



Vestnik of Geosciences **Вестник геонаук**

Сентябрь
September
2020,
№ 9 (309)

Главный редактор

А. М. Асхабов

Chief Editor

A. M. Askhabov

Редакционный совет

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия

Editorial Board

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhsy, Saint Petersburg, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia
Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia

Редакционная коллегия

А. И. Антошкина, *Т. М. Безносова* (ответственный секретарь), *И. Н. Бурцев*, *Д. А. Бушнев*,
И. В. Козырева, *О. Б. Котова* (заместитель главного редактора), *С. К. Кузнецов*, *Т. П. Майорова*,
А. М. Пыстин, *О. В. Удоратина*

Editorial team

A. I. Antoshkina, *T. M. Beznosova* (Executive Secretary),
I. N. Burtsev, *D. A. Bushnev*, *I. V. Kozyreva*,
O. B. Kotova (Deputy Chief Editor), *S. K. Kuznetsov*,
T. P. Mayorova, *A. M. Pystin*, *O. V. Udoratina*

Технический редактор

Г. Н. Каблис

Technical Editor

G. N. Kablis

Заведующий редакцией

Т. А. Некучаева

Managing Editor

T. A. Nekuchaeva

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.
Предыдущее название:
Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН
Пятилетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2019) – 0,381



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.
Former title:
Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS
Five-year RSCI
impact factor (2019) — 0.381

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Content

Научные статьи	Scientific articles
Sm-Nd-изотопия даек Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) <i>О. Б. Азовскова, Е. И. Сорока, М. Ю. Ровнушкин, Н. Г. Солошенко</i> 3	Sm-Nd isotopy of the dykes of the Vorontsovskoe gold-ore deposit (Northern Urals) <i>O. B. Azovskova, E. I. Soroka, M. Yu. Rovnushkin, N. G. Soloshenko</i> 3
Изотопный состав серы вторичных Ru-Os-Ir-сульфидов и сульфоарсенидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале <i>В. В. Мурзин, И. Ю. Баданина, К. Н. Малич, А. В. Игнатьев, Т. А. Веливецкая</i> 7	Sulfur isotope composition of secondary Ru-Os-Ir sulfides and sulfoarsenides from the Verkh-Neivinsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals) <i>V. V. Murzin, I. Yu. Badanina, K. N. Malitch, A. V. Ignatiev, T. A. Velivetskaya</i> 7
Благороднометалльные ассоциации, связанные с палеопротерозойским базит-гипербазитовым магматизмом Лапландско-Онежской провинции Карелии <i>Л. В. Кулешевич</i> 14	Noble-metal associations related to Paleoproterozoic basic-hyperbasic magmatism in the Lapland-Onega province of Karelia <i>L. V. Kuleshevich</i> 14
Na-доминантный в M2-позиции аналог эвдиалита: кристаллическая структура и индикаторное значение <i>Р. К. Расцветова, Н. В. Чуканов, К. Шефер</i> 19	Na-dominant (at the M2 site) eudialyte analogue: crystal structure and indicator significance <i>R. K. Rastsvetaeva, N. V. Chukanov, Ch. Schäfer</i> 19
Вещественный состав нижнетриасовых песчаников северных площадей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции <i>Н. Н. Тимонина</i> 26	Material composition of Lower Triassic sandstones from the northern areas of the Timan-Pechora oil and gas province <i>N. N. Timonina</i> 26
<i>Краткие сообщения</i>	<i>Short messages</i>
Особенности кристаллизации сульфата кальция при «искусственном старении» <i>М. С. Гаркави, Х.-Б. Фишер, Е. А. Колодежная</i> 37	Crystallization features of calcium sulfate in the process of “artificial aging” <i>M. Garkavi, H.-B. Fischer, E. Kolodezhnaya</i> 37
Новые издания 40	New publications.....40





SM-ND ISOTOPY OF THE DYKES OF THE VORONTSOVSKOE GOLD-ORE DEPOSIT (NORTHERN URALS)

O. B. Azovskova, E. I. Soroka, M. Yu. Rovnushkin, N. G. Soloshenko

Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Ekaterinburg

oazovskova@yandex.ru

The Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals) generally corresponds to the Carlin-type. One of the deposit features is the presence of numerous dykes of mafic and middle chemical composition, of normal and increased alkalinity. Sm-Nd isotope studies for the first time confirmed the dykes formation age 340 ± 35 Ma. These data can be indicative of the post-collisional stage of magmatism in this area. The positive ϵNd values suggest a probable abyssal magmatic source of Nd.

Keywords: Sm-Nd isotopy, dykes, Vorontsovskoye gold-ore deposit, Carlin-type, Northern Urals.

SM-ND-ИЗОТОПИЯ ДАЕК ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

О. Б. Азовскова, Е. И. Сорока, М. Ю. Ровнушкин, Н. Г. Солошенко

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

oazovskova@yandex.ru

Воронцовское Au-рудное месторождение (Северный Урал) по ряду основных характеристик отвечает карлинскому типу. Одной из особенностей месторождения является наличие на его площади многочисленных даек основного и среднего состава нормальной и повышенной щелочности. В результате проведенных изотопных исследований Sm-Nd-системы впервые получены данные о возрасте даек — (340 ± 35) млн лет, что может свидетельствовать о проявлении на данной территории постколлизийного этапа магматизма. Положительные значения ϵNd указывают на вероятный глубинный магматический источник неодима.

Ключевые слова: Sm-Nd-изотопия, дайки, Воронцовское золоторудное месторождение, карлинский тип, Северный Урал.

The Vorontsovskoye gold deposit is located in the north of the Sverdlovsk region, near the city of Krasnoturinsk. Regionally, it is located in the eastern part of the Tagil megazone within the Auerbakh volcanoplutonic belt and belongs to the Turinsko-Auerbakh ore region. The deposit belongs to the gold-arsenic-sulfide formation and corresponds to the Karlinsky type by mineralogical and geochemical characteristics [2, 5]. Mineralization is localized in the Lower Devonian volcanogenic-sedimentary formations of the Krasnoturinskaya suite; ore-hosting rocks include limestones, carbonate breccias, tuff siltstones, tuff sandstones and tuffites, metasomatically altered to varying degrees. In the eastern part of the region (1.2 km from the Vorontsovskoye deposit), there is a multiphase Auerbakh massif of gabbro-diorite-granite formation, which dates back to the Early Devonian [1, 2] (Fig. 1).

A characteristic feature of the deposit is the presence of numerous dykes of intermediate and basic composition, forming a complex stockwork. Mineralogical, petrographic and petrochemical studies described dykes of normal alkalinity and moderately alkaline, including lamprophyres such as spessartite and kersantite [4]. According to the well-established concepts, it is believed that the dyke complex of the Vorontsovskoye deposit is genetically related to the Early Devonian subvolcanics and/or to the formations of the Auerbakh complex [2, 3]. At the same time, no special studies have previously been carried out to determine the age of the dykes.

Objects and research methods

All analytical work was carried out at the laboratory of physical and chemical methods of study at the Geoanalyst Center of the IGG UB RAS. The study of the Sm-Nd isotope system and trial dating was carried out for 6 samples of rocks of normal and moderately high alkalinity, taken from dykes in the active quarry of the Vorontsovskoye deposit. Brief petrographic and petrochemical characteristics of the studied samples: Vor-4/17 — pyroxene-plagioclase porphyrite of basalt composition, normal alkalinity; Vor-14/17 — amphibole-plagioclase porphyrite of basaltic andesite composition, normal alkalinity; Vor-21-1/17 — pyroxene-plagioclase porphyrite of basaltic composition, moderately alkalinized; Vor-22/17 — rocks, in general, similar to Vor-21-1/17 (data of silicate ICP-MS analysis are not available); Vor-25/17 — porphyry-shaped monzogabbro, m/z-s/z; Vor-34-2/17 is lamprophyre-spessartite (amphibole), petrochemically close to monzogabbro. The results of silicate analysis of the rocks of the dyke complex and the content of rare earth elements are shown in Table 1.

The rocks were studied by a scanning electron microscope (JSM-6390LV from Jeol with EDS analyzer). The studies showed that rare earth elements, including Sm and Nd, were mainly associated with REE epidote (allanite). Lamprophyre-spessartite (sample Vor-34-2/17) was the most enriched and with different REE distribution nature (Fig. 2).

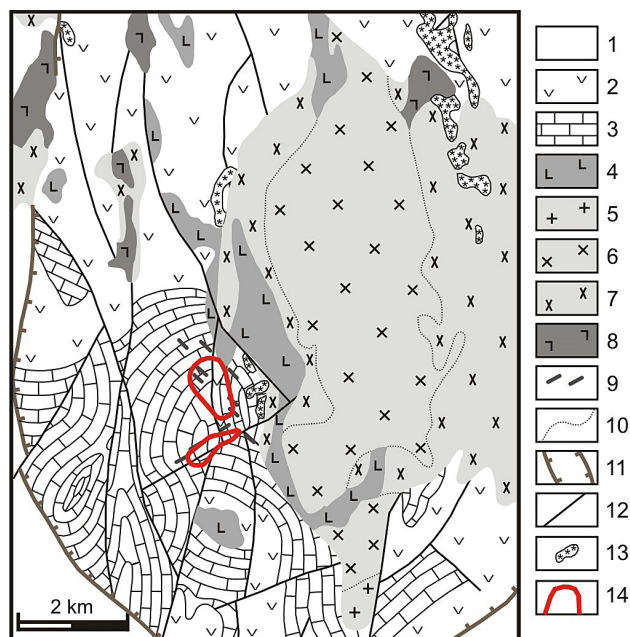


Fig. 1. Schematic geological map of the Vorontsovskoe deposit, according to [5]:

1 — turinskaya series (S_2-D_1): volcanites of trahybasalt-trahyandesite formation, rarely — tuffogenic-sedimentary varieties and limestones; 2—3 — krasnoturinskaya series (D_1): 2 — andesitic porphyries, tuffs, tuffaceous sandstones and siltstones; 3 — limestones; 4 — Lower Devonian subvolcanic rocks: diorite, andesite basaltic and dolerite porphyrites; 5—8 — Auerbach gabbro-diorite-granite complex (D_1): 5 — granites, 6 — granodiorites, 7 — diorites, quartz diorites, 8 — gabbro, gabbrodiorites; 9 — dykes of diorite porphyries, lamprophyres, dolerites and gabbrodiorites; 10 — facial margins; 11 — faults bordering the structure; 12 — other faults; 13 — skarns; 17 — outlines of the Vorontsovskoe quarries.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Воронцовского месторождения [5]:

1 — туринская свита (S_2-D_1): вулканиты трахибазальт-трахиандезитовой формации, реже — туфогенно-осадочные разности и известняки; 2—3 — краснотуринская свита (D_1): 2 — порфириды андезитовые, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, 3 — известняки; 4 — нижнедевонские субвулканические образования: диоритовые, андезибазальтовые и долеритовые порфириды; 5—8 — Ауэрбаховский габбро-диорит-гранитовый комплекс (D_1): 5 — граниты, 6 — гранодиориты, 7 — диориты, кварцевые диориты, 8 — габбро, габбро-диориты; 9 — дайки диоритовых порфиридов, лампрофиров, долеритов и габбро-долеритов; 10 — фациальные границы; 11 — разломы, ограничивающие структуру; 12 — прочие тектонические нарушения; 13 — участки скарнирования; 17 — контуры карьеров Воронцовского месторождения

Table 1. The chemical composition of the rocks (wt. %) and REE content (ppm)

Таблица 1. Химический состав пород (мас. %) и содержание РЗЭ (ppm)

Author's No Авторский №	Vor-4/17 Вор-4/17	Vor-14/17 Вор-14/17	Vor-21-1/17 Вор-21-1/17	Vor-21-1/17 Вор-21-1/17	Vor-34-2/17 Вор-34-2/17
SiO ₂	50.31	53.60	50.74	49.45	50.80
TiO ₂	0.74	0.66	0.54	0.67	0.84
Al ₂ O ₃	16.09	18.50	18.52	18.82	15.85
Fe ₂ O ₃	4.33	3.88	3.72	3.43	6.06
FeO	6.8	4.9	3.6	3.9	1.0
MnO	0.13	0.16	0.20	0.36	0.09
MgO	6.62	2.86	4.25	3.92	7.43
CaO	7.71	9.40	10.16	10.59	7.75
Na ₂ O	2.25	2.72	3.05	2.87	2.58
K ₂ O	0.91	1.53	1.37	2.24	2.29
P ₂ O ₅	0.24	0.16	0.19	0.26	0.40
POI / ppm	3.6	1.3	3.4	3.2	4.9
Total / Сумма	99.73	99.66	99.73	99.70	100.0
S	2.10	0.07	1.08	0.34	н/о
La	8.220	7.313	6.474	7.415	32.566
Ce	20.959	14.470	14.715	15.839	69.796
Pr	2.840	1.913	2.061	2.136	9.218
Nd	12.744	8.178	9.271	9.360	36.291
Sm	3.341	2.023	2.403	2.345	6.085
Eu	0.867	0.749	0.974	0.910	1.853
Gd	3.731	2.278	2.821	2.641	4.412
Tb	0.626	0.367	0.472	0.423	0.481
Dy	4.294	2.477	3.241	2.906	2.737
Ho	0.944	0.551	0.730	0.642	0.510
Er	2.926	1.694	2.279	1.981	1.432
Tm	0.429	0.253	0.343	0.298	0.203
Yb	2.864	1.720	2.326	2.004	1.360
Lu	0.449	0.278	0.365	0.317	0.208
ΣREE	65.23	44.26	48.48	49.22	167.15
Eu ^N /Eu ^{N*}	0.75	1.07	1.15	1.12	1.05

Note: $Eu^N = Eu^N / (Sm^N + Gd^N) / 2$. REE content has done by ICP-MS method by mass spectrometer ELAN 9000 (operators N. V. Cherednichenko, L. K. Deryagina).

Примечание: $Eu^N = Eu^N / (Sm^N + Gd^N) / 2$. Определение РЗЭ проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN 9000 (аналитики Н. В. Чердниченко, Л. К. Дерягина).



The procedure for the chemical preparation of samples for measuring the concentrations and isotopic composition of Sm and Nd consisted of decomposing samples, isolating sum of rare earths, and separating Sm and Nd. A sample was taken into a Savillex vial with a screw cap, a mixture of concentrated acids HF and HNO₃ (3: 1) was added and heated in an oven at 120 °C for three days. Then the samples were evaporated to dryness, concentrated HCl was added and kept at 120 °C for one day. At the moment of taking a sample, a mixed tracer ¹⁴⁹Sm—¹⁵⁰Nd was added to each sample. After dissection, the samples were subjected to chromatographic isolation of Sm, Nd in two stages: with the isolation of rare earth elements on TRU-spec resin and

the final separation on LN-spec resin [7]. The isotope ratios were measured by ICP-MS Neptune Plus MC (Thermo Finnigan) in a static mode from 3 % HNO₃ solution. The uncertainty in the ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratios is 0.3 % (2σ) — the average of 13 measurements in the BHVO-2 standard. The error in measuring the Nd isotopic composition in an individual analysis is up to 0.003 %. The isotopic ratios of neodymium are normalized to the ratio ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 according to the exponential law. Isochron parameters were calculated using ISOPLOT 3-v3.71_r5 program [6].

Research results and discussion

The results of Sm and Nd isotopic studies in the selected rocks of the dyke complex are shown in Table 2.

¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd values vary from 0.10408 to 0.19441, and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd values vary from 0.512660 to 0.512860. For the studied dyke samples, a calculation was made for the age of 340 ± 35 Ma, with an initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512436 ± 0.000036. MSWD = 2.3 (Fig. 3).

We also calculated εNd for the age of 340 Ma (Table 2). The εNd values vary in a fairly narrow range, from 4.4 to 5.3. Positive εNd values indicate that the source of Nd could have been abyssal magma chambers.

The currently available data on the ages of intrusive rocks in the part of the Krasnoturinsko-Auerbakhovskoye ore region close to the Vorontsovskoye deposit are shown in the diagram (Fig. 4)

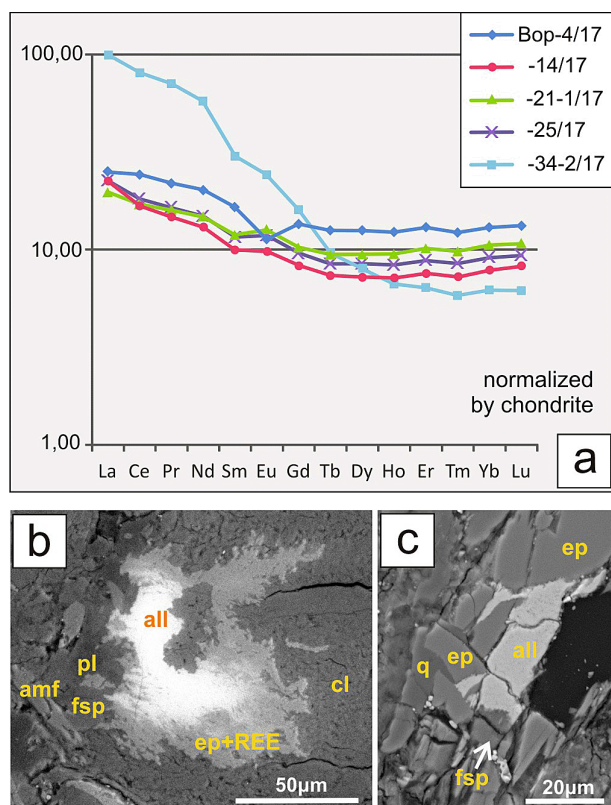


Fig. 2. REE distribution in dykes (a) and SEM photo of REE minerals, smp. Vor-34-2/17 (b, c).

Minerals: all — allanite, amf — amphibole (hornblende), cl — chlorite, ep — epidote, fsp — K-feldspar, pl — plagioclase, q — quartz

Рис. 2. Распределение РЗЭ исследованных дайк (а) и примеры основных минералов-концентраторов РЗЭ, обр. Вор-34-2/17 (b, c).

Минералы: all — алланит, amf — амфибол (роговая обманка), cl — хлорит, ep — эпидот, fsp — КПШ, pl — плагиоклаз, q — кварц

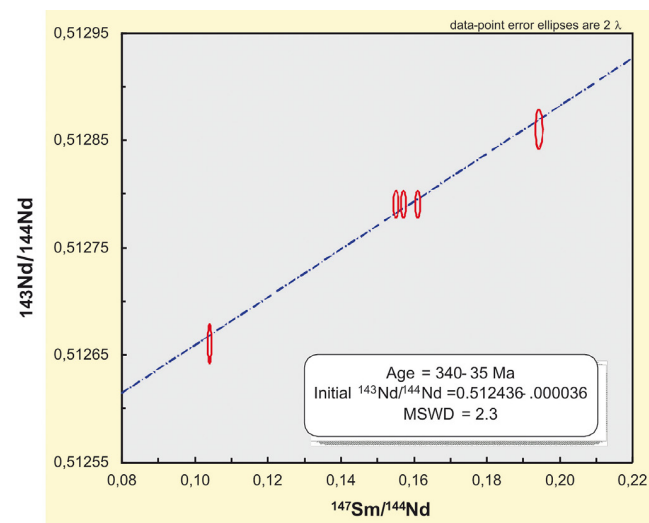


Fig. 3. Sm-Nd isotopic relations of the dykes of the Vorontsovskoye deposit

Рис. 3. Sm-Nd-изотопные отношения пород дайк Воронцовского золоторудного месторождения

Table 2. Sm-Nd isotope composition of dyke complex rocks of the Vorontsovskoye deposit

Таблица 2. Sm-Nd-изотопный состав пород дайкового комплекса Воронцовского месторождения

Sample / Проба	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	2SE, abs	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)	2SE, abs	Sm, ppm	Nd, ppm	εNd (t)
Vor-4/17	0.16334	0.00049	0.512835	0.000006	4.16	15.4	5.3
Bop-4/17	0.15724	0.00047	0.512790	0.000010	2.5	9.6	4.7
-14/17	0.16114	0.00048	0.512790	0.000010	3.02	11.3	4.5
-22/17	0.19441	0.00058	0.512860	0.000015	1.81	5.6	4.4
-25/17	0.15518	0.00047	0.512790	0.000010	2.88	11.2	4.8
-34-2/17	0.10408	0.00031	0.512660	0.000015	8.2	48	4.5

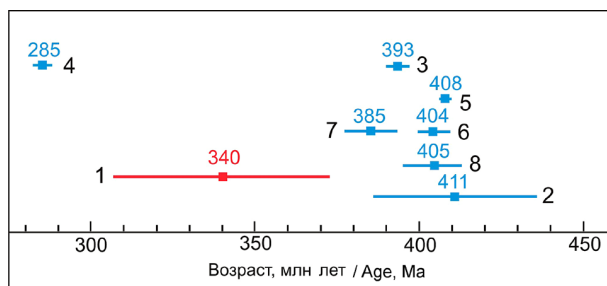


Fig. 4. The age of magmatic rocks at the area of Vorontsovskoe deposit (blue marks — Murzin et al., 2017):

1 — Sm-Nd, dykes of the Vorontsovskoe deposit (Northern quarry); 2 — Sm-Nd, biotite-pyroxene-amphibole diorite [5]; 3, 4 — U-Pb, zircon, granodiorites (3) and the age of alteration (4) [2, 7]; 5 — U-Pb, zircon, quartz diorite [1]; 6, 7 — U-Pb, zircon, quartz diorite (6) and the age of alteration (7) [2, 7]; 8 — Rb-Sr, different rocks [2, 7]

Рис. 4. Возрастные характеристики интрузивных пород района Воронцовского месторождения (синие знаки — по Мурзину и др., 2017):

1 — Sm-Nd, дайки Воронцовского месторождения (Северный карьер); 2 — Sm-Nd, биотит-пироксен-амфиболовые диориты [5]; 3, 4 — U-Pb, цирконы, гранодиорит (3) и время преобразования (4) [2, 7]; 5 — U-Pb, циркон, кварцевый диорит [1]; 6, 7 — U-Pb, цирконы, кварцевый диорит (6) и время преобразования (7) [2, 7]; 8 — Rb-Sr, различные породы [2, 7]

Various intrusive formations are known in the area of the deposit. According to [1], the isotopic composition of granodiorites of the Krasnoturinsky ore field indicates the abyssal nature of the fluid, and the U-Pb age of zircon from quartz diorite sampled from an outcrop on the right bank of the Turya River is 407.7 ± 1.6 Ma (MSWD 1.5), which corresponds to the Early Devonian. According to [5], Sm-Nd age of biotite-pyroxene-amphibole diorites, related to the Auerbach gabbro-granite complex, is 411.7 ± 25 Ma (MSWD 0.36), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512395 \pm 0.000028$. As noted above, the dykes of the Vorontsovskoye deposit traditionally belonged to the Early Devonian subvolcanics and/or formations of the Auerbach complex; they have not been dated earlier. The studies, carried out by the authors of the paper, indicate a relatively young (Early Carboniferous) age of the dykes, which may indicate a later post-collisional stage of magmatism in this area.

The work was performed within the theme No. AAAA-A18-118052590028-9 of the State Assignment of the IGG UB RAS.

References

1. Grabezhev A. I., Ronkin Yu. L., Puchkov V. N., Gerdes A., Rovnushkin M. Yu. *Krasnoturinskoe medno-skarnovoe rudnoe*

pole (Severny Ural): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона (Krasnoturinsk copper-scarc ore field (Northern Urals): U-Pb age of ore-controlling diorites and their place in the metallogeny of the region). *Doklady Earth Sciences*, 2014, V. 456, No. 4, pp. 443–447.

