиг и Черная имеет пробность 600–699 ‰ (35 %) и 800–899 ‰ (57 %), в то время как, золото россыпей имеет преобладающую пробность от 900 до 999 ‰ (73 %) и среднюю пробность 800–899 ‰ (25 %) (Хертек, Сазонов, 2023). С.Г. Прудников (2004) изучил типоморфизм россыпного золота Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района и сравнил его особенности с золотом других районов Республики Тывы. Им выделены разновидности золота широкого диапазона гранулометрии, морфологии, окатанности и пробности. На основании комплекса типоморфных свойств россыпного минерала сделаны генетические выводы и обоснованы закономерности их распределения в россыпях и коренных источниках (Прудников, Хертек, 2016, 2017, 2018, 2019а, 2019б).

Целью данной статьи является статистическая характеристика типоморфных свойств россыпного золота Амыло-Систигхемского района, его типизация, уточнение и дополнение полученных ранее аналитических данных и выводов предшественников и авторов настоящей статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АМЫЛО-СИСТИГХЕМСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО РАЙОНА

Амыло-Систигхемский рудно-россыпной золотоносный район расположен на севере Республики Тывы в пограничной области Танну-ольско-Хамсаринской и Северо-Саянской островодужных систем (Калинин и др., 2006; Лебедев, 2018; Гаськов, Прудников, 2022) (рис. 1). На западе территории распространены пара- и ортосланцы зеленосланцевой фации Амыло-Джебашской структурно-формационной подзоны (СФПЗ) Центрально-Саянской зоны (ЦС). Центральная часть района представлена Куртушибинским офиолитовым поясом, в состав которого входят толеитовые базальты и пикробазальты коярдской толщи, условно датированной поздним рифеем, а также вендские толщи – существенно вулканогенная макаровская и преимущественно сланцевая орешская. Эффузивы

и субвулканические тела этих толщ объединены в макаровско-орешский базальт-андезит-риолитовый (иджимский) комплекс.

Макаровская толща сложена базальтами и их туфами, подчиненными им дацитами, риодацитами, риолитами, известняками, глинисто-кремнистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами и кварцитами. Кислые вулканы составляют около 10 % мощности разреза (рр. Изинзюль–Черная). Нижняя граница толщи тектоническая – аккреционного причленения океанических структур Западного Саяна к окраинно-континентальным структурам Восточной Тывы. Макаровская толща является рудовмещающей для золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых проявлений и Октябрьского золото-кварцевого месторождения. Орешская толща состоит из чередующихся кварцитов и кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев с редкими прослоями базальтов и их туфов, известняков, аргиллитов, алевролитов, песчаников и гравелитов. Граница с нижележащей макаровской толщей согласная и проводится по преобладанию в орешской толще осадочных пород над вулканиками.

Восточнее офиолитового пояса распространены отложения Хемчикско-Систигхемского преддугового коллизионного прогиба, представленные средне-верхнекембрийской флишовой аласугской серией (иргитхемская, ончанская и чапшинская свиты) и ордовикской молассовой систигхемской серией (узинская, устьхамсаринская и кутарская свиты). Систигхемская серия выше по разрезу сменяется согласно залегающими нижнесилурийскими морскими красноцветными отложениями атчольской свиты. Силурийские отложения в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба представлены известково-песчаниковой семирбатской свитой, а в Куртушибинском офиолитовом поясе – конгломерато-песчаниковой федоровской свитой позднего силура, несогласно перекрывающей нижележащие толщи. Отложения раннего девона в Куртушибинском поясе представлены андезитами, базальтами и их туфами акдурогской свиты.

Плутонические и субвулканические образования от позднего рифея до девона распространены во всех СФПЗ. Наиболее древние магматические образования, предположительно, рифейского возраста представлены иджимским (акдуракским) габбро-гипербазитовым комплексом, фрагменты которого развиты в меланжевом комплексе офиолитов.

Субвулканические тела раннекембрийского изинзюльского габбро-диорит-плагиогранитного

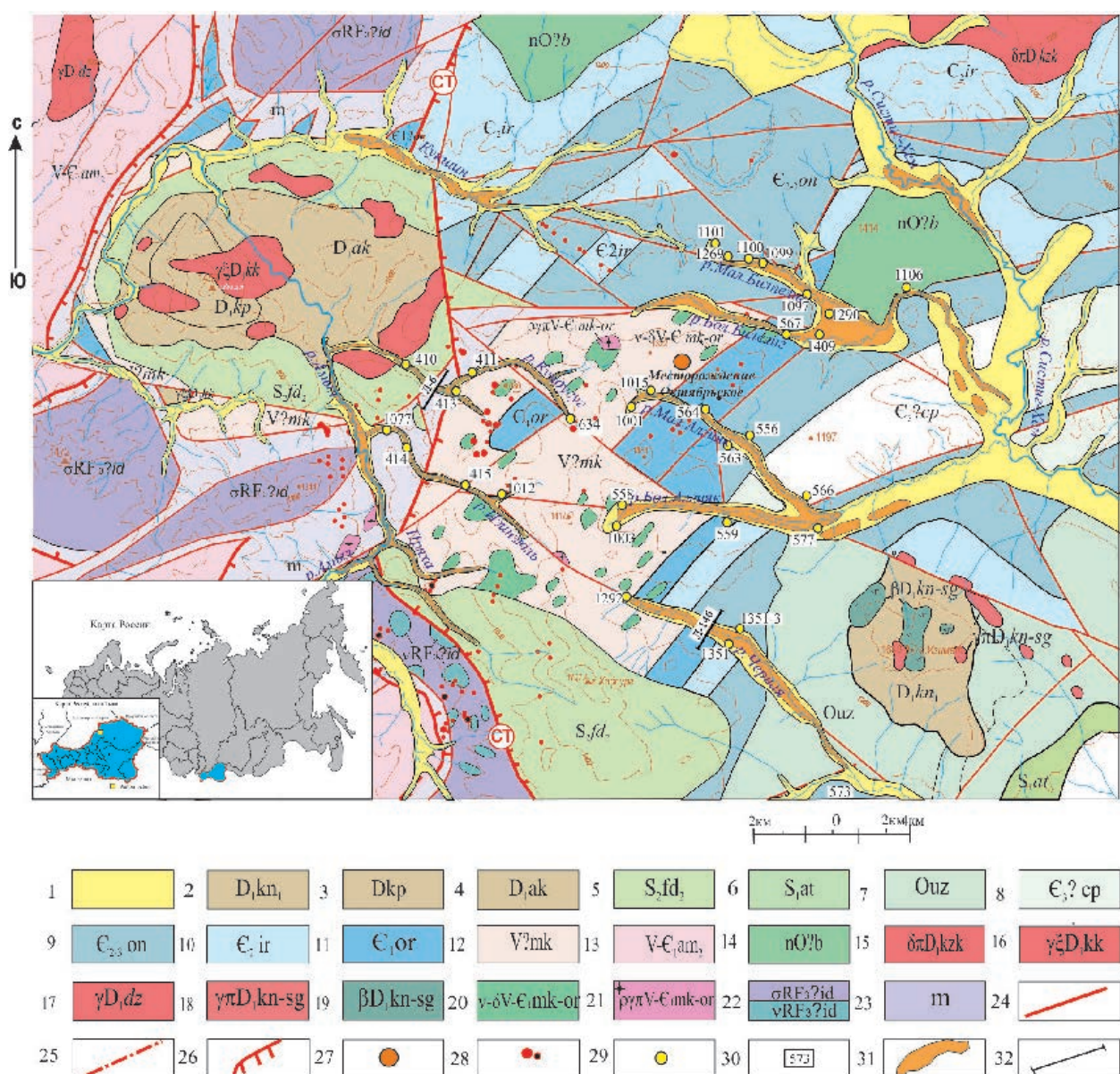


Рис. 1. Схема геологического строения Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района по материалам (Попов и др., 1999ф).

1 – Четвертичные отложения; 2–4 – нижний девон: 2 – кендейская свита, нижняя подсвита, андезиты, базальты; 3 – купхольская свита, трахириолиты, трахидациты, их туфы; 4 – актуругская свита, андезиты, базальты, трахиандезиты, их туфы; 5, 6 – силур: 5 – федоровская свита, верхняя подсвита, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 6 – атчольская свита, песчаники, красноцветные алевролиты; 7 – ордовик (систигхемская серия), узинская свита, песчаники, конгломераты, гравелиты; 8–11 – кембрий: 8 – чапшинская свита, ритмичное чередование конгломератов, песчаников, алевролитов; 9 – ончанская свита, алевролиты, аргиллиты, алевропесчаники, линзы гравелитов, известняков; 10 – иргитхемская свита, агломератовые туфы, конгломераты, песчаники, гравелиты, линзы известняков; 11 – орешкая толща, глинисто-кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы, горизонты кварцитов, базальтов, их туфов, известняков (более 1280 м); 12, 13 – венд: 12 – макаровская толща, метабазальты, их туфы, кремнисто-глинистые сланцы, линзы известняков; 13 – амыльская свита, серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, линзы мраморов, метабазальтов; 14–22 – интрузивные породы: 14 – Систигхемская подзона, Булкинский расслоенный анортозит-габбровый комплекс, анортозиты, габбро, нориты, габбронориты, троктолиты, пироксениты; 15 – Кызыкчадрский габбро-норитовый комплекс, диориты, кварцевые диориты, габбро, габбродиориты; 16 – Куртушибинский офиолитовый пояс, Кукшинский сиенит-щелочногранитный комплекс, граносиениты; 17 – Джебашско-Амыльская подзона, Джойский гранитный комплекс, щелочные граниты; 18 – Кендейско-Саглинский базальт-риолитовый комплекс, гранит-порфиры, риолиты; 19 – базальты, микрогаббро; 20 – Макаровско-Орешкий базальт-андезит-риолитовый комплекс, микрогаббро, долериты.

ты; 21 – плагиограниты, порфиры; 22 – Иджимский габбро-гипербазитовый комплекс, ультрабазитовая зона (σ): гарцбургиты, дуниты, серпентиниты, серпентинизированные породы, габброидная зона (ν): габбро, габбронориты, дайки микрогаббро, долериты, базальты; 23 – тектонический меланж; 24, 25 – разломы: 24 – установленные; 25 – неустановленной морфологии; 26 – надвиги; 27 – месторождение Октябрьское (94°35'30" в.д., 53°05' с.ш.); 28 – точки золоторудной минерализации; 29 – точки наблюдения (т. н.); 30 – номера проб; 31 – россыпи; 32 – положение геологических разрезов.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Amyl-Sistigkhem ore placer region, after unpublished report of (Popov et al., 1999).

1 – Quaternary deposits; 2–4 – Lower Devonian: 2 – Kendey Formation, lower subformation, andesite, basalt; 3 – Kupkhol Formation, trachyrhyolite, trachydacite, their tuff; 4 – Akturug Formation, andesite, basalt, trachyandesite, their tuff; 5, 6 – Silurian: 5 – Fedorovsky Formation, upper subformation, conglomerate, gravelite, sandstone, siltstone; 6 – Atchol Formation, sandstone, red siltstone; 7 – Ordovician (Sistigkhem Group), Uza Formation, sandstone, conglomerate, gravelite; 8–11 – Cambrian: 8 – Chapshi Formation, rhythmic intercalation of conglomerate, sandstone, and siltstone; 9 – Onchan Formation, siltstone, claystone, silty sandstone, lenses of gravelite and limestone; 10 – Irgitkhem Formation, agglomerate tuff, conglomerate, sandstone, gravelite, limestone lenses, 11 – Oreshsky Formation, clayey-siliceous and carbonaceous-siliceous shales, horizons of quartzite, basalt, their tuff, limestone (>1280 m); 12, 13 – Vendian: 12 – Makarovsky Formation, metabasalt, their tuff, siliceous-clayey shale, limestone lenses; 13 – Amyl Formation, sericite-chlorite-albite-quartz schist, lenses of marble, metabasalt; 14–22 – intrusive rocks: 14 – Sistigkhem Subzone, Bulka layered anorthosite-gabbro complex, anorthosite, gabbro, norite, gabbronorite, troctolite, pyroxenite; 15 – Kyzychadr gabbronoritic complex, diorite, quartz diorite, gabbro, gabbrodiorite; 16 – Kurtushibinsky ophiolite belt, Kukshin syenite-alkali granitic complex, granosyenites; 17 – Dzhebash-Amyl Subzone, Dzhoi granitic complex, alkali granite; 18 – Kendey-Sagly basalt-rhyolitic complex, granite porphyry, rhyolite; 19 – basalt, microgabbro; 20 – Makarovsky-Oreshsky basaltic-andesitic-rhyolitic complex, microgabbro, dolerite; 21 – plagiogranite, porphyry; 22 – Idzhim gabbro-ultramafic complex, ultramafic zone (σ): harzburgite, dunite, serpentinite, serpentized rocks, gabbroic zone (ν): gabbro, gabbronorite, microgabbro dikes, dolerite, basalt; 23 – tectonic mélange; 24, 25 – faults: 24 – proven; 25 – inferred; 26 – thrusts; 27 – Oktyabr'skoe deposit (94°35'30" E, 53°05' N); 28 – points of gold mineralization; 29 – observation points (o. p.); 30 – sample numbers; 31 – placers; 32 – position of geological cross-sections.

комплекса распространены среди отложений макардовской и орешской толщ. Штоки и жилообразные тела средне-, мелко- и микрозернистых габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранодиоритов преобразованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, а вмещающие их эффузивные базиты превращены в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы.

В Систигхемской подзоне, в левобережье р. Билелиг, обнажается расслоенный Булкинский массив габбро-анортозитов ордовикского возраста. К раннедевонскому интрузивному магматизму условно отнесен кызыкчадрский габбро-диорит-гранитный комплекс. В начале девона в Амыло-Джебашской зоне происходило становление большепорожского гранитоидного и джойского гранитового комплексов. В Куртушибинском поясе к этому времени отнесены тела кукшинского сиенит-щелочно-гранитового комплекса.

Структурные блоки района разграничиваются региональными разрывными нарушениями: субширотный Кандатский разлом (севернее района) разделяет Северо-Саянскую и Таннуольско-Хамсаринскую островодужные системы; Куртушибинский офиолитовый пояс оконтуривается субмеридиальными (на территории района) Саяно-Тувин-

ским (с востока) разломом и Усинским надвиговым швом на западе. Разрывы более высоких порядков в Амыло-Систигхемском районе являются сателлитами региональных разломов. Пликативные структуры северо-восточного и субширотного направлений сопровождают разрывы разных порядков. Разрывные нарушения контролируют положение протяженных кварцевых жил, штокверков, полей гидротермально-измененных пород, даек и россыпных месторождений золота.

Амыло-Систигхемская депрессия является долгоживущей морфоструктурой с широко развитой неогеновой гидросетью, почти полностью унаследованной современной гидросетью р. Систиг-Хем и значительно размытой современной гидросетью р. Амыл. Это отличие в геоморфологическом плане объясняется тем, что бассейны этих рек, разделенные Куртушибинским хребтом, принадлежат различным базисам эрозии: р. Амыл относится к Южно-Минусинской впадине с абсолютным уровнем базиса эрозии 243 м, а р. Систиг-Хем – к Улугхемской впадине с абсолютным уровнем базиса эрозии 540 м. Это отражается в приуроченности бассейнов этих рек к разным типам морфогенетических типов россыпей. В бассейне р. Амыл преобладают процессы врезания русел рек (глубинная эрозия) и

вынос материала, россыпи преимущественно долинные нормальные, реже террасовые, местами они могут быть перекрыты делювиально-пролювиальными отложениями (уклон долин 0.02–0.015). В бассейне р. Систиг-Хем преобладает боковая эрозия и аккумуляция материала с формированием погребенных отложений в пределах локальных блоков опускания, россыпи нормальные долинного типа только в верховьях рек, ниже они переходят большей частью в погребенные неогеновые россыпи, перекрытые чехлом более поздних отложений (уклон долин 0.005–0.006) (Прудников, 2004).

Строение типовых опробованных разрезов

Разрез в долине р. Кундусуг (правый приток р. Амыл) по линии 6 (рис. 1) включает (сверху вниз):

1 – почвенно-растительный слой, мощность 0.3 м;
2 – склоновые отложения с обломками, щебнем и дресвяно-глинистым материалом ($арQ_{ш-н}$), мощность 1–2 м;

3 – промытые сортированные золотоносные гравийно-галечные отложения с песчано-глинистым зеленовато-серым заполнителем ($аQ_{ш-н}^1$), мощность 4–5 м;

4 – плотик: габбро, сильно выветрелые эффузивы.

Разрез в долине р. Черной (правый приток р. Систиг-Хем) по линии 146 (рис. 1) включает (сверху вниз):

1 – почвенно-растительный слой, мощность 0.3 м;
2 – серые, сине-зеленые и коричневые глинистые и илисто-глинистые отложения, количество обломочного материала 5–35 % (гравий, галька, дресва, щебень), ($арQ_{ш-н}$), мощность слоя варьирует от 0.5–1.5 до 5–7 м;

3 – яркие желтовато-красные галечно-гравийные отложения с глинистым заполнителем до 15–25 %, мощность 2–7 м. Галька и гравий хорошо окатаны, их содержание варьирует от 40 до 70 %. Обломки пород сильно выветрелые, легко разрушаются. Состав обломков: кварц (5–10 %), эффузивы, габбродиабазы, песчаники, конгломераты ($аN_2^1$);

4 – плотик: сильно выветрелые эффузивы.

Тяжелая фракция шлиха песков из россыпи р. Черной включает следующие фракции (%): магнитную (магнетит 80–85, титаномагнетит 10–15, хромшпинелид 5–10, единичные знаки железистого хромита и гетита), электромагнитную (ильменит + манганоильменит 70–75, эпидот 10–15, мартит + гематит 15–20, единичные знаки амфибола и турмалина) и немагнитную (эпидот 90, циркон 3–5, золото, пирит,

арсенопирит, шеелит, киноварь, барит, знаки граната, рутила, анатаза, апатита, титанита и мусковита).

МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Частицы золота для изучения отобраны в результате промывки аллювия старательским лотком в точках наблюдения исследования россыпей района (рис. 1). Минеральный состав шлиха, гранулометрические и морфологические особенности частиц золота изучалась под бинокулярным микроскопом при небольшом увеличении по традиционной схеме (Родыгина, 2007). Изучена 31 шлиховая проба. Химический состав и внутренняя структура¹ частиц золота в полированных эпоксидных пашках изучены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega III SBH с интегрированной системой энергодисперсионного микроанализа Oxford X-Act в лаборатории R&D центра «Норникель» Института горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, г. Красноярск (операторы Б.М. Лобастов и С.А. Сильянов). Фотографии частиц золота получены в режиме обратнорассеянных электронов (BSE), значения яркости и контраста подбирались индивидуально для наилучшей визуализации внутренних неоднородностей зерен. Предел обнаружения Au, Ag, Cu составил 0.5 мас. %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурно-морфологическая неоднородность россыпного золота

Частицы золота в изученных россыпях имеют комковатую изометричную и удлинённую формы с ксеноморфными и иногда гипидиоморфными ограничениями (пластинчатой, таблитчатой, призматической морфологии) (рис. 2).

Количественная характеристика гранулометрических, морфологических особенностей и степени окатанности золота в россыпях приведена в табл. 1. В водотоках рр. Кундусуг (между головкой, серединой и хвостом россыпи), Изинзюль (между

¹Прим. ред. Употребляемая терминология, описывающая структуру и морфологические особенности агрегатов золота (гранобластовая, бетонная, милонитовая, фельзитоподобная, псевдоморфно-криптогранобластовая, экзогенные сростки, ребра частиц), является авторской (Хертек, Сазонов, 2022, 2023).

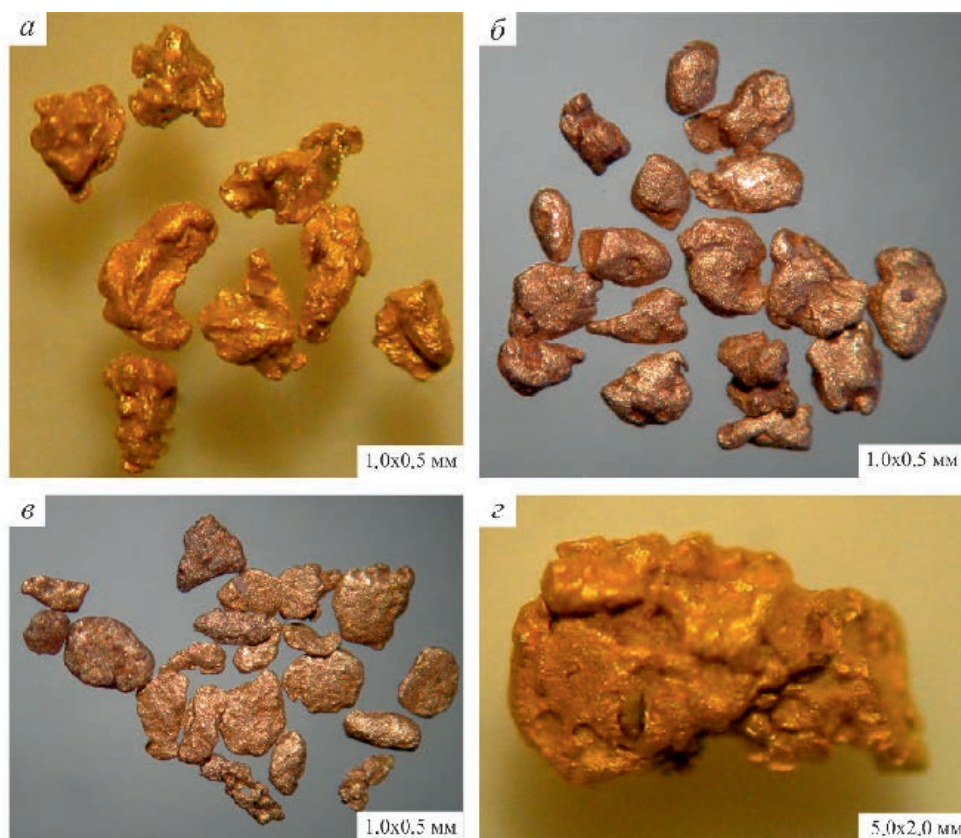


Рис. 2. Морфологические особенности россыпного золота: а – комковатое, неокатанное, т. н. 1001 (р. Мал. Алгияк); б – изометричное, комковатое, окатанное, т. н. 559 (р. Бол. Алгияк); в – пластинчатое, окатанное, т. н. 573 (р. Черная); г – неокатанный агрегат слипшихся частиц, т. н. 1015 (р. Мал. Алгияк).

Fig. 2. Morphological features of placer gold: а – lumpy, unrounded, o. p. 1001 (Maly Algiyak River); б – isometric, lumpy, rounded, o. p. 559 (Bolshoi Algiyak River); в – lamellar, rounded, o. p. 573 (Chernaya River); г – angular aggregate of particles, o. p. 1015 (Maly Algiyak River).

Таблица 1

Физические типоморфные признаки россыпного золота Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района, %

Table 1

Physical typomorphic features of placer gold of the Amyl-Sistigkhem ore placer region, %

Водоток	Кондусуг			Изинзюль			Мал. Билелиг			Бол. Билелиг			Мал. Алгияк			Бол. Алгияк			Черная		
Положение в россыпи	Г	С	Х	Г	С	Х	Г	С	Х	Г	С	Х	Г	С	Х	Г	С	Х	Г	С	Х
Гранулометрия																					
–5 + 2	10	–	–	20	15	100	3	–	н/о	н/о	5	н/о	10	10	–	2	3	2	10	5	1
–2 + 1	35	–	–	30	35	–	7	1	н/о	н/о	15	н/о	25	20	2	5	20	43	30	25	9
–1 + 0.1	55	100	100	50	50	–	90	99	н/о	н/о	80	н/о	65	70	98	93	78	55	60	70	90
Морфология																					
Комковатая	90	95	–	60	40	100	72	85	н/о	н/о	65	н/о	65	65	25	85	60	30	100	20	35
Пластинчатая	10	5	100	40	60	–	8	5	н/о	н/о	35	н/о	35	35	75	15	40	70	–	70	65
Кристаллы, дендриты	–	–	–	–	–	–	20	10	н/о	н/о	–	н/о	–	–	–	–	–	–	10	–	–
Окатанность																					
Не окатанные	30	15	50	45	60	100	65	40	н/о	н/о	5	н/о	75	20	20	60	60	10	85	55	30
Частично окатанные	70	50	50	55	60	100	20	30	н/о	н/о	90	н/о	25	70	55	38	25	45	15	45	50
Окатанные	–	35	–	–	–	–	15	30	н/о	н/о	5	н/о	–	10	25	2	15	45	–	–	20

Примечание. Положение точек наблюдения в россыпи: Г – головка; С – середина; Х – хвост; н/о – не изучалось; прочерк – не выявлено.

Note. Position of observation points in a placer: Г – head; С – middle part; Х – tail; н/о – not determined; dash – not revealed.

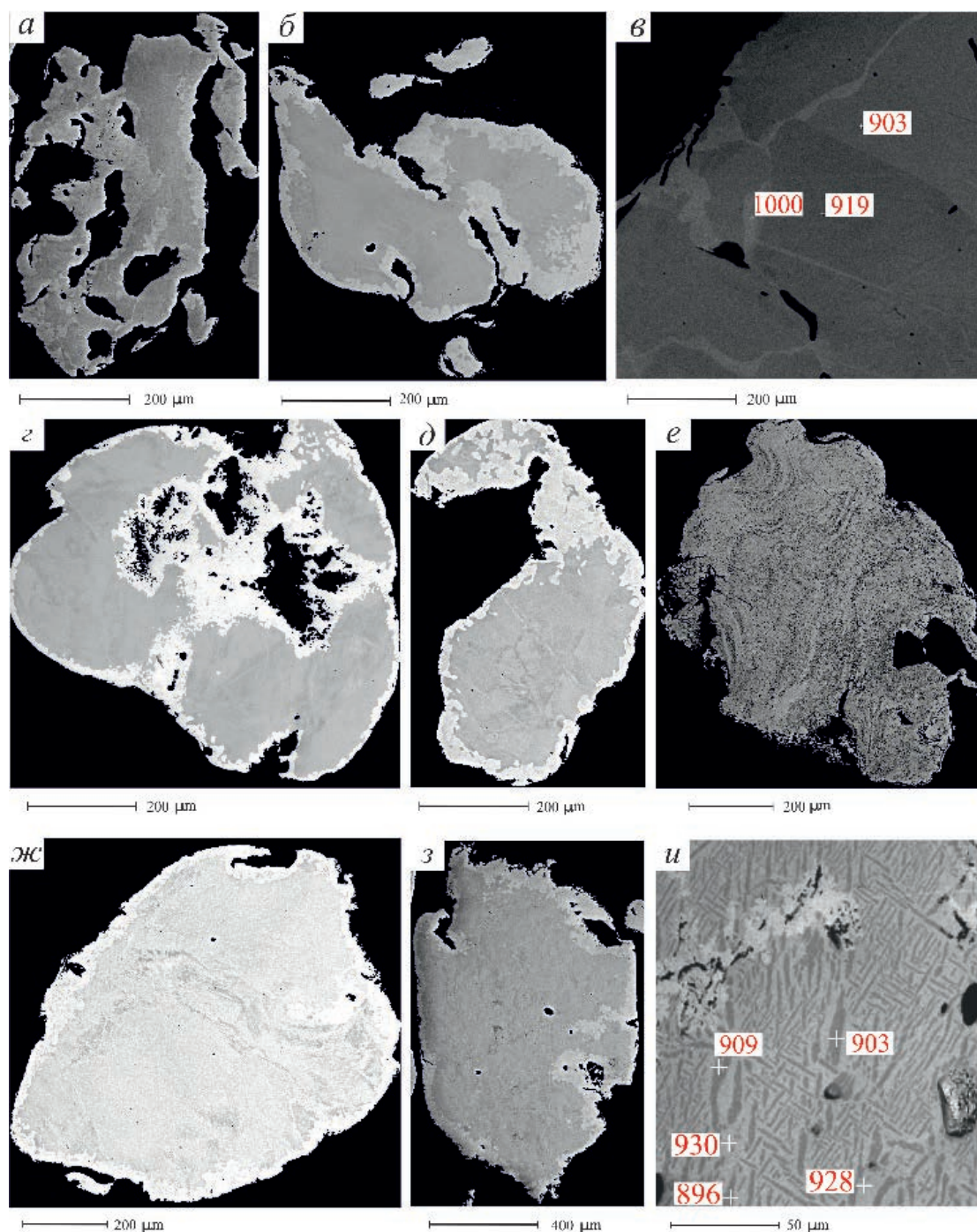


Рис. 3. СЭМ фото срезов россыпного золота Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района: а – неокатанная ксеноморфная частица с высокопробной каймой и линзовидно-пятнистым неоднородным ядром; б – окатанная частица с высокопробной каймой и шиповидными отростками нового золота на поверхности; в – фрагмент агрегатной (грано-бластической) частицы с чешуйчатыми отростками аутигенного золота на поверхности и межзерновыми прожилками высокопробного золота; г – агрегат слипшихся частиц с высокопробными каймами; д – изогнутая частица с высокопробной каймой и пятнисто-неоднородным ядром, образовавшимся после изгиба частицы; е – изометричная окатанная частица с шиповидными и чешуйчатыми отростками аутигенного золота на поверхности и сплошато-милонитовой внутренней структурой, в которой полосы разной интенсивности серого цвета отражают различную пробность; ж – окатанная частица с высокопробной каймой, шиповидными и чешуйчатыми отростками аутигенного золота на поверхности и ядром с милонитовой структурой; з – неокатанная гипидиоморфная частица с высокопробной каймой и пятнисто-неоднородным ядром; и – фрагмент частицы медистого золота с пластинчато-решетчатой структурой, в которой светлые и светло-серые пластинки имеют состав Cu-Ag-Au с пробностью 930 ‰ и Cu-Au с пробностью 896 ‰, соответственно.

Fig. 3. BSE images of cross-sections of placer gold of the Amyl-Sistigkhem ore placer region: а – angular anhedral particle with a high-fineness rim and a lenticular-spotty heterogeneous core; б – rounded particle with a high-fineness rim and spiky aggregates of new gold on the surface; в – fragment of an aggregate (granoblastic) particle with scales of authigenic gold on the surface and intergranular veinlets of high-fineness gold; г – aggregate of merged particles with high-fineness rims; д – curved particle with a high-fineness rim and a spotty-heterogeneous core formed after bending of particle; е – isometric rounded particle with spikes and scales of authigenic gold on the surface and plicated-mylonite internal structure, in which the bands with different gray tint reflect different fineness; ж – rounded particle with a high-fineness rim, spikes and scales of authigenic gold on the surface, and a core with mylonite structure; з – angular subhedral particle with a high-fineness rim and a spotty-heterogeneous core; и – fragment of cuprous gold particle with platy-lamellar structure, in which the light and light gray plates have the Cu-Ag-Au and Cu-Au composition with fineness of 930 and 896 ‰, respectively.

серединой и хвостом), Мал. Билелиг (между головкой и серединой), Бол. Алгияк (между головкой, серединой и хвостом) и Черная (в середине) фиксируются резкие изменения количественных показателей типоморфных признаков частиц золота.

Морфологические особенности частиц наиболее отчетливо проявлены на BSE изображениях (рис. 3): ксеноморфная амёбовидная форма, гипидиоморфная. На поверхности частиц проявлены шиповидные и чешуйчатые отростки аутигенного золота; отмечается совершенная окатанность частиц, а также экзогенные сростки. Разновидности структур внутреннего строения выражаются неоднородной окраской: от белой до серой разной интенсивности; присутствуют милонитовая структура и структура распада твердого раствора. Увеличение интенсивности серого цвета подчеркивает снижение концентрации Au в составе.

Помимо метасоматических преобразований в ядрах частиц россыпного золота проявлены деформационные структуры. Гипергенные преобразования в агрегатах золота сопровождались формированием минеральных ассоциаций во включениях: лимонит; лимонит + гидрослюдистые глинистые минералы и лимонит + каолинит ± кварц.

Химические типы и неоднородность россыпного золота

Типизация золотин по химическому составу проведена по внутренним участкам частиц, так как внешние участки представлены химически чистым золотом гипергенного происхождения (Петровская, 1973). В россыпях района выявлены медистое (Cu-Au; Cu-Ag-Au), ртутистое (Hg-Ag-Au) и серебристое (Ag-Au) золото, которые наследуют состав гипогенного золота (табл. 2).

Центральные части зерен россыпного золота, считающиеся реликтами эндогенного золота (Петровская, 1973), обладают более однородным

составом, чем частицы золота из коренных руд. Неоднородность концентрации золота в соседних точках эндогенного золота обычно составляет 15–20 ‰, а в ядрах россыпных частиц – 2–5 ‰, причем количество выявленных случаев неоднородностей снижается на 20 ‰. Преобладающие случаи неоднородности состава ядер частиц россыпного золота отмечены в среднепробном (800–899 ‰) золоте.

Тончайшие межзерновые прожилки (950–1000 ‰), встречающиеся во всех химических типах золота, появляются в зернистых гранобластовых агрегатах. Они отмечаются в частицах с охрами лимонита, без следов окатывания, при минимальном проявлении высокопробных кайм и в окатанных частицах с толстой высокопробной каймой. Их образование связывается с активным диффузионно-инфильтрационным метасоматическим преобразованием золото-серебряных и более сложных химических золотосодержащих систем в гипергенных условиях (Хертек, Сазонов, 2022, 2023). Высокая пробность золота в прожилках связана с выносом Ag и Cu, более подвижных, чем Au. Предполагается, что размеры параметров кристаллической решетки отличаются у низко-, средне-, и высокопробного золота (Хертек, Сазонов, 2023). Раскрытие граничного пространства и отложение высокопробного прожилкового золота, возможно, осуществлялось при метасоматическом замещении гранобластического агрегата ядер и уменьшении объема кристаллической решетки золота от низкой к средней и далее увеличению к весьма высокой пробности в золоте ядра.

Преобладающее количество зерен россыпного золота имело высокопробную кайму толщиной 20–40 мкм, редко 200 мкм. Из общего числа изученных золотин кайма отсутствовала у 13 ‰ (неокатанные частицы золота серебро-золотого состава и ртутистого золота). Около 55 ‰ частиц не окатаны, но имеют высокопробную кайму и 33 ‰ частиц окатаны и окружены каймой.

Химический состав россыпного золота Амыло-Систигхемского района

Таблица 2

Table 2

Chemical composition of placer gold of the Amyl-Sistighem region

Элементы, ат. %	X _{макс.}	X _{мин.}	X _{ср.}	S	V
Система Ag-Au (серебристое золото, n = 841)					
Ag	24.45	0.39	7.20	4.65	65
Au	99.94	75.32	92.84	4.72	5
Пробность, ‰	996	755	928	46.76	5
Система Hg-Ag-Au (ртутистое золото, n = 44)					
Hg	20.23	1.5	6.52	5.38	83
Ag	22.85	3.95	10.60	4.43	42
Au	96.09	70.72	83.25	5.79	7
Пробность	953	707	831	56.28	7
Система Cu-Ag-Au (медистое золото, n = 27)					
Cu	10.77	0.47	2.32	2.01	87
Ag	7.34	0.3	3.07	2.42	79
Au	100	87.94	94.6	3.87	4
Пробность	988	879	946	35.78	4
Система Cu-Au (медистое золото, n = 8)					
Cu	10.47	0.99	7.51	3.94	53
Au	99.51	89.04	92.05	4.20	5
Пробность	990	896	924	39.46	4

Примечание. Содержания: X_{мин.} – минимальное, X_{макс.} – максимальное, X_{ср.} – среднее; S – среднеквадратичное отклонение; V – коэффициент вариации, %.

Note. Contents: X_{мин.} – minimum, X_{макс.} – maximum, X_{ср.} – average; S – average square deviation; V – coefficient of variation, %.

Высокопробная кайма у ртутистого золота плотная и гранобластовая только во внешней ее части. На границе каймы с реликтовым ядром отмечается гранобластический гранулированный агрегат первичного золота, в котором высокопробное золото каймы образует петельчатый узор по границам зерен. Строение кайм у частиц ртутистого золота с содержанием 5.4 % Hg и более (в нашем случае до 9.21 %) пористое, причем поры имеют червеобразный (мирмекитовый) облик. Особенность строения каймы резко выделяет ртутистое золото среди других химических типов россыпного металла.

У медистого золота строение высокопробной каймы (5–200 мкм) плотное, но иногда, в ней отмечаются пятна участков с группами щелевидных пор, наследующих форму пластинок собственно медистого золота размером (1–2) × (10–40) мкм.

Характеристика разновидностей россыпного золота района

В точках наблюдения изученных россыпей выявлены различные сочетания частиц золота по составу и пробности (табл. 3). По составу частицы золота подразделяются на системы Ag-Au, Hg-Ag-Au и Cu-Ag-Au и характеризуются различной проб-

ностью, окатанностью, структурами, присутствием высокопробной каймы или ее отсутствием и парагенетическим комплексом минералов во включениях.