2. Fershtater G. B. *Rannedevonski intruzivny magmatizm Urala — indikator perelomnogo etapa v paleozoiskoi istorii podvizhnogo poiasa* (Early-Devonian intrusive magmatism of the Urals as indicator of critical stage Paleozoic history mobile belt). *Litosfera*, (5), 2015, pp.5–29.

3. Krasnobaev A. A., Fershtater G. B., Bogomolov E. S., Larionov A. N., Berezhnaja N. G. *Auerbahovski granitoidny massiv: tsirkony, vozrast, polikhronnost* (Auerbach granitoid massif: zircons, age, polychrony). *Ezhegodnik-2006*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 2007, pp.191–196.

4. Murzin V. V., Sazonov V. N., Ronkin Yu. L. *Model formirovaniia Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniia na Urale (karlinskii tip): novye dannye i problemy* (Model for formation of Vorontsovskoe gold deposit in the Urals (Carlin type): new data and problems). *Litosfera*, (6), 2010, pp. 66–73.

5. Murzin V. V., Naumov E. A., Rovnushkin M. Yu. *Azovskova, O. B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vozrast zoloto-myshiakovykh rud Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniia (Severny Ural)* ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of gold-arsenic ores Vorontsovskoe gold deposit (the Northern Urals)). *Litosfera*, 2017, No. 3, pp. 127–132.

6. Ronkin Yu. L., Petrov G. A., Lepikhina O. P. *Pretsezionnoe Sm-Nd izotopnoe datirovanie Auerbahovskogo gabbro-granitovogo kompleksa (Severny Ural)* (Precision Sm-Nd isotope dating of Auerbach gabbro-granite complex (Northern Urals)). *Isotope systems and age of geological processes. Proc. IV Rusasian Conf. V. II*, St. Petersburg, IP Katalkina Publ., 2009, pp. 122–124.

7. Sazonov V. N., Murzin V. V., Grigoriev N. A., Gladkovsky B. A. *Endogennoye orudneniye devonskogo andezitoidnogo vulkano-plutonicheskogo kompleksa (Ural)* (Endogenetic ore mineralization of the Devonian andesitoid volcano-plutonic complex (Ural)). *Sverdlovsk*, 1991, 184 p.

8. Azovskova O. B., Rovnushkin M. Yu., Soroka E. I. *Petrochemical features of the dyke complex of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals)*. *Proceedings of Ural mining university*, 2019, 1(53), pp.18–27.

9. Murzin V. V., Naumov E. A., Azovskova O. B., Varlamov D. A., Rovnushkin M. Yu., Pirajno F. *The Vorontsovskoe Au–Hg–As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model*. *Ore Geology Reviews*, 85, 2017, pp. 271–298.

10. De Paolo D. J. *Neodinium isotope geochrmistry: an introduction*. Heidelberg: Springer-Verlag, 1988, 187 p.

11. Pin C., Zalduegui J. E. S. *Analytica Chimica Acta*. V. 339. 1997, pp. 79–89.

Поступила в редакцию / Received 22.09.2020



ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ВТОРИЧНЫХ RU-OS-IR-СУЛЬФИДОВ И СУЛЬФОАРСЕНИДОВ ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО МАССИВА НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

В. В. Мурзин¹, И. Ю. Баданина¹, К. Н. Малич¹, А. В. Игнатьев², Т. А. Веливецкая²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; murzin@igg.uran.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; velivetskaya@mail.ru

В литературе известны лишь единичные данные об изотопном составе серы минералов платиновой группы (МПГ). Методом LA-ICP-MS изучен изотопный состав серы Ru-Os-Ir-сульфидов и сульфоарсенидов, выделенных в составе эпигенетических коррозионного и наложенного парагенезисов МПГ из россыпи р. Восточный Шишим в пределах Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива. Сульфиды коррозионного парагенезиса (лаурит, As-содержащий лаурит) замещают зерна первичных самородных минералов Os и Ru, образуя на них корочки, а МПГ наложенного парагенезиса (лаурит, ирсарит, толовкит и др.) формируются на поверхности коррозионного парагенезиса. Установлено, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ эпигенетических МПГ (от -4.6 до 7.6 ‰) более широкие, чем таковые для лаурита и эрликманита первичного парагенезиса (0.2 — 2.3 ‰). Результаты интерпретированы исходя из модели выдвигания гипербазитов к поверхности и их водного метаморфизма восходящим тектоническим потоком в составе корово-мантийной смеси. На начальном этапе метаморфизма участвует мантийная сера, изотопно облегченная в условиях окисления и понижения температуры при выдвигании массива к поверхности. На заключительном этапе принимает участие сера метаморфического флюида, образованного при вовлечении изотопно-тяжелой серы вмещающих осадочных пород.

Ключевые слова: минералы платиновой группы, Ru-Os-сульфиды и сульфоарсениды, изотопный состав серы, Верх-Нейвинский дунит-гарцбургитовый массив, Средний Урал.

SULFUR ISOTOPE COMPOSITION OF SECONDARY RU-OS-IR SULFIDES AND SULFOARSENIDES FROM THE VERKH-NEIVINSK DUNITE-HARZBURGITE MASSIF (MIDDLE URALS)

V. V. Murzin¹, I. Yu. Badanina¹, K. N. Malitch¹, A. V. Ignatiev², T. A. Velivetskaya²

¹ Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg

² Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Limited data on the isotopic composition of sulfur of platinum-group minerals (PGM) are reported in the literature. The LA-ICP-MS method was used to study the S-isotopic composition of Ru-Os-Ir sulfides and sulfoarsenides forming secondary corrosion and superimposed PGM assemblages from placer deposit of the East Shishim river occurring within the Verkh-Neivinsky dunite-harzburgite massif. Sulfides from corrosion PGM assemblage (laurite, As-containing laurite) replace the grains of primary native Os and Ru minerals, forming rims on them. PGM from superimposed assemblage (laurite, irarsite, tolovkite, etc.) originated on the surface of laurite rims that form part of corrosion PGM assemblage. Variations in $\delta^{34}\text{S}$ values of secondary PGM (from -4.6 to 7.6 ‰) are more pronounced than those for laurite and erlichmanite from primary PGM assemblage (i. e., 0.2 — 2.3 ‰). The results are consistent with a model of the ultramafic massif ascending to the surface and subsequent water metamorphism during the tectonic flow and crust-mantle interaction. At the initial stage of metamorphism, mantle sulfur is present, isotopically lightened under oxidation conditions and temperature reduction. The final stage is marked by sulfur of the metamorphic fluid formed by the involvement of isotopically-heavy sulfur derived from the host sedimentary rocks.

Keywords: platinum-group minerals, Ru-Os sulfides and sulfoarsenides, sulfur isotope composition, Verkh-Neivinsky dunite-harzburgite massif, Middle Urals.

Введение

Сульфидные и сульфоарсенидные минералы платиновой группы (МПГ) относятся к распространенным минералам хромититов различных ультрамафитовых комплексов [14]. Для офиолитовых комплексов наиболее распространены первичные сульфиды изоморфного ряда «лаурит (RuS_2) — эрлик-

манит (OsS_2)». Сульфидно-арсенидные ассоциации МПГ обычно относятся к постмагматическим эпигенетическим, в том числе связанным с родингитизирующими растворами в ассоциации с гранатом, пироксеном, амфиболом [5] или более низкотемпературными серпентинизирующими (антигорит, хлорит) [2, 11, 17, 18].

Для цитирования: Мурзин В. В., Баданина И. Ю., Малич К. Н., Игнатьев А. В., Веливецкая Т. А. Изотопный состав серы вторичных Ru-Os-Ir-сульфидов и сульфоарсенидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале // Вестник геонаук. 2020. 9(309). С. 7—13. DOI: 10.19110/geov.2020.9.2.

For citation: Murzin V. V., Badanina I. Yu., Malitch K. N., Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A. Sulfur isotope composition of secondary Ru-Os-Ir sulfides and sulfoarsenides from the Verkh-Neivinsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals). Vestnik of Geosciences. 2020. 9(309). P. 7—13. DOI: 10.19110/geov.2020.9.2.

Обычные размеры Ru-Os-сульфидов, присутствующих в виде кристаллических включений в хромшпинелиде или самородных минералах платиновой группы, очень малы и не превышают 5–10 мкм. Микронные размеры МПГ накладывают весьма существенные ограничения методического характера на изучение изотопного состава серы. В россыпях часто обнаруживаются и более крупные зерна МПГ. Именно зерна лаурита из россыпей Борнео стали единственным известным в мировой практике объектом изучения изотопного состава серы МПГ [9]. В этом исследовании для высвобождения SO_2 и дальнейшего его масс-спектрометрического анализа сжигались крупные зерна лаурита весом 0.6–1.2 мг.

Ранее нами были получены первые данные по изотопному составу серы первичных Ru-Os-сульфидов ряда «лаурит — эрликманит» из россыпи р. Восточный Шишим в пределах Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале [7]. Для них установлены значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне 0.2–2.3 ‰ относительно стандарта VCDT, указывающие на отсутствие или самое минимальное участие коровой серы при кристаллизации этих сульфидов. В настоящем исследовании изучен изотопный состав серы зерен МПГ из этой россыпи, отнесенных нами к вторичным (эпигенетическим).

Характеристика объекта исследований

Изученные зерна МПГ извлечены из золото-платиноидных концентратов драги № 100, отрабатывавшей россыпь р. Восточный Шишим в южной части Верх-Нейвинского массива. Массив располагается на стыке Тагильской и Восточно-Уральской мегазон и приурочен к Серовско-Маукскому глубинному разлому. В его строении участвуют два комплекса — дунит-гарцбургитовый ($\text{O}_3\text{-S}_1$), слагающий внутреннюю часть массива, и дунит-клинопироксенит-габбровый ($\text{S}_2\text{-D}_2$), примыкающий к массиву с востока (рис. 1). В пределах обоих комплексов выявлено 68 рудопроявлений и мелких месторождений хромититовых руд, которые служили источниками МПГ для россыпей, связанных с отложениями современных и древних речных долин.

Наши данные по эпигенетическим изменениям хромититов Верх-Нейвинского массива показывают, что первичные силикатные минералы хромититов замещены агрегатом Cr-содержащего хлорита, Cr-Ti-содержащего гроссуляра, Na-содержащего кальциевого амфибола (эденита), серпентина (рис. 2, а). С этими минералами ассоциируют сульфиды никеля — миллерит NiS (до 4–6 мас. % As) и хизлевудит Ni_3S_2 , заключенные в нерудных минералах межзернового заполнения агрегатов хромшпинелида (рис. 2, б).

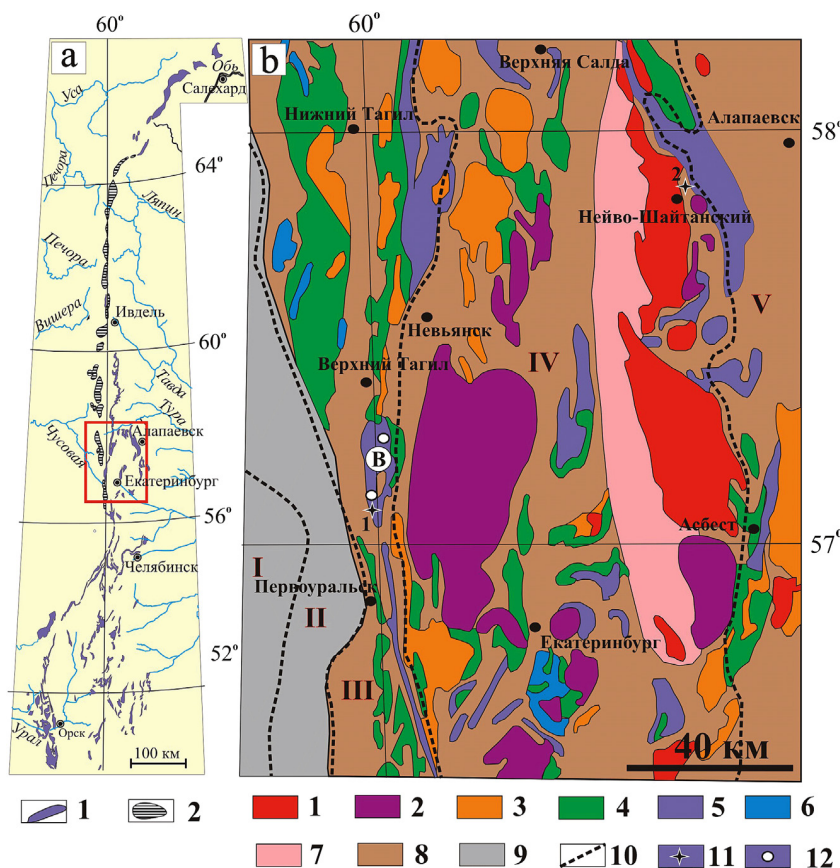


Рис. 1. а — схема расположения дунит-гарцбургитовых и дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала по [3].

Массивы: 1 — дунит-гарцбургитовые; 2 — ультрамафит-габбровые в составе Платиноносного пояса. Прямоугольник соответствует врезке рис. 1, б.

б — тектоническая схема Среднего Урала и положение на ней Верх-Нейвинского (В) дунит-гарцбургитового массива:

1–6 — формации интрузивных образований: 1 — гранитная, 2 — гранодиоритовая, 3 — плагиогранитовая, 4 — габбровая, 5 — дунит-гарцбургитовая, 6 — дунит-клинопироксенитовая; 7 — породы амфиболитовой, амфиболито-гнейсовой, гнейсовой и мигматитовой ассоциаций; 8 — вулканогенно-осадочные породы островодужного сектора Урала; 9 — флишевые, флишеидные, молассовые, терригенно-карбонатные и карбонатные формации континентального сектора Урала; 10 — границы мегазон (I — Западно-Уральская, II — Центрально-Уральская, III — Тагил-Магнитогорская, IV — Восточно-Уральская, V — Зауральская); 11 — местонахождение платиноидной минерализации из россыпи р. Восточный Шишим, 12 — местонахождение изученных образцов хромититов

Fig. 1. a — Scheme of location of dunit-harzburgite and dunit-clinopyroxenite-gabbro massifs of the Urals after [3].

1 — dunit-harzburgite massifs; 2 — ultramafic-gabbro massifs of the Uralian Platinum Belt. Box corresponds to inset in Fig. 1, b.

б — Tectonic scheme of the Middle Urals and position of the Verkh-Neivinsky dunit-harzburgite massif.

1–6 — intrusive formations: (1) granite, (2) granodiorite, (3) plagiogranite, (4) gabbro, (5) dunit-harzburgite, (6) dunit-clinopyroxenite; (7) rocks of the amphibolite, amphibolite-gneiss, gneiss, and migmatite associations; (8) volcanogenic sedimentary rocks of the island arc sector of the Urals; (9) flysch, flyschoid, molasse, and terrigenous-carbonate, and carbonate formations of the continental sector of the Urals; (10) boundaries of megazones (I — Western Urals, II — Central Urals, III — Tagil-Magnitogorsk, IV — Eastern Urals; V — Trans-Urals), (11) location of PGM samples from the East Shishim river placer deposit, (12) location of the studied chromitite samples

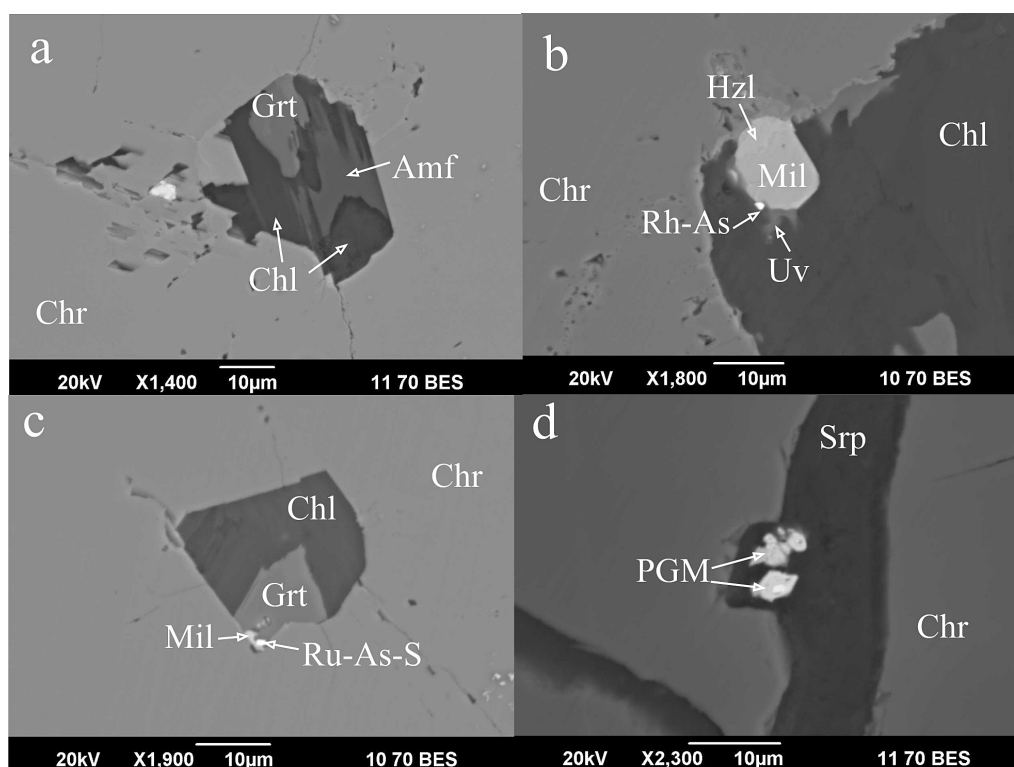


Рис. 2. Минералы вторичных парагенезисов в хромититах Верх-Нейвинского массива:

а — сростание амфибола (Amf), хлорита (Chl) и граната (Grt), заключенные в хромшпинелиде (Chr); б — сростание миллерита (Mil), хизлевудита (Hzl), арсенида-родия (Rh-As) и уваровита (Uv) на контакте хлорита (Chl) и хромшпинелида (Chr); в — комплексное включение, сложенное хлоритом (Chl), гранатом (Grt), миллеритом (Mil) и фазой (Ru, Rh, Ir)-As-S (Ru-As-S) в хромшпинелиде (Chr); д — зерна МПГ (PGM), сложенные сростками фаз (Rh, Ni, Cu, Fe)-Sb, (Os >> Ru > Fe) и (Ru, Ir, Fe, Ni) в прожилке серпентина (Srp), рассекающего хромшпинелид (Chr)

Fig. 2. Minerals of secondary parageneses in chromitites of the Verkh-Neivinsky massif:

а — intergrowth of amphibole (Amf), chlorite (Chl) and garnet (Grt), enclosed in chromspinel (Chr); б — intergrowth of millerite (Mil), heazlewoodite (Hzl), rhodium arsenide (Rh-As) and uvarovite (Uv) at the contact of chlorite (Chl) and chromspinel (Chr); в — complex inclusion composed of chlorite (Chl), garnet (Grt), millerite (Mil) and (Ru, Rh, Ir)-As-S (Ru-As-S) phase in chromspinel (Chr); д — PGM grains, composed of intergrown phases (Rh, Ni, Cu, Fe)-Sb, (Os >> Ru > Fe) and (Ru, Ir, Fe, Ni) in the serpentine vein (Srp), dissecting chromspinel (Chr)

Выделения эпигенетических МПГ заключены в сульфидных и силикатных минералах (рис. 2, б—д). Среди них обнаружены мелкие зерна (1—5 мкм), сложенные фазами систем Rh-As, (Ru, Rh, Ir)-As-S, (Rh, Ni, Cu, Fe)-Sb, (Ru, Ir) и (Os, Ru, Fe) (рис. 2, б—д).

На основании взаимоотношений между минеральными фазами в россыпях Верх-Нейвинского массива выделены первичные, а также вторичные (коррозионный и наложенный) парагенезисы МПГ [6]. Первичные МПГ представлены интерметаллидами рядов Os-Ir-Ru и Pt-Fe, а также сульфидами ряда «лаурит — эрликманит». Список минералов эпигенетических МПГ включает минералы самородных металлов, сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, сульфоантимониды и многие другие минералы [1].

Образцы и методы исследования

Отобранные для настоящего исследования МПГ коррозионного парагенезиса замещают зерна первичных самородных Os-Ir-Ru-минералов, образуя на них корочки мощностью до 0.2 мм (рис. 3, а). Корочки сложены тонкозернистым агрегатом пористых самородных фаз, часто с примесями Fe, Ni, As, и новообразованными мышьяксодержащими Ru-Os-сульфидами

ряда «лаурит — эрликманит». Микроскопически это весьма тонкозернистые пористые агрегаты самородных, сульфидных и сульфоарсенидных фаз, имеющие слоистую, концентрически-зональную, иногда субграфическую структуру (рис. 3, б, д). Минералы вторичного наложенного парагенезиса (лаурит, ирарсит, толовкит и другие) образовались позднее коррозионного и в виде кристаллов нарастают на коррозионные пленки, выполняют трещины в них (рис. 3, б—д).

LA-ICP-MS-анализ изотопного состава серы на естественной поверхности зерен МПГ выполнен в ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) по методике, описанной в [12]. Для абляции сульфидов с пространственным разрешением 80—100 мкм был использован короткоимпульсный ультрафиолетовый лазер Integra-C (Quantronix Lasers, США). Соотношение изотопов серы измеряли на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Fisher Scientific, Germany). Измерения проведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3. Стандартное отклонение величины $\delta^{34}\text{S}$ составило $\pm 0.2\text{‰}$ (VCDT).

Изотопный анализ предварялся изучением морфологии и микроскульптуры поверхности зе-

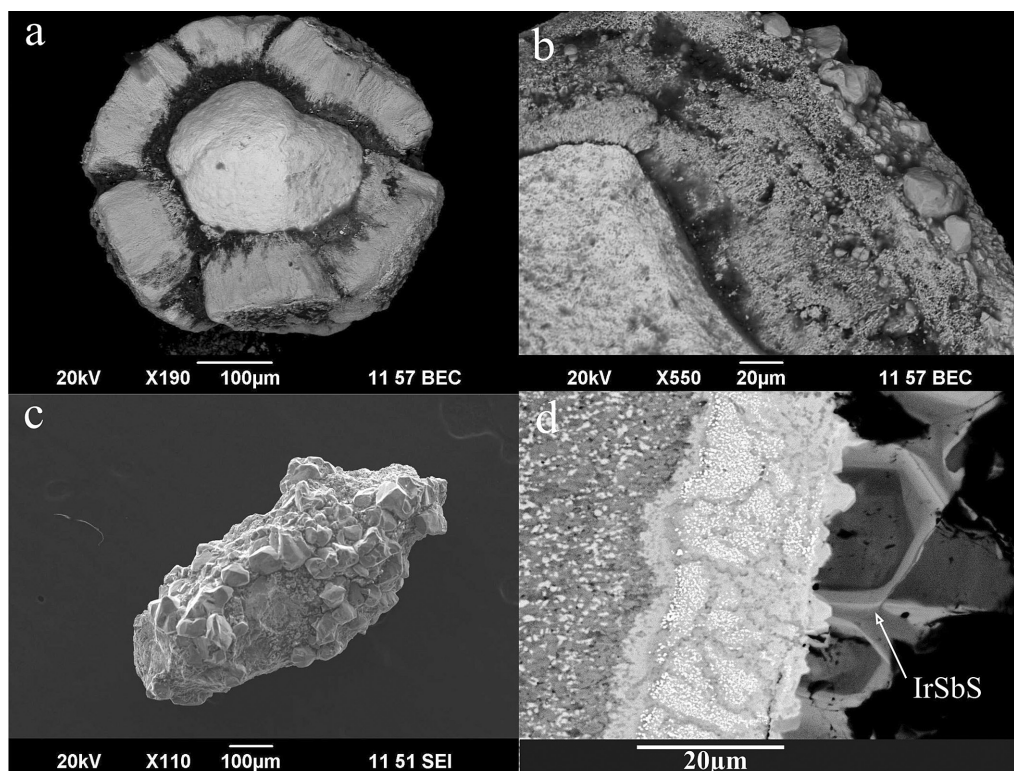


Рис. 3. Соотношения МПГ вторичных коррозионного и наложенного парагенезисов:

a — оболочка мышьяковистого лаурита коррозионного парагенезиса на зерне самородного Os-Ir-Ru-сплава; b — ядерная часть Os-Ir-Ru-сплава с развитым по нему пористым агрегатом МПГ коррозионного парагенезиса и обрастанием последнего кристалликами лаурита наложенного парагенезиса; c — кристаллы лаурита и ирарсита наложенного парагенезиса на поверхности зерна Os-Ir-Ru-сплава с оболочкой МПГ коррозионного парагенезиса; d — срез краевой части зерна МПГ с пористым коррозионным парагенезисом и кристалликами толловита (IrSbS) наложенного парагенезиса

Fig. 3. Relationship of PGM from secondary corrosion and superimposed mineral assemblages:

a — envelope of As-bearing laurite from corrosion assemblage occurring on a grain of native Os-Ir-Ru alloy; b — core part of Os-Ir-Ru alloy overgrown by a porous PGM aggregate forming part of corrosion assemblage, mantled by crystals of laurite from superimposed assemblage; c — crystals of laurite and irarsite from superimposed mineral assemblage on the surface of Os-Ir-Ru alloy grain with an envelope of PGM from corrosion assemblage; d — slice of the edge part of the PGM grain from porous corrosion assemblage and tolovkite (IrSbS) crystals of superimposed assemblage

рен, а также определением их химического состава на сканирующем электронном микроскопе СЭМ JSM-6390L, Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80, Oxford Instruments в ЦКП «Геоаналитик» (Институт геологии и геохимии УрО РАН).

Результаты исследований

Химический состав эпигенетических фаз, определенный на естественной поверхности изученных зерен, и изотопный состав серы приведен в таблице. Вещество коррозионного парагенезиса, испарившееся при изотопном анализе, является смесью различных фаз, принадлежащих системе (Os, Ir, Ru)-(As, S). Оно характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$, варьирующими от -4.6 до 3.6 ‰. Среди минералов наложенного парагенезиса проанализированы зерна, отвечающие по составу лауриту (до 1.76 мас. % As) и ирарситу. В этом парагенезисе $\delta^{34}\text{S}$ составило 1.2 – 7.6 ‰ для лаурита и 4.0 – 6.6 ‰ для ирарсита.

В целом вариации $\delta^{34}\text{S}$ -сульфидов вторичных парагенезисов от -4.6 до 7.6 ‰ значительно более широкие, нежели таковые для первичного (рис. 4). Для

коррозионного парагенезиса характерно отклонение $\delta^{34}\text{S}$ минералов от хондритового нулевого значения в сторону как облегчения (до -4.6 ‰), так и утяжеления (до 3.6 ‰), в то время как МПГ наложенно-

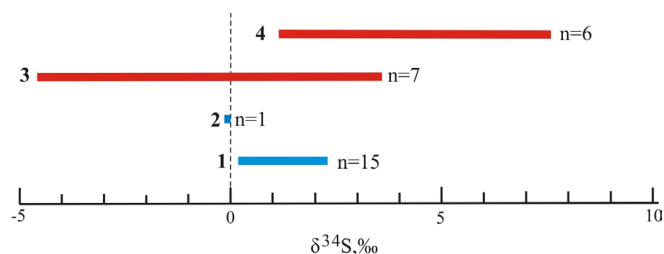


Рис. 4. Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) Ru-Os-сульфидов ряда «лаурит — эрликманит» (1) и ирарсита (2) первичного парагенезиса [7] и МПГ вторичных коррозионного (3) и наложенного (4) парагенезисов

Fig. 4. Sulfur isotopic composition ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) of Ru-Os sulfides of laurite-erlichmanite series (1) and irarsite (2) within primary assemblage [7] and PGM from secondary corrosion (3) and superimposed (4) mineral assemblages



Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$) и химический состав вторичных сульфидных и сульфоарсенидных МПГ
Sulfur isotopic composition ($\delta^{34}\text{S}$) and chemical composition of secondary sulfide and sulfoarsenide PGM

№ зerp. Analysis number	$\delta^{34}\text{S}$ (VCDT, ‰)	Химический состав, мас. % / Chemical composition, wt. %									
		S	As	Sb	Ni	Ru	Rh	Ag	Os	Ir	Pt
1	0.1	24.00	11.04	-	-	15.35	-	1.51	23.92	24.18	-
2	2.5	17.38	18.94	-	0.99	9.56	-	-	11.56	41.57	-
3	-4.6	11.85	25.97	-	1.95	3.07	-	-	7.35	49.81	-
4	1.4	34.89	5.24	-	-	44.64	-	-	-	15.23	-
5	3.6	14.64	27.13	-	2.09	5.61	-	-	7.27	43.26	-
6	-4.6	12.91	27.64	-	-	5.7	5.11	-	-	34.84	13.81
7	-2.3	16.2	22.02	-	-	4.4	-	-	11.65	45.73	-
8	1.2	37.73	-	-	-	56.62	-	-	5.65	-	-
9	4.0	11.5	24.2	-	-	-	-	-	-	64.3	-
10	7.6	38.4	1.76	-	-	59.83	-	-	-	-	-
11	3.2	36.83	1.06	-	-	55.01	-	-	-	7.1	-
12	6.6	11.62	25.07	2.56	-	-	-	-	-	60.75	-
13	5.3	14.62	27.78	-	-	4.9	4.39	-	-	48.32	-

Примечания. Химический состав нормирован на 100 %. Парагенезисы МПГ: 1—7 — коррозионный (смеси сульфидных и сульфоарсенидных фаз); 8—13 — наложенный (8, 10, 11 — лаурит; 9, 12, 13 — ирарсит). Прочерк — элемент не обнаружен.

Note. Chemical composition normalized to 100 %. PGM from corrosion (an. 1—7) and superimposed (an. 8-13) mineral assemblages. Analyses 1—7 correspond to a mixture of sulfide and sulfoarsenide phases; an. 8, 10, 11 — laurite, an. 9, 12 and 13 — irarsite. Dash — element was not detected.

го парагенезиса характеризуются устойчиво утяжеленным изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне 1.2—7.6 ‰).

Обсуждение результатов и основные выводы

Значение $\delta^{34}\text{S}$ конвективной мантии близко к 0 и составляет (0.04 ± 0.31) ‰ [10]. Считается, что значения $\delta^{34}\text{S}$, выходящие за (0 ± 2) ‰, являются следствием процессов корово-мантийного взаимодействия (контаминации расплавом коровой серы) как в условиях мантии, так и при выдвигении мантийных пород к поверхности [8, 16]. Значения $\delta^{34}\text{S}$ первичного парагенезиса в диапазоне 0.2—2.3 ‰ [7] лишь немного превышают мантийную нулевую метку, что может быть связано с вариациями степени окисленности серы (соотношения окисленных и восстановленных ее форм) в расплаве.

Вслед за публикациями [2, 5, 11, 18] наши исследования подтверждают связь сульфидно-арсенидных МПГ в Верх-Нейвинском массиве с вторичными изменениями руд, выраженными в ассоциации их с водосодержащими минералами (амфиболом, хлоритом, серпентином) и сульфидами никеля (хизлевудитом, миллеритом), характерными для серпентинитов.

Установленный нами существенно расширенный диапазон изотопного состава серы МПГ вторичных парагенезисов по отношению к первичному может быть обусловлен рядом факторов: 1) смешением мантийной серы с коровой — облегченной осадочных сульфидов или утяжеленной сульфатной; 2) химизмом растворов (фугитивность кислорода и значениями pH), который определяет соотношение окисленных и восстановленных форм серы в раство-

ре [15]; 3) увеличением разделения изотопов серы между раствором и минералом с понижением температуры. Все эти факторы могут быть реализованы в условиях выдвигения Верх-Нейвинского массива из мантии в верхнюю кору по механизму, предложенному для Карабашского массива гипербазитов на Южном Урале [4, 13]. В этой модели в результате горизонтального сжатия (коллизии) верхнемантийные и вулканогенно-осадочные нижнекоровые породы (корово-мантийная смесь) выжимаются к поверхности и сопровождаются водным автотоморфизмом.

Исходя из этой модели, можно предположить, что в образовании Ru-Os-Ir-сульфидов и сульфоарсенидов Верх-Нейвинского массива принимала участие сера как мантийного, так и корового происхождения. Мантийная сера характерна для минералов ряда «лаурит — эрликманит» и ирарсита первичного парагенезиса. МПГ вторичных парагенезисов образовались при водном метаморфизме хромититов. В начальный период процесса метаморфизма участвовала изотопно-облегченная сера, предположительно за счет понижения температуры и увеличения фугитивности кислорода (окисления мантийной серы) при выдвигении корово-мантийной смеси к поверхности. В заключительный период преобладала сера метаморфического флюида, образованного при вовлечении изотопно-тяжелой серы вмещающих осадочных пород.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (проект № АААА-А18-118052590026-5) при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00988-а). Авторы благодарны Д. А. Варламову за содействие в изучении минералов платиновой группы Верх-Нейвинского массива, С. В. Лепехе и И. А. Готтман за проведение исследований на СЭМ.



Литература

1. Варламов Д. А., Мурзин В. В. Платинометалльная минерализация Верх-Нейвинского ультраосновного массива (Средний Урал): первичные и вторичные парагенезисы и новые минеральные виды // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы конференции, Иркутск: Отгиск, 2019. С. 70—75.
2. Дистлер В. В., Крячко В. В., Лапутина И. П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 16—33.
3. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
4. Кисин А. Ю., Мурзин В. В., Притчин М. Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал) по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера. 2016. № 4. С. 79—91.
5. Малич К. Н., Аникина Е. В., Баданина И. Ю., Белосова Е. А., Пушкарёв Е. В., Хиллер В. В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 3—22.
6. Мурзин В. В., Суставов С. Г., Мамин Н. А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. УГГА, 1999. 93 с.
7. Мурзин В. В., Баданина И. Ю., Малич К. Н., Игнатиев А. В., Веливецкая Т. А. Изотопный состав серы Ru-Os-сульфидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал: Первые данные // Доклады АН. 2019. Т. 488. № 2. С. 185—188.
8. Пушкарёв Ю. Д. Два типа взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования // Доклады АН. 1997. Т. 335. № 4. С. 524—526.
9. Hattori K. H., Cabri L. J., Johanson B., Zientek M. L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // Mineralogical Magazine. 2004. V. 68. № 2. P. 353—368.
10. Gao X., Thiemens M. H. Variations in the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3171—3176.
11. Garuti G., Zaccarini F., Proenza J. A., Thalhammer O. A. R., Angeli N. Platinum-Group Minerals in Chromitites of the Niquelândia Layered Intrusion (Central Goias, Brazil): Their Magmatic Origin and Low-Temperature Reworking during Serpentinization and Lateritic Weathering // Minerals. 2012. V. 2. P. 365—384.
12. Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A., Budnitskiya S. Y., Yakovenko V. V., Vysotskiy S. V., Levitskii V. V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316—326.
13. Murzin V. V., Chudnenko K. V., Palyanova G. A., Varlamov D. A., Naumov E. A., Pirajno, F. Physicochemical model of formation of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia) // Ore Geol. Rev. 2018. V. 93. P. 81—97.
14. O'Driscoll B., González-Jiménez J. M. Petrogenesis of the platinum-group minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2016. V. 81. P. 489—578.
15. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 551—578.
16. Ripley E. M., Li C. Applications of stable and radiogenic isotopes to magmatic Cu-Ni-PGE deposits: examples and cautions // Earth Science Frontiers. 2007. V. 14. № 5. P. 124—132.
17. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) // Ore Geology Reviews. 2008. V. 33. P. 20—30.
18. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the Alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia // Minerals. 2016. V. 6. № 4. P. 108.

References

1. Varlamov D. A., Murzin V. V. *Platinometal'naya mineralizatsiya Verkh-Neyvinskogo ul'traosnovnogo massiva (Sredniy Ural): pervichnyye i vtorichnyye paragenезisy i novyye mineral'nyye vidy* (Platinum mineralization of the Verkh-Neyvinsky ultramafic massif (Middle Urals): primary and secondary parageneses and new mineral species). Ultramafite-mafic complexes: geology, structure, ore potential. Proceedings of the conference, Irkutsk: publishing house Ottisk, 2019, pp. 70—75.
2. Distler V. V., Kryachko V. V., Laputina I. P. *Evolutsiya paragenезisov platinovykh metallov v al'pinotipnykh giperbazitakh* (Evolution of parageneses of platinum metals in alpine-type hyperbasites). Geology of ore deposits, 1986, 5, pp. 16—33.
3. Efimov A. A. *Gabbro-giperbazitovyye komplekсы Urala i problema ofiolitov* (Gabbro-hyperbasite complexes of the Urals and the problem of ophiolites). Moscow: Nauka, 1984. 232 p.
4. Kisin A. Yu., Murzin V. V., Pritchin M. E. *Tektonicheskaya pozitsiya zolotogo orudneniya gory Karabash (Yuzhnyy Ural) po rezul'tatam izucheniya malyykh strukturnykh form* (Tectonic position of gold mineralization of the Karabash Mountain (South Urals) based on the results of studying small structural forms). Lithosphere. 2016, 4, pp. 79—91.
5. Malitch K. N., Anikina E. V., Badanina I. Yu., Belousova E. A., Pushkarev E. V., Hiller V. V. *Veshchestvennyy sostav i osmiyevaya izotopiya pervichnykh i vtorichnykh assotsiatsiy mineralov platinovoy gruppy magnezial'nykh khromititov Nuralinskogo lertsolitovogo massiva (YU. Ural, Rossiya)* (Material composition and osmium isotopies of primary and secondary associations of minerals of the platinum group of magnesian chromitites of the Nuralinsky lherzolite massif (Yu. Ural, Russia). Geology of ore deposits. 2016, 58(1), pp. 3—22.
6. Murzin V. V., Sustavov S. G., Mamin N. A. *Zolotaya i platinoidnaya mineralizatsiya rossypey Verkh-Neyvinskogo massiva al'pinotipnykh giperbazitov (Sredniy Ural)* (Gold and platinoid mineralization of placers of the Verkh-Neyvinsky massif of alpine-type hyperbasites (Middle Urals)). Yekaterinburg: Ed. UGGGA, 1999. 93 p.
7. Murzin V. V., Badanina I. Yu., Malitch K. N., Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A. *Izotopnyy sostav sery Ru-Os sulfidov Verkh-Neyvinskogo dunit-gartsburgitovogo massiva, Sredniy Ural: Pervyye dannyye* (Sulfur Isotope Composition of Ru—Os Sulfides from the Verkh-Neivinsky Dunite-Harzburgerite Massif (Middle Urals, Russia): New Data). Reports of the Academy of Sciences. 2019, 488(2), pp. 185—188.
8. Pushkarev Yu. D. *Dva tipa vzaimodeystviya korovogo i mantiynogo veshchestva i novyy podkhod k problemam glubinnogo rudoobrazovaniya* (Two types of interaction of crustal and man-



the matter and a new approach to the problems of deep ore formation). Reports of the Academy of Sciences. 1997, 335(4), p. 524—526.

9. Hattori K. H., Cabri L. J., Johanson B., Zientek M. L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions. *Mineralogical Magazine*. 2004, 68(2), pp. 353—368.

10. Gao X., Thiemens M. H. Variations in the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993, 57, pp. 3171—3176.

11. Garuti G., Zaccarini F., Proenza J. A., Thalhhammer O. A. R., Angeli N. Platinum-Group Minerals in Chromitites of the Niquelândia Layered Intrusion (Central Goiás, Brazil): Their Magmatic Origin and Low-Temperature Reworking during Serpentinization and Lateritic Weathering. *Minerals*. 2012, 2, pp. 365—384.

12. Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A., Budnitskiya S. Y., Yakovenko V. V., Vysotskiy S. V., Levitskii V. V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution. *Chemical Geology*. 2018, 493, pp. 316—326.

13. Murzin V. V., Chudnenko K. V., Palyanova G. A., Varlamov D. A., Naumov E. A., Pirajno, F. Physicochemical model of formation of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and inter-metallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.* 2018, 93, pp. 81—97.

14. O'Driscoll B., González-Jiménez J. M. Petrogenesis of the platinum-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2016, 81, pp. 489—578.

15. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.* 1972, 67, pp. 551—578.

16. Ripley E. M., Li C. Applications of stable and radiogenic isotopes to magmatic Cu-Ni-PGE deposits: examples and cautions. *Earth Science Frontiers*. 2007, 14(5), pp. 124—132.

17. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*. 2008, 33, pp. 20—30.

18. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the Alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*. 2016, 6(4), pp. 108.

Поступила в редакцию / Received 17.08.2020

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ ЛАПЛАНДСКО-ОНЕЖСКОЙ ПРОВИНЦИИ КАРЕЛИИ

Л. В. Кулешевич

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

kuleshev@krc.karelia.ru

Топоминералогические исследования являются составной частью минерагенических работ, проводимых в палеопротерозойской Лапландско-Онежской рифтогенной структуре на территории Карелии. Эти исследования актуальны в настоящее время в связи с выделением перспективных площадей и изучением месторождений, связанных с базит-гипербазитовым магматизмом палеопротерозойских рифтогенных структур (хромитовых, титаномагнетитовых, никелевых руд с благородными металлами — ЭПГ и золотом). Минералогические исследования включали детальное изучение ведущих ассоциаций руд и минералов благородных металлов с использованием микрозондового и ICP-MS-анализов. Установлено, что хромитовые руды сопровождаются высокотемпературными ассоциациями платиноидов — арсенидов, сульфо-арсенидов Pt, Rh, Ir и висмутотеллуридов Pt (с Pd), сульфидные Cu-Ni-руды — преимущественно Pt-Pd-висмутотеллуридами и теллуридами. Титаномагнетитовые руды с малосульфидной медной минерализацией содержат стибiosoсульфоарсениды, антимониды, станниды, реже сульфиды Pd, Pd-Pt и серебросодержащее золото.

Ключевые слова: минералы благородных металлов, минералогическая провинция, Лапландско-Онежская, рифтогенная, палеопротерозой, Карелия.

NOBLE-METAL ASSOCIATIONS RELATED TO PALEOPROTEROZOIC BASIC-HYPERBASIC MAGMATISM IN THE LAPLAND-ONEGA PROVINCE OF KARELIA

L. V. Kuleshevich

Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk; kuleshev@krc.karelia.ru

Topomineralogical studies are part of mineralogical research conducted in the Paleoproterozoic Lapland-Onega rift-related structure in Karelia. These studies are important because of the location of promising areas and the study of deposits associated with basic-hyperbasic magmatism in Paleoproterozoic rift-related structures (chromite, titanomagnetite and nickel ores with PGE and gold). The aim of mineralogical studies is to better understand major ore and noble-metal mineral associations by microprobe and ICP-MS-analyses. It was found that chromite ores are accompanied by high-temperature associations of platinooids — arsenides, sulfo-arsenides Pt, Rh, Ir and bismutotellurides Pt (with Pd), and sulfide Cu-Ni ores — mainly Pt-Pd bismutotellurides and tellurides. Titanomagnetite ores with low-sulfide copper mineralization contain stibio-sulfoarsenides, antimonides, stannides, and more rarely sulfides of Pd, Pd-Pt, and silver-containing gold.

Keywords: noble-metal minerals, mineralogical province, Lapland-Onega, rift-related, Paleoproterozoic, Karelia.

Введение

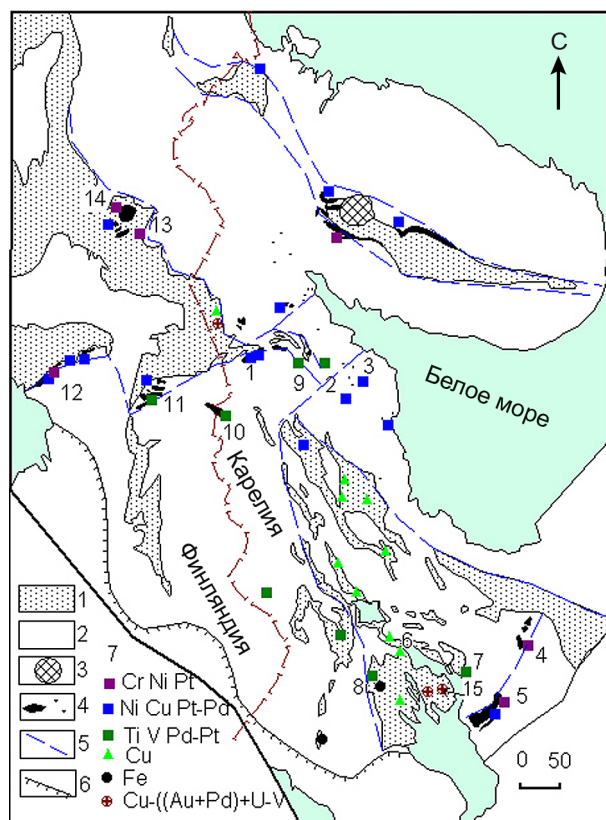
К минералогической провинции принято относить «участок земной коры, характеризующийся относительно однородным геологическим строением и развитием одних и тех же минеральных комплексов и ассоциаций» [14]. По определению Н. П. Юшкина, минералогическая провинция является элементарным топоминералогическим регионом, размеры которого обычно колеблются от 10 до 100 тыс. км². Границы минералогических провинций, как правило, пространственно совпадают с границами минерагенических крупных или средних структурных элементов.

Лапландско-Карельская рифтогенная структура (см. рисунок) [6, 8, 9, 18] заложилась на сумий-

ско-сариолийском этапе (2.5—2.3 млрд л.) развития Карельского кратона, прослеживается с территории СЗ-Финляндии в ЮВ-Карелию и выделяется как многоосевая зона, испытывавшая блокировку по трансформным разломам (сдвиговым зонам СВ-простираения). В ятулийское время (2.3—2.1 млрд л.) для территории был характерен трапповый магматизм [11, 12]. Людикийский рифтогенез (2.1—1.92 млрд л.) сопровождался базит-гипербазитовым магматизмом, комплексом силлов и даек. Каждый этап развития характеризуется своим магматизмом и металлогенической специализацией (см. рисунок) [7, 13, 18]. В данной работе рассматривается карельская часть Лапландско-Онежского палеопротерозойского

Для цитирования: Кулешевич Л. В. Благороднометалльные ассоциации, связанные с палеопротерозойским базит-гипербазитовым магматизмом Лапландско-Онежской провинции Карелии // Вестник геонаук. 2020. 9(309). С. 14—18. DOI: 10.19110/geov.2020.9.3.

For citation: Kuleshevich L. V. Noble-metal associations related to Paleoproterozoic basic-hyperbasic magmatism in the Lapland-Onega province of Karelia. Vestnik of Geosciences. 2020. 9(309). P. 14—18. DOI: 10.19110/geov.2020.9.3.