Система Ag-Au. Золото такого состава преобладает в россыпях района. На его долю приходится около 93 %. Частицы золотосеребряного состава характеризуются пробностью от относительно низкой до весьма высокой. Содержание Ag варьирует от 0.39 до 24.45 мас. % (табл. 2). Среди них отмечаются частицы разной степени окатанности, которые обладают высокопробной каймой изменчивой толщины или не имеют ее. В некоторых из них проявлена первичная гранобластовая зернистость.

Золото переходной от относительно низкой к средней пробности (794–802 ‰) представлено полуокатанными частицами со сплошной высокопробной каймой толщиной 10–20 мкм. Распространенность – менее 1 %. Встречено в россыпи по р. Изинзюль. Форма частиц пластинчатая. Границы частиц прямолинейные со ступенчатыми полигональными углублениями и выступами. Первичная структура частиц гранобластовая с плавными извилистыми границами. Размер зерен 100 × 100 мкм. Присутствуют прожилки с пробностью 1000 ‰. Деформационная структура в ядрах частиц – бетонная (Хертек, Сазонов, 2023). Частицы этого золота

Таблица 3

Параметры распределения пробыности в ядрах частиц золота россыпей Амыло-Систигхемского района

Table 3

Distribution parameters of fineness in cores of placer gold particles in the Amyl-Sistighem region

Рудно-россыпной район, химические типы золота, водотоки, номера точек наблюдения	п	X _{мин.}	X _{макс.}	X _{ср.}	S	V, %	Относительно низкопробное 700–799 ‰	Среднепробное 800–899 ‰	Высоко- пробное 900–949 ‰	Весьма высоко- пробное > 950 ‰
		‰								
Амыло-Систигхемский. Общая Cu-Ag-Au Cu-Au Hg-Ag-Au Ag-Au Амыльский район. Общая Амыльский район, Cu-Ag-Au (410) Амыльский район, Cu-Au (410) Амыльский район, Ag-Au (634, 410, 411, 415а, 413а, 413, 1012, 415, 414, 1077) Амыльский район, Hg-Ag-Au (413а) Кундусуг общий (413, 410, 634, 413а, 411, 411а) Кундусуг Cu-Ag-Au (410) Кундусуг Cu-Au (410) Кундусуг Ag-Au (413, 410, 634, 413а, 411, 411а) Кундусуг Hg-Ag-Au (413а) Изинзоль Ag-Au. Общая (1012, 415, 414, 415а, 1077) Систигхемский район. Общая Систигхемский район. Cu-Au (573) Систигхемский район. Cu-Ag-Au (1101, 1099, 1097а, 1106а, 1351, 573) Систигхемский район Ag-Au Систигхемский район. Hg-Ag-Au (1106, 556, 559, 563, 564, 573) Малый Билелиг. Общая (1097, 1097а, 1100, 1100а, 1101, 1101а, 1269, 1099, 1099а)	906	707	996	924	51.6	5.58	32 (3.53)*	187 (20.6)	357 (39.4)	335 (36.97)
	27	879	988	946	35.8	3.78	–	3 (11.1)	11 (40.7)	13 (48.2)
	8	896	990	924	40.0	4.27	–	1 (12.5)	5 (62.5)	2 (25)
	45	707	953	833	57.0	6.84	18 (40)	20 (44.4)	6 (13.3)	1 (2.2)
	813	755	996	929	46.9	5.04	13 (1.6)	158 (19.4)	328 (40.3)	314 (38.6)
	228	775	980	907	45.8	5.05	14 (6.14)	45 (19.74)	147 (64.48)	22 (9.6)
	8	918	930	924	3.85	0.42	–	–	8 (100)	–
	3	896	909	903	6.5	0.72	–	1 (33.3)	2 (66.6)	–
	212	776	980	910	43.4	4.77	9 (4.25)	44 (20.75)	137 (64.62)	22 (10.38)
	5	775	788	785	5.4	0.69	5 (100)	–	–	–
	144	775	965	915	42.8	4.68	6 (4.16)	17 (11.8)	77 (53.5)	14 (9.72)
	8	918	930	924	3.85	0.42	–	–	8 (100)	–
	3	896	909	903	6.5	0.72	–	1 (33.3)	2 (66.6)	–
	98	783	965	921	34.8	3.78	1 (1.02)	16 (16.3)	67 (68.37)	14 (14.3)
	5	775	788	785	5.4	0.69	5 (100)	–	–	–
114	776	980	899	47.6	5.29	8 (7.0)	28 (24.6)	70 (61.4)	8 (7.0)	
678	707	996	930	52.2	5.61	18 (2.7)	142 (21)	210 (31)	308 (45.4)	
4	901	990	925	43.1	4.67	–	–	3 (75)	1 (25)	
19	879	988	955	39.2	4.11	–	–	3 (15.8)	14 (73.7)	
613	755	996	935	45.9	4.91	4 (0.65)	119 (19.41)	198 (32.3)	292 (63.94)	
40	707	953	839	57.7	6.88	12 (30)	20 (50)	6 (15)	1 (2.5)	
277	844	996	964	28.7	2.98	–	–	16 (5.8)	31 (11.2)	230 (83)

Продолжение таблицы
Table continuation

Рудно-россыпной район, химические типы золота, водооток, номера точек наблюдения	n	X _{мин}	X _{макс}	X _{ср}	S	V, %	Относительно низкопробное 700–799 ‰	Среднепробное 800–899 ‰	Высоко- пробное 900–949 ‰	Весьма высоко- пробное > 950 ‰
		‰								
Малый Билелиг. Cu-Ag-Au (1101, 1099, 1097a)	10	966	988	980	6.7	0.68	–	–	–	10 (100)
Малый Билелиг. Ag-Au (1097, 1097a, 1099, 1100, 1100a, 1101, 1101a, 1269, 1099a)	267	844	996	964	29.1	3.02	–	16 (6)	31 (11.6)	220 (82.4)
Большой Билелиг. Общая (567, 1409, 1290, 1106, 1106a)	104	755	990	936	54.1	5.78	4 (3.9)	17 (16.3)	18 (17.3)	65 (62.5)
Большой Билелиг. Cu-Au (1106a)	2	986	990	988	2.83	0.29	–	–	–	2 (100)
Большой Билелиг. Cu-Ag-Au (1106a)	3	975	983	980	4.62	0.47	–	–	–	3 (100)
Большой Билелиг. Ag-Au (567, 1409, 1290, 1106, 1106a)	95	755	984	935	55.2	5.9	4 (4.21)	16 (16.8)	15 (15.8)	60 (63.16)
Большой Билелиг. Hg-Ag-Au (567, 1106)	4	882	925	909	18.6	2.04	–	1 (25)	3 (75)	–
Малый Алгияк. Общая (556, 563, 564, 1015, 1001)	69	707	948	874	47.5	5.44	6 (8.7)	40 (58)	23 (33.3)	–
Малый Алгияк Ag-Au (556, 563, 1015, 1001)	50	834	948	892	32.4	3.63	–	29 (58)	21 (42)	–
Малый Алгияк. Hg-Ag-Au (556, 563, 564)	19	707	903	827	50.0	6.04	6 (31.6)	11 (57.9)	2 (10.5)	–
Большой Алгияк. Общая (557, 559, 558, 1003)	88	844	957	912	30.4	3.3	–	21 (23.9)	61 (69.3)	6 (6.8)
Большой Алгияк. Hg-Ag-Au (559)	8	844	885	860	14.0	1.62	–	8 (100)	–	–
Большой Алгияк. Ag-Au (557, 559, 558, 1003)	80	853	957	917	26.6	2.9	–	13 (16.25)	61 (76.25)	6 (7.5)
Чёрная. Общая (573, 1351-3, 1351, 1292)	140	748	958	891	50.7	5.65	8 (5.7)	48 (34.3)	77 (55)	7 (5)
Чёрная Cu-Au (573)	3	901	906	904	2.52	0.28	–	–	3 (100)	–
Чёрная Cu-Ag-Au (573)	6	879	936	901	18.8	2.08	–	3 (50)	3 (50)	–
Чёрная. Ag-Au (573, 1351-3, 1351, 1292)	121	801	958	904	43.0	4.76	–	45 (37.2)	70 (57.9)	6 (5)
Чёрная. Hg-Ag-Au (573)	9	748	953	812	79.1	9.74	7 (77.7)	–	1 (11.1)	1 (11.1)

Примечание. n – число анализов. Значения: X_{мин}, X_{макс}, X_{ср} – минимальное, максимальное и среднее арифметическое, соответственно; S – среднеквадратичное отклонение; V – коэффициент вариации, %; **32 (3.53)*** – абсолютное значение (%); прочерк – не обнаружено.

Note. n – number of analyses. Values: X_{мин}, X_{макс}, X_{ср} – minimum, maximum, and arithmetic mean, respectively; S – average square deviation; V – coefficient of variation, %; **32 (3.53)*** – absolute value (%); dash – not detected.

сопоставимы с золотом коренных кварцевых руд Октябрьского месторождения (Хертек, Сазонов, 2023). Предполагается, что золото этого типа поступало в россыпь из близ лежащих кор выветривания.

Золото средней пробности (800–899 ‰) под- разделяется на две разновидности.

1. Неокатанные и полукатанные части- цы с высокопробной каймой. Распространенность – около 4 %. Преобладает золото с пробностью выше 850 ‰ (72 %). Распространено в россыпях по рр. Изинзюль, Кундусуг, Мал. Алгияк, Мал. и Бол. Билелиг и Чёрная. Морфология частиц таблитча- тая, осложненная полигональными ступенчатыми выступами и углублениями. В некоторых частицах наблюдается первичная гранобластовая структура с прямолинейными и плавными извилистыми грани- цами зерен. Межзерновые границы частично под- черкиваются прожилками высокопробного золота толщиной до 5 мкм. Размеры гранобластовых ин- дивидов колеблются от 80×80 до 150×150 мкм. В частицах развиты бетонные деформационные структуры, занимающей от 30 до 100 % объема. В меньшей степени распространены катакластиче- ская и милонитовая структуры.

Частицы золота имеют высокопробную кай- му толщиной от 10 до 100 мкм, чаще всего – 20– 40 мкм. Кайма прерывистая и окружает частицы на 70–80 % протяженности периметра. Пробность золота в каймах обычно 1000 ‰, но изолирован- ные фрагменты имеют пробность 970, 980 и 996 ‰. В углублениях поверхности частиц иногда наблю- дается «моховидное» золото. В некоторых части- цах отмечаются включения кварца, халькопирита, лимонита, каолинита и гидрослюдистых глинистых минералов. Глинистые минералы обычно пропита- ны гидроксидами Fe.

Частицы этого золота относятся к халькопи- рит-пиритовому минералогическому типу в кварце- вых жилах среди березитов, поступающих из близ расположенных кор выветривания.

2. Окатанные частицы с высокопробной каймой толщиной от 10 до 40 мкм. Распространен- ность – около 7 %. Частицы встречены в россыпях рр. Мал. и Бол. Алгияк, Бол. Билелиг, а в россыпи р. Чёрной окружены каймой техногенной золото-се- ребряной амальгамы. Морфология частиц эллипсо- видная, иногда сферическая и редко треугольная с округленными ребрами. Поверхность шероховатая с плавными «прямоугольно-ящичными», а иногда клиновидными щелевидными углублениями. Вы- ступы сглажены и прижаты к поверхности частиц.

Внутренняя структура ядер частиц обычно дефор- мационная – бетонная и катакластическая (25– 80 % объема). Редко наблюдается первично-гран- областовая структура с размерами зерен 200×200 мкм. Здесь же по межзерновым границам на- блюдаются нитевидные прожилки с пробой 983– 939 ‰. Высокопробная кайма частиц прерывистая и сплошная. Пробность золота в кайме изменчива: в разных частицах она варьирует от 976 до 1000 ‰; иногда неоднородность пробности отмечается в кайме одной частицы.

Пленки техногенной амальгамы толщиной 20–40 мкм (р. Чёрная) с трещинами «усыхания» окружают высокопробную кайму. Иногда амаль- гама проникает в пограничную область между ре- ликтовой частицей и ее высокопробной каймой. В амальгаме отмечаются точечные частицы золота без ртути.

В ядрах первичного золота наблюдаются включения арсенопирита, содержащего микроча- стицы золота с пробностью 840 ‰ и каолинита, пропитанного гидроксидами Fe и содержащего редкоземельные элементы (РЗЭ). С.С. Ильенко (1948ф) отмечал в шлихах по рр. Мал. Билелигу и Изинзюлю монацит. Места появления монацита контролируются выходами тел метадiorитов. Хи- мический состав арсенопирита (мас. %): 34.58 Fe, 44.65 As, 21.01 S. Отношения $S/As = 1.099$ и $(S + As)/Fe = 2.021$ свидетельствуют о кристаллизации арсенопирита с включением золота при температу- ре 428 °C и активности серы в растворе $-\log a_{S_2} = -6.55$ (Сазонов и др., 2016).

Золото высокой пробности (900–949 ‰) под- разделяется на три разновидности.

1. Неокатанные частицы, в которых вы- сокопробная кайма отсутствует или фрагментар- но-пленочная толщиной до 1 мкм. Наиболее рас- пространены частицы с пробностью 920–930 и 940–949 ‰. В некоторых частицах в узлах ребер отмечаются узелки высокопробного золота толщи- ной до 10 мкм. Пробность золота в кайме составля- ет 1000 ‰. Распространенность – около 2 %. Мор- фология частиц интерстиционная (пластинчатая, амёбовидная, гантелевидная) с клиновидными и полигонально-ступенчатыми выступами и углубле- ниями. Частицы встречены в россыпях рр. Чёрной и Мал. Билелиг. Частицы золота в россыпи р. Чёр- ной окружены техногенной амальгамой (90.5 % Au, 9.5 % Hg). Пленка пористая зернистая толщиной до 10 мкм. Снаружи пленка покрыта гидроксидами Fe с гнездами гидрослюды.

Внутренняя структура частиц гранобластовая, между отдельными зернами развиты прожилки высокопробного золота. Участками в зернах наблюдается катаклаз. В частицах встречены включения альбита, анкерита и агрегатов – эпидот + серицит + кварц. Частицы этого золота испытали незначительный перенос из области выветрелых участков альбит-кварцево-жильных руд низкотемпературных пропилитов.

2. Неокатанные, реже незначительно окатаннные частицы, часто окаймленные сплошной высокопробной каймой (1000 ‰) толщиной 20–40 мкм. Нередко кайма сопровождается сателлитами изометрично-полигональной формы 10 × 10 мкм. Распространенность – 48 %. Морфология зерен интерстиционная (комовидная и таблитчатая с полигональными отростками; гломеробластовые сростки из нескольких зерен). Поверхность частиц характеризуется полигональными и клиновидными выступами и ограничениями. Первичная структура частиц равномерно-гранобластовая с размерами зерен 100 × 100 и 200 × 200 мкм. По границам зерен нередко проявлены прямолинейные прожилки с пробностью 1000 ‰. Деформационные структуры в ядрах частиц – преобладающая бетонная, а также катакластическая и милонитовая. Частицы этого типа встречены в россыпях рр. Прав. и Лев. Кундусуг, Изинзюль, Бол. и Мал. Алгияк и Чёрной. В россыпи р. Чёрной присутствуют частицы с каймой техногенной амальгамы толщиной 1–20 мкм. Структура пленки золото-серебряной амальгамы криптозернистая (фельзитоподобная) с трещинами «усыхания». Поверхность частиц золота корродируется каймой амальгамы.

В частицах отмечаются включения ильменита, эпидота (р. Прав. Кундусуг), кварца, глинистых минералов, гидроксидов Fe (рр. Изинзюль, Бол. Билелиг), арсенопирита (р. Чёрная). Химический состав арсенопирита (мас. %): 34.21 Fe, 43.78 As, 22.12 S. Отношения S/As = 1.181 и (S + As)/Fe = 2.082 свидетельствуют о кристаллизации арсенопирита в золоте при температуре 400 °C и активности серы в растворе ($\log a_{S_2} = -7,2$) (Сазонов и др., 2016). Предполагается, что частицы этого типа золота поступили из близрасположенных кор выветривания кварцево-жильных руд среди пропилитов.

3. Окатанные частицы, окруженные преимущественно сплошной высокопробной каймой толщиной от 5 до 50 мкм. Около 80 % частиц имеют пробность 920–949 ‰. Прерывистость каймы наблюдается у 20 % частиц. Распространенность

– около 20 %. Встречаются частицы с видимым первичным гранобластическим строением. Размер зерен – 150 × 150 мкм. Между зернами наблюдаются прожилки с пробностью 1000 ‰. Форма частиц таблитчатая и клиновидная с округленными ребрами, эллипсовидная и редко шаровидная. Реликтовые выступы прижаты к основному телу частиц. Некоторые пластинки изогнуты и имеют S-образную или дугообразную форму. Деформационная внутренняя структура частиц бетонная или, реже, милонитовая.

В частицах отмечены включения ильменита, эпидот-клиноцоизита, каолинита, гидрослюдистых глинистых минералов, кварца и гидроксидов Fe. Частицы этой разновидности встречены в россыпях рр. Прав. и Лев. Кундусуг, Изинзюль, Бол. Алгияк, Бол. Билелиг и Чёрной. Частицы, вероятно, поступали в россыпь из кварцево-жильных руд пропилитизированных метадiorитов.

Золото весьма высокой пробности (>950 ‰) подразделяется на три разновидности.

1. Неокатанные частицы, в которых высокопробная кайма отсутствует либо прерывистая пленочная. Пробность пленок составляет 1000 и 995–998 ‰. Количество частиц с пробностью 950–969 ‰ составляет 40 %, 970–989 ‰ – 60 %. Распространенность в россыпях района – около 8 %. Морфология частиц интерстиционная (амбовидная, таблитчатая, гантелевидная, комовидная, призматическая с коленообразным изгибом). Границы характеризуются полигонально-ступенчатыми углублениями и выступами. Поверхности прямолинейные и полого-волнистые, иногда с тонкобугорчатыми и зубчатыми наростами (возможны коррозионные ограничения). В занорышах отмечается «моховидное» золото. В единичных случаях присутствуют прямолинейные и дугообразные прожилки высокопробного золота (1000 ‰). Деформационные структуры не проявлены в 30 % частиц, в остальных фиксируются катакластические и бетонные разности в одинаковом количестве. В частицах отмечены включения халькопирита, пирита, брейнерита, анкерита, мусковита, герсдорфита, галенита (в том числе Se-содержащего), алексита и рутила. Золото этого типа встречено в россыпях р. Мал. Билелиг. Частицы золота принадлежат, вероятно, халькопирит-пиритовому минеральному типу среди березитов. Поступили в россыпь из близлежащих коренных источников.