Месторождения и рудопроявления палеопротерозойской Лапландско-Онежской рифтогенной структуры [7, 18]:

1 — палеопротерозойские отложения, 2 — архейские образования, 3 — палеозойские интрузии, 4 — сумийские интрузии и малые тела, 5 — тектонические зоны и глубинные трансформные разломы, 6 — свекофенская область, 7 — основные месторождения и рудопроявления. Номера на схеме (некоторые рудные объекты по тексту): 1 — Луккулайсваара, Кивакка, 2 — Травяная Губа, 3 — Беломорская группа, 4 — Монастырское, 5 — Бураковская группа (Аганозерское, Бураковское), 6 — Воронов Бор, 7 — Пудожгора, 8 — Койкарское (Викша), 9 — Елетьозерское, 10 — Койлимаа, 11 — Муставаара, Хаукиахо, 12 — район Кемь (Кемь, Пеникат, Сомпуярви-риф, Паасиваара-риф; Суханко), 13 — Аканваара, 14 — Койтелайнен, Кевитца, 15 — Падминская группа

Deposits and ore occurrences of the Paleoproterozoic Lapland-Onega rift structure [7, 18]:

1 — Paleoproterozoic formations, 2 — Archean formations; 3 — Paleozoic intrusions, 4 — sumian intrusions and small bodies, 5 — tectonic zones and transform faults, 6 — Svecofenn region, 7 — main Paleoproterozoic deposits and ore occurrences. Numbers on the map: 1 — Lukkulaivaara, Kivakka, 2 — Travyanaya Guba, 3 — Belomorskaya group, 4 — Monastyrskoe, 5 — Burakovskaya group (Aganozerskoe, Burakovskoe), 6 — Voronov Bor, 7 — Pudozhgora, 8 — Koikarskoe (Viksha), 9 — Eleyozerskoe, 10 — Koillismaa, 11 — Mustavaara, Haukiahho, 12 — Kemi, Penikat, Sompujarvi-reef, Paasivaara reef, 13 — Akanvaara, 14 — Koitelainen, Kevitsa, 15 — Padma group

рифта (без Ветреного Пояса). Минералогические исследования позволяют проследить эволюцию рудообразования с учетом основных принципов выделения минералогических структур и провинций и сопровождаются обобщениями — подготовкой сводки по минералам Карелии.

Актуальность и методы исследования

Минералогические исследования являются составной частью минерагенических работ, проводимых автором по изучению рудных ассоциаций в Карелии и обобщению результатов по благороднометалльно-мудоруденению (ЭПГ и Au) в конкретных палеопротерозойских структурах Лапландско-Онежской рифтогенной структурной зоны (ЛОРС). Эти исследования представляют собой самостоятельное (топоминалогическое — по Н. П. Юшкину) направление, изучающее закономерности формирования и распределения минералов в различных условиях и геологических системах. Работы сопровождаются картированием, изучением рудных минералов, установлением минералого-геохимических критериев рудоносности. Они могут быть использованы и имеют большое значение для минерагенического анализа, прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Так, например, для С. Карелии проведено минералогическое районирование [2, 3], дополняющее исследования в Арктической зоне Карелии.

Методика исследований. Палеопротерозойская рифтогенная структура выделена благодаря многочисленным работам предшественников, детально изучавшим базит-гипербазитовый магматизм Карелии на основе геофизических, структурных и геолого-петрографических данных. В работе приводится обобщение более ранних результатов, в том числе по изучению ведущих рудных минералов, минералов благородных металлов и их ассоциаций; они дополнены определениями, выполненными на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350, и данными ICP-MS-анализа руд в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН.

Геологическое строение, этапы развития и минерагения

Лапландско-Онежская региональная палеотроговая структура заложилась на Карельском кратоне и развивалась как континентальный рифт от 2.5 до ~1.8 млрд лет назад на архейском фундаменте (см. рисунок). ЛОРС объединяет отдельные палеопротерозойские структуры: Пана-Куоляярвинскую, Кукаозерскую, небольшие интрузивные тела в Беломорском комплексе на севере; Лехтинскую, Гайкольскую и другие — в центральной; Кумсинскую, Онежскую — в южной; Ветреного Пояса — в восточной части Карелии. Временные рамки и фазы их эволюции описаны и обобщены в многочисленных работах исследователей, изучающих палеопротерозойский магматизм [6, 8, 9, 12 и ссылки в них]. Этапы развития сумийско-сариолийского (2.5—2.3 млрд лет, PR_{1sm-sr}), ятулийского (2.3—2.1 млрд лет, PR_{1jt}) и людикийского (2.1—1.92 млрд лет, PR_{1ld}) возрастов сопровождались базит-гипербазитовым магматизмом и внедрением интрузий на стадии рифтогенеза, а также формированием близсинхронных вулканогенно-осадочных комплексов. Калевийская (1.92—1.8 млрд л., с внедрением Ропручейского силла) и вепсийская (1.8—1.65 млрд л.) эпохи накопления осадков проявились в южной части Онежского палеобассейна. Орогенный этап (1.8—1.7 млрд л.) развития на территории Карелии выразился в формировании зон



складчато-разрывных деформаций (СРД) и щелочно-метасоматоза СЗ-простираия.

С сумийскими расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями (2.5—2.4 млрд лет, массивы Луккалайсваара, Кивакка, Бураковский и др.) связано хромитовое, медно-никелевое сульфидное, в некоторых — титаномagnetитовое оруденение, сопровождающееся широким спектром минералов благородных металлов (ЭПГ с Au). Включающая эти палеопротерозойские (PR₁ sm) расслоенные интрузии минерагеническая зона прослеживается из СЗ-Финляндии в восточном направлении до Олангской площади. В районах Кеми (СЗ-Лапландия) и Койллисмаа (вблизи границы с Карелией) в Финляндии к подобным интрузиям приурочены несколько крупных месторождений и проявлений Cr (Кеми, Пенникат, Койтелайнен, Аканваара, Нярянкаваара комплекса Койллисмаа), Fe-V-Ti, Cu-Ni и ЭПГ [18].

Интрузии Олангской группы представлены массивами Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга в СЗ-части Карелии. Расслоенный перидотит-пироксенит-габброноритовый массив Луккулайсваара детально изучался ЦКЭ в 90-х годах прошлого века. В начале 2000-х годов проведена его оценка на Ni и платиноиды; установлены их проявления (Надежда и другие [7]), объединенные в объект Луккулайсваара с содержанием ΣЭПГ в рудах от 3.84 до 9 г/т (Pd — до 14.68 г/т, Pt — 3.22 г/т). При среднем содержании ЭПГ 7.5 г/т их ресурсы (P₁ + P₂) составляют ~13.2 т (по результатам работ С. Ф. Ключина, Северная ГЭ). Благороднометалльная минерализация тяготеет к малосульфидным ассоциациям критической зоны (изучалась А. Ю. Барковым, обобщение см. в работе [2]). Платиноиды представлены теллуридами и висмутотеллуридами (мончеит, меренскит, теларгпалит, котульскит, соболевскит, майченерит, телурупалладит, сопчеит, луккулайсваарит Pd₁₄Ag₂Te₉ [17], оуланкаит (Pd, Pt)₅(Cu, Fe)₄SnTe₂S₂) [15], (Pd, Ag)₂Te); сульфидами (брэггит, высоцкит, редкий Cu-Морениит (Cu, Fe)(Re, Mo)₄S₈); сульфоарсенидами и арсенидами (ирарсит, холлингвартит, сперрилит, стиллуотерит, меньшиковит Pd₃Ni₂As₃ [16]); станидами и плюмбидами (серии атокит-рустенбургит, паоловит, звягинцевит, таймырит, Pd₂(Sn, Sb), Pd₂(Sn, As)); антимонидами (изомертиит, мертиит, стибиопалладинит); интерметаллидами (туламинит), Pt-Pd, Au-Ag, (Fe, Ni)₃Cr. В расслоенном перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Кивакка халькопирит-пентландит-пирротинное оруденение (Ni — 0.36—0.4 %, Cu — 0.3—0.65) содержит ΣЭПГ 3—6 г/т (Pt — 1—3, Pd — 1—5 г/т) [7] и минералы меренскит-мончеит, котульскит, сперрилит. В массивах Ципринга и Ханкусъярви установлены более высокие содержания Cu. Ресурсы ЭПГ по Олангскому узлу в целом равны 26.48 т (категории P₁ + P₂) и 35 т (P₃).

В Беломорской складчатой области известны многочисленные небольшие интрузии сумийского возраста, прорывающие архейские толщи. На рудопроявлении Травяная Губа богатые вкрапленные и сидеронитовые ильменит-титаномagnetитовые руды сложены титаномagnetитом, ильменитом с ЭПГ [5]. Pt-Pd-минерализация ассоциирует с сульфидами меди и представлена Pd-Pt-стибиоарсенидами, сульфи-

дами, реже (Pd-Cu-Sn) интерметаллидами и платиной. ΣЭПГ достигает 2.8 г/т, Au — до 2.5 г/т.

Бураковская интрузия — наиболее крупный расслоенный массив, расположенный в ЮВ-части ЛОРС, в ее архейском основании. Сложена хромовыми и сульфидными Cu-Ni-рудами. Главный хромитовый горизонт Аганозерского месторождения представляет собой стратиформную залежь мощностью 0.7—6.3 м, приуроченную к границе ультраосновной и пироксенитовой зон (разведка и оценка массива и его ресурсов велась Карельской ГЭ — В. А. Ганиным, В. Н. Логиновым) [7]. Содержание Cr₂O₃ в рудах месторождения составляет 21.79 % (до 45.28 %), запасы по категориям C₁ и C₂ оцениваются в ~ 26.6 млн т, прогнозные ресурсы ~ 177.55 млн т руды. Руды представлены вкрапленными и массивными разностями, рудные хромшпинелиды относятся к субферриалюмохромитам. В хромитовом горизонте установлена рассеянная никелевая и ЭПГ-минерализация, представленная тугоплавкими сульфоарсенидами Pt, Rh, Ir, сульфидами и другими платиноидами [1], такими как холлингвортит, лаурит, эрлихманит, ирарсит, сперелит, платарсит, куперит, туламинит, рустенбургит, Pt, Pt₃Fe, висмутотеллуриды Pt-Pd и Au. Ресурсы ЭПГ оцениваются в 110 т. Cu-Ni-оруденение занимает обособленную позицию в массиве, с ним ассоциируют преимущественно минералы Pd [12].

Ятулийский базитовый магматизм на территории Карелии проявился как трапповый [11]. Центры ятулийского вулканизма тяготеют не только к региональной рифтогенной структуре. Они развиты шире и приурочены к СЗ-тектоническим зонам в пределах кратона. Базитовый магматизм сопровождается медно-сульфидной (халькопирит-борнитовой) вкрапленной минерализацией [4] и железистоокисными (Fe, Mn) проявлениями в осадочном комплексе (см. рисунок).

Интрузии габбро-долеритов раннелюдиловского возраста (2.0—1.98 млрд л.) дифференцированы от меланократовых и рудных габбро до диоритов (повышенной Na-щелочности). В Онежской структуре они представлены крупными пологозалегающими силлами. Койкарский силл прорывает ятулийские толщи, в том числе карбонатный горизонт верхнего ятулия, а Пудожгорский — архейские гранитоиды. В центральной части Онежской структуры силлы прорывают шунгитовые толщи. Суйсарский пикрит-базальтовый магматизм (PR₁ su) (1.98—1.92 млрд л.) сопровождается интрузиями габбро и Кончезерским габбро-перидотитовым силлом (1.975 млрд л.). С каждым из этих комплексов связаны определенные типы руд с ЭПГ.

Титаномagnetитовые руды Пудожгорского месторождения содержат 8.13 % TiO₂ и 0.43 % V₂O₅ (при запасах ~ 316.7 млн т руды). Они слагают стратифицированную залежь и сопровождаются малосульфидной вкрапленностью, с которой ассоциируют котульскит, меренскит, сопчеит, кейконит, сперрилит [7, 13] и золото микронных размеров. В Койкарском силле к титаномagnetитовому горизонту со средним содержанием TiO₂ — 6 %, V₂O₅ — 0.32 % (запасы руды ~ 314.2 млн т) приурочена малосульфидная вкрапленность с благородными металлами, в сумме достигающая 1—2 г/т (ресурсы ~ 425 т). На месторождении Викша (участки Каллиево, Кентилампи,



Шарги) в ассоциации с халькопиритом и борнитом (1–4 %) установлены Pd-арсениды, стибиаорсениды, станниды [10]: палладоарсениды Pd_2As , фазы $(\text{Pd}, \text{Pt})_2\text{As}$, $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Rh})\text{As}_2$, сперрилит, арсенопалладинит Pd_7As_2 , фаза Pd_4As , стиллуотерит Pd_8As_3 , паларстанид $\text{Pd}_8(\text{Sn}, \text{As})_3$, станнопалладинит $\text{Pd}_3(\text{Sn}, \text{As})_2$, фаза $(\text{Pd}, \text{Pt}, \text{Au})_3\text{Sn}$, изомертит Pd_5AsSb , реже встречаются бреггит $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$, холлингвортит $(\text{Rh}, \text{Pt})\text{AsS}$, PtTe_2 , PdTe . Золото в этой ассоциации содержит 15–31 % Ag.

В Северной Карелии (рис. 1) с дифференцированным щелочно-базит-гипербазитовым Тикшеозерско-Елетьозерским комплексом (2.0 млрд л.) с завершающей карбонатитовой фазой, прорывающим архейские гранитогнейсы, связаны месторождения фосфорсодержащих титаномагнетитовых руд в габброидах и Fe-P (с REE) в карбонатитах. Близкие по составу богатые руды (запасы ~102.3 млн т) приурочены к Елетьозерскому массиву (участки Межозерный, Нято-Вара, Сури-Вара) [7]. Они содержат TiO_2 в среднем 9.2–10.3 %, V_2O_5 — 0.08–0.18 %. Минералогия титаномагнетитовых руд отличается большим разнообразием Fe-Ti-O-фаз, представленных титаномагнетитом, магнетитом, ульвитом, ильменитом, герцинитом и титанитом; в зонах влияния поздних фаз щелочных пород встречается корунд [3]. Руды незначительно обогащены ЭПГ ($\Sigma = 0.025$ –0.15 г/т).

С орогенным этапом развития Лапландско-Онежского рифта (1.8–1.7 млрд л.) на территории Карелии связана Pd-Pt-Au-(Co-Pb-Mo)-Cu-(S,Se)-U-V-оксидная гидротермально-метасоматическая минерализация, представленная месторождениями Падминской группы в Онежской структуре и проявлениями Au-Cu-(Se-Te-S) и Au-U в Пана-Куоляярвинской. Полиметалльная ассоциация орогенного этапа развития представляет объект другого детального исследования.

Заключение

Лапландско-Онежская рифтогенная структура — это длительно развивавшаяся от 2.5 до 1.8 млрд лет назад региональная минерагеническая провинция, включающая рудную минерализацию разновозрастных базит-гипербазитовых палеопротерозойских комплексов и более позднюю наложенных зон СРД орогенного этапа развития. С базит-гипербазитовым магматизмом связана Cr, Ti-V, Cu и ЭПГ-рудная минерализация. Состав минералов благороднометалльной ассоциации определяется типом магматизма и составом ведущего типа руд. Хромитовые руды (Бураковская интрузия в ЮВ-Карелии, Кеми и др. в СЗ-Финляндии) связаны с крупными дифференцированными интрузиями сумийского возраста; они представлены высокохромистыми хромшпинелидами и сопровождаются высокотемпературными ассоциациями платиноидов — арсенидов, сульфидов арсенидов (Pt, Rh, Ir) и висмутотеллуридов Pt с Pd. С менее крупными массивами, представленными габбро-норитами, в которых отмечается контаминация коровым материалом [9], связано сульфидное медно-никелевое и титаномагнетитовое оруденение с Pt-Pd-минерализацией (Луккулайсваара, Кивакка, Травяная Губа). Ятулийский базитовый магматизм со-

провождается медно-сульфидной минерализацией. На людиковийском этапе развития наблюдается преимущественное накопление Ti-Fe-O-минерализации. С Койкарским и Пудожгорским силлами габброидеритов в Онежской структуре ассоциируют стратифицированные залежи титаномагнетитовых руд с малосульфидной медной и ЭПГ-минерализацией. Минералы благородных металлов в них представлены преимущественно стибиясульфоарсенидами, станнидами, реже сульфидами Pd, Pd-Pt. Минералогические исследования, проводимые в рамках музейной тематики ИГ КарНЦ РАН, были направлены на детальное изучение ведущих ассоциаций руд и минералов благородных металлов в разновозрастных массивах с учетом основных принципов минералогического районирования [14, 2], что позволило проследить эволюцию образования руд; они сопровождаются обобщениями и подготовкой сводки по минералам Карелии.

Работа выполняется по темам НИР ИГ КарНЦ РАН № ГР АААА-А18-118020290084-7 и № АААА-А18-118020290085-4 (раздел 5).

Литература

1. Гроховская Г. Л., Лапина М. И., Ганин В. А. и др. Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 315–341.
2. Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В. Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы палеопротерозойских (PR_{1sm}) расслоенных массивов // Труды XVI Ферсман. научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 160–164. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.033>.
3. Кулешевич Л. В. Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы тикшеозерско-елетьозерского комплекса и связанных с ним метасоматитов // Там же. С. 334–338. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.067>.
4. Кулешевич Л. В., Голубев А. И., Лавров О. Б. Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карельского кратона // ДАН. Т. 432. № 3. 2010. С. 376–380.
5. Кулешевич Л. В., Земцов В. А. Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномагнетитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Записки РМО. 2009. Часть 138. Вып. 5. С. 51–62.
6. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. акад. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
7. Минерально-сырьевая база Р. Карелии / Под ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. 2005. Кн. 1. 286 с.
8. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
9. Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–38.
10. Олейник И. Л., Кулешевич Л. В. Петрохимические особенности и благороднометалльная минерализация Койкарского силла (Карелия) // Руды и металлы. 2016. № 3. С. 49–61.
11. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 26–33.



12. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Металлогения и цикличность развития внутриконтинентального Онежско-Водлозерского докембрийского мантийного плюма // Мантийные плюмы и металлогения: Материалы межд. симпозиума. Петрозаводск; Москва, 2002. С. 249—253.
13. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометалльное титаномagnetитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 120 с.
14. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.
15. Barkov A. Y., Fleet M. E., Martin R. F., Tarkian M. Compositional variations in oulankaite and a new series of argentoan oulankaite from the Lukkulaivaara layered intrusion, Northern Russian Karelia // The Canadian Mineralogist. 2004. 42. Pp. 439—453.
16. Barkov A. Y., Martin R. F. Menshikovite, $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$, a new platinum-group mineral species from two layered complexes, Russia // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. Pp. 679—692.
17. Vymazalova A., Grokhovskaya T. L., Laufek F. & Rassulov V. A. Lukkulaivaaraite, $\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$, a new mineral from Lukkulaivaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia // Mineralogical Magazine. 2014. V. 78. № 7. Pp. 1743—1754. DOI: 10.1180/minmag.2014.078.7.16.
18. <https://gtkdata.gtk.fi/mdae/index.html>
- References**
1. Grokhovskaya G. L., Lapina M. I., Ganin V. A. et al. *Proyavleniya EPG-mineralizatsii v Burakovskom rassloennom komplekse* (Yuzhnaya Kareliya, Rossiya) (PGE mineralization occurrences in the Burakovian layered complex, South Karelia, Russia). *Geologia rudnykh mestorozhdeniy* (Geology of Ore deposits), 2005, V. 47, No. 4, pp. 315—341.
2. Dmitrieva A. V., Kuleshevich L. V. *Mineralnye vidy Severnoi Karelii: rudnye mineraly paleoproterozoiskikh (PR1sm) rassloennykh massivov* (Mineral species of North Karelia: ore minerals of Paleoproterozoic (PR_{1sm}) layered massifs). Proceedings of the 16th Fersman Scientific Session, GI KSC RAS, Apatity, 2019, No. 16, pp. 160—164. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.033>.
3. Kuleshevich L. V. *Mineralnye vidy Severnoi Karelii: rudnye mineral Tiksheozersko-Eletozerskogo kompleksa i svyazannykh s nim metasomatitov* (Mineral species of North Karelia: ore minerals from the Tiksheozero-Yeletozero complex and associated metasomatic rocks). Proceedings of the 16th Fersman Scientific Session, GI KSC RAS, Apatity, 2019, No. 16, pp. 334—338. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.067>.
4. Kuleshevich L. V., Golubev A. I., Lavrov O. B. *Paleoproterozoiskie zolotosoderzhaschie mednye mestorozhdeniya i proyavleniya Karel'skogo kratona* (Paleoproterozoic gold-bearing copper deposits and ore occurrences of the Karelian craton). DAN, V. 432, No. 3, 2010, pp. 376—380.
5. Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A. *Mineralogiya blagorodnometall'nykh il'menit-titanomagnetitovykh rud proyavleniya Travyanaya Guba (Severnaya Kareliya)* (Mineralogy of Travyanaya Guba noble-metal ilmenite-titanomagnetite ores, North Karelia)). *Zapiski RMO*, 2009, Part 138, Issue 5, pp. 51—62.
6. *Magmatizm i metallogeniya riftogennykh sistem vostochnoi chasti Baltiiskogo schita* (Magmatism and metallogeny of rift-related systems in the eastern Baltic Shield). Edited by Academician. A. D. Shcheglov, St. Petersburg: Nedra Publishers, 1993, 244 p.
7. *Mineralno-syrevaya baza R. Kareliya* (Republic of Karelia's mineral potential). Edited by V. P. Mikhailov and V. N. Aminov, 2005, V. 1, 286 p.
8. *Rannii dokembrii Baltiiskogo schita* (The early Precambrian of the Baltic shield). Edited by V. A. Glebovitsky, St. Petersburg: Nauka, 2005, 711 p.
9. Rybakov S. I., Golubev A. I., Slyusarev V. D., Lavrov M. M. *Dokembriiskii riftogenez i sovremennaya struktura Fennoskandinavskogo schita* (Precambrian rifting and modern structure of the Fennoscandian shield). *Otechestvennaya Geology*, 1999, No. 5, pp. 29—38.
10. Oleinik I. L., Kuleshevich L. V. *Petrohimicheskie osobennosti i blagorodnometall'naya mineralizatsiya Koikarskogo silla (Kareliya)* (Petrochemical characteristics and noble-metal mineralization of the Koikary sill, Karelia). *Rudy i metally*, 2016, No. 3, pp. 49—61.
11. Trofimov N. N., Golubev A. I. *Geodinamicheskaya pozitsiya perspektivnykh platinonosnykh formatsii Karelii* (Geodynamic position of Karelia's promising platiniferous formations). *Geology and useful minerals of Karelia*, Petrozavodsk, 2001, Issue 4, pp. 26—33.
12. Trofimov N. N., Golubev A. I. *Pudozhgorskoe blagorodnometall'noe titanomagnetitovoe mestorozhdenie* (Pudozhgora noble-metal titanomagnetite deposit). Petrozavodsk, 2008, 120 p.
13. Trofimov N. N., Golubev A. I. *Metallogeniya i tsiklichnost' razvitiya vnutrikontinental'nogo Onezhsko-Vodlozerskogo dokembriiskogo mantiinogo plyuma* (Metallogeny and evolution cyclicity of the Precambrian Onega-Vodlozero intracontinental mantle plume). *Mantle plumes and metallogeny. Proceedings of the international symposium. Petrozavodsk-Moscow, 2002*, pp. 249—253.
14. Yushkin N. P. *Topomineralogiya* (Topomineralogy). Moscow: Nedra, 1982, 288 p.
15. Barkov A. Y., Fleet M. E., Martin R. F., Tarkian M. Compositional variations in oulankaite and a new series of argentoan oulankaite from the Lukkulaivaara layered intrusion, Northern Russian Karelia. *The Canadian Mineralogist*, 2004, 42, pp. 439—453.
16. Barkov A. Y., Martin R. F. Menshikovite, $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$, a new platinum-group mineral species from two layered complexes, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 2002, V. 40, pp. 679—692.
17. Vymazalova A., Grokhovskaya T. L., Laufek F. & Rassulov V. A. Lukkulaivaaraite, $\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$, a new mineral from the Lukkulaivaara Intrusion, northern Russian Karelia, Russia. *Mineralogical Magazine*, 2014, V. 78, No. 7, pp. 1743—1754. DOI: 10.1180/minmag.2014.078.7.16.
18. <https://gtkdata.gtk.fi/mdae/index.html>

Поступила в редакцию / Received 05.09. 2020



НА-ДОМИНАНТНЫЙ В M2-ПОЗИЦИИ АНАЛОГ ЭВДИАЛИТА: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Р. К. Расцветова¹, Н. В. Чуканов^{2,3}, К. Шефер⁴

¹ Институт кристаллографии им. А. В. Шубникова ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва, Россия; rast@crys.ras.ru

² Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка, Россия

³ Геологический факультет Московского государственного университета, Москва, Россия

⁴ Унтерайзесхайм, Германия

Минералы группы эвдиалита из ультраагпаитовых ассоциаций часто характеризуются высокими содержаниями (вплоть до доминирования) натрия в позиции M2, которая в эвдиалите заселена железом. Обсуждаются особенности блочного изоморфизма с замещением $^{IV}\text{Fe}^{2+}$ на ^{IV}Na и ^{V}Na в M2-микрообласти. Методами электронно-зондового микроанализа, рентгеноструктурного анализа и ИК-спектроскопии исследован потенциально новый минерал, ^{M2}Na -доминантный аналог эвдиалита из щелочного массива Илимаусак (Гренландия). Его кристаллическая структура уточнена до итогового фактора расходимости $R = 5.6\%$ в анизотропном приближении атомных смещений с использованием 1095 независимых рефлексов с $F > 3\sigma(F)$. Параметры элементарной тригональной ячейки: $a = 14.208(1)$, $c = 30.438(1)$ Å, $V = 5321(1)$ Å³, пр. гр. $R-3m$. Идеализованная формула минерала ($Z = 3$): $(\text{Na}, \text{H}_3\text{O})_{15}\text{Ca}_6\text{Zr}_3[\text{Na}_2\text{Fe}][\text{Si}_{26}\text{O}_{72}](\text{OH})_2\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Ключевые слова: минерал, группа эвдиалита, кристаллическая структура, изоморфизм, ключевая позиция M2, щелочной массив Илимаусак.

NA-DOMINANT (AT THE M2 SITE) EUDIALYTE ANALOGUE: CRYSTAL STRUCTURE AND INDICATORY SIGNIFICANCE

R. K. Rastsvetaeva¹, N. V. Chukanov^{2, 3}, Ch. Schäfer⁴

¹ Shubnikov Institute of Crystallography FSRC "Crystallography and Photonics" RAS, Moscow, Russia

² Institute of Problems of Chemical Physics RAS, Chernogolovka, Russia

³ Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

⁴ Gustav Stresemann-Strasse 34, 74257, Untereisesheim, Germany

Minerals of the eudialyte group from ultra-agpaitic associations are often characterized by high contents (up to the dominance) of sodium at the M2 site, which is populated with iron in eudialyte. The features of blocky isomorphism with the replacement of $^{IV}\text{Fe}^{2+}$ by ^{IV}Na and ^{V}Na at the M2 micro-region are discussed. Using the methods of electron probe microanalysis, X-ray diffraction and IR spectroscopy, a potentially new mineral, ^{M2}Na -dominant analogue of eudialyte from the Ilimaussaq alkaline massif (Greenland), was investigated. Its crystal structure was refined to $R = 5.6\%$ in the anisotropic approximation of atomic displacements using 1095 independent reflections with $F > 3\sigma(F)$. The unit-cell parameters are: $a = 14.208(1)$, $c = 30.438(1)$ Å, $V = 5321(1)$ Å³; the space group is $R-3m$. The idealized formula of the mineral is ($Z = 3$): $(\text{Na}, \text{H}_3\text{O})_{15}\text{Ca}_6\text{Zr}_3[\text{Na}_2\text{Fe}][\text{Si}_{26}\text{O}_{72}](\text{OH})_2\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Keywords: mineral, eudialyte group, crystal structure, isomorphism, M2 key site, Ilimaussaq alkaline complex.

Введение

На протяжении многих лет эвдиалит $\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Fe}^{2+}_3\text{Zr}_3(\text{Si}_{26}\text{O}_{72})(\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_3(\text{Cl}, \text{OH})_2$ и родственные ему минералы привлекают внимание исследователей (минералогов, петрологов, геохимиков, кристаллографов, технологов) благодаря уникальному сочетанию своих особенностей. Минералы группы эвдиалита (МГЭ) являются главными цирконосилкатами и концентраторами циркония и ряда других редких элементов в некоторых типах агпаитовых пород. На примере минералов этой группы выявлены многие сложные механизмы изоморфизма, вовлекающие 26 различных элементов и сопровождающиеся существенными перестройками локальных ситуаций в окрестностях ключевых позиций кристаллических

структур, включая широкие вариации валентного состояния и координационных чисел катионов. Среди МГЭ наряду с собственно эвдиалитом (высококремнистым и высокожелезистым представителем, в котором Fe^{2+} доминирует в позиции M2 и, как правило, имеет координацию плоского квадрата) известны его низкожелезистые аналоги. В некоторых из таких минералов дефицит Fe^{2+} в позиции M2 восполняется близким в кристаллохимическом отношении катионом Mn^{2+} . Однако для ультраагпаитовых обстановок характерны МГЭ с низким общим содержанием железа и марганца и доминированием натрия в позиции M2 (^{M2}Na -МГЭ) [9, 11, 15]. В этих минералах натрий может занимать как позицию с квадратной координацией (аналогичную позиции Fe^{2+} в эвдиалите), так и

Для цитирования: Расцветова Р. К., Чуканов Н. В., Шефер К. На-доминантный в M2-позиции аналог эвдиалита: кристаллическая структура и индикаторное значение // Вестник геонаук. 2020. 9(309). С. 19—25. DOI: 10.19110/geov.2020.9.4.

For citation: Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Schäfer Ch. Na-dominant (at the M2 site) eudialyte analogue: Crystal structure and indicator significance. Vestnik of Geosciences. 2020. 9(309). P. 19—25. DOI: 10.19110/geov.2020.9.4.

позиции с координационными числами от 5 до 7 в полиэдрах на основе квадрата [17]. Диагностическими признаками M^2Na -МГЭ являются особенности их химического состава (низкое суммарное содержание $Fe + Mn + Ca$ — как правило, менее 7 атомов на формулу, $Z = 3$) при относительно высоком содержании Si и пониженные интенсивности полос ИК-спектра в диапазоне 515—545 cm^{-1} , относящихся к валентным колебаниям связей M^2Fe-O и M^2Mn-O .

Хотя первоначально эвдиалит был открыт в Гренландии [20], большая часть работ по структуре МГЭ выполнена на образцах из Хибинского и Ловозерского массивов, расположенных на Кольском полуострове. Данная работа посвящена кристаллохимическому исследованию первой находки M^2Na -МГЭ за пределами Хибино-Ловозерского щелочного комплекса.

Объект, методы и результаты исследования

Изученный в настоящей работе МГЭ происходит из уранового месторождения Кванефельд (Kvanefjeld), расположенного в щелочном массиве Илимаусак (Ilimaussaq) в Гренландии. Он образует зерна коричневатого-желтого цвета до 2 мм в поперечнике в поздней агпаитовой ассоциации, включающей нефелин, микроклин, альбит, натролит, эгирин, арфведсонит и лампрофиллит.

Химический состав этого образца определен методом рентгеноспектрального микроанализа с использованием растрового электронного микроскопа Tescan Vega-II XMU (режим EDS, 20 кВ, 400 пА), а также системы регистрации рентгеновского излучения и расчёта состава образца INCA Energy 450. Диаметр электронного пучка составил 157—180 нм. Время накопления сигнала составляло 100 секунд. Эмпирическая формула, рассчитанная на 25.8 атомов Si (в соответствии с данными рентгеноструктурного анализа, см. ниже):

$(H_2O, H_3O)_x Na_{10.39} Ca_{4.19} Mn_{0.34} Fe_{1.36} Y_{0.28} La_{0.33} Ce_{0.37} Nd_{0.09} Ti_{0.33} Zr_{2.61} Hf_{0.03} Nb_{0.23} Si_{25.80} S_{0.08} Cl_{0.35} (O, OH)_y$. ИК-спектр образца, запрессованного в таблетку с KBr (рис. 1), снят на фурье-спектрометре ALPHA

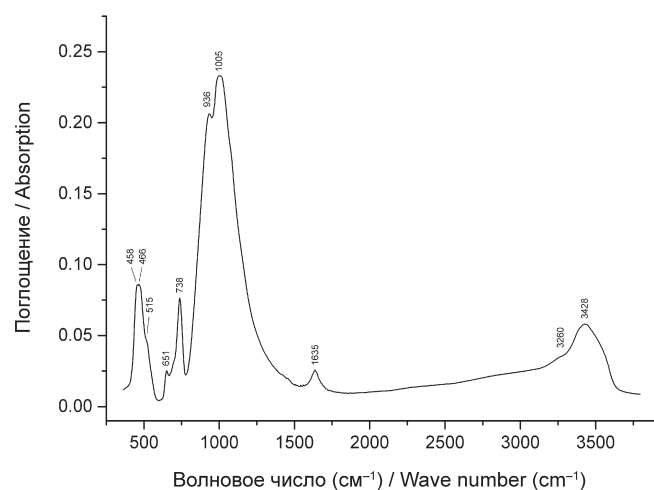


Рис. 1. ИК-спектр M^2Na -доминантного аналога эвдиалита
Fig. 1. IR spectrum of the M^2Na -dominant eudialyte analogue

FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел 360—3800 cm^{-1} , при разрешающей способности 4 cm^{-1} и числе сканирований, равном 16. В качестве образца сравнения использовалась аналогичная таблетка, изготовленная из чистого KBr.

ИК-спектр изученного минерала характеризуется широкими, плохо разрешенными полосами, что, очевидно, связано с частичным замещением ионов натрия на H_2O и H_3O , неупорядоченностью внекаркасных позиций и возмущающим воздействием водородных связей на колебания гетерополиэдрического каркаса. Полосы валентных колебаний H_2O и H_3O проявляются при 3428 и 3260 cm^{-1} соответственно. Полоса при 1635 cm^{-1} относится к деформационным колебаниям угла $H-O-H$. Полоса при 1005 cm^{-1} относится к валентным колебаниям колец тетраэдров. Присутствие полосы при 933 cm^{-1} указывает на высокое содержание дополнительных тетраэдров SiO_4 , центрирующих девятичленные кольца (позиции $M3$ и $M4$). Полоса при 738 cm^{-1} (так называемая кольцевая полоса) относится к смешанным колебаниям колец тетраэдров. Пик в диапазоне 520—550 cm^{-1} , характеризующий $Fe-O$ - и $Mn-O$ -валентные колебания с участием катионов в позиции $M2$, в спектре отсутствует. Вместо этого наблюдается плечо при 515 cm^{-1} , что указывает на заселенность позиции $M2$ преимущественно катионами с низкими силовыми характеристиками. Дублет 458 + 466 cm^{-1} преимущественно обусловлен деформационными колебаниями кремнекислородных колец. Отнесение полос произведено на основе данных об ИК-спектрах представительной выборки МГЭ с известными структурами [11].

Дифракционный эксперимент получен от монокристалла размером ~ 0.2 мм на дифрактометре Xcalibur S CCD (MoK α -излучение). Минерал тригональный с параметрами элементарной ячейки $a = 14.208(1)$, $c = 30.438(2)$ Å, $V = 5321(1)$ Å³, пр. гр. $R-3m$. Кристаллическая структура уточнена до финального фактора расхождимости $R = 5.6$ % по 1095 независимым рефлексам с $F > 3\sigma(F)$ в анизотропном приближении атомных смещений. Все расчеты выполнены с использованием системы кристаллографических программ AREN [1]. Координаты атомов каркаса и внекаркасных атомов даны в таблице 1, а межатомные расстояния в полиэдрах ключевых M -позиций — в таблице 2.

Установленные кристаллохимические особенности минерала отражены в его кристаллохимической формуле ($Z = 3$): $[Zr_{2.57}Ti_{0.4}Hf_{0.03}]^{M1}[Ca_{4.3}Fe_{0.5}Mn_{0.4}Na_{0.3}Y_{0.3}Ce_{0.2}]^{M2}[VNa_{2.01}Fe_{0.99}]^{M3}[Si_{1.8}Nb_{0.2}(OH)_{2.4}]^{M1-5}[Na_8(H_3O, H_2O)_{5.8}Ce_{0.6}][Si_{24}O_{72}]^{X1}[(H_2O)_{2.0}Cl_{0.4}]$, где римскими цифрами обозначены координационные числа катионов, а латинскими буквами даны обозначения позиций. Упрощенная формула имеет вид: $(Na, H_3O)_{15}Ca_6Zr_3[Na_2Fe][Si_{26}O_{72}](OH)_2Cl \cdot 2H_2O$.

Обсуждение результатов

Кристаллическая структура минералов группы эвдиалита основана на гетерополиэдрическом каркасе $\{Ca_6Zr_3[Si_3O_9]_2[Si_9O_{27}]_2\}^{24-}$, состоящем из 9- и 3-членных колец тетраэдров (Si_9O_{27} , Si_3O_9) и 6-членных колец октаэдров Ml_6O_{24} ($Ml = Ca, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Na, Ln, Sr$), соединенных изолированными октаэ-



Таблица 1. Координаты, параметры атомных смещений (*Beq*, Å²), состав (*Z* = 3), заселенность (*q*) и кратность позиций *Q* в структуре *M*²Na-аналога эвдиалита

Table 1. Atom coordinates, atomic displacement parameters (*Beq*, Å²), composition (*Z* = 3), site occupancies (*q*) and site multiplicities (*Q*) in the crystal structure of the eudialyte *M*²Na analogue

Позиция / Site	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	<i>B</i> _{eq} , Å ²	Состав / Composition	<i>q</i>	<i>Q</i>
<i>Z</i>	0.3332(1)	0.1666(1)	0.1669(1)	1.62(4)	Zr _{2.58} Ti _{0.42}	1	9
<i>M</i> 1	0.4047(1)	0.3333(1)	0.3333(1)	0.99(2)	Ca _{4.32} Fe _{0.48} Mn _{0.42} Na _{0.3} Y _{0.3} Ce _{0.18}	1	18
<i>M</i> 2a	0.5	0.0	0.0	1.5(1)	Fe _{0.99}	0.33	9
<i>M</i> 2b	0.4762(8)	0.5238(8)	0.0022(4)	2.9(3)	Na _{1.98}	0.33	18
<i>M</i> 3a	0.3334	0.6667	0.0883(5)	3.3(2)	Si _{1.6}	0.8	6
<i>M</i> 3b	0.3334	0.6667	0.0491(5)	1.7(3)	Nb _{0.2}	0.1	6
<i>T</i> 1	0.5259(2)	0.2630(1)	0.2516(1)	1.3(1)	Si ₆	1	18
<i>T</i> 2	−0.0085(1)	0.6034(1)	0.0974(1)	1.3(1)	Si ₁₂	1	36
<i>T</i> 3	0.2074(1)	0.4149(2)	0.0765(1)	1.6(1)	Si ₆	1	18
<i>N</i> 1a	0.1137(3)	0.2274(5)	0.1513(2)	3.0(1)	Ce _{0.6}	0.1	18
<i>N</i> 1b	0.5697(7)	0.4303(7)	0.1738(4)	5.8(1)	H ₃ O _{3.4} Na ₂	0.9	18
<i>N</i> 3a	0.4661(8)	0.2330(6)	0.0480(3)	3.4(2)	Na _{3.6}	0.6	18
<i>N</i> 3b	0.429(1)	0.2145(7)	0.0565(5)	3.7(3)	Na _{2.4}	0.4	18
<i>N</i> 5	0.177(2)	0.588(1)	0.1576(7)	4.6(2)	H ₂ O _{2.4}	0.4	18
<i>O</i> 1	0.4752(9)	0.2376(6)	0.2032(3)	2.9(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 2	0.2569(6)	0.0272(5)	0.2032(3)	2.6(3)	O ₁₂	1	36
<i>O</i> 3	0.6043(3)	0.3957(3)	0.2546(4)	2.7(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 4	0.4428(8)	0.2210(6)	0.2912(3)	2.8(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 5	0.1000(5)	0.3781(6)	0.1074(2)	2.3(3)	O ₁₂	1	36
<i>O</i> 6	0.0238(8)	0.5119(6)	0.1127(2)	2.2(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 7	0.2727(4)	0.5455(6)	0.0729(6)	4.8(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 8	0.1793(4)	0.3585(6)	0.0304(3)	2.6(4)	O ₆	1	18
<i>O</i> 9	0.4060(5)	0.0379(5)	0.0462(1)	2.4(3)	O ₁₂	1	36
ОН1	0.3334	0.6667	0.1433(9)	5.2(3)	ОН _{1.6}	0.8	6
H ₂ O	0.611(3)	0.222(4)	−0.001(1)	6.5(7)	(H ₂ O) _{1.35} (ОН) _{0.63}	0.33	18
X1a	0.6667	0.3334	0.043(3)	5.1(2)	Cl _{0.4}	0.2	6
X1b	0.6667	0.3334	0.100(2)	5.4(7)	H ₂ O _{1.2}	0.6	6
X1c	0.6667	0.3334	0.076(2)	7.4(8)	H ₂ O _{0.8}	0.4	6

Примечание: Здесь и далее обозначения позиций соответствуют принятым в рамках пр. гр. *R3m*. Позиции *M*4, *N*2 и *N*4 идентичны *M*3, *N*1 и *N*3 соответственно, т. к. они попарно связаны центром симметрии и их суммарное количество учтено в кратностях позиций.

Note: Here and below, site designations correspond to those accepted for the space group *R3m*. The sites *M*4, *N*2, and *N*4 are identical to *M*3, *N*1, and *N*3, respectively because of the existence of the symmetry center in the space group *R3m*.

Таблица 2. Некоторые межатомные расстояния (Å) в структуре *M*²Na-аналога эвдиалита

Table 2. Selected interatomic distances (Å) in the crystal structure of the eudialyte *M*²Na analogue

<i>M</i> 1— <i>O</i> 4	2.305(6)	<i>M</i> 3a— <i>O</i> 7	1.56(1)×3
— <i>O</i> 9	2.314(6)×2	—ОН1	1.67(3)
— <i>O</i> 4	2.310(1)	<2.338>	
— <i>O</i> 8	2.394(3)×2		
<2.338>		<i>M</i> 3b— <i>O</i> 7	1.66(1)×3
		—ОН2	1.99(4)×3
<i>M</i> 2a— <i>O</i> 9	2.184(7)×4	<1.82>	
<2.184>			
		<i>M</i> 2a— <i>M</i> 2b	0.59(1)
<i>M</i> 2b— <i>O</i> 9	2.18(1)×2		
— <i>O</i> 9	2.34(1)×2	<i>M</i> 2b— <i>M</i> 2b	1.18(1)
—ОН2	2.14(4)		
<2.36>		<i>M</i> 3a— <i>M</i> 3b	1.19(2)

драми *ZO*₆ (*Z* = Zr, Ti, Nb) и полиэдрами [4–7] *M*2_{*O*_{*n*}} (они могут заполняться катионами Fe²⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Hf⁴⁺, Zr⁴⁺, Ta⁵⁺, Mn²⁺ и Mg²⁺, а также более крупными катионами К, ОН-группами и молекулами воды). Позиции *M*3 и *M*4 локализируются на оси 3 порядка в центре Si₉O₂₇-колец и формируют SiO₃(ОН)-тетраэдры, либо *M*3(О,ОН)₆- и *M*4(О,ОН)₆-октаэдры (*M* = Nb, Ti, реже W), а также могут быть частично вакантными.

Изученный в настоящей работе образец относится к низкокальциевым МГЭ. Однако упорядочение состава с понижением симметрии до *R3* в данном минерале не реализуется, и единая *M*1-позиция в октаэдре шестичленного кольца характеризуется расстояниями катион — анион в пределах 2.305–2.394 (среднее 2.338 Å). Эта позиция занята главным образом кальцием, количество которого меньше шести атомов на формулу, и недостающее количество восполняется за счет пяти элементов (Ca_{4.3}Fe_{0.5}Mn_{0.4}Na_{0.3}Y_{0.3}Ce_{0.2})_{Σ6}.

$M3(M4)$ -позиции на оси 3 порядка заняты преимущественно (на 80 %) атомами кремния в тетраэдрической координации, со средним расстоянием $\text{Si-O} = 1.59 \text{ \AA}$. Другая позиция находится в октаэдре NbO_6 со средним расстоянием $\text{Nb-O} = 1.83 \text{ \AA}$. Таким образом, минерал является высококремниевым.

Важная ключевая микрообласть $M2$, расположенная между шестичленными кольцами, занята атомами Fe и Na. В данной структуре $M2$ -позиция расщепляется на три подпозиции. Центральная подпозиция с координацией, близкой к квадратной (с расстоянием $M2a\text{-O} = 2.184 \text{ \AA}$), занята атомами железа (рис. 2, а). По обе стороны квадрата находятся подпозиции Na, формирующие пирамиду на базе квадрата, дополненного молекулой H_2O и частично OH -группой со средним расстоянием в пятивершиннике $\text{Na-O} = 2.236 \text{ \AA}$ (рис. 2, б). Поскольку обе $M2b$ -подпозиции находятся на коротких расстояниях как от центра квадрата ($0.59 \text{ \AA}$), так и друг от друга $1.18 \text{ \AA}$, то их заселенность носит статистический характер и составляет суммарно 3 атома на формулу.