2. Неокатанные частицы с высокопробной каймой толщиной от 10 до 50 мкм. Преобладающая (85 %) пробность составляет 950–959 ‰,

15 % приходится на пробность 960–969 ‰. Кайма утолщается на реберных выступах. В углублениях частиц встречается «моховидное» золото. Структура каймы криптозернистая (фельзитоподобная). Пробность золота в кайме – 985–1000 ‰. Распространенность в россыпях составляет около 1.5 %. Морфология частиц интерстиционная (пластинчатая, амёбовидная, комовидная) с полигонально-ступенчатыми выступами и углублениями. Некоторые пластинки S-образно изогнуты. Деформационная структура частиц преимущественно бетонная, редко милонитовая. В частицах отмечены включения рыхлых агрегатов лимонита и глинистых гидрослюдистых минералов. Частицы этого типа золота встречены в россыпях рр. Изинзюль и Бол. Алгияк и поступили из близлежащих кор выветривания.

3. Окатанные частицы с высокопробной (1000 ‰) сплошной и прерывистой каймой толщиной 10–30 мкм. Преобладающее количество (90 %) частиц имеют пробность 950–959 ‰, а около 10 % частиц – 960–969 ‰. Распространенность в россыпях – менее 1 %. Форма частиц эллипсоидная, караваевидная. Поверхность частиц тонкошпиговидная. Тонкие выступы прижаты к частицам. Деформационные структуры плохо различимы, возможно, из-за тонкой милонитизации. Частицы этого типа встречены в россыпях рр. Прав. Кундусуг и Мал. Билелиг. Частицы, вероятно, поступали из промежуточного коллектора.

Система Hg-Ag-Au. Распространенность ртутистого золота в россыпях района составляет около 5 %.

Ртутистое золото относительно низкой пробности (707–795 ‰) имеет состав (мас. %): 71–79 Au, 22.8–10.7 Ag, 4.3–9.8 Hg (табл. 2). Выделены две его разновидности.

1. Неокатанные частицы с пробностью 775–788 ‰ без высокопробной каймы. Состав (мас. %): 77.6–78.8 Au, 15.9–17.0 Ag, 4.3–5.5 Hg (табл. 2). Встречено в россыпи р. Лев. Кундусуг, характеризуется клиновидной формой с полигонально-ступенчатыми выступами. Отмечаются волосовидные прожилки золота без примесей. Частицы поступили из близлежащих окисленных руд.

2. Изометричные окатанные частицы с пробностью 707 и 791–795 ‰ и пористой каймой. Состав (мас. %): 70.7–80.2 Au, 22.8–10.7 Ag, 6.4–9.8 Hg (табл. 2). Поры характеризуются червеобразной морфологией. Кайма имеет неоднородное строение. Пленки, окружающие поры, не содержат Ag и Hg. Матрица пористого золота имеет более вы-

сокую пробность, чем ядра частиц, но более низкое содержание Hg при почти одинаковом содержании Ag. Золото установлено в пробах №№ 563 и 566 россыпи по р. Мал. Алгияк. На стенках пор отмечаются налеты агрегатов гидроксидов Fe, каолинита, лейкоксена, минералов кремнезема, серы и серебра.

Ртутистое золото средней пробности (810–882 ‰) имеет состав (мас. %): 79.9–91.5 Au, 10.03–16.25 Ag, 2.12–5.40 Hg. Выявлены две разновидности – окатанная и неокатанная.

1. Неокатанные частицы с пробностью 824–882 ‰ без высокопробной каймы. Встречено в россыпях рр. Мал. Алгияк и Бол. Билелиг. Морфология частиц изометричная и интерстиционно-крючковатая со ступенчато-полигональной поверхностью. Внутреннее строение частиц деформационное, отмечаются бетонная и катакlastическая структуры. Включения в золоте представлены кварцем, арсенопиритом, хлоритом, карбонатом (?), гидрослюдистыми глинистыми минералами. Частицы поступили из близлежащих коренных золото-кварцевых руд.

2. Окатанные частицы с пробностью 810–859 ‰ и высокопробной каймой. В ртутистом золоте с содержанием Hg менее 5 % кайма имеет плотное строение. Частицы золота, содержащие >5.4 % Hg, местами имеют высокопробную пористую кайму толщиной от 10 до 100 мкм. Морфология пор червеобразная. Пробность золота в каймах – от 954 до 1 000 ‰. Более высокопробное золото примыкает к пустотам. Частицы этого типа, вероятно, поступили в россыпи из окисленных золото-кварцевых руд кор выветривания.

Состав окатанного золота (мас. %): 79.93–81.08 Au, 15.48–16.25 Ag, 2.58–2.67 Hg. Встречено в россыпи р. Мал. Алгияк. Морфология частиц эллипсоидная. Внутренняя структура частиц бетонная. Частицы имеют высокопробную кайму толщиной от 10 до 30 мкм. Структура каймы плотная псевдоморфно-криптогранобластовая. Золото в кайме с размером зерен 2–6 мкм двухфазное, отличающееся интенсивностью цвета. Пробность зерен золота в кайме – 985 и 988 ‰; состав (мас. %): 98.52–98.55 Au, 1.18–1.45 Ag. Состав высокопробных зерен не определялся. В частицах золота встречены включения хлорита, а в налетах на стенках пор фиксируются пылевидные агрегаты гидроксидов Fe, каолинита и гидрослюдистых глинистых минералов.

Ртутистое золото высокой пробности (902–919 ‰) включает неокатанные частицы, в которых высокопробная кайма отсутствует или представлена пленкой. Состав золота (мас. %): 90.06–91.70

Au, 6.25–8.06 Ag, 1.89–3.58 Hg. Морфология частиц интерстиционная со ступенчато-полигональными ограничениями. Внутренняя первичная структура гранобластовая с размером зерен 20×20 и 50×50 мкм. Гранобластовая структура подчеркивается межзерновыми нитевидными прожилками с пробностью 1000 ‰. Первичную структуру в некоторых зернах нарушают катакластические деформации, примыкающие к кайме и занимающие около 20–40 % среза зерен. Пленочная высокопробная кайма плотная толщиной менее 1 мкм с узелками до 3 мкм. Развивается не по всей поверхности (от 10 до 50 %). Пробность золота в кайме составляет 1000 ‰. Встречена в россыпи р. Мал. Алгияк. В частицах золота отмечены включения хлорита, кварца, карбоната (?) и гидрослюдистых глинистых минералов. Частицы этого типа золота поступили в россыпь из близлежащих коренных золото-кварцевых руд.

Система Cu-Ag-Au. Медистое золото в россыпях района занимает около 2 %. Золото встречается в россыпях рр. Кундусуг, Мал. Билелиг и Чёрной. Частицы характеризуются однородной и неоднородной структурами ядер зерен, выявляемыми по интенсивности тонов на BSE изображениях.

Однородные частицы имеют следующий состав (мас. %): 91.8–92.53 Au, 4.47–5.02 Ag, 2.67–3.26 Cu. Пробность частиц – 918–925 ‰. Низкое содержание Cu свидетельствует о примесной не минералообразующей форме Cu в Ag-Au сплаве (Новгородова, 1983).

Структура неоднородных частиц обусловлена точечными (менее 1 мкм), изометрично-пятнистыми (40×60 мкм), линзовидно-пластинчатыми (5×40 мкм) образованиями (иногда пересекающимися под углом) медистого золота без Ag (89.07–91.60 % Au, 8.91–10.77 % Cu), отвечающими формуле CuAu_4 . Матрица имеет состав (мас. %): 89.94–91.30 Au, 3.06–7.34 % Ag, 2.84–3.84 Cu. Неоднородность, видимо, обязана распаду твердого раствора на устойчивые фазы. Золото матричной фазы высокопробное (900–930 ‰) и высокомедистое, тогда как у линзовидно-пластинчатых и изометричных обособлений (901–909 ‰) содержания Cu низкие, но присутствует Ag. Иногда в частицах наблюдаются высокопробные прямолинейные прожилки и первично-гранобластовое строение с размером зерен 350×350 мкм.

Неокатанные или незначительно окатанные частицы имеют изометричную и интерстиционную морфологию с полигональными выступами и углублениями. Высокопробная пористая кайма (1000 ‰)

толщиной до 200 мкм присутствует в частицах из аллювия рр. Кундусуг и Чёрной. В россыпи р. Мал. Билелиг высокопробная кайма пленочная и прерывистая. Поры в высокопробной кайме имеют пластинчатую морфологию в срезах и размер $1\text{--}2 \times 25\text{--}40$ мкм и наследуют форму пластинок медистого золота без Ag. В россыпи р. Чёрной встречаются частицы золота с пленкой техногенной амальгамы. В частицах отмечаются включения никелина, халькозина и эпидот-клиноцоизита. Частицы медистого золота поступали в россыпи из близлежащих кор выветривания.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее распространенным золотом Ag-Au состава (70 %) в россыпях района является весьма высокопробное и высокопробное золото (>900 ‰), при этом в коренных проявлениях количество низко- и среднепробного золота (600–900 ‰) составляет 100 % (Хертек, Сазонов, 2023). С.Г. Прудников (2004), К.М. Кильчичаков с соавторами (1986ф), а также В.А. Тюкпиеков (2013ф) считают, что золото россыпей и коренных проявлений связано с недостаточной изученностью коренных проявлений и наличием в районе не открытых коренных месторождений. Ведущим коренным источником золота россыпей района явились кварцевые жилы и сульфидно-карбонатно-кварцевые штокверки, рассредоточенные на площади и сближенные в пределах Октябрьского месторождения рудно-россыпного района.

По мнению большинства исследователей формирование коренного золотого оруденения связано с метадiorитами макаровско-орешского (изинзюльского) комплекса (Прудников, 2004). Более высокая пробность золота в россыпях относительно коренного связана с гипергенным метасоматическим облагораживанием золота в россыпи (Хертек, Сазонов, 2022, 2023).

Ртутистое золото характерно для руд золото-ртутных месторождений, присутствие которых в рудно-россыпном районе до настоящего времени достоверно не установлено. После упоминания С.С. Ильенка (1948ф) о киноварной минерализации на территории Октябрьского рудного поля В.Г. Богомоллов и др. (1955ф) при проведении геолого-съёмочных работ выявил несколько зон брекчирования на месторождении с аномалиями Hg и киноварной минерализацией. В одиночных пробах-протоколках им отмечена киноварь и знаки золота. В.М. Крупник и др. (1992ф) предполагает, что ме-

дистое и ртутистое золото связано с оруденением золото-известково-силикатной формации в ультраосновных породах.

Судя по литературным данным, ртутистое золото отлагается при низких температурах, часто среди черносланцевых терригенных пород (Некрасов, 1991). В.А. Степанов (2022) отмечает, что ртутистое золото (от 1–2 до 26.9 % Hg) встречается в коренных месторождениях золота от архея (Хемло – 2.6–2.7 млрд лет) до мезозоя (Кючюс), а также в россыпях – от древних метаморфизованных (Витватерсранд) до современных аллювиальных. Крупные по запасам коренные месторождения (Кючюс, Воронцовское, Хемло, Джинья) золото-ртутной формации являются малоглубинными (500–1500 м) с температурой образования руд 150–250 °С (Степанов, 2022). Рудные тела локализованы в аргиллитах и лиственитах. Продуктивные минеральные комплексы содержат сульфиды As, Hg, Cu, Sb, Zn и Pb. Золото из этих месторождений имеет пробы 700–986 ‰ и характеризуется неоднородным распределением Hg и Ag. Ртутистое золото развито в месторождениях Унья-Бомского рудно-россыпного района Приамурья (Степанов, 2022). Коренные проявления относятся к малосульфидной золото-кварцевой формации. Продуктивный минеральный комплекс представлен шеелитом, арсенопиритом, пиритом и галенитом. В россыпях в ассоциации с ртутистым золотом отмечаются шеелит, арсенопирит, пирит, галенит, киноварь и сперриллит. Рудное и россыпное золото содержит ртуть от 1–2 до 9.37 % (Степанов, 2022).

Предполагается, что россыпи золота изучаемого района сформировались за счет размыва фронтальной части коренных руд, развитых в кварцево-жильных рудах с золото-серебряной минерализацией, выявленной С.Г. Прудниковым (2017). В этих рудах, видимо, развита киноварь, отмеченная С.С. Ильенком в пределах Октябрьского рудного поля в шлихах по руч. Дроновскому (восточный фланг, жила Баба) и руч. Октябрьскому (западная окраина рудного поля). Минерал присутствует в заметном количестве, за счет чего, по свидетельству С.С. Ильенка, шлик приобрел красноватый оттенок. Размеры зерен киновари достигали 2 мм. Одиночные зерна киновари встречены в шлихе аллювия в средней части р. Кушкин. В нашем случае, ртутистое золото включает низко-, средне- и высокопробные частицы, что косвенно свидетельствует о широком диапазоне температур образования коренной золото-кварцевой минерализации.

Медистое золото россыпей района следует относить к системе Ag-Au с примесью Cu, при распаде которого выделяются пластинки более стехиометричной фазы CuAu₂ (Новгородова, 1983; Юшко-Захарова и др., 1986). Медистое золото, охарактеризованное на месторождении Золотая Гора на Урале, локализовано в родингитах либо хлорит-карбонатных метасоматитах среди альпинотипных гипербазитов (Спиридонов, Плетнев, 2002; Мурзин, Варламов, 2010). Проявление оруденения этого генетического типа в рассматриваемом регионе ранее упоминалось В.М. Крупником (1992ф) в офиолитах Эйлигхемского рудно-россыпного района Тывы. С.Г. Прудников (2004) считает, что одним из источников россыпного золота в районе являются золотоносные породы Куртушубинского офиолитового пояса.

Медистое золото также отмечается в медно-молибден-порфировых месторождениях Южной Сибири (Гаськов и др., 2006; Спиридонов, 2010). В нашем случае не исключается возможность связи золота с медно-порфировым оруденением в девонских вулcano-плутонических структурах на северо-западе и юго-востоке площади рудно-россыпного района. Проявления медистого золота установлены нами в россыпях рр. Кундусуга, Мал. Билелига и Черной в непосредственной близости от выходов девонских пород. На генетическую связь кварцевых жил с весьма высокопробным золотом (930–990 ‰) и малых интрузий девонского возраста указывал С.С. Кальниченко (1972). Помимо выше указанных генетических типов месторождений медистое золото отмечается в скарнах южной Сибири (Коробейников, 1999; Гаськов и др., 2006). В настоящее время в Республике Тыве разрабатывается месторождение медистого золота Тардан в магнетиально-известковых скарнах, расположенное в 400 км южнее Амыло-Систигхемского района. Проявления скарнов на площади исследуемого района до настоящего времени не отмечались.

ВЫВОДЫ

Золото изученных россыпей Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района (Республика Тыва, Красноярский край) характеризуется широкой изменчивостью морфологических особенностей, внутреннего строения, химического состава и преобразований в гипергенных условиях. В россыпях района охарактеризовано золото состава Ag-Au, Hg-Ag-Au и Cu-Hg-Au с широким диапазоном пробы. Выделено 17 разновидностей

частиц золота, которые характерны для месторождений различных генетических типов. Иногда степень их изменения в сравнении с гипогенным золотом весьма значительная. Наиболее распространено (93 %) золото Ag-Au состава, на долю ртутистого золота приходится чуть более 5 %, а медистого – 1.9 %. Золото всех химических типов встречается в виде не окатанных, полуокатанных и окатанных частиц различной степени деформированности, что свидетельствует о разном удалении частиц в россыпи от области питания. Другой особенностью россыпного золота являются высокопробные каймы по периферии у окатанных и неокатанных частиц. По нашему мнению, такие каймы типичны для частиц, пребывающих длительное время в золотоносном пласте в условиях относительного покоя. Присутствие неокатанных частиц без высокопробной каймы свидетельствует о незначительном времени их пребывания в россыпи.

В частицах золота обычно проявлена резкая неоднородность состава с отчетливыми границами фаз: практически чистое золото (пробность около 1000 ‰) в краевых зонах и тончайших межзерновых прожилках среди зернистых агрегатов ядер, образовавшихся в экзогенных условиях и, собственно, в ядрах частиц, считающихся по химическому составу реликтами эндогенного золота. Ядра частиц россыпного золота более однородны по сравнению с золотом из коренных руд. Отличия концентрации Au в соседних точках и по всей площади ядра зерен золота редко превышают 2 %, в то время как у частиц коренных руд неоднородность концентрации Au в соседних точках нередко составляет 15–20 %. По нашему мнению, более однородный состав золота в частицах россыпного золота является следствием метасоматических преобразований золота в гипергенных условиях.

Средне- и высокопробное золото встречается во всех точках наблюдения. Источником высокопробного золота Ag-Au состава, по нашему мнению, служили пропилиты и альбит-кварцевые жилы. В частицах этого золота во включениях установлен характерный для пропилитов продуктивный минеральный комплекс: (ильменит + эпидот-клиноцоизит + альбит + анкерит) + кварц. Среднепробное золото типично для коренных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. В нем включения представлены минералами золото-сульфидной ассоциации (кварц + арсенопирит + халькопирит), которая распространена в кварцевых жилах среди березитов района.

Весьма высокопробное золото наиболее широко распространено в россыпи р. Мал. Билелига, а также в низовьях рр. Кундусуг и Чёрной. Коренные источники весьма высокопробного золота в районе не известны. Согласно литературным данным, такое золото типично для руд золото-сульфидно-кварцевой формации больших глубин и реже средних, а также руд золото-теллурического геохимического типа золото-серебряной формации. В весьма высокопробном золоте (>950 ‰) Ag-Au состава района развиты минеральные комплексы мусковит + брейнерит + кварц и герсдорфит + пирит + халькопирит + Se-галенит + алексит ($\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$), характерные для коренных руд гидротермальных месторождений березит-лиственитовой формации в базит-гипербазитовых породах. Не исключена связь весьма высокопробного золота с медно-молибденовыми рудопроявлениями девонских вулканоплутонических ассоциаций, достоверно не установленных в районе.

Медистое золото, распространенное в россыпях рр. Кундусуг, Билелиг и Чёрной, встречается в ассоциации с весьма высокопробным золотом Ag-Au состава. Его источником, предположительно, являются перидотиты Куртушубинского офиолитового комплекса или апоультрамафитовые метасоматиты – родингиты, серпентиниты и их лиственитизированные разновидности. Возможно, источником медистого золота в россыпях были медно-молибден-порфировые проявления нижнего девона. Минеральный комплекс включений в медистом золоте района – эпидот-клиноцоизит + никелин + халькозин. Судя по наличию халькозина в ассоциации с золотом, нижний предел температуры образования минерального комплекса составляет 120–140 °C, а верхний – 320 °C, характерный для золота Cu-Au состава.