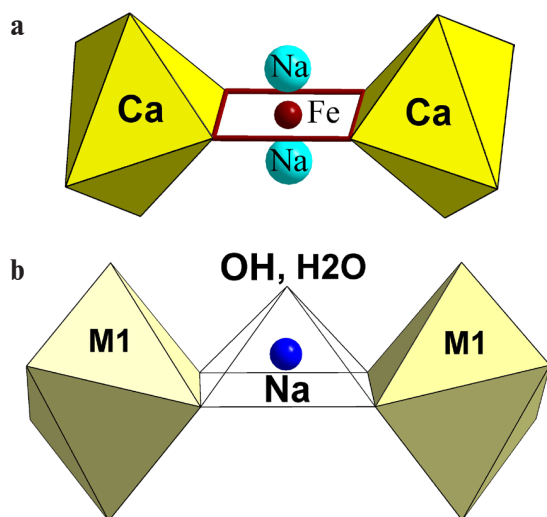


Рис. 2. Распределение Fe и Na в микрообласти $M2$ (а) и координационный полиэдр $M2\text{NaO}_4(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})$ (б)

Fig. 2. Fe and Na distribution in the $M2$ micro-region (а) and square pyramid coordinating $M2\text{Na}$ (б)

Крупные катионы заполняют подпозиции $M1a$ и $M1b$, находящиеся на расстоянии $0.48(1) \text{ \AA}$ друг от друга и занятые ионами Ce^{3+} и $(\text{H}_3\text{O}^+, \text{Na}^+)$ с преобладанием оксония соответственно. Обе позиции формируют 8-вершинник с расстояниями катион — анион в пределах $2.56\text{—}2.69 \text{ \AA}$ и 9-вершинник с расстояниями $2.48\text{—}3.04 \text{ \AA}$ соответственно. Позиция $N3$, заселенная только атомами натрия, также расщеплена на две подпозиции ($N3a$ и $N3b$) с координационными числами 9 и 7 и расстояниями катион — анион в пределах $2.46\text{—}2.99$ и $2.38\text{—}2.98 \text{ \AA}$ соответственно. Расстояние между $N3a$ и $N3b$ составляет $0.52 \text{ \AA}$. Полость $N5$ заполнена оксониевыми группами, молекулами воды и гидроксильными группами в вершинах Si-тетраэдров, обращенных внутрь межкольцевой полости. Расстояние между подпозициями катионов в микрообласти $N5$ составляет $2.00(4) \text{ \AA}$.

Дополнительные анионы Cl и молекулы воды располагаются на оси 3 порядка в микрообласти $X1$,

в позиции, которая расщеплена на три подпозиции, находящиеся на коротких расстояниях друг от друга: $X1a\text{-}X1b = 1.7(1)$, $X1a\text{-}X1c = 1.0(1)$, $X1b\text{-}X1c = 0.74(9) \text{ \AA}$.

Уникальное кристаллохимическое разнообразие минералов группы эвдиалита определяется различными схемами гомовалентного, гетеровалентного и блочного изоморфизма в ключевых позициях структуры. В исследованном минерале разновалентные элементы изоморфно замещают атомы кальция, образуя смешанно-заселенную позицию в $M1$ -октаэдре шестичленного кольца. Таким образом, структура может быть представлена как суперпозиция трех гипотетических конечных членов со слоями трех типов — с участием Fe-квадрата и двух Na-

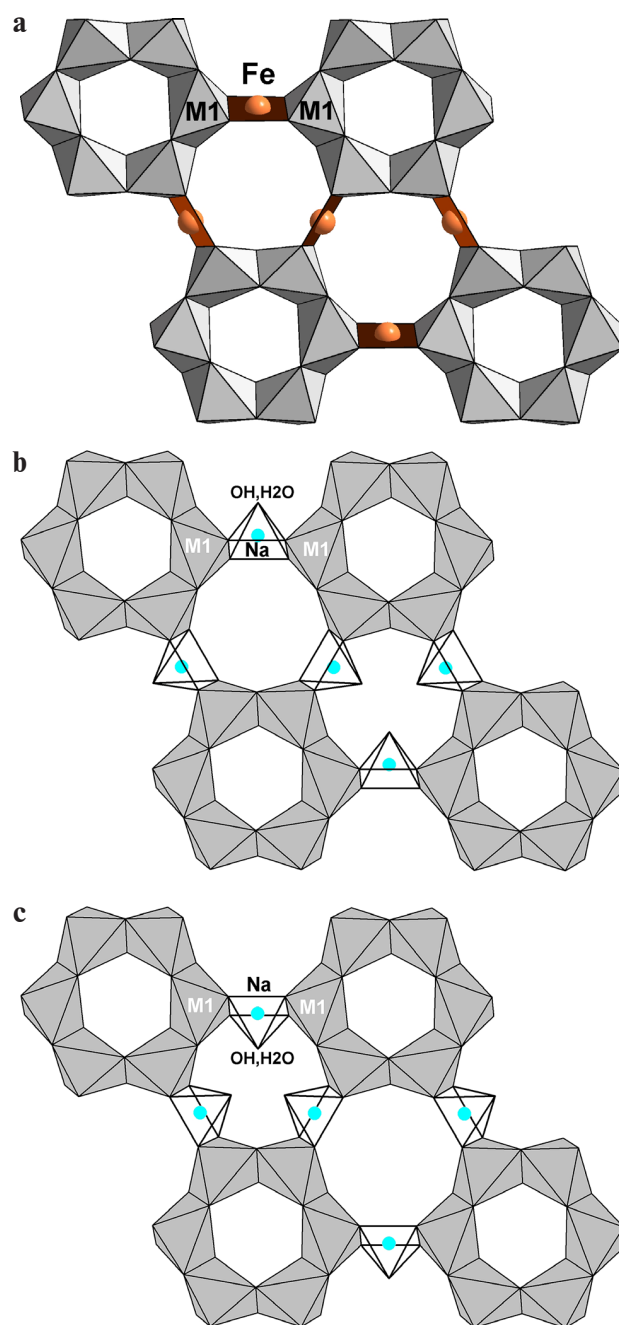


Рис. 3. Типы слоев из $M1$ - и $M2$ -полиэдров с участием различных локальных ситуаций в микрообласти $M2$

Fig. 3. Types of layers of $M1$ - and $M2$ -polyhedra involving different local situations in the $M2$ micro-region



пятивершинников, развернутых в противоположные стороны от квадрата. Все три полиэдра заселены почти поровну (~ 33 % каждый). В результате в структуре минерала реализуется блочный изоморфизм со статистическим участием трех типов слоев из $M1$ - и $M2$ -полиэдров (рис. 3). С учетом сложного состава $M1$ -центрированных октаэдров (заряд катионов от +1 до +3) разнообразие слоев увеличивается, но доминирующими в структуре исследованного минерала являются слои из октаэдров $M1CaO_6$ и пятивершинников $M2NaO_4(OH, H_2O)$.

До недавнего времени минералы с Na-доминантными $M2$ -позициями были известны исключительно в ультрааппаитовых породах (в основном в фойяитах) и высокощелочных пегматитах Ловозерского щелочного массива, индикаторами которых являются такие типоморфные высокощелочные титано-, цирконо- и ниобосиликаты (с атомным отношением $Na:Si \geq 1$), как ломоносовит, вуоннемит, цирсианит, казаковит и др. Эти минералы содержат Na с координационными числами от 4 до 7 и относятся к трем структурным типам — аллуайвитовому (с удвоенным параметром c), раслакизовому (с упорядочением Ca и Fe или Mn в шестичленном кольце из октаэдров $M1O_6$ и пр. гр. $R3$) и, наконец, эвдиалитовому (с неупорядоченным заселением позиций октаэдрического кольца), к которому принадлежит и образец, изученный в настоящей работе. В отличие от Хибинского массива, где высоконатриевые МГЭ не содержат $M2Na$ и приурочены в основном к пегматитам, в Ловозерском комплексе эти минералы являются обычными второстепенными и акцессорными компонентами высокоаппаитовых разновидностей фойяита и часто $M2Na$ -доминантны.

В таблице 3 приведены данные по содержанию $IVNa$ и VNa (т. е. каркасообразующих катионов Na^+ , центрирующих полиэдры с наиболее высокими силовыми характеристиками) в микрообласти $M2$ структурно исследованных МГЭ. Все они найдены в Ловозерском массиве, кроме исследованного минерала из Гренландии, гидратированного образца из массива Инагли (Восточная Сибирь) и голотипа лабиринтита из Хибинского массива. Номера образцов в таблице 3 соответствуют: 1—3 — потенциально новому минералу, $M2Na$ -аналогу эвдиалита, 4 — потенциально новому минералу, $M2Na$ -аналогу аквалита или $M2Na, N1-5(H_2O)$ -аналогу эвдиалита, 5 — голотипу раслакита, 6 — промежуточному члену ряда «раслакит — сергеванит», 7—9 — сергеваниту, включая голотип (образец 8) и высокоциркониевую разновидность (образец 9), 10 — голотипу аквалита, 11 — голотипу аллуайвита, 12 — аналогу аллуайвита с $M2a, M2b(IVNa)$, 13 — голотипу дуалита, 14 — потенциально новому Mn-доминантному МГЭ с модулярной структурой, 15 — голотипу лабиринтита. Вывод о том, что образцы 1—4 и 14 относятся к потенциально новым минеральным видам, основан на принятой в настоящее время номенклатуре МГЭ [16].

Заключение

Исследованный в данной работе низкожелезистый и высоконатриевый минерал является близким аналогом собственно эвдиалита, отличаясь от него частичным замещением атомов железа в $M2$ -позиции на атомы натрия с доминированием последних. Ловозерский массив характеризуется марганцевой спецификой и отличается от Хибинского мас-

Таблица 3. Аналоги эвдиалита, $IVNa$ - и VNa -доминантные в $M2$ -позиции

Table 3. $M2(IVNa)$ - and $M2(VNa)$ -dominant analogues of eudialyte

Номер образца Sample No.	Параметры ячейки ($a, c, \text{\AA}$) Unit cell parameters ($a, c, \text{\AA}$)	Пр. гр. Space group	Содержание $M2(IV-VNa)$ ($Z = 3$)* Content of $M2(IV-VNa)$ ($Z = 3$)*	Ссылки References
1	14.208(1), 30.438(2)	$R-3m$	$VNa_{2.01}$	Настоящая работа Present paper
2	14.170(4), 30.38(2)	$R3m$	$IVNa_{2.4}$	[11]
3	14.220(1), 30.539(1)	$R3m$	$VNa_{1.9}$	[4]
4	14.155(1), 30.998(1)	$R3m$	$IVNa_{2.3}$	[19]
5	14.229(7), 30.019(5)	$R3$	$VNa_{1.5}$	[2]
6	14.208(1), 30.384(1)	$R3$	$IVNa_{2.4}$	[13]
7	14.218(1), 30.349(2)	$R3$	$IVNa_{1.8}$	[10]
8	14.2179(1), 30.3492(3)	$R3$	$VNa_{2.4}$	[14]
9	14.182(7), 30.37(1)	$R3$	$VNa_{1.8}$	[5]
10	14.078(3), 31.24(1)	$R3$	$IVNa_{2.2}$	[7]
11	14.046(2), 60.60(2)	$R-3m$	$IVNa_3/VIIINa_{2.34}$	[3]
12	14.069(4), 60.63(1)	$R-3m$	$IVNa_3/IVNa_{1.59}$	[12]
13	14.153(9), 60.72(5)	$R3m$	$VNa_{1.5}/VNa_{1.5}$	[18]
14	14.179(1), 60.67(1)	$R-3m$	$IVNa_{2.4}/VMn_{2.46}$	[8]
15	14.239 (1), 60.733(7)	$R3$	$IVNa_{1.23}/IVFe_{2.22}$	[6]

Примечание: римскими цифрами обозначены координационные числа катионов.

*Для МГЭ с модулярными структурами приведены $M2$ -компоненты в обоих модулях.

Note: Roman numerals denote coordination numbers of the cations.

*For eudialyte-group minerals with modular structures, $M2$ -components of both modules are given.



сива значительно более низкими содержаниями железа. Мы предполагаем, что отсутствие $M2Na$ -МГЭ в Хибинском массиве и редкость таких минералов в массиве Илимаусак связано с высоким сродством позиции $M2$ к иону Fe^{2+} . Исследование образца потенциально нового минерала, $M2Na$ -аналога эвдиалита, существенно расширяет представление о структурном типохимизме ультраагпаитовых горных пород нефелин-сиенитового ряда.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках Государственного задания ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН в части рентгеноструктурного анализа и Российского фонда фундаментальных исследований в части ИК-спектроскопического анализа (проект № 18-29-12007) и в части кристаллохимического анализа (проект № 18-29-12005).

Литература

1. Андрианов В. И. AREN-85 — система кристаллографических программ РЕНТГЕН на ЭВМ NORD, SM-4 и ЕС // Кристаллография. 1987. Т. 32. № 1. С. 228—232.
2. Екименкова И. А., Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В. Упорядочение кальция и железа в минерале группы эвдиалита с симметрией $R3$ // Доклады АН. Химия. 2000. Т. 374. № 3. С. 352—355.
3. Расцветаева Р. К., Хомяков А. П., Андрианов В. И., Гусев А. И. Кристаллическая структура аллуайита // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 6. С. 1379—1383.
4. Расцветаева Р. К., Хомяков А. П. Кристаллическая структура низкожелезистого аналога эвдиалита // Доклады АН. Химия. 1998. Т. 362. № 6. С. 784—788.
5. Расцветаева Р. К., Хомяков А. П. Кристаллическая структура гиперциркониевого аналога эвдиалита // Кристаллография. 2000. Т. 45. № 2. С. 251—253.
6. Расцветаева Р. К., Хомяков А. П. Модулярная структура высоконатриевого аналога эвдиалита с удвоенным периодом c и симметрией $R3$ // Кристаллография. 2001. Т. 46. № 5. С. 827—832.
7. Расцветаева Р. К., Хомяков А. П. Особенности структуры Na , Fe -декационированного эвдиалита с симметрией $R3$ // Кристаллография. 2002. Т. 47. № 2. С. 267—271.
8. Расцветаева Р. К., Иванова А. Г., Хомяков А. П. Модулярная структура гипермарганцевого эвдиалита // Доклады АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 101—105.
9. Расцветаева Р. К. Структурная минералогия группы эвдиалита // Кристаллография. 2007. Т. 52. № 1. С. 50—67.
10. Расцветаева Р. К., Аксенов С. М., Чуканов Н. В. Кристаллическая структура Mn -аналога раслакита — нового представителя группы эвдиалита // Доклады АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 201—206.
11. Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: Изд-во Нижегородского государственного университета им. Н. И. Лобачевского, 2012. 230 с.
12. Расцветаева Р. К., Викторова К. А., Аксенов С. М. Новые данные об изоморфизме в минералах группы эвдиалита. IV // Модулярная структура титаносиликата с замещением Na на Mn в аллуайитовом модуле // Кристаллография. 2019. Т. 64. № 4. С. 561—564.
13. Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В. Новые данные об изоморфизме в минералах группы эвдиалита. X. Кристаллическая структура промежуточного члена ряда

раслакит-сергеванит // Кристаллография. 2021. Т. 66. № 1 (в печати).

14. Chukanov N. V., Aksenov S. M., Pekov I. V., Belakovskiy D. I., Vozchikova S. A., Britvin S. N. Sergevanite, $Na_{15}(Ca_3Mn_3)(Na_2Fe)Zr_3Si_{26}O_{72}(OH)_3 \cdot H_2O$, a new eudialyte-group mineral from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula // Canadian Mineralogist. 2020. DOI: 10.3749/canmin.2000006.

15. Johnsen O., Grice J. D., Gault R. A. The crystal chemistry of the eudialyte group // Canad. Mineral. 1999. V. 37. No. 4. P. 865—891.

16. Johnsen O., Ferraris G., Gault R. A., Grice J. D., Kampf A. R., Pekov I. V. The nomenclature of eudialyte group minerals // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 785—794.

17. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Pekov I. V., Schäfer Ch., Van K. V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 1. Crystal chemistry of eudialyte-group members with Na incorporated into the framework as a marker of hyperagpaitic conditions // Minerals. 2020. V. 10. 587. P. 1—16. DOI: 10.3390/min10070587.

18. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P., Chapuis G. Crystal structure and crystal-chemical features of a new Ti -rich member of the eudialyte family // Zeitschrift für Kristallografie. 1999. V. 214. P. 271—278.

19. Rozenberg K. A., Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Decationized and hydrated eudialytes. Oxonium problem // Eur. J. Mineral. 2005. V. 17. P. 875—882.

20. Sjöqvist A. S. L. The tale of greenlandite: commemorating the two-hundredth anniversary of eudialyte (1819—2019) // Minerals. 2019. V. 9. 8. P. 497—510.

References

1. Andrianov V. I. AREN-85— system of crystallographical programs RENTGEN for EVM NORD, SM-4 and EC. Crystallography Reports, 1987, V. 32, No. 1, pp. 228—231.
2. Ekimenkova I. A., Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V. Ordering of calcium and iron in a mineral of the eudialyte group with the symmetry $R3$. Doklady Chem., 2000, V. 374, pp. 195—198.
3. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P., Andrianov V. I., Gusev A. I. *Kristallicheskaya struktura alluaivita* (The crystal structure of allyaivite). Doklady Earth Sciences, 1990, V. 312, pp. 1379—1383.
4. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. *Kristallicheskaya struktura nizkozhelezistogo analoga evdialita* (Crystal structure of eudialyte low ferrum analog). Doklady Earth Sciences, 1998, V. 362, No. 6, pp. 784—788.
5. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Crystal structure of hyperzirconium analog of eudialyte. Crystallogr. Rep., 2000, V. 45, pp. 219—221.
6. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Modular structure of a high-potassium analog of eudialyte with a doubled period c . Crystallogr. Rep., 2001, V. 46, pp. 715—721.
7. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Crystal structure features of Na, Fe -decationized eudialyte with $R3$ symmetry. Crystallogr. Rep., 2002, V. 47, pp. 232—236.
8. Rastsvetaeva R. K., Ivanova A. G., Khomyakov A. P. Modular structure of hypermanganese eudialyte. Doklady Earth Sci., 2006, 410, pp. 1075—1079.
9. Rastsvetaeva R. K. Structure mineralogy of the eudialyte group. Crystallography Reports, 2007, V. 52, No. 1, pp. 47—64. DOI: 10.1134/S1063774507010063.
10. Rastsvetaeva R. K., Aksenov S. M., Chukanov N. V. Crystal structure of the Mn analogue of raslakite, a new representative of the eudialyte group. Doklady Chem., 2010, V. 431, pp. 76—81.



11. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Aksenov S. M. *Mineraly gruppy evdialita: kristalloghimiya, svoistva, genezis* (Minerals of the eudialyte group: crystal chemistry, properties, genesis). Nizhniy Novgorod: Nizhniy Novgorod State University, 2012, 230 pp.
12. Rastsvetaeva R. K., Viktorova K. A., Aksenov S. M. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. IV. Modular structure of titanosilicate with replacement of Na by Mn in the alluaivite module. *Crystallogr. Rep.*, 2019, V. 64, pp. 586—589. DOI: 10.1134/S1063774519040163.
13. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. X. Specific features of isomorphism in the raslakite—sergevanite solid-solution series. Crystal structure of an intermediate member. *Crystallogr. Rep.*, 2021, V. 66 (in press).
14. Chukanov N. V., Aksenov S. M., Pekov I. V., Belakovskiy D. I., Vozchikova S. A., Britvin S. N. Sergevanite, $\text{Na}_{15}(\text{Ca}_3\text{Mn}_3)(\text{Na}_2\text{Fe})\text{Zr}_3\text{Si}_{26}\text{O}_{72}(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, a new eudialyte-group mineral from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula. *Canadian Mineralogist*, 2020. DOI: 10.3749/canmin.2000006.
15. Johnsen, O.; Grice, J. D.; Gault, R. A. The crystal chemistry of the eudialyte group. *Canad. Mineral.*, 1999, V. 37, No. 4, pp. 865—891.
16. Johnsen O., Ferraris G., Gault R. A., Grice J. D., Kampf A. R., Pekov I. V. The nomenclature of eudialyte group minerals. *Canadian Mineralogist*, 2003, V. 41, pp. 785—794.
17. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Pekov I. V., Schäfer Ch., Van K. V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 1. Crystal chemistry of eudialyte-group members with Na incorporated into the framework as a marker of hyperagpaitic conditions. *Minerals*, 2020, V. 10, 587, 16 pp. DOI: 10.3390/min10070587.
18. Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P., Chapuis G. Crystal structure and crystal-chemical features of a new Ti-rich member of the eudialyte family. *Zeitschrift für Krist.*, 1999, V. 214, pp. 271—278.
19. Rozenberg K. A., Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Decationized and hydrated. *Kristallografiya*, 1987, V. 32, No. 1, pp. 228—232 (in Russian). eudialytes. Oxonium problem. *Eur. J. Mineral.*, 2005, V. 17, pp. 875—882.
20. Sjöqvist A. S. L. The tale of greenlandite: commemorating the two-hundredth anniversary of eudialyte (1819—2019). *Minerals*, 2019, V. 9, 8, pp. 497—510. DOI: 10.3390/min9080497.

Поступила в редакцию / Received 17.07.2020



Вещественный состав нижнетриасовых песчаников северных площадей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Н. Н. Тимонина

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ntimonina@geo.komisc.ru

В последнее время все больше внимания уделяется исследованиям аксессуарных минералов обломочных пород с целью уточнения состава источников сноса и условий формирования терригенных отложений. В статье рассмотрены некоторые минералы тяжелой фракции песчаников триасового возраста севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (гранат, эпидот, хромовые шпинели, ильменит и др.).

Показано, что обогащение песчаников теми или иными минеральными зёрнами обусловлено не только составом размываемых пород, но и гидродинамикой потока, а также способом переноса обломочного материала. Отмечается, что особенности минералов тяжелой фракции могут применяться для реконструкции обстановок осадконакопления с учетом их физико-химических свойств, распределения минералов по фракциям, их устойчивости в процессе транспортировки.

Ключевые слова: песчаники, чаркабозская свита, природные резервуары, аксессуарные минералы, обстановки осадконакопления.

MATERIAL COMPOSITION OF LOWER TRIASSIC SANDSTONES FROM THE NORTHERN AREAS OF THE TIMAN-PECHORA OIL AND GAS PROVINCE

N. N. Timonina

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar

Recently various authors paid much attention to accessory minerals of clastic rocks to clarify the composition of the source area and formation conditions of terrigenous deposits. The paper describes some minerals of the heavy fraction of Triassic sandstones in the north of the Timan-Pechora oil and gas province (garnet, epidote, chromium spinels, ilmenite, etc.).

We showed that the enrichment of sandstones with various mineral grains was controlled by not only the composition of the eroded rocks, but also by the hydrodynamics of the flow, as well as the method of transfer of clastic material. We noted that the features of heavy fraction minerals could be used to reconstruct sedimentation environments, taking into account their physical and chemical properties, distribution of minerals by fractions, and their stability during transportation.

Keywords: sandstones, Charkabozh formation, natural reservoirs, accessory minerals, sedimentation environments.

Введение

В позднеартинско-триасовое время в пределах Печорской плиты резко проявились дифференциация и тектоническая активность структурообразующих движений, особенно отчетливо они проявились в предтриасовую и предсреднеюрскую эпохи. В это время структуроформирующие движения были сопряжены с глубокими размывами подстилающих отложений. Для триасового времени характерно формирование валов по обновленным древним разломам субмеридионального простирания. К началу триаса на северо-востоке плиты сформировалось крупное сводообразное поднятие на месте большей части Варандей-Адзвинской структурной зоны, оно отличалось частичным или полным размывом верхнепермских отложений. В раннем триасе отдельные структуры палеосвода продолжали вздыматься и разрушаться, о чем свидетельствует обогащение конгломератов раннетриасового возраста обломками известняков и фауной раннепермского возраста [15].

Изучению триасовых отложений с точки зрения стратиграфии, литологии и перспектив нефтегазоносности посвятили свои работы такие исследователи, как В. И. Чалышев, Ф. И. Енцова, С. Д. Танасова, И. З. Калантар, Е. Д. Мораховская, А. И. Киричкова, Л. А. Удовиченко и многие другие [5–7, 10, 18, 19]. К сожалению, в силу ряда причин литогеохимическому изучению отложений не было уделено должного внимания. В то же время, как показывают исследования ряда авторов, для характеристики состава пород источников сноса, реконструкции условий осадконакопления можно использовать сведения о химическом составе и кристаллохимических особенностях минералов тяжелой фракции песчаников, применяя различные петрогенетические диаграммы [1–3, 20–24].

Настоящая статья посвящена изучению вещественного состава песчаников нижнего триаса, особое внимание уделено аксессуарным минералам, таким как эпидот-цоизит, ильменит, гранат, хромшпинелиды, рутил, и ряду других. Показано, что эти ми-

Для цитирования: Тимонина Н. Н. Вещественный состав нижнетриасовых песчаников северных площадей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Вестник геонаук. 2020. 9(309). С. 26–36. DOI: 10.19110/geov.2020.9.5.

For citation: Timonina N. N. Material composition of Lower Triassic sandstones from the northern areas of the Timan-Pechora oil and gas province. Vestnik of Geosciences. 2020. 9(309). P. 26–36. DOI: 10.19110/geov.2020.9.5.



нералы могут быть использованы для диагностики не только источников сноса, но и обстановок осадконакопления, в которых шло формирование песчаных тел-коллекторов.

Материалы и методы исследования

В основу работы положены результаты изучения нижнетриасовых песчаников Северо-Сорокинской площади, находящейся в северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (рис. 1). Проведено подробное изучение отложений, включающее макроописание керн, детализированное изучением петрографического состава обломочных пород, минерального состава цемента песчаников, литогеохимическими исследованиями.

При минералогическом изучении песчаников использовался «метод искусственных шлихов», основанный на выделении тяжелой фракции из раздробленных пород и дальнейшем разделении по плотности, магнитным и электромагнитным параметрам по общепринятой методике [9]. Микрозондовые исследования акцессорных минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments (ЦКП «Геонаука»)

при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм.

Результаты исследования

При установлении условий осадконакопления важную роль играют литологические, минералогические и химические характеристики пород, в частности состав обломочной части и аутигенные минералы, которые служат важными индикаторами среды осадконакопления.

Разрез нижнего триаса сложен переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с маломощными прослоями конгломератов. Последние залегают в основании выделенных толщ (мощность 0.2–0.5 м). Конгломераты мелко- и среднегалечные, слабо отсортированы, с примесью гравийного материала. Галька окатана, округлой формы, характерной для магматических, метаморфических пород, известняков. Гальки глин и аргиллитов имеют плоскую форму. Они подразделяются на внеформационные (сложенные галькой магматических, метаморфических и осадочных пород) и внутриформационные (состоящие из обломков коричневых и серых аргиллитов). Цемент представлен песчано-гравийно-карбонатным материалом, заполняющим поровое пространство. В соста-

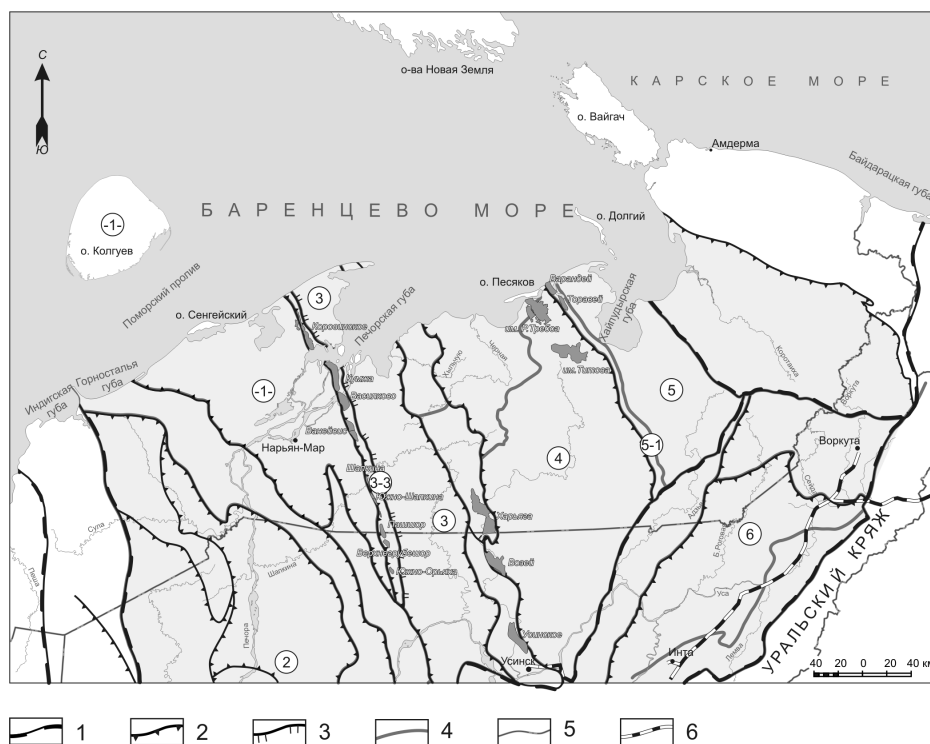


Рис. 1. Схема тектонического и нефтегазгеологического районирования северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [по 16]:

1–4 — границы структур: 1 — крупнейших, надпорядковых; 2 — крупных, первого порядка, 3 — средних, второго порядка; 4 — нефтегазоносных районов; 5 — административная граница; 6 — железная дорога. Элементы нефтегазгеологического районирования: 1 — Малоземельско-Колгуевская НГО, 2 — Ижма-Печорская НГО, 3 — Печоро-Колвинская НГО, 3-3 — Шапкина-Юрьяхинский НГР, 4 — Хорейверская НГО, 5 — Варандей-Адзвинская НГО, 5-1 — Сорокинский НГР; 6 — Северо-Предуральская НГО

Fig. 1. Scheme of tectonic and oil and gas geological zoning of the Timan-Pechora oil and gas bearing province:

1–4 — boundaries of structures: 1 — largest, supra-order; 2 — large, first order, 3 — medium, second order; 4 — borders of oil and gas regions; 5 — administrative border; 6 — railway; 7–10 — fields, 7 — oil, 8 — gas. 9 — gas condensate, 10- mixed composition. Elements of oil and gas geological zoning: 1 — Malozemel'sko-Kolguevskaya , 2 — Pechoro-Kolvin'skaya OGO, 3-3 — Khoreyverskaya OGO, 4 — Kosyu-Rogovskaya OGO, 5 — Varandey-Adzvin'skaya OGO, 5-1 — Sorokin swell



ве галечного материала выделяются кварц, кварциты, кварцитопесчаники, аркозовые песчаники и алевролиты, кремнистые породы, кислые эффузивы, аргиллиты, известняки. Гравелиты полимиктовые, от мелко- до грубозернистых, среди мелкогалечных конгломератов составляют 10–30 %, в песчано-гравийных прослоях содержание гравия достигает 40 % [18]. Гравийные зерна отсортированы, полуокатаны, размером 1–3 мм, встречаются и более крупные (5–10 мм). Гравийный материал содержит главным образом осадочные породы: известняки, песчаники, алевролиты, глины; присутствует гравий кремнистых пород и кварца.

Песчаники рассматриваемой части разреза получили широкое распространение, они окрашены в основном в различные оттенки серого цвета: от светло- до зеленовато-серых, встречаются также отдельные линзы и прослои песчаников розовато-серого цвета. Светло-серый цвет обусловлен, как правило, присутствием каолинита в составе цемента, зеленый — большим содержанием хлорита, красноватая окраска свойственна песчаникам, пропитанным гидроокислами железа. Гранулометрический состав песчаников отличается большим разнообразием и варьирует от мелко- до крупно- и грубозернистого. Они характеризуются широким спектром текстур, встречаются массивная, крупная однонаправленная косослоистая, слоистость ряби, горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена чередованием слоев разного гранулометрического состава, слоистость часто подчеркивается скоплениями рудных минералов, чешуйками биотита и т. д.

Алевролиты окрашены в разные оттенки серого цвета от зеленовато- до голубовато-серого, встречаются также прослои красновато-коричневых разностей. В отличие от песчаников в алевролитах широкое распространение получили тонкослоистые текстуры и микротекстуры, преобладают горизонтально-слоистые и линзовидно-слоистые, широко встречаются породы с нарушенной слоистостью и текстурами взмучивания.

Глины и аргиллиты получили широкое распространение в описываемой части разреза. Они окрашены в различные оттенки коричневого цвета от красноватых до темно-шоколадных. Основными породообразующими минералами являются минералы группы смектита, гидрослюда. Текстуры аргиллитов представлены горизонтально-слоистой, прерывистой слоистостью, широко встречаются нарушенные, комковатые текстуры. Для описываемых отложений характерно наличие карбонатных линз и включений,

выполненных крупнокристаллическим кальцитом. Встречаются также остатки корневой системы растений, заполненные белым кальцитом.

Как показали проведенные нами исследования, формирование отложений происходило на различных участках речной долины, существовавшей на территории Варандей-Адзвинской структурной зоны в раннетриасовое время. На основе детального изучения литологического состава и строения были проведены фациальные реконструкции продуктивных пластов и подтвержден аллювиальный генезис отложений. Выделены русловые и пойменные макрофаии. К первым мы относим фаии пристрежневой части русла, прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы. Отложения прирусловой отмели, представленные мелкозернистыми песками, иногда с прослоями алевролитов, формировались в относительно спокойной гидродинамической обстановке [13]. Для них характерны сокращение мощности косых серий и слоев, мелкая косослоистая текстура, переходящая в горизонтально-слоистую, менее заметные серийные швы. Пойменная макрофаия выделена в составе фаии внешней (песчаной) и внутренней (алевроглинистой) частей поймы. Внешняя часть поймы представлена песчаными осадками фаий береговых валов, стариц, песков разливов, которые образуют краевые части песчаных тел или зоны их выклинивания.

По петрографическому составу нижнетриасовые песчаники относятся к семейству граувакк (содержание обломков пород превышает 50 %) [4]. По петрохимической классификации А. Г. Коссовской и М. И. Тучковой [8] нижнетриасовые песчаники попадают в поле полимиктовых (содержание SiO_2 62–78 %) и вулканомиктовых (содержание SiO_2 54–64 %).

Химический состав песчаников отличается значительной изменчивостью, содержание SiO_2 варьирует от 30 до 69 % при среднем значении 56.5 % (см. табл. 1), доля Al_2O_3 изменяется от 6.6 до 18 % при средних значениях 13.2 %.

Обломки пород, слагающие песчаники, отличаются большим разнообразием, в связи с чем типизация обломков представляет определенные трудности при петрографическом описании. При выделении типов обломков в первую очередь учитывался характер микроструктуры обломка как наиболее устойчивый признак. В тех случаях, где это было возможно, определялся минералогический состав и парагенетические минеральные ассоциации. В результате были выделены типы обломков пород, которые относятся к трем

Таблица 1. Содержание основных породообразующих компонентов в песчаниках, %

Table 1. Chemical composition of the epidote from the Lower Triassic sandstones, wt. %

	SiO_2	TiO_2	MnO	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Al_2O_3	P_2O_5	ППП POI
Медиана Median	59.70	0.92	0.14	3.45	2.39	2.43	2.79	1.30	1.84	13.53	0.17	9.38
Среднее Average	56.55	0.83	0.21	3.03	5.71	6.08	2.84	1.31	1.81	13.2	0.17	10.73
Мин. Min.	30.38	0.45	0.10	2.07	0.79	0.41	0.75	0.58	0.34	6.6	0.04	5.3
Макс. Max.	69.03	1.15	0.36	5.39	10.69	28.04	4.88	1.97	2.89	18	0.41	26.28



группам: метаморфическим, магматическим и осадочным.

Широко представлены фельзиты, которые характеризуются однородным составом тонкозернистой массы, иногда содержат крупные выделения кварца и полевых шпатов неправильной формы. Обломки с микрогранитовой структурой отличаются от фельзитов микроагрегатным строением с четкими контурами отдельных неделимых обломков кварца и полевых шпатов. Иногда встречаются обломки со сферолитовой структурой. В этом случае их можно принять за обломки кремнистых пород. Обломки кислых вулканитов часто изменены, что выражается в частичной или полной гидрослюдизации. Она проявляется в наличии отдельных чешуек, агрегатных скоплений на поверхности обломка вплоть до полного замещения обломка.

Обломки кремнистых пород представлены фтанитами, радиоляритами, яшмами и недифференцированными силицитами. Первые состоят из тонкоагрегатной халцедон-опаловой массы, пропитанной дисперсным органическим веществом, придающим им буроватую окраску. Многие обломки отличаются переходами от буроватого, пропитанного органикой вещества к бесцветному прозрачному халцедону. Встречаются обломки с округлыми включениями лучистого халцедона. Некоторые содержат тонкие прожилки, заполненные мелкозернистым кварцем. В тех случаях, когда отсутствует органическое вещество, тонкозернистую структуру кремнезема силицитов трудно отличить от обломков фельзитов. Обломки кремнистых пород благодаря высокой устойчивости к агентам выветривания тяготеют к более крупнозернистым песчаникам, особенно в нижней части толщи. Вверх по разрезу отмечается уменьшение содержания обломков кремнистых пород.

Обломки кварцитов бесцветные, размеры их разнообразны (от 0.05 до 0.8 мм), форма полуокатанная и неокатанная. Структура гранобластовая и лепидогранобластовая. Кварцитопесчаники, характеризующиеся структурой прорастания, состоят из кластических зерен кварца в кварц-серицитовом цементе. Мелкозернистый материал цемента облекает более крупные зерна кварца и полевого шпата. Можно на-

блюдать образование серицита и хлорита за счет перекристаллизации глинистого материала. Широко представлены кварциты, сохранившие структурные и текстурные особенности осадочных пород: овальные и округлые формы бывших песчинок кварца, выделяющиеся благодаря присыпкам пелитового материала. Встречаются обломки кварцитов, содержащие циркон, апатит, их источником являются, вероятно, породы низкотемпературных фаций метаморфизма. Обломки серицит-хлоритовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев имеют удлиненную форму и хорошо окатаны. Структура изменяется от микро- до мелколепидобластовой. Содержание описанных обломков увеличивается снизу вверх по разрезу.

Минералы группы слюд представлены биотитом и мусковитом, причем первый характеризуется более широким распространением. Встречаются как неизменные чешуйки биотита, интенсивно плеохроирующие от темно-коричневого до бледно-зеленого, так и зеленовато-бурые чешуйки гидробиотита. Преобразование биотита сопровождается частичным выносом железа и титана, в результате чего железо выделяется в виде вкрапленников гематита, а титан участвует в образовании скоплений лейкоксена неправильной формы. В песчаниках с коррозионным карбонатным цементом биотит часто замещается мелкокристаллическим кальцитом, при этом зерно может быть уничтожено полностью так, что остаются лишь контуры со следами спайности.

Для описываемых отложений характерно обогащение чешуйками слюды средне- и мелкозернистых песчаников с горизонтально-слоистыми текстурами, образовавшимися в спокойной гидродинамической обстановке, способствовавшей осаждению материала, переносимого во взвешенном состоянии. Подобная обстановка имела место во внешней части поймы.

Содержание тяжелой фракции в триасовых граувакках составляет 0.1–0.6 %. В ее состав входят эпидот, магнетит, хромшпинелиды, ильменит, лейкоксен, титанит, рутил, гранат, циркон, турмалин, пирит, амфибол, мартит, хлорит, апатит и др. (рис. 2). Из аксессуарных минералов наиболее часто встречаются эпидот, магнетит, титанит, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, гранат.

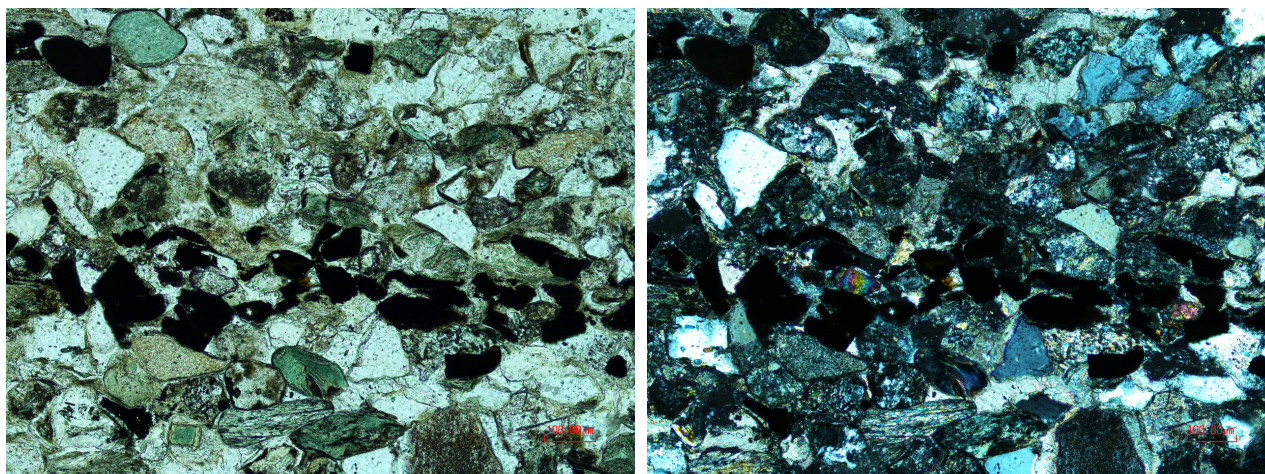


Рис. 2. Микрофотография мелкозернистого песчаника с аксессуарными минералами (эпидотом, магнетитом, ильменитом и др.)

Fig. 2. Thin section and SEM images of small-grain sandstone with accessory minerals (epidote, magnetite, ilmenite and others)



Таблица 2. Химический состав эпидота из песчаников нижнего триаса, мас. %

Table 2. Chemical composition of ilmenite from Lower Triassic sandstones, wt. %

Образцы Samples	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Sc	TiO ₂	V	MnO	FeO _{общ}	Сумма Total
110-16-4-5-3		23.17	37.9		22.08				1.54	13.84	98.52
110-16-5-1-2		22.57	38.59		23.32					14.7	99.18
110-22-1-3		22.63	37.5		23.39					13.02	96.54
110-22-2-5		21.95	37.68		22.89					14	96.52
110-22-2-6		25.59	38.12		23.89					10.2	97.8
110-22-2-9	0.28	24.37	37.48	0.9	20.97					10.2	94.21
110-22-2-11		23.95	39.19		22.15	0.3			1	12.86	99.44
110-57-1-2		23.04	37.26		22.9		0.43		0.58	12.53	96.74
110-57-1-3		22.56	37.93		23.53		0.55			12.31	96.88
110-57-2-4		27.37	38.51		24.12					7.85	97.84
110-35-2-1-4		26.35	37.8		23.9			0.31		8.87	97.24
110-35-2-1-5	0.29	22.27	38.27		23.03					13.07	96.94
110-35-2-1-7	0.24	24.22	37.97		23.42					10.97	96.82
110-35-2-2-1		24.04	37.99		23.55					11.21	96.8
110-35-2-2-2		21.71	37.43		23.21					13.89	96.25
110-46-11-2-1	0.58	25.16	38.33		22.74				0.3	11.92	99.03

Специфической особенностью триасовых отложений является высокое содержание в тяжелой фракции минералов группы эпидота. Максимальное содержание минералов этой группы характерно для нижнего триаса, в среднетриасовых образованиях доля их значительно падает, при этом возрастает роль устойчивых минералов (граната, циркона, турмалина и др.). Эпидот встречается в виде неправильных изометричных зерен желтовато-зеленого цвета с яркой аномальной интерференционной окраской. Для исследуемой части разреза установлено высокое содержание этого минерала в песчаниках третьего продуктивного пласта — 3413 г/т. Как правило, отмечается обогащение этим минералом мелкозернистых песчаников с горизонтально-слоистой структурой, что может быть обусловлено гидродинамическими особенностями среды осадконакопления. Химический состав: Al₂O₃ — 22—22.63 %, SiO₂ — 37.5—38.5 %, CaO — 22.9—24.12 %, FeO — 8—14 % (табл. 2).

В ассоциации с эпидотом встречается магнетит в виде зерен неправильной формы, обогащающих поверхности напластования, рутил, ильменит (рис. 3). Содержание TiO₂ в ильмените варьирует от 47.5 до 55.5 мас. %, в трех образцах обнаружена небольшая примесь MgO, содержание MnO меняется в значительных пределах — от 1.42 до 17 мас. % (табл. 3). В ряде образцов присутствует примесь ванадия — от 0.57 до 0.92 мас. %. Состав и структурные особенности этого минерала, а также тот факт, что он встречается в ассоциации с эпидотом, сфеном, позволяют говорить о том, что источником могли служить эпидот-амфиболовые сланцы.

Лейкоксен часто встречается в виде желтоватых (в отраженном свете) зерен, образующих скопления неправильной формы, и пленок вокруг обломков. Обогащение мелкозернистых песчаников титаносодержащими минералами обусловлено тем, что удельный вес минералов титана несущественно отличается от удельного веса преобладающей части зерен аллювия, поэтому они не концентрируются в нижней части разреза у плотика. Размеры зерен ильменита, лейко-

ксена, находящихся в виде аксессуаров, не превышают 0.25 мм, поэтому в процессе дифференциации терригенного материала они накапливаются в мелкозернистых песчаниках, обогащая тонкозернистые осадки прирусловой отмели и отложения внешней части поймы.

Высокое содержание лейкоксена характерно для песчаников базального пласта нижнего триаса на тех участках, где размывалась кора выветривания ниже лежащих отложений. Обогащение лейкоксом отмечается также благодаря наличию его аутигенных образований и развитию по другим титаносодержащим минералам.

Для реконструкции осадконакопления значительный интерес представляют минералы группы граната. В некоторых зернах граната присутствуют микровключения кварца, титаномagnetита, циркона (рис. 4), это может быть следствием непостоянства физико-химических условий во время роста минерала [15].

Выявлены зерна граната, разбитые трещинами, по которым развивается хлорит. Расчет гранатовых минералов позволил сделать вывод, что в песчаниках нижнего триаса представлены преимущественно гранаты альмандиновые, с меняющейся grossularовой составляющей (от 10 до 28 %), на долю пиропы приходится от 7 до 21 % (табл. 4—5). На диаграмме А. Мортон [23] гранаты тяготеют к полям В и В₁ (рис. 5), которые объединяют минералы с низким содержанием Са и высоким Fe и соответствуют гранатам из метаосадочных пород, претерпевших амфиболитовую стадию метаморфизма.

Минералы группы граната являются обычными компонентами тяжелой фракции песчаников и, как правило, служат доказательством присутствия метаморфических образований в областях размыва.