Ртутистое золото имеет пробность от 707 до 935 ‰. Относительно низкопробное золото содержит, в среднем, 8.6 % Hg, среднепробное – 3.8 % Hg и высокопробное – 2.7 % Hg. Ртутистое золото широко распространено в среднем течении рр. Бол. Билелиг и Мал. и Бол. Алгияк, а также встречается в среднем течении р. Кундусуг и низовьях рр. Билелиг и Чёрной. Слабозолотоносные кварцевые жилы с киноварью, залегающие среди черных сланцев, отмечались на Октябрьском рудном поле. В частицах золота относительно низкой пробности из россыпей встречаются включения кварца и пылеватые агрегаты минералов кремнезема, серы и серебра. В средне- и высокопробном золоте установлены включения кварца, арсенопирита, хлорита и карбо-

ната. Предполагается, что источником ртутистого золота служили кварц-карбонатные жилы с серебряной и киноварной минерализацией.

Типоморфные различия золота, отмеченные в россыпях района, могут быть использованы в комплексе критериев и признаков коренной рудоносности и при постановке геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзон Р.О. (1983ф) Составление карты прогноза на золото южного обрамления Сибирской платформы в м-бе 1 : 500 000. Часть II. Прогнозная карта территории Тув. АССР: отчет о науч.-иссл. работе. М., ЦНИГРИ, 180 с.
- Богомолов В.Г. Цивилев Г.В., Осипова О.Н. (1955ф) Геологическое строение и полезные ископаемые верхний рек Систиг-Хем и Айна: отчет о науч.-иссл. работе. М., ЦНИГРИ, 268 с.
- Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. (2006) Золотосодержащие минеральные ассоциации месторождений медно-рудного профиля Алтае-Саянской складчатой области. *Геология и геофизика*, 47 (9), 996–1004.
- Гаськов И.В. Прудников С.Г. (2022) Металлогения эндогенного золота Тывы. *Геология и геофизика*, 63 (11), 1566–1582. <https://doi.org/10.15372/GiG2021136>
- Григорьева А.И., Кальниченко С.С., Новиков В.Н. (1969ф) Золотоносные россыпи Систиг-Хемского района Тувинской АССР и их перспективная оценка: отчет по теме В.18.2.В. М., ЦНИГРИ, 200 с.
- Ильенко С.С. (1948ф) Условия золотоносности в Амыло-Систигхемском районе Западного Саяна и в районе рек Хопто, Тапса Центральной Тувы: отчет Тувинской экспедиции за 1947 г. М., Золоторазведка, 52 с.
- Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. (2006) Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск, Гео, 339 с.
- Кальниченко С.С. (1972) Эндогенное золотое оруденение и россыпеобразующие рудные формации Восточной Тувы. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 174 с.
- Кильчичаков К.М., Русанов А.В., Макиянский С.Н. (1986ф) Поисково-оценочные работы на россыпное золото в долинах рек Алгияк, Билелиг, Черная: отчет Алгиякской партии за 1983–1985 гг. Кызыл, ТГРЭ, 135 с.
- Коробейников А.Ф. (1999) Нетрадиционные комплексные золотоплатиноидные месторождения складчатых областей. Новосибирск, СО РАН, 237 с.
- Крупник В.М., Шашкин В.М., Левин А.Ю. и др. (1992ф) Составление карты золото- и платиноносности с целью совершенствования методики поисков и прогнозной оценки площадей на россыпи на примере Куртушибинского золотоносного пояса: отчет о науч.-иссл. работе по теме 0.50.01.04.02.12.Н.11. М., ЦНИГРИ, 267 с.
- Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Чефранова А.В. (2015) Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы. *Арктика: экология и экономика*, 2 (18), 66–77.
- Лебедев В.И. (2018) Полезные ископаемые Тувы и сопредельных территорий. М., Де'Либри, 494 с.
- Макиянский С.Н., Бухаров Н.С., Чернышева О.Г. и др. (1991ф) Детальная разведка россыпей в долине реки Б. Алгияк с переоценкой запасов месторождения Б. Алгияк (с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1991 г.): отчет Алгиякской партии по работам за 1988–1991 гг. Кызыл, ТГРЭ, 288 с.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А. (2010) Медистое и медьсодержащее золото в гипербазитах Урала. *Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований»*. М., ИГЕМ РАН, 64–66.
- Неволько П.А., Колпаков В.В., Нестеренко Г.В., Фоминых П.А. (2019) Самородное золото аллювиальных россыпей северо-западного Салаира: состав, типы и минеральные микровключения. *Геология и геофизика*, 60 (1), 79–100. <https://doi.org/10.15372/GiG2019005>
- Некрасов И.Я. (1991) Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М., Наука, 312 с.
- Нестеренко Г.В. (1991) Прогноз золотого оруденения по россыпям: на примере районов юга Сибири. Новосибирск, Наука, 233 с.
- Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. (2020) Эволюция самородного золота в экзогенных условиях. *Геология и геофизика*, 61 (11), 1514–1534. <https://doi.org/10.15372/GiG2020109>
- Новгородова М.И. (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах. М., Наука, 287 с.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото: Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. Новосибирск, Наука, 347 с.
- Попов В.А., Митус А.И. и др. (1999ф) Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в Западном Саяне на Систигхемской площади в пределах листа N-46-XXIX. Отчет Систигхемской геолого-съемочной партии по работам 1991–1999 г. Кызыл, ТГРЭ, 310 с.
- Прудников С.Г. (2004) Закономерности размещения россыпей золота в морфоструктурах Тувы и Западного Саяна. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 181 с.
- Прудников С.Г., Хертек Ч.М. (2016) Типоморфные признаки самородного золота россыпей Тувы и прилегающих районов Западного Саяна. *Успехи современного естествознания*, 10, 146–151.
- Прудников С.Г., Хертек Ч.М. (2017) Золотоносность Амыло-Систигхемского района Тувы. *Материалы III Всероссийской молодежной школы-конференции «Природные системы и экономика Центрально-Азиатского региона: фундаментальные проблемы и перспек-*

тивы рационального использования». Кызыл, ТувИ-КОПР СО РАН, 46–51.

Прудников С.Г., Хертек Ч.М. (2018) Оценка ресурсов техногенных образований отработанной россыпи Малый Алгияк (Тува). *Успехи современного естествознания*, 2, 129–133. <https://doi.org/10.17513/use.36684>

Прудников С.Г., Хертек Ч.М. (2019а) Оценка техногенных образований отработанных россыпей золота Кара-Хем, Проездной (Тува). *Успехи современного естествознания*, 2, 67–72. <https://doi.org/10.17513/use.37059>

Прудников С.Г., Хертек Ч.М. (2019б) Оценка ресурсов техногенных образований отработанных россыпей золота Тувы. *Материалы III Международной научно-практической конференции «Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура»*. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 348–350.

Родыгина В.Г. (2007) Шлиховые поиски и минералогия россыпей (шлиховой метод). 2-е изд. доп. Томск, НТЛ, 404 с.

Русанов А.В. (1987ф) Предварительная разведка россыпей в долине р. Мал. Алгияк (с подсчетом запасов по состоянию на 01.11.1987 г.): отчет Мало-Алгиякской партии по работам за 1986–1987 гг. Кызыл, ТГРЭ, 149 с.

Сазонов А.М., Кирик С.Д., Сильянов С.А. Баюков О.А., Тишин П.А. (2016) Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский край). *Минералогия*, 3, 53–70.

Скляров Е.В. (1982) Метаморфизм черносланцевых формаций Тувы и Западного Саяна и некоторые вопросы их золотоносности. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Улан-Уде, 150 с.

Спиридонов Э.М. (2010) Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации. *Труды Всероссийской научной конференции «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов»*. Апатиты, K&M, 143–171.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М., Научный мир, 220 с.

Степанов В.А. (2022) Месторождения ртутистого золота. *Разведка и охрана недр*, 7, 3–10. https://doi.org/10.53085/0034-026X_2022_07_03

Тюкпиеков В.А. (2013ф) Информационный отчет по незавершенным поисковым и оценочным работам на Октябрьском золоторудном поле: отчет ПК «АС «Ойна» по работам за 2011–2013 гг. Кызыл, 138 с.

Фельдбарг Н.Е., Захарова Е.М. (1980ф) Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях в Амыло-Систигхемском районе Тувинской АССР (в связи с поисками россыпей золота). М., МГУ, 284 с.

Хертек Ч.М., Сазонов А.М. (2022) Катаклаз и метасоматоз частиц детритового золота при гипергенезе. *Материалы XI Всероссийской петрографической конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов»*. Томск, Компания Милон, 150–161.

Хертек Ч.М., Сазонов А.М. (2023) Деформационные и метасоматические преобразования детритового золота при россыпеобразовании. *Руды и металлы*, 4, 37–60. <https://doi.org/10.47765/0869-5997-2023-10020>

Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. и др. (1986) Минералы благородных металлов: Справочник. М., Недра, 272 с.

Craw D., Lilly K. (2016) Gold nugget morphology and geochemical environments of nugget formation, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 79, 301–315. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.001>

Goryachev N.A., Yakubchuk A.S., Litvinenko I.S., Lozhkin A.V., Pruss Yu.V., Smirnov V.N. (2020) Giant placers of the Upper Kolyma gold fields, Yana-Kolyma province, Russian Northeast. *Special Publication of Society of Economic Geologists “Geology of the World’s Major Gold Deposits and Provinces”*, chapter 37, 797–821. <https://doi.org/10.5382/SP.23.37>

Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. (2017) Transport-related mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand. *Sedimentary Geology*, 361, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.019>

Nakagawa M., Santosh M., Nambiar C.G., Matsubara C. (2005) Morphology and chemistry of placer gold from Attappadi valley, Southern India. *Gondwana Research*, 8 (2), 213–222. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71119-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71119-9)

REFERENCES

Berzon R.O. (1983) *Unpublished report on compilation of forecast map for gold in the southern frame of the Siberian Platform on a scale of 1 : 500 000. Part II. Forecast map of the territory of Tuvinian ASSR*. Moscow, TsNIGRI, 180 p. (in Russian)

Bogomolov V.G., Tsivilev G.V., Osipova O.N. (1955) *Unpublished report on geological structure and minerals of the upper reaches of the Sistig-Khem and Aina rivers*. Moscow, TsNIGRI, 268 p. (in Russian)

Craw D., Lilly K. (2016) Gold nugget morphology and geochemical environments of nugget formation, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 79, 301–315. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.001>

Feldbarg N.E., Zakharova E.M. (1980) *Unpublished report on geological and geomorphological study in the Amyl-Sistighem region of the Tuva ASSR (in relation to the prospects for gold placers)*. Moscow, MGU, 284 p. (in Russian)

Gaskov I.V., Akimtsev V.A., Kovalev K.R., Sotnikov V.I. (2006) Gold-bearing mineral assemblages of Cu deposits of the Altai-Sayan fold area. *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 47 (9), 996–1004. (in Russian)

Gaskov I.V., Prudnikov S.G. (2022) Metallogeny of endogenous gold in Tuva. *Russian Geology and Geophysics*, 63 (11), 1566–1582. <https://doi.org/10.2113/RGG20204299>

- Goryachev N.A., Yakubchuk A.S., Litvinenko I.S., Lozhkin A.V., Pruss Yu.V., Smirnov V.N. (2020) Giant placers of the Upper Kolyma gold fields, Yana-Kolyma province, Russian Northeast. *Special Publication of Society of Economic Geologists "Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces"*, chapter 37, 797–821. <https://doi.org/10.5382/SP.23.37>
- Grigorieva A.I., Kalnichenko S.S., Novikov V.N. (1969) *Unpublished report B.18.2.B. on gold placers of the Sistig-Khem region of the Tuvinian ASSR and their prospective assessment*. Moscow, TsNIGRI, 200 p. (in Russian)
- Il'enok S.S. (1948) *Unpublished report of the Tuvinian expedition for 1947 on conditions of gold potential in the Amyl-Sistighem region of Western Sayan and in area of the Khopto and Tapsa rivers of Central Tuva*. Moscow, Zolotorazvedka, 52 p. (in Russian)
- Kalinin Yu.A., Roslyakov N.A., Prudnikov S.G. (2006) *Gold-bearing weathering mantles of South Siberia*. Novosibirsk, Geo, 339 p. (in Russian)
- Kalnichenko S.S. (1972) *Endogenous gold mineralization and placer-forming ore complexes of Eastern Tuva*. (Candidate dissertation). Moscow, 174 p. (in Russian)
- Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. (2017) Transport-related mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand. *Sedimentary Geology*, 361, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.019>
- Khertek Ch.M., Sazonov A.M. (2022) Supergene cataclasis and metasomatism of detrital gold particles. *Materialy XI Vserossiyskoy petrograficheskoy konferentsii "Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov"* (Materials of XI All-Russian Petrographic Conference "Petrology of Igneous and Metamorphic Complexes"). Tomsk, Kompaniya Milon, 150–161. (in Russian)
- Khertek Ch.M., Sazonov A.M. (2023) Deformation and metasomatic transformations of detrital gold during placer formation. *Rudy i metally (Ores and Metals)*, 4, 37–60. (in Russian) <https://doi.org/10.47765/0869-5997-2023-10020>
- Kilchichakov K.M., Rusanov A.V., Makiyansky S.N. (1986) *Unpublished report of the Algiyak Party for 1983–1985 on prospecting works for placer gold in valleys of the Algiyak, Bilelig, and Chernaya rivers*. Kyzyl, TGRE, 135 p. (in Russian)
- Korobeinikov A.F. (1999) *Unconventional complex gold-platinum deposits of fold areas*. Novosibirsk, SO RAN, 237 p. (in Russian)
- Krupnik V.M., Shashkin V.M., Levin A.Yu. et al. (1992) *Unpublished report on topic 0.50.01.04.02.12.N.11. on compilation of map of Au and Pt potential to improve prospecting and forecast assessment methods of placer areas on example of the Kurtushibinsky gold-bearing belt*. Moscow, TsNIGRI, 267 p. (in Russian)
- Lalomov A.V., Bochneva A.A., Chefranov R.M., Chefranova A.V. (2015) Placer deposits of the Arctic zone of Russia: a current state and ways of development of the mineral resource base. *Arktika: ekologiya i ekonomika (Arctic: Ecology and Economics)*, 2 (18), 66–77. (in Russian)
- Lebedev V.I. (2018) *Mineral resources of Tuva and adjacent territories*. Moscow, De'Libri, 494 p. (in Russian)
- Makiyansky S.N., Bukharov N.S., Chernysheva O.G. et al. (1991) *Unpublished report of the Algiyak Party on works for 1988–1991 on detailed exploration of placers in the valley of the B. Algiyak River with revaluation of reserves of the B. Algiyak deposit (with calculation of reserves as of 07.01.1991)*. Kyzyl, TGRE, 288 p. (in Russian)
- Murzin V.V., Varlamov D.A. (2010) Cuprous and Cu-bearing gold in ultramafic rocks of the Urals. *Materialy Vserossiyskoy konferentsii "Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineralnykh assotsiatsiy, usloviya obrazovaniya mestorozhdeniy, zadachi prikladnykh issledovaniy (Proceedings of All-Russian Conference "Native Gold: Typomorphism of Mineral Assemblages, Formation Conditions of Deposits, and Tasks of Applied Studies)*. Moscow, IGEM RAN, 64–66. (in Russian)
- Nakagawa M., Santosh M., Nambiar C.G., Matsubara C. (2005) Morphology and chemistry of placer gold from Attappadi valley, Southern India. *Gondwana Research*, 8 (2), 213–222. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71119-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71119-9)
- Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Nesterenko G.V., Fominykh P.A. (2019) Alluvial-placer gold of Northwestern Salair: composition, types, and mineral microinclusions. *Russian Geology and Geophysics*, 60 (1), 79–100. <https://doi.org/10.15372/RGG2019005>
- Nekrasov I.Ya. (1991) *Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits*. Moscow, Nauka, 312 p. (in Russian)
- Nesterenko G.V. (1991) *Forecast of gold mineralization in placers: example of South Siberia regions*. Novosibirsk, Nauka, 233 p. (in Russian)
- Nikiforova Z.S., Kalinin Yu.A., Makarov V.A. (2020) Evolution of native gold under exogenous conditions. *Russian Geology and Geophysics*, 61 (11), 1514–1534. <https://doi.org/10.15372/RGG2020109>
- Novgorodova M.I. (1983) *Native metals in hydrothermal ores*. Moscow, Nauka, 287 p. (in Russian)
- Petrovskaya N.V. (1973) *Native gold: general characteristics, typomorphism, questions of genesis*. Novosibirsk, Nauka, 347 p. (in Russian)
- Popov V.A., Mitus A.I. et al. (1999) *Unpublished report of the Sistigkhem Geological Survey Team for 1991–1999 activities on additional geological study on a scale 1:200000 in Western Sayan at the Sistigkhem area within sheet N-46-XXIX*. Kyzyl, TGRE, 310 p. (in Russian)
- Prudnikov S.G. (2004) *Principles of occurrence of gold placers in Tuva and Western Sayan morphostructures*. (Candidate dissertation). Novosibirsk, 181 p. (in Russian)
- Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. (2016) Typomorphic features of native gold placers in Tuva and adjacent areas of Western Sayan. *Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya*

(*Advances in Current Natural Sciences*), 10, 146–151. (in Russian)

Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. (2017) Gold potential of the Amyl-Sistighem region of Tuva. *Materialy III Vserossiyskoy molodezhnoy shkoly-konferentsii "Prirodnyye sistemy i ekonomika Tsentralno-Aziatskogo regiona: fundamentalnye problemy i perspektivy ratsionalnogo ispolzovaniya"* (Proceedings of III All-Russian Youth School-Conference "Natural systems and Economics of the Central Asian Region: Basic Problems and Prospects for Rational Use). Kyzyl, TuvIKOPR SO RAN, 46–51. (in Russian)

Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. (2018) Assessment of resources of technogenic complexes of an explored Maly Algiyak placer (Tuva). *Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya (Advances in Current Natural Sciences)*, 2, 129–133. (in Russian) <https://doi.org/10.17513/use.36684>

Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. (2019a) Assessment of technogenic complexes of explored Kara-Khem and Proezdnoy gold placers (Tuva). *Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya (Advances in Current Natural Sciences)*, 2, 67–72. (in Russian) <https://doi.org/10.17513/use.37059>

Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. (2019b) Assessment of resources of technogenic complexes of explored gold placers in Tuva. *Materialy III Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii "Regionalnaya ekonomika: tekhnologii, ekonomika, ekologiya i infrastruktura"* (Proceedings of III International Scientific and Practical Conference "Regional Economics: Technology, Economics, Ecology and Infrastructure). TuvIKOPR SO RAN, 348–350. (in Russian)

Rodygina V.G. (2007) *Prospects by panning and mineralogy of placers (panning method)*. Second edition. Tomsk, NTL, 404 p. (in Russian)

Rusanov A.V. (1987) *Unpublished report of the Maly Algiyak Party on works for 1986–1987 on preliminary exploration of placers in the valley of the Maly Algiyak River (with calculation of reserves as of November 1, 1987)*. Kyzyl, TGRE, 149 p. (in Russian)

Sazonov A.M., Kirik S.D., Silyanov S.A. Bayukov O.A., Tishin P.A. (2016) Typomorphism of arsenopyrite from the Blagodatnoe and Olimpiada gold deposits (Yenisei Ridge). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 3, 53–70. (in Russian)

Sklyarov E.V. (1982) *Metamorphism of black shale formations of Tuva and Western Sayan and some issues of their gold potential*. (Candidate dissertation). Ulan-Ude, 150 p. (in Russian)

Spiridonov E.M. (2010) Review of gold mineralogy in leading types of Au mineralization. *Trudy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii "Zoloto Kolskogo poluostrova i soprodelnykh regionov"* (Proceedings of All-Russian Scientific Conference "Gold of Kola Peninsula and Adjacent Regions). Apatity, K&M, 143–171. (in Russian)

Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) *The Zolotaya Gora cuprous gold deposit (about «gold-rodingite» type)*. Moscow, Nauchny mir, 220 p. (in Russian)

Stepanov V.A. (2022) Deposits of Hg-bearing gold. *Razvedka i okhrana nedr (Prospect and Protection of Mineral Resources)*, 7, 3–10. (in Russian) https://doi.org/10.53085/0034-026X_2022_07_03

Tyukpiekov V.A. (2013) *Unpublished report of the Oyna Prospectors' Artel on unfinished prospecting and assessment works of 2011–2013 at the Oktyabrsky gold ore field*. Kyzyl, 138 p. (in Russian)

Yushko-Zakharova O.E., Ivanov V.V., Soboleva L.N. et al. (1986) *Noble metal minerals: a handbook*. Moscow, Nedra, 272 p. (in Russian)

Информация об авторах

Хертек Чаяна Март-ооловна – младший научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН; аспирант, Сибирский федеральный университет, chayana83@mail.ru.

Сазонов Анатолий Максимович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, Сибирский федеральный университет, Sazonov_am@mail.ru.

Information about the authors

Chayana M. Khertek – Junior Reseacher, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, chayana83@mail.ru

Anatoly M. Sazonov – Doctor of Geological–Mineralogical Sciences, Professor, Siberian Federal University, Sazonov_am@mail.ru.



УДК 549.76: 902/904

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-4

ПЕРЕРАБОТКА ГИПСОВОГО СЫРЬЯ В АДМИНИСТРАТИВНО-КУЛЬТОВОМ ЦЕНТРЕ БРОНЗОВОГО ВЕКА ГОНУР-ДЕПЕ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ КАРАКУМЫ)

Л.Я. Кабанова, А.М. Юминов, И.А. Блинов

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; kablar39@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 27.06.2023 г., после доработки 04.12.2023, принята к печати 08.02.2024 г.

Аннотация. На основании изучения минерального состава и текстурно-структурных особенностей образцов древней вяжущей смеси, использовавшейся на строительных работах в административно-культовом центре бронзового века Гонур-депе (Юго-Восточные Каракумы), реконструирована технология ее приготовления. Основой материала являются тонкие призматически-угловатые и волокнистые агрегаты восстановленного гипса (60–70 % и β -бассанита (3 %), связанные глинисто-кремнистым цементом (20–30 %). В смеси присутствуют зерна кварца (5–10 %), полевого шпата (до 1 %), слюды (до 1 %) и других минералов. Сырьем для получения смеси служил раздробленный природный гипсовый камень, который прокаливался на воздухе. В этом случае гипс преобразуется в β -бассанит и, частично, ангидрид. Морфология и размеры частиц минералов подтверждают наличие стадии прокаливания до 200 °С. Последующая добавка в сухую смесь воды вызывала быстрое загустение и цементацию материала, который можно было использовать для побелки и штукатурки стен.

Ключевые слова: археологическая минералогия, гипс, древние вяжущие смеси.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке государственной бюджетной темы № 122062100023-5. Полевой материал собран в составе Маргианской археологической экспедиции Института этнологии и антропологии РАН (ИЭА РАН, г. Москва, Россия) в рамках Соглашения о сотрудничестве между ИЭА РАН и Министерством культуры Туркменистана.

Благодарности. Авторы выражают благодарность коллегам из ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН за содействие в проведении анализов и помощь при интерпретации полученных результатов.

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

Вклад авторов. Л.А. Кабанова, А.М. Юминов – разработка концепции, исследование, визуализация, написание черновика рукописи, редактирование финального варианта рукописи; И.А. Блинов – аналитические/экспериментальные работы. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Кабанова Л.Я., Юминов А.М., Блинов И.А. Переработка гипсового сырья в административно-культовом центре бронзового века Гонур-депе (Юго-Восточные Каракумы). Минералогия, 10 (1), 54–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-4.

PROCESSING OF GYPSUM-BEARING MATERIALS IN THE BRONZE AGE GONUR DEPE ARCHEOLOGICAL SITE (SOUTHEAST KARAKUM DESERT)

L.Ya. Kabanova, A.M. Yuminov, I.A. Blinov

*South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UBRAS,
Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia; kablar39@mail.ru*

Received 27.06.2023, revised 04.12.2023, accepted 08.02.2024

Abstract. The technology of preparation of an ancient binder mixture used in construction work at the Gonur Depe archeological site (Southeast Karakum desert) is interpreted on the basis of study of its mineral

composition and textural-structural features. The material is composed of thin prismatic-angular and fibrous aggregates of reduced gypsum (60–70 %) and β -bassanite (3 %) enclosed in clay-siliceous matrix (20–30 %). The mixture also contains grains of quartz (5–10 %), feldspar (up to 1%), mica (up to 1 %) and other minerals. The mixture was produced from a crushed natural gypsum stone, which was calcinated in air. In this case, gypsum is converted to β -bassanite and partly to anhydride. The morphology and sizes of mineral particle confirm the presence of the calcination stage up to 200 °C. The further addition of water to a dry mixture caused rapid thickening and cementation of the material, which could be used for whitewashing and plastering of the walls.

Keywords: archeological mineralogy, gypsum, ancient plaster mixes.

Funding. This work was supported by state contract no. 122062100023-5. The field materials were collected in structure of the Margiana Archeological Expedition of the Institute of Ethnology and Anthropology RAS (IEA RAS, Moscow, Russia) in frame of the Collaboration between the IEA RAS and Ministry of Culture of Turkmenistan.

Acknowledgements. The authors are grateful to colleagues from the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS for analytical works and help in interpretation of results.

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

Author contribution. L.A. Kabanova, A.M. Yuminov – conceptualization, investigation, visualization, writing – original draft, writing – review & editing; I.A. Blinov – analytical/experimental works. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kabanova L.Ya., Yuminov A.M., Blinov I.A. Processing of gypsum-bearing materials in the bronze age Gonur Depe archeological site (Southeast Karakum Desert). Mineralogy, 10 (1), 54–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-1-4.

ВВЕДЕНИЕ

Гонур-депе является одним из наиболее известных археологических памятников эпохи поздней бронзы в Средней Азии. Он находится в юго-восточной части пустыни Кара-Кум, в 70 км севернее современного г. Байрамали (Марыйский велаят, Республика Туркменистан) (рис. 1). Памятник был открыт В.И. Сарианиди в 1972 г. и раскапывался им до последних лет жизни. В настоящее время археологические работы продолжают сотрудники Маргианской археологической экспедиции. За период многолетних работ научным коллективом были собраны и изучены богатейшие коллекции изделий из камня, керамики, меди, бронзы и драгоценных металлов.

Гонур-депе был основан в конце III тыс. до н.э. в замковой части дельты р. Мургаб (Зайцева и др., 2008). Он просуществовал до середины II тыс. до н.э. и был покинут своими жителями в результате ухода реки. Объект относится к Бактрийско-Маргианскому археологическому комплексу и в древности являлся крупнейшим административно-культовым центром прилегающей территории (Сарианиди, 1974). Протогород был окружен несколькими массивными оборонительными стенами, усиленными прямоугольными башнями и славился монументальной архитектурой. Хозяйство его жителей базировалось на орошаемом земледелии (Сатаева, Сатаев, 2012), скотоводстве (Сатаев, Сатаева, 2012)

и многочисленных ремеслах: гончарном деле (Кожин, 2008), обработке каменного сырья (Юминов, 2012), металлургическом и бронзолитейном производстве (Папахристу, 2016; Kraus, 2016; Yuminov et al., 2021). Немаловажную часть в его развитии занимала торговля, в том числе оловянными и медными рудами. Последние в то время уже разрабатывались на территории Средней и Центральной Азии (Avilova, 2008; Steinkeller, 2014) и через Гонур-депе экспортировались в древние государства Ближнего Востока (Lyonne, 2005).

Цель настоящих исследований состояла в воссоздании процессов изготовления древних штукатурно-гипсовых смесей, используемых при строительстве административно-культового центра Гонур-депе. В задачи исследований входили макро- и микроописание светло-серого артефакта с волнистой поверхностью в нижней части, определение его минерального состава и характеристика текстурно-структурных особенностей материала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект исследований был обнаружен в раскопе № 19, погребение 24, и идентифицирован как фрагмент отпечатка плетеной корзины, оставленной на гипсе. Лабораторные исследования включали оптическую и электронную микроскопию, рентгенофазовый и изотопный анализы, которые выполнены на приборной базе Южно-Уральского



Рис. 1. Местоположение объектов на территории Туркменистана. 1 – современные населенные пункты, 2 – место раскопок археологического комплекса Гонур-депе.

Fig. 1. Location of objects on the territory of Turkmenistan. 1 – modern settlements, 2 – the excavation site of the Gonur-depe archaeological complex.

федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс). Прозрачные шлифы и полированные аншлифы изготовлены в шлифовальной мастерской (шлифовальщики И.В. Кислюк, Н.П. Иванова).

Оптическая микроскопия в проходящем плоско-поляризованном свете проводилась в целях диагностики и определения текстурно-структурных особенностей строения образцов, а также для отбора монофракций. Для макроскопического описания использовались бинокулярный микроскоп МБС-10. Петрографическое изучение осуществлялось с помощью поляризованного микроскопа Axiolab ZS с цифровой фотоприставкой.

Электронная микроскопия задействовалась для установления размеров, морфологии (форм выделения) и диагностики тонких агрегатов минералов. Съемка проводилась на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBU, оборудованном энергодисперсионной приставкой OXFORD INSTRUMENT. Условия съемки: напыление – графит, напряжение на катод – 30 кВ, диаметр пучка – 5 мкм, время экспозиции – 60 сек.

Рентгенофазовый анализ использовался для количественного определения минерального состава (объем. %). Препараты для исследований готовились на вазелиновой основе во избежание

потери водорастворимых фаз. Анализ проводился в воздушно-сухом состоянии на автоматизированном дифрактометре ДРОН-2М, Cu-K α излучении с графитовым монохроматором, шаг съемки 0.02° (аналитик П.В. Хворов). Содержания рассчитаны методом Петера-Кальмана по экспериментально полученным коэффициентам на 100 % без учета рентгеноаморфной составляющей.

Изотопный состав серы в гипсе определен на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage, сопряженном с элементным анализатором EA Flash 1112 интерфейсом ConFlo III (производитель Thermo Finnigan) (аналитик С.А. Садыков). Изотопные отношения измерены в непрерывном потоке газа. Масса навески – 0.2 мг. При анализе использовался стандарт NBS-123. Обработка результатов и контроля работы масс-спектрометра производилась с помощью программного обеспечения Isodat 2.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Макроскопическое описание артефакта

Изученный образец представляет собой трапециевидный фрагмент гипсового слепка донца и части боковой стенки плетеной корзины. Размеры образца (см): длина 21–22; ширина 10–12; высота 4–5 (рис. 2).

Рис. 2. Отпечаток дна плетеной корзины из ивовых прутьев, оставленный на вяжущем гипсовом материале в центре Гонур-депе.

Раскоп № 19, погребение 24; обр. ГД-153-9.

Fig. 2. Imprint of the bottom of a wicker basket made of willow twigs on a binding plaster material at the Gonur Depe archeological site.

Excavation no. 19, burisl 24; sample GD-153-9.



На отпечатке хорошо выделяется крестовина, состоящая из четырех парно-переплетенных прутьев, которые плотно оплетаются лозой. Дно и боковые стенки корзины выполнены простым послойным плетением, в котором одиночные прутья в виде непрерывной ленты через стойку вплетались и наслаивались рядами по пологой спирали. Толщина прутьев не превышала 5–7 мм. По определению Л.В. Сатаевой для лозы использовались прутья ивы.

Судя по отпечаткам, материал заполнения изначально был пластичным, а затем затвердел и превратился в плотную камнеподобную массу светло-серого цвета. Ее поверхность со временем покрылась тонкой (менее 1 мм) серо-коричневой коркой патины, так называемого «пустынного загара», который образуется при длительном нахождении образца на дневной поверхности. Макротекстура образца однородная без видимой слоистости. Структура неравномерная тонко- и скрытозернистая, пористая. Поры имеют угловатую и овальную форму поперечником 0.5–4.0 мм. Они расположены беспорядочно и занимают около 25 об. %. Материал непрозрачен и имеет матовый блеск. Он относительно хрупкий, легкий, не обладает магнитными свойствами. С соляной кислотой практически не взаимодействует, за исключением слабой реакции на заветренной поверхности.

Петрографическая характеристика

Микроскопически образец характеризуется обломочным строением. Обломки составляют око-

ло 70 об. %. Они представлены тонко сросшимися агрегатами гипса, мелкими зернами кварца, реже плагиоклаза, чешуйками слюды и единичными включениями эпидота и цоизита, а также комковатыми стяжениями кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых агрегатов. Обломки неравномерно распределены в объеме и образуют скопления, в основном, приуроченные ко дну корзины (рис. 3а). Они характеризуются округлой, округло-овальной, реже угловатой формой (рис. 3б). Размер обломков колеблется от 0.1 до 1.5–2.0 мм. Доля цемента в образце достигает 30 %. Граница с обломками не всегда отчетливо проявлена, что объясняется близким составом цемента и большей части обломков.

В комковатых стяжениях отмечается переменное содержание компонентов. Встречаются обособления, сложенные агрегатом мелких зерен кварца, часто остроугольной формы, чешуек мусковита и глинисто-кремнистого вещества (рис. 4а, б). Такие обособления составляют около 5 об. %. Гипсовая составляющая в них преобладает над зернами кварца. Цемент в этих обломках также глинисто-гипсовый, типа выполнения пор.

Границы между стяжениями и цементом могут быть резкими (рис. 4в) или «размытыми» (рис. 4г). В первом случае граница может быть подчеркнута рассеянным органическим веществом, во втором – переход постепенный.

Основная цементирующая масса представлена глинисто-кремнистым веществом, местами, с резким преобладанием опаловой составляющей, выполняющей стенки пор. Структура цемента пе-

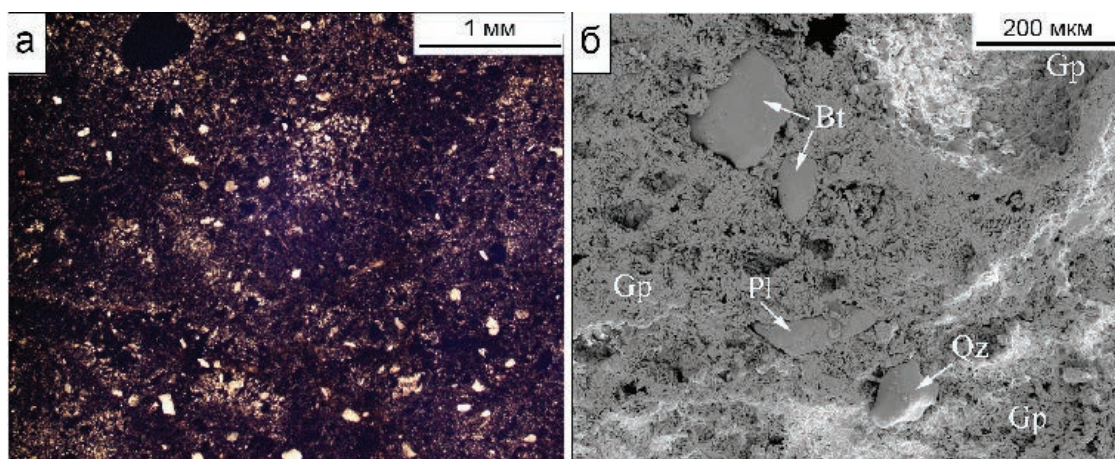


Рис. 3. Обломочный материал в гипсовом слепке: а – скопление обломков минералов в цементе (проходящий свет, без анализатора); б – зерна минералов в гипсовом матриксе (СЭМ-фото).

Здесь и далее: Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Gp – гипс, Qz – кварц.

Fig. 3. Clastic material in a plaster cast: а – fragments of minerals in matrix (transmitted light, without analyzer); б – mineral grains in gypsum matrix (SEM photo).

Hereinafter: Pl – plagioclase, Bt – biotite, Gp – gypsum, Qz – quartz.

литовая, местами алевропелитовая. Тип цемента неоднородный: местами – базальный, чаще – типа заполнения пор. Текстура материала, в целом, пористая. Поры составляют около 25 об. %. Их размер варьирует от 0.01 до 0.5–1.0 мм. Расположение пор хаотичное, они встречаются как в цементе, так и комковатых стяжениях (рис. 4). В цементе поры обычно полые, редко выполненные более поздним опалом (рис. 4а). В гипсовых стяжениях количество пор повышенное, и они полностью заполнены опалом (рис. 4б). В цементе отчетливо проявлены трещины усыхания, подчеркнутые темно-бурым органическим веществом (рис. 4в). Местами к ним приурочены выделения вторичного опала (рис. 4г).

Исследования с помощью сканирующего электронного микроскопа позволили выявить в наполнителе корзины органическое вещество, в том числе и реликты водорослей, которые по форме, строению и составу предположительно относятся к диатомовым. Водоросли образуют буроватые цепочечные колонии, состоящие из мелких одноклеточных индивидов размером от 1–2 до 50 мкм. Клетка протопласта покрыта пектиновой оболочкой, заключенной в опаловом цементе с отчетливым тонким рисунком среза пор и ареол (рис. 5а). Поскольку диатомовые водоросли встречаются не только в морских и пресноводных водоемах, а также в воздушной, наземной и почвенной среде, проникая на глубину до 3 м (Голлербах, 1951), возможно, что фрагмент изученной корзины был захоронен в почве или вблизи водоема.

В составе наполнителя также присутствует рассеянное органическое вещество, которое по размеру и морфологии представлено двумя типами. Первый тип – дисперсные включения, которые наблюдаются в проходящем свете в виде бурых или черных частиц размером менее 0.005 мм, сходных по красновато-бурой окраске с гидроксидами железа. Они слабо различаются под микроскопом, находятся в виде отдельных частиц или образуют пылеватые скопления (рис. 5б). Обычно они располагаются беспорядочно, но нередко выполняют поры и трещины в комковатых обломках и между ними (рис. 5в). Рассеянное органическое вещество второго типа – детритное, обладает собственной формой в виде микростушков, микропрожилков, нитевидных включений размером от 0.01 до 0.10 мм.

Минеральный состав

По данным рентгенофазового анализа образец состоит из гипса (60–70 %), кварца (до 10 %) и бассанита (3–5 %) (рис. 6). При микроскопическом изучении были также идентифицированы плагиоклаз, мусковит, биотит, эпидот и цоизит, количество которых не превышает 0.3–0.5 мас. % (чувствительность рентгеноструктурного метода).

Гипс представлен обломками природного гипсового камня в комковатых обособлениях и в цементе и новообразованными агрегатами в полостях и пустотах. Для обломочного гипса характерны мелкие зернистые агрегаты или сrostки плохо

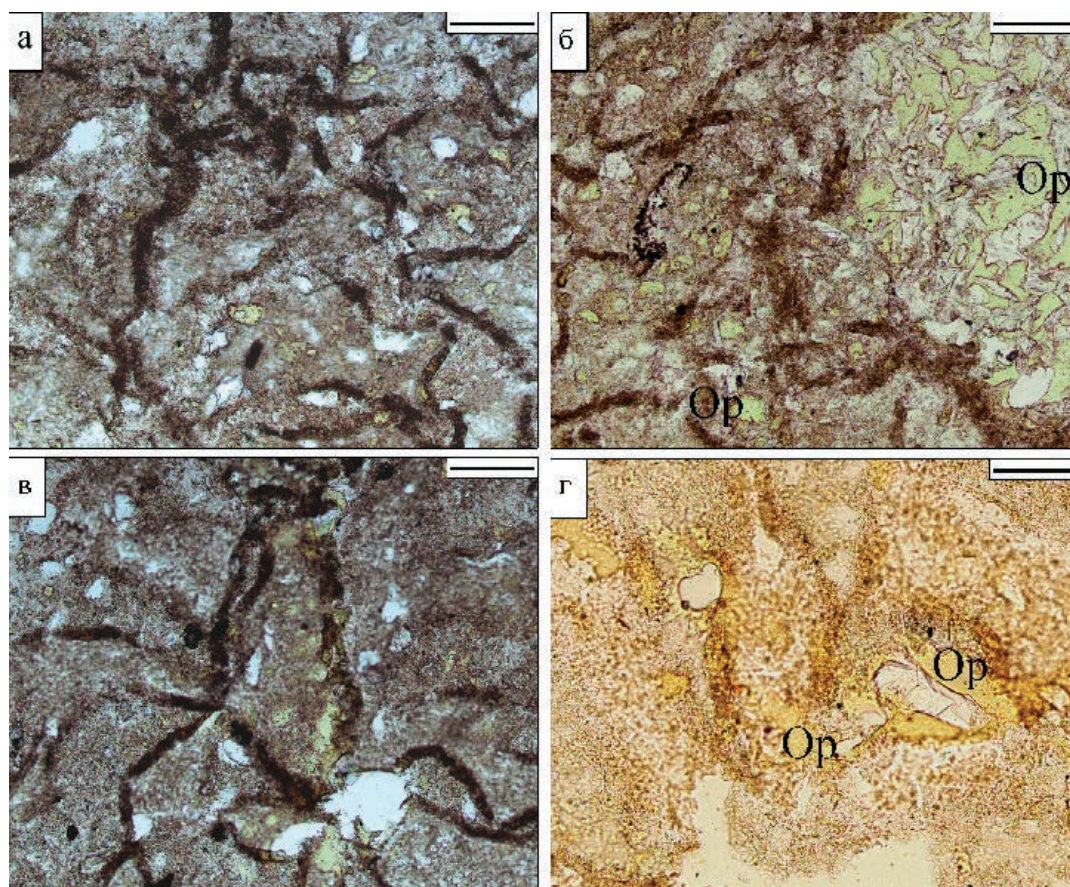


Рис. 4. Поры и трещины усыхания в глинисто-гипсовой массе: а – цементирующая масса со стяжениями гипса (серое) и порами (светло-серое), частично заполненными опалом (темно-серое до черного); б – гипсовые стяжения с порами, полностью заполненными опалом (Op) и трещины усыхания с буровато-коричневым органическим веществом; в – цементирующая масса с редкими порами и трещины усыхания с органическим веществом; г – участки с опалом (желтоватый), приуроченным к трещинам с органическим веществом (коричневое).

Проходящий свет: с анализатором (а, в), без анализатора (б, г). Масштаб 200 мкм.

Fig. 4. Pores and syneresis cracks in clay-gypsum mass: а – matrix with gypsum aggregates (gray) and pores (light gray) partly filled with opal (dark gray to black); б – gypsum aggregates with pores completely made of opal (Op) and syneresis cracks with brownish organic matter; в – matrix with rare pores and syneresis cracks with organic matter; г – areas with opal (yellowish) confined to cracks with organic matter (brown).

Transmitted light: with (а, в) and without (б, г) analyzer. Scale bar is 200 μm .

оформленных кристаллов с рельефной поверхностью (рис. 7а). В пустотах он образует призматические и игольчатые образования, выросшие на стенках (рис. 7б) или волокнистые и лучистые агрегаты (рис. 7в). В шлифе гипс бесцветен. В скрещенных николях имеет серую интерференционную окраску первого порядка. Размер отдельных агрегатов варьирует в широких пределах, однако большая часть зерен не превышает 5–15 мкм.

Бассанит ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$) является продуктом конверсии (переработки) гипса и образует псевдоморфозы по нему. Под микроскопом бассанит практически неотличим гипса, кроме того он имеет близкий химический состав. В шлифе мине-

рал наблюдается в виде мелких зерен и лучистых сростков, заполняющих поры и трещины (рис. 7в).

Кварц представлен остроугольными зернами и обломками с округло-овальными краями размером от 0.01 до 0.20 мм (рис. 8а). Большая часть зерен характеризуется однородным погасанием, реже – волнистым. Некоторые зерна содержат следы хрупкой деформации, выраженной в трещинах, которые заполнены глинисто-гипсовым веществом. Отдельные зерна переполнены микровключениями слюд, а также флюидными включениями (рис. 8б). В придонной части слепка содержание кварца заметно увеличивается относительно его верхней части.

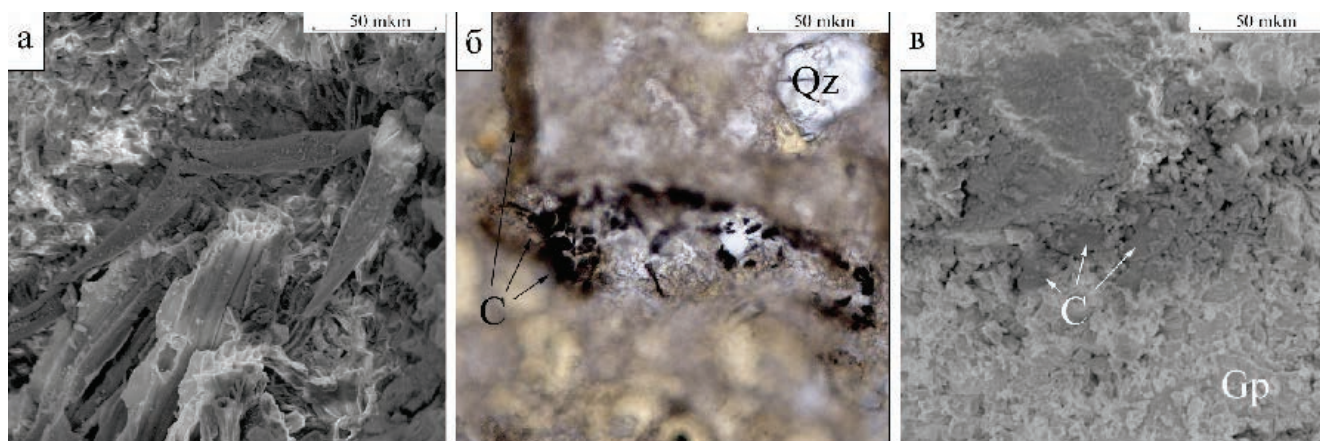


Рис. 5. Включения органического вещества в гипсовом материале: а – фрагменты диатомовой водоросли; б – детрит (C) в трещинах усыхания (проходящий свет без анализатора); в – дисперсное органическое вещество (C) в порах гипсового матрикса (Gp).

Fig. 5. Inclusions of organic matter in gypsum material: а – fragments of diatoms; б – detritus (C) in syneresis cracks (transmitted light without an analyzer); в – dispersed organic matter (C) in pores of gypsum matrix (Gp).

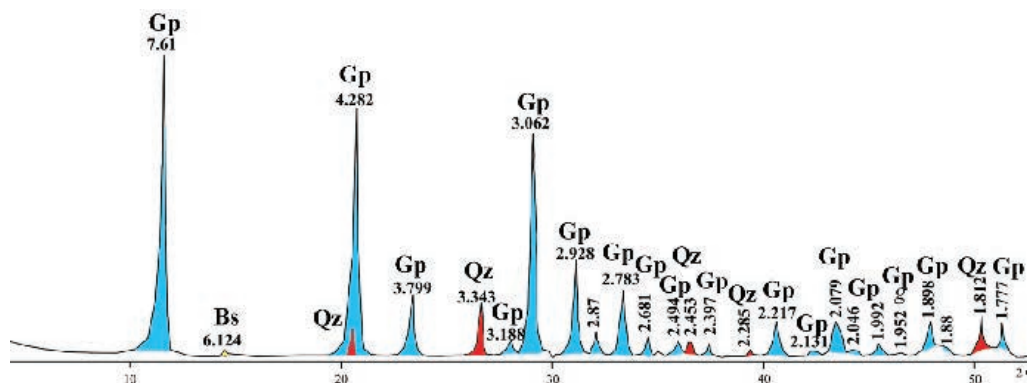


Рис. 6. Дифрактограмма гипсового материала (обр. ГД-153-9). Bs – бассанит.

Fig. 6. X-ray diffraction pattern of gypsum material (sample GD-153-9). Bs – bassanite.

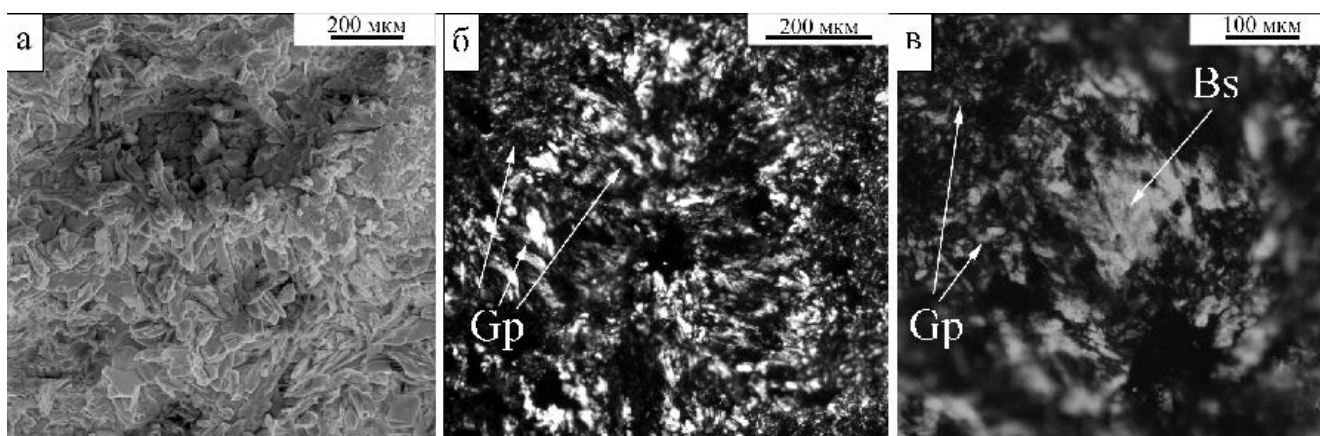


Рис. 7. Морфология новообразованных минералов в гипсовом материале: а – сростки мелких кристаллов гипса; б – призматические и игольчатые агрегаты гипса на стенке полости; в – агрегаты гипса в краевой части поры и лучисто-волокнистые агрегаты бассанита в центре. СЭМ-фото (а), проходящий свет с анализатором (б, в).

Fig. 7. Morphology of newly formed minerals in gypsum material: а – intergrowths of small gypsum crystals; б – prismatic and acicular gypsum aggregates on walls of the cavity; в – gypsum aggregates in the marginal part of the pore and radiant-fibrous bassanite aggregates in the center. SEM photo (а), transmitted light with analyzer (б, в).

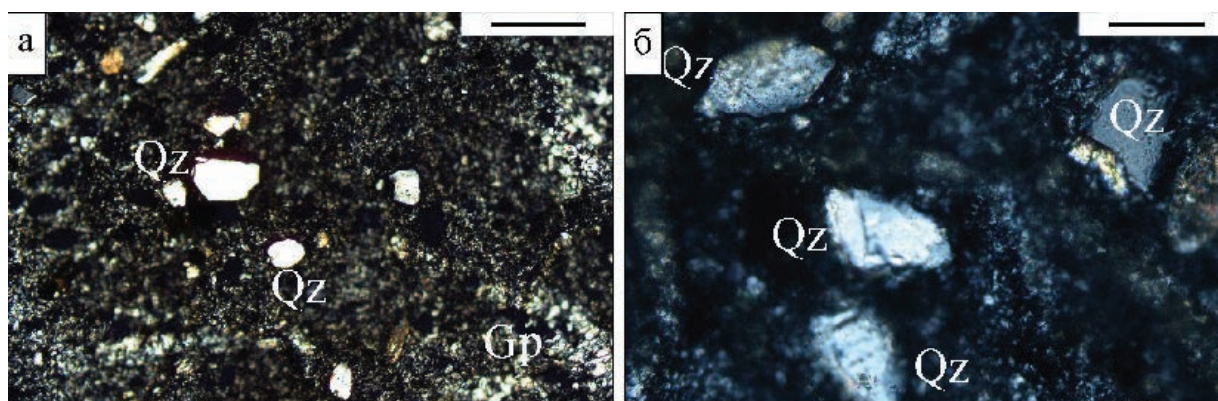


Рис. 8. Скопления кварцевых зерен в гипсовом агрегате: а – кварц в глинисто-гипсовом цементе; б – деформированные кварцевые зерна с флюидными включениями и чешуйками слюд.

Проходящий свет с анализатором. Масштаб 200 мкм.

Fig. 8. Quartz grains in gypsum aggregate: а – quartz in clay-gypsum matrix; б – deformed quartz grains with fluid inclusions and mica flakes.

Transmitted light with analyzer. Scale bar is 200 μm .

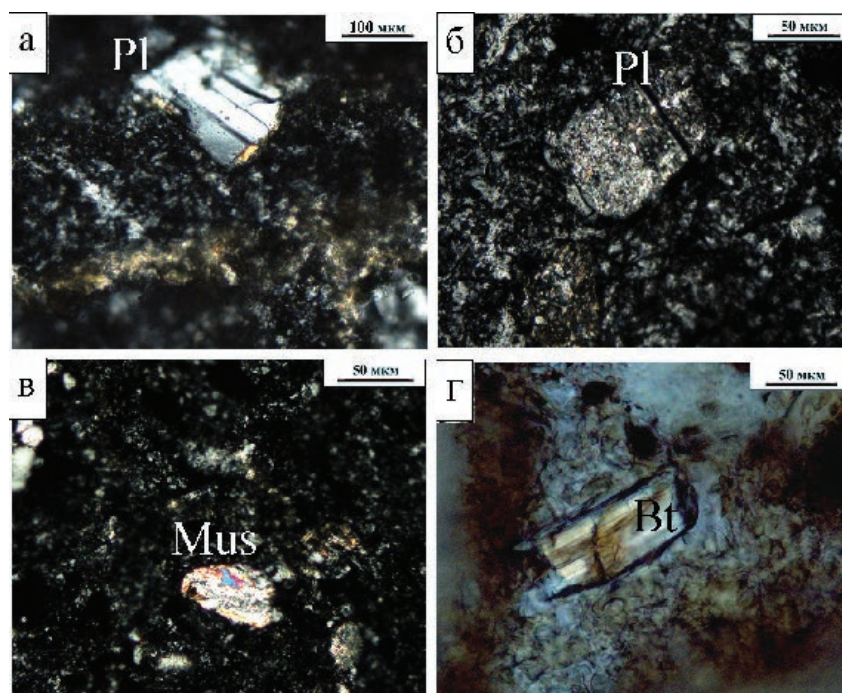


Рис. 9. Обломки минералов в глинисто-гипсовом цементе: а – деформированное зерно плагиоклаза с полисинтетическими двойниками; б – зерно серицитизированного плагиоклаза; в – чешуйки мусковита (Mus); г – пластинка биотита.

Проходящий свет с анализатором.

Fig. 9. Fragments of minerals in clay-gypsum matrix: а – deformed plagioclase grain with polysynthetic twins; б – grain of sericitized plagioclase; в – muscovite flakes (Mus); г – biotite plate.

Transmitted light with analyzer.

Опал выполняет пустоты округлой и овальной формы размером от 0.01 до 0.10 мм. Определен кристаллооптическим методом по характерным признакам: относительному показателю преломления (полоска Бекке идет на бальзам), рельефной поверхности и отчетливой изотропии.

Плагиоклаз образует редкие обломки таблитчатых зерен с отчетливыми полисинтетическими двойниками (рис. 9а). Состав минерала соответствует олигоклазу (An_{24}). Общее количество плагиоклаза не превышает 0.5–1 %. Отдельные зерна серицитизированы и местами сильно деформированы (рис. 9б).

Мусковит представлен пластинчатыми и чешуйчатыми, часто деформированными агрегатами размером до 0.15 мм (рис. 9в). Биотит встречается значительно реже (0.3 %) и образует чешуйчатые и пластинчатые зерна (рис. 9г). Минерал частью хлоритизирован и расщеплен. Иногда в нем фиксируется тонкая вкрапленность рудного минерала, а также редкие иголки рутила.

Эпидот образует единичные зерна округлой формы размером 0.08 и 0.10 мм. Он отличается от цоизита высокой интерференционной окраской. Цоизит представлен одним трещиноватым зерном размером 0.06 мм, обладающим в скрещенных полях пятнистой желтовато-синей аномальной интерференционной окраской.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Судя по внешнему виду слепка, его минеральному составу и характерным текстурно-структурным особенностям, представленный образец не является природным образованием. Он имеет техногенное происхождение и был получен из обожженного гипсового сырья, размолотого в порошок. Материал является древнейшей строительной вяжущей смесью, которая затвердевает после смешивания с водой. Основой смеси является гипс. Наряду с ним наблюдаются бассанит, кварц, полевой шпат, слюдистые и глинистые компоненты. Этот материал близок к низкосортным строительным смесям, которые в настоящее время используются для побелки и штукатурки стен (Косенко, 2015).

Технология изготовления гипсовых вяжущих обмазок относительно проста. Она основана на тепловой обработке гипса при различных температурах (рис. 10). Сырьем для получения материала служит природный гипсовый камень.

Согласно экспериментальным данным (Косенко, 2015), в гипсе при нагревании выше 65 °С начинаются процессы дегидратации. В температурном интервале 110–120 °С сырье превращается в бассанит. Последний в зависимости от типа обжига может иметь две модификации: α и β . Если обезвоживание осуществляется в паровлажной среде или в водном растворе (закрытый обжиг), то образуются хорошо оформленные плотные призматические или игольчатые кристаллы α -полугидрата. При прогреве на открытом воздухе получают волокнистые шероховато-пористые агрегаты или мелкие плохо выраженные кристаллы β -разновидности.

При этом общая пористость материала резко увеличивается и может достигать 30 %.

С повышением температуры до 170–210 °С β -полугидраты преобразуются в нестойкий обезвоженный полугидрат. При дальнейшем нагреве (220–360 °С) он переходит в β -растворимый ангидрит, который с повышением температуры превращается в нерастворимый, так называемый, «намертво обожженный» ангидрит.

Для получения вяжущего раствора к полученной сухой смеси добавляется небольшое количество воды. Это вызывает обратный эффект – ангидрид начинает активно поглощать влагу, и через бассанит преобразуется в гипс. Данный процесс связан с образованием пересыщенного раствора, в результате чего двуводный сульфид Са сначала выделяется в коллоидно-дисперсное состояние, а затем кристаллизуется с образованием агрегатного сростка, что ведет к быстрой цементации материала (Справочник..., 1966). Стадия преобразования пластичного теста в камнеподобную массу занимает 1–2 ч.

По нашему мнению, морфология и размеры новообразованных гипса и β -бассанита в шлифах соответствуют условиям их кристаллизации по схеме, предложенной Н.Ф. Косенко. Это доказывает наличие стадии прокаливания материала в технологии производства смеси и указывает на то, что обжиг сырья происходил в открытой, т. е. соприкасающейся с атмосферой, системе. Отсутствие микровключений галита на поверхности образца подтверждает данное предположение и, кроме того, свидетельствует, что при нагреве не были использованы солевые растворы. Наличие не полностью дегидратированных и неаморфизованных глинистых минералов в гипсовой смеси говорит о температуре обжига менее 550 °С, а полное отсутствие следов ангидрида в веществе позволяет снизить нижний предел до 320–360 °С. Не исключено, что часть материала была обожжена не до конца. Отличительным признаком этого является комкование вяжущего материала, связанное с быстрым загустением и схватыванием гипсовой массы (Косенко, 2015).

Гипс широко применялся в Гонур-депе и являлся одним из наиболее распространенных видов сырья. Материалы на его основе использовались для штукатурки и побелки стен ритуальных зданий (Оразов, 2016), культовых сооружений алтарей и хранилищ золы (Сарианиди, 2010), обмазки крупных керамических изделий (Юминов, Манбетова, 2016).

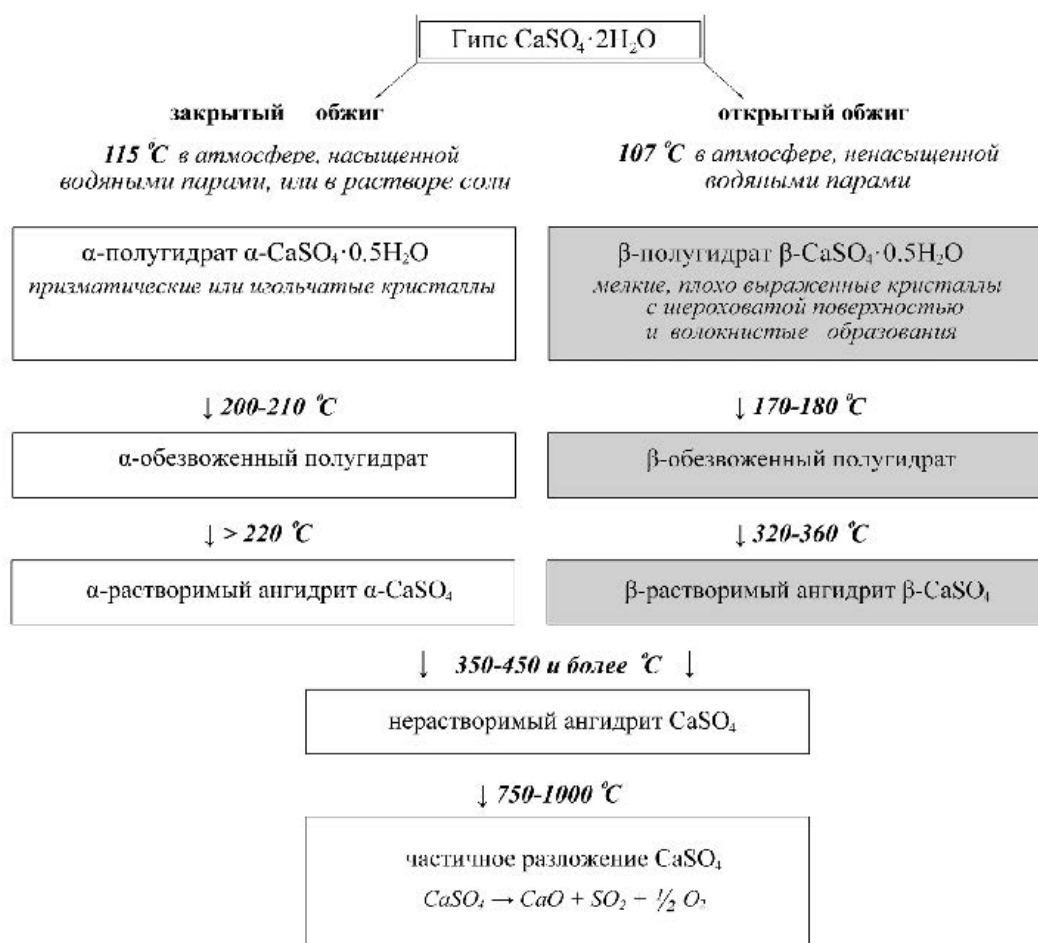


Рис. 10. Схема преобразования гипса в процессе термообработки, по (Косенко, 2015) с добавлениями). Серым цветом выделены температурные режимы, используемые в центре Гонур-депе.

Fig. 10 Scheme of transformation of gypsum during thermal treatment, modified after (Kosenko, 2015). The temperature regimes used at the Gonur Depe site are shown in gray.

Подобный материал отмечен на территории Южного Гонура в ямах, стены которых были армированы ивовой лозой и обмазаны гипсовой массой (Сатаева, 2016). Гипс-содержащие связующие вещества использовались для крепления мозаичных вставок на деревянных стенках ларца-дарохранильницы (Вересоцкая, 2016). Тессеры знаменитых мозаичных панно скреплялись мастикой черного цвета. В ее состав входили черный углеродистый пигмент, кварц, гипс, термически обработанные природные смолы, реже смесь извести и кварца с добавлением гипса (Ковалева, 2012; Dubova et al., 2019).

Строительный гипс, полученный путем обжига, известен человечеству с древнейших времен. В VI–III тысячелетиях до н.э., он использовался в глино-гипсовых, гипсо-глиняно-известковых и гипсо-известковых кладочных и штукатурных сме-

сях (Рахимов, 2021). Данный материал был обнаружен в знаменитых памятниках древнего Египта: пирамиде Хеопса, гробнице его матери, Большом Сфинксе (Gourdin, Kingery, 1975; Lucas, Harris, 2012). В древнеиндийских городах Мохенджо-Даро и Хараппа (середина III тыс. до н.э.) стены отдельных зданий были покрыты светло-серым гипсовым раствором с добавками песка, глины и известковой муки (Strahan, 1991; Mishmastnehi et al., 2023). Со II тысячелетия до н.э. в Индии кладочные и штукатурные растворы на основе высокообжигового гипса (800–950 °C), отличающиеся повышенной водостойкостью, использовались при строительстве гидротехнических сооружений. В более поздние времена в Передней и Средней Азии на основе кладочного и штукатурного раствора из гипса были построены мавзолей султана Санджара (Старый

Сатаева Л.В., Сатаев Р.М. (2012) Археоботанические исследования на Гонур Деде. *Труды Маргианской археологической экспедиции*, т. 4. М., Старый сад, 159–162.

Справочник химика (1966) / Под ред. Б.П. Никольского. М., Госхимиздат, т. 3, 1070 с.

Юминов А.М. (2012) Горные породы, употреблявшиеся для изготовления орудий и изделий из камня, обнаруженные при археологических раскопках административно-культового комплекса Гонур Деде (южная часть дворца и теменос). *Труды Маргианской археологической экспедиции*, т. 4. М., Старый сад, 163–166.

Юминов А.М., Манбетова Г.Р. (2016) Минеральный состав и геохимические особенности внутренней обмазки хумов для производства Сомы-Хаомы в административно-культовом центре Гонур Деде (юго-восточные Каракумы). *Геоархеология и археологическая минералогия-2016*. Миасс, ИМин УрО РАН, 89–93.

Avilova L. (2008) Regional models of metal production in Western Asia in the Chalcolithic, Early and Middle Bronze ages. *Trabajos de Prehistoria*, 65 (1), 73–91.

Gourdin W.H., Kingery W.D. (1975). The beginnings of pyrotechnology: Neolithic and Egyptian lime plaster. *Journal of Field Archaeology*, 2 (1–2), 133–150.

Dubova N.A., Kovaleva N., Veresotskaya G.E., Yuminov A.M. (2019) Mosaics from the Bronze age necropolis in Gonur Depe, Turkmenistan. *Journal of Mosaic Research*, 12, 17–35. <https://doi.org/10.26658/jmr.614841>

Kraus S. (2016) Metallurgical investigation at Gonur Depe, Turkmenistan. *Труды Маргианской археологической экспедиции*, т. 6. М., Старый сад, 257–264.

Lucas A., Harris J. (2012) Ancient Egyptian materials and industries. London, Courier Corporation, 554 p.

Lyonne B. (2005) Another possible interpretation of the Bactro-Margiana culture (BMAC) of Central Asia: the tin trade. In: *South Asian Archaeology*, 1, 191–200.

Mishmastnehi M., Van Driessche A.S., Smales G.J., Moya A., Stawski T.M. (2023) Advanced materials engineering in historical gypsum plaster formulations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120 (7), 31–44. <https://doi.org/10.1073/pnas.2208836120>

Strahan D.K. (1991) Special studies: naturally deposited versus intentionally applied gypsum on archaeological materials from Harappa, Pakistan. *Journal of Field Archaeology*, 18, 527–530.

Steinkeller P. (2014) Ancient Iran new perspectives from archaeology and cuneiform studies. *Proceedings of the International Colloquium held at the Center for Eurasian Cultural Studies*. Kyoto, Kyoto University, 127–150.

Yuminov A.M., Blinov I.A., Ankusheva N.N. (2021) The mineral composition of ground material from the stone pestles of the Gonur-Depe administrative and religious Center (South-Eastern Karakum). *Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy, Springer Proceedings in Earth, and Environmental Sciences*. Springer, Cham, 75–82.

REFERENCES

Avilova L. (2008) Regional models of metal production in Western Asia in the Chalcolithic, Early and Middle Bronze ages. *Trabajos de Prehistoria*, 65 (1), 73–91.

Dubova N.A., Kovaleva N., Veresotskaya G.E., Yuminov A.M. (2019) Mosaics from the Bronze Age necropolis in Gonur Depe, Turkmenistan. *Journal of Mosaic Research*, 12, 17–35. <https://doi.org/10.26658/jmr.614841>

Gollerbah M.M. (1951) *Algae, their structure, life and meaning*. Moscow, Nauka, 175 p. (in Russian)

Gourdin W.H., Kingery W.D. (1975). The beginnings of pyrotechnology: Neolithic and Egyptian lime plaster. *Journal of Field Archaeology*, 2 (1–2), 133–150.

Handbook of a chemist (1966) Ed. by B.P. Nikolsky. Moscow, Goskhimizdat, 1070 p. (in Russian)

Kosenko N.F. (2015) *Chemical technology of binding materials and products based on them*. Air binders. Ivanovo: IGKhTU, 219 p. (in Russian)

Kovaleva N.A. (2012) Preliminary research and conservation of two fragments of “carpet” mosaics of Gonur. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 4 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 4)*. Moscow, Stary sad, 176–184. (in Russian)

Kozhin P.M. (2008) Gonur Depe ceramics. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 2 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 2)*. Moscow, Stary sad, 180–195. (in Russian)

Kraus S. (2016) Metallurgical studies at Gonur Depe, Turkmenistan. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 6 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 6)*. Moscow: Stary sad, 257–264.

Lucas A., Harris J. (2012) *Ancient Egyptian materials and industries*. London: Courier Corporation, 554 p.

Lyonne B. (2005) Another possible interpretation of the Bactro-Margiana culture (BMAC) of Central Asia: the tin trade. In: *South Asian Archaeology*, 1, 191–200.

Mishmastnehi M., Van Driessche A.S., Smales G.J., Moya A., Stawski T.M. (2023) Advanced materials engineering in historical gypsum plaster formulations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120 (7), 31–44. <https://doi.org/10.1073/pnas.2208836120>

Orazov A. (2016) The Bronze age in Margiana: building materials and structures. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 6 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 6)*. Moscow, Stary sad, 224–231. (in Russian)

Papachristou O.A. (2016) Experience of the comparison: metalworkers’ workshop at Gonur Depe settlement (Turkmenistan) and the metalworkers’ quarter at Shahdad (Iran). *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 6 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 6)*. Moscow, Stary sad, 232–256. (in Russian)

- Rakhimov R.Z. (2021) Gypsum from ancient times to the present. *Arkhitectura i stroitelstvo (Architecture and Construction)*, 4, 120–124. (in Russian)
- Sarianidi V.I. (1974) Bactria in the Bronze Age. *Sovetskaya arheologiya (Soviet Archeology)*, 4, 49–71 (in Russian)
- Sarianidi V.I. (2010) *Long before Zarathustra (archaeological evidence of Protozoastrianism in Bactria and Margiana)*. Moscow, Stary sad, 200 p. (in Russian)
- Sataev R.M., Sataeva L.V. (2012) Cattle in the household of ancient Margiana. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 4 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 4)*. Moscow, Stary sad, 154–158. (in Russian)
- Sataeva L.V. (2016) Results of studies of wood remains from the Gonur-depe excavations. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 6 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 6)*. Moscow, Stary sad, 307–314. (in Russian)
- Sataeva L.V., Sataev R.M. (2012) Archeobotanical study at Gonur Depe. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 4 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 4)*. Moscow: Stary sad, 159–162. (in Russian)
- Steinkeller P. (2014) Ancient Iran new perspectives from archaeology and cuneiform studies. *Proceedings of the International Colloquium held at the Center for Eurasian Cultural Studies*. Kyoto, Kyoto University, 127–150.
- Strahan D.K. (1991) Special studies: naturally deposited versus intentionally applied gypsum on archaeological materials from Harappa, Pakistan. *Journal of Field Archaeology*, 18, 527–530.
- Veresotskaya G.E. (2016) Study and restoration of mosaic decoration of a casket-tabernacle wall of the end of the III millennium BC from a royal tomb of Gonur-depe (Turkmenistan). *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 6 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 6)*. Moscow, Stary sad, 315–323. (in Russian)
- Yuminov A.M. (2012) Rocks, which were used for tools making and stone products, found during archaeological excavations of the Gonur Depe administrative-religious complex (southern part of the palace and temenos). *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 4 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 4)*. Moscow, Stary sad, 163–166. (in Russian)
- Yuminov A.M., Manbetova G.R. (2016) Mineral composition and geochemical features of the internal coating of hums for the production of soma-haoma of the Gonur Depe administrative-religious complex (Southeast Karakum). *Geoarkheologiya i arkheologicheskaya mineralogiya (Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy-2016)*. Miass, IMin UrO RAN, 89–93. (in Russian)
- Yuminov A.M., Blinov I.A., Ankusheva N.N. (2021) The mineral composition of ground material from the stone pestles of the Gonur-Depe administrative and religious Center (South-Eastern Karakum). *Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy, Springer Proceedings in Earth, and Environmental Sciences*. Springer, Cham, 75–82.
- Zaytseva H.I., Dubova N.A., Sementsov A.A., Reimeer P., Mallory J., Junger H. (2008). Radiocarbon chronology of the Gonur Depe site. *Trudy Margianskoy arheologicheskoy ekspeditsii, t. 2 (Transactions of Margiana Archaeological Expedition, vol. 2)*. Moscow, Stary sad, 166–179. (in Russian)

Информация об авторах

Кабанова Лариса Яковлевна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, kablars39@mail.ru

Юминов Анатолий Михайлович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, umin@mineralogy.ru.

Блинов Иван Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, ivan_a_blinov@mail.ru.

Information about the authors

Larisa Ya. Kabanova – Candidate of Geological–Mineralogical Sciences, Scientific Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences, kablars@mineraly.ru.

Anatoly M. Yuminov – Candidate of Geological–Mineralogical Sciences, Senior Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences, umin@mineralogy.ru.

Ivan A. Blinov – Candidate of Geological–Mineralogical Sciences, Scientific Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences, ivan_a_blinov@mail.ru.

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 10 № 1 2024

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)



Свидетельство
о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи информационных
технологий и массовых коммуникаций

Технический редактор:
И.Ю. Мелекесцева
Оригинал-макет:
О.Л. Бусловская
Корректор:
И.А. Спирина

Подписано в печать 27.03.2024. Дата выхода в свет: 01.04.2024
Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.1. Уч.-изд. л. 5.1. 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

2024. Vol. 10. No. 1

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 27.03.2024.

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 ООО «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk Sity, 426035 Russia
Free of charge