В условиях выветривания и переноса хромовые шпинели устойчивы, что дает возможность далекой миграции. В связи с этим мы рассмотрели их химический состав и возможные источники сноса. Содержание FeO варьирует в пределах 20—22 мас. %,

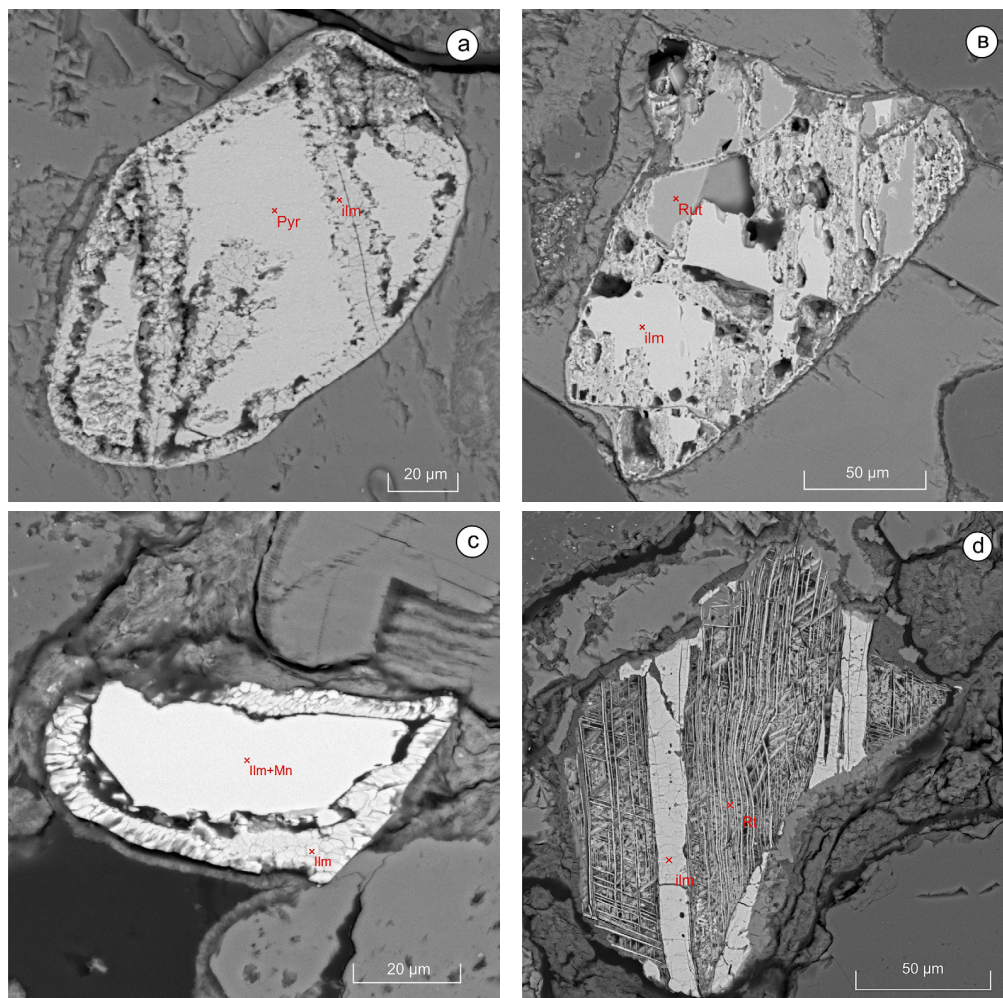


Рис. 3. Ильменит из песчаников нижнего триаса:

a — пирофанит (Pyr) и ильменит (ilm), b — ильменит (ilm) и рутил (Rut); c — пирофанит (Pyr) и ильменит (ilm); d — ильменит (ilm), рутил (Rut)

Fig. 3. Ilmenite from Lower Triassic sandstones:

a — pyrophanite (G1) and ilmenite (G2), b — ilmenite (G1) and rutile (G2); c — pyrophanite (Pyr) and ilmenite (ilm), d — ilmenite (ilm), rutile (Rut)

Таблица 3. Химический состав ильменита из песчаников нижнего триаса, мас. %

Table 3. Chemical composition of detrital garnets from Lower Triassic sandstones, wt. %

Образцы / Samples	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	FeO ₀₆	Сумма / Total	
109-116-8-2	1.13	0.38	5.08	0.69	53.83	0.83	3.1	42.06	99	
110-5-5-1					52.87		1.42	44.64	100.06	
110-22-2-2					55.51		3.28	35.75	94.54	
110-35-4-2-1					52.48		5.54	40.53	100.23	
110-57-1-5					49.15		11.82	38.58	100.24	
110-60-1-7					54.97		2.22	39.47	97.03	
110-60-1-21					50.95		2.95	41.44	96.7	
110-72-2-3					54.02		1.92	32.95	91.37	
110-72-3-3					52.93		2.73	40.49	97.07	
110-75-1-5					47.91		0.92	1.42	47.24	97.49
110-75-2-2-1	1.19	0.49	5.08	0.19	54.82	0.57	2.3	38.6	97.59	
111-2-1-9-1					47.51		2.33	46.96	96.99	
111-12-4-8					50.19		17.45	31.33	99.87	
112-9-2-4-1					49.14		5.46	35.37	101.15	
113-65-7-8-1	2.77	0.33		0.29	48.01	0.49	1.93	46.98	100.01	
113-93-10-3					52.18		4.04	39.91	96.13	
109-50-2-1					43.17		22.39	31.01	97.06	
113-65-7-3-1					49.97		16.04	34.81	100.82	
111-21-13-2					56.74		10.68	21.21	93.46	
111-12-4-3-1					55.14		3.86	33.03	94.46	

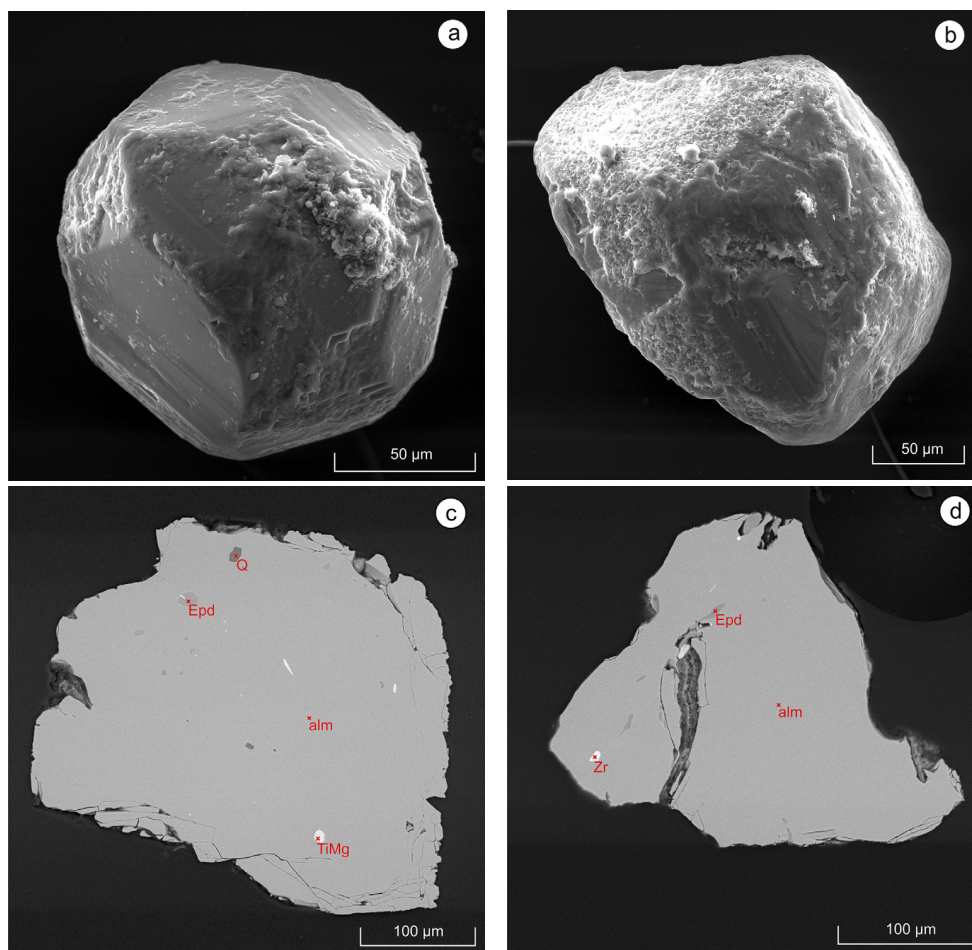


Рис. 4. Обломочный гранат из песчаников нижнего триаса:

a, b — зерна граната, по которым развивается хлорит; c — полированный срез зерна альмандина (alm) с включениями кварца (Q), титаномагнетита (TiMg) и эпидота (Epd); d — полированный срез зерна альмандина с включениями циркона (Zr) и эпидота (Epd)

Fig. 4. Detrital garnet from Lower Triassic sandstones:

a, b — garnet grains, along which chlorite develops, c — polished section of almandine grain (alm) with inclusions of quartz (Q), titanomagnetite (TiMg) and epidote (Epd); d — polished section of almandine grain with inclusions of zircon (Zr) and epidote (Epd)

Таблица 4. Химический состав обломочных гранатов из песчаников нижнего триаса, мас. %

Table 4. Chemical composition of clastic garnets from Lower Triassic sandstones, wt. %

Образцы / Samples	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO _{общ}	Сумма / Total
110-16-4-1	5.02	21.83	38.04	3.68	1.17	31.11	100.85
110-16-4-2-1	0.96	20.8	37.1	7.52	4.54	28.94	99.85
110-16-4-4	5.36	21.74	37.95	3.68	1.82	29.53	100.09
110-16-4-5-1	2.08	20.87	37.3	5.84	9.23	24.79	100.12
110-16-4-6	3.52	21.89	38.42	10.18	3.11	23.98	101.09
110-16-4-7	0.99	21.11	37.16	9.12	2.58	28.48	99.44
110-16-4-8-1	1.82	21.26	37.11	10.33	2.2	26.79	99.51
109-50-2-8	1.87	21.25	37.59	9	1.49	28.8	100

Таблица 5. Расчетные формулы обломочных гранатов из песчаников нижнего триаса

Table 5. Calculated formulas of clastic garnets from Lower Triassic sandstones

Образцы / Sample	Кристаллохимическая формула (кислородный метод) Crystal chemical formula (oxygen method)	Минералы / Minerals
110-16-4-1	(Mn _{0,08} Ca _{0,31} Mg _{0,59} Fe ²⁺ _{2,01}) _{2,99} [Al _{2,01} Fe ³⁺ _{0,01}] _{2,02} Si ₃ O ₁₂	Alm _{68,2} Prp _{19,6} Grs _{10,5} Sps _{2,6}
110-16-4-2-1	(Mn _{0,31} Ca _{0,65} Mg _{0,12} Fe ²⁺ _{1,92}) ₃ [Al _{1,98} Fe ³⁺ _{0,04}] _{2,02} Si ₃ O ₁₂	Alm ₆₆ Prp ₄ Grs ₂₀ Sps ₁₀
110-16-4-4	(Mn _{0,13} Ca _{0,31} Mg _{0,63} Fe ²⁺ _{1,93}) ₃ [Al _{2,02} Fe ³⁺ _{0,02}] _{2,04} Si _{2,99} O ₁₂	Alm ₆₅ Prp ₂₁ Grs ₁₀ Sps ₄
110-16-4-5-1	(Mn _{0,63} Ca _{0,5} Mg _{0,25} Fe ²⁺ _{1,61}) _{2,99} [Al _{1,97} Fe ³⁺ _{0,06}] _{2,03} Si _{3,04} O ₁₂	Alm _{56,2} Prp _{8,4} Grs _{14,2} Sps _{21,2}
110-16-4-6	(Mn _{0,2} Ca _{0,85} Mg _{0,41} Fe ²⁺ _{1,53}) _{2,99} [Al _{1,97} Fe ³⁺ _{0,03}] _{2,03} Si _{2,99} O ₁₂	Alm _{52,2} Prp _{13,6} Grs _{27,3} Sps _{6,9}
110-16-4-7	(Mn _{0,18} Ca _{0,79} Mg _{0,12} Fe ²⁺ _{1,91}) ₃ [Al _{2,01} Fe ³⁺ _{0,01}] _{2,02} Si _{2,99} O ₁₂	Alm ₆₄ Prp _{3,9} Grs _{26,2} Sps _{5,9}
110-16-4-8-1	(Mn _{0,15} Ca _{0,89} Mg _{0,22} Fe ²⁺ _{1,76}) _{3,02} [Al _{3,01} Fe ³⁺ _{0,04}] _{3,05} Si _{2,97} O ₁₂	Alm _{59,7} Prp _{7,2} Grs _{28,2} Sps ₅
109-50-2-8	(Mn _{0,1} Ca _{0,77} Mg _{0,2} Fe ²⁺ _{1,9}) _{2,97} [Al _{1,98} Fe ³⁺ _{0,02}] ₂ Si ₃ O ₁₂	Alm _{64,1} Prp _{7,4} Grs _{25,1} Sps _{3,4}

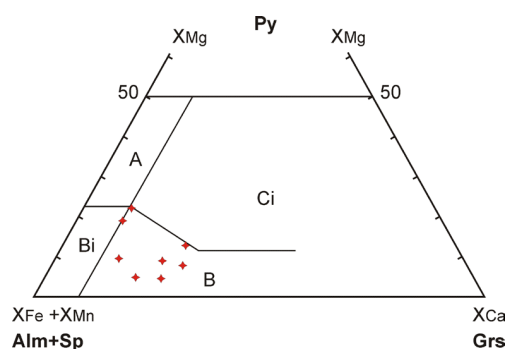


Рис. 5. Фрагмент диаграммы распределения гранатов с полюсами «пироп — альмандин», «спессартин — гроссулярь» [23] и положение на ней гранатов из песчаников нижнего триаса вала Сорокина. А — метасадки гранулитовой фации, В — метасадочные породы амфиболитовой фации, Би — средние-кислые магматиты, Сi — основные магматиты

Fig. 5. Fragment of the discrimination diagram with molecular proportions of pyrope-almandine and spessartine-grossular as poles [22], and the position on it detrital garnets from the Lower Triassic sandstones. А — metasedimentary granulite facies, В — metasedimentary rocks of the amphibolite facies, Би — middle felsic magmatites, Сi — basic magmatites

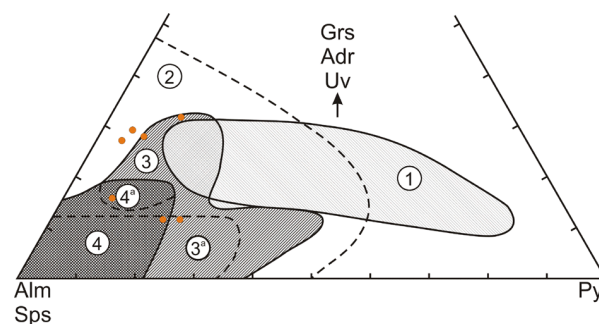


Рис. 6. Диаграмма распределения для гранатов из разных фаций метаморфизма.

Фации: 1 — эклогитовая, 2 — гранулитовая, 3 — амфиболитовая (3^а — биотитовых гнейсов и гранитов), 4 — роговиковая (4^а — из кислых эффузивов) [14]. Alm — альмандин, Adr — андрадит, Grs — гроссулярь, Py — пироп, Sps — спессартин, Uv — уваровит

Fig. 6. Discrimination diagram for garnet from different metamorphic facies.

Facies: 1 — eclogite, 2 — granulite, 3 — amphibolite (3^a — biotite gneiss and granites), 4 — hornfels (4^a — from acid effusive) [14]. Alm — almandine, Adr — andradite, Grs — grossular, Py — pyrope, Sps — spessartine, Uv — uvarovite

содержание Al_2O_3 составляет 18–35 %, MgO — 3–15 %. Кроме того, в их составе содержится $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 12–45 %, TiO_2 до 0.7 % (табл. 6). Химический состав, в зависимости от соотношения главных и второстепенных компонентов, отвечает алюмохромитам и хромпикотитам. Для генетической интерпретации были использованы диаграммы Al_2O_3 — TiO_2 [21] и

TiO_2 — $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ [19]. На диаграмме Al_2O_3 — TiO_2 фигуративные точки попадают в поле, характеризующее хромшпинелиды из островных дуг и базальтов срединноокеанических хребтов (рис. 7, а). На диаграмме TiO_2 и $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ они лежат в поле пород, также связанных с островными дугами (рис. 7, б).

Таблица 6. Химический состав хромовых шпинелей из песчаников нижнего триаса, мас. %

Table 6. Chemical composition of chrome spinels from Lower Triassic sandstones, wt. %

Образцы / Samples	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	Сумма / Total
110-16-9-1-1	13.57	18.79	0.58	46.76	20.63	100.34
110-16-9-1-2	13.1	18.66	0.65	46.02	20.21	98.64
110-16-9-2-1	13.53	18.92	0.66	46.69	20.55	100.35
110-16-9-3-1	13.01	18.86	0.63	46.37	21.16	100.03
110-16-9-4-1	9.09	15.91	1.91	42.7	29.99	99.61
110-16-9-6-1	12.97	18.73	0.66	47	20.92	100.28
110-16-9-6-2	11.97	18.68	0.65	45.92	21.23	98.44
110-16-9-7-1	12.08	18.38	0.65	46.84	21.47	99.43
110-16-9-8-1	12.41	18.47	0.54	45.69	22.13	99.24
110-35-1-1-1	15.53	34.93		36.41	12.19	99.76
110-60-2-6	9.56	15.55		52.98	20	98.77
110-60-9-1	10.39	11.71		57.16	19.29	98.55
110-17-7-1	10.75	14.96	0.27	61.65	13.57	101.4
111-12-3-7	12.43	25.9	0.41	38.29	23.04	100.34
111-22-2-8	14.03	33.35	0.31	33.78	22.66	104.19
109-2-8-1	3.41	2.68	0.45	44.3	45.03	97.08
109-2-20-1	6.09	15.77	0.29	43.27	33.31	99.98
109-87-5-1	6.9	19.77	0.79	39.71	29.88	97.65
109-95-2-2	3.5	10.01		51.31	33.22	98.04
109-95-7-2	9.37	19.51		47.12	22.93	99.09
109-116-10-1	11.57	27.73	0.26	38.93	21.74	101.6
109-116-10-2	3.53	10.72	0.55	33.11	37.81	93.18

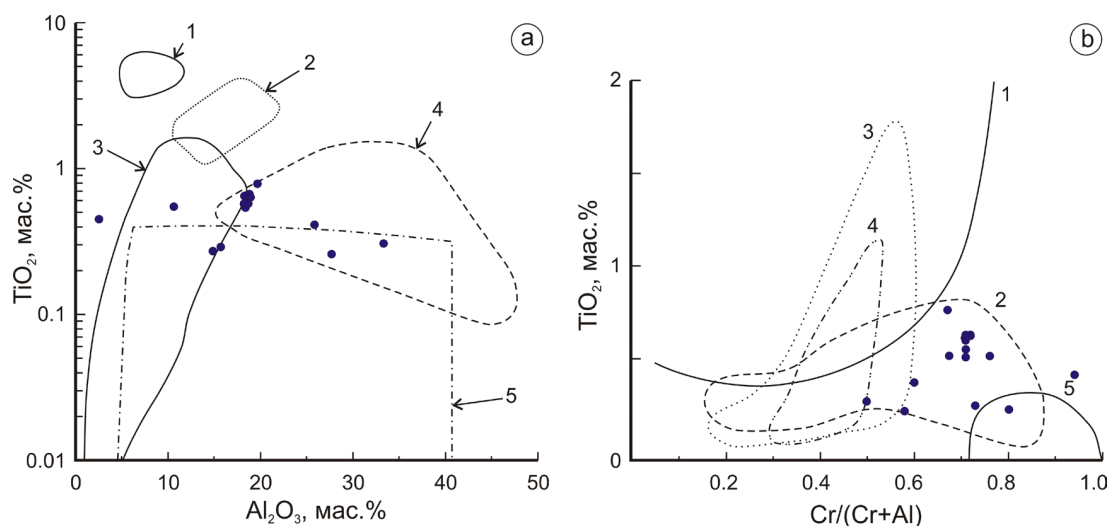


Рис. 7. а — диаграмма Al_2O_3 и TiO [22] и распределение на ней точек состава хромшпинелидов из песчаников нижнего триаса. Поля хромшпинелидов: 1 — из крупных магматических провинций, 2 — из базальтов океанических островов, 3 — из островных дуг, 4 — из базальтов срединноокеанических хребтов, 5 — из надсубдукционных зон; б — диаграмма TiO_2 и $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ [20] и положение в ней хромовых шпинелей из нижнетриасовых песчаников. Поля хромшпинелидов: 1 — из внутриплитных базальтов, 2 — из островных дуг, 3 — из базальтов срединноокеанических хребтов, 4 — из задуговых зон, 5 — из бонинитовых островодужных серий

Fig. 7. а — the Al_2O_3 — TiO plot [21] and the distribution of chromespinels compositions from Lower Triassic sandstones.

Fields of the chromespinels from the rocks of: 1 — large igneous province, 2 — basalts of oceanic islands, 3 — island arcs, 4 — basalts of the mid-ocean ridges, 5 — subduction zones. б — The $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ plot [19] and the position of the points of chromespinels from the Lower Triassic sandstones. Fields of the chromespinels from: 1 — intraplate basalts, 2 — island arc rocks, 3 — basalts of the mid-ocean ridges, 4 — rocks of back-arc zones, 5 — rocks of the boninite island arc series

Выводы

В результате проведенных исследований установлено, что содержание тяжелой фракции в триасовых граувакках варьирует от 0.1 до 0.6 %. В составе фракции широко представлены такие минералы, как эпидот, магнетит, хромшпинелиды, ильменит, лейкоксен, рутил, титанит, гранат и т. д. Специфической особенностью триасовых отложений является высокое содержание минералов группы эпидота, в целом отмечается уменьшение их количества снизу вверх по разрезу. Источником могли служить метаморфические породы, выведенные на поверхность в результате активизации тектонических движений.

Установлено, что в песчаниках преобладает алмандиновый гранат, при этом на долю гроссуляровой составляющей приходится от 10 до 28 %, пироп — от 7 до 21 %, спессартина — от 3 до 21 %. Источником гранатов, скорее всего, были породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Как показывают проведенные исследования, обогащение песчаников теми или иными минеральными зернами обусловлено не только составом размываемых пород, но и гидродинамикой потока, а также способом переноса обломочного материала. По мере увеличения динамической сортировки осадков росло содержание железотитанового шлиха, а также отношение «полевые шпаты / слюды» — за счет отмывки из песков легких слюд. Это явление может служить в качестве минералого-геохимического критерия при фациальной диагностике древних толщ.

Таким образом, особенностями минералов тяжелой фракции можно использовать для реконструкции обстановок осадконакопления, учитывая их физико-химические свойства, распределение минералов

по фракциям, их устойчивость в процессе транспортировки.

Автор выражает глубокую признательность за неоценимую помощь и консультации сотрудникам Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН Н. Х. Хачатурян и Е. М. Тропникову. Отдельная благодарность рецензентам за ценные советы и замечания, которые позволили улучшить данную публикацию.

Литература

1. Бадида Л. В., Мизенс Г. А. Кристаллохимическая характеристика акцессорных минералов молассовых песчаников юга Предуральяского прогиба // Геологический вестник. 2015. № 2. С. 77—84.
2. Бадида Л. В., Маслов А. В., Мизенс Г. А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.) // Литосфера. 2020. № 20(2). С. 149—167.
3. Бружес Л. Н., Изотов В. Г., Ситдикова Л. М. Литолого-фациальные условия формирования горизонта Ю₁ Тевлинско-Русскинского месторождения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Георесурсы. 2010. № 2 (34). С. 6—9.
4. Граувакки // Тр. ГИН. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 345 с.
5. Енцова Ф. И., Калантар И. З. Триасовые отложения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанского университета, 1966. С. 138—189.
6. Калантар И. З., Танасова С. Д. Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса



// Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л.: Недра, 1988. С. 127—134.

7. Киричкова А. И. Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf

8. Косовская А. Г., Тучкова М. И. К проблеме минерало-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8—24.

9. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., 1961. 318 с.

10. Мораховская Е. Д. Триасовые литостратоны Тимано-Уральского региона, их взаимоотношения и территориальная приуроченность // Вопросы совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных регионов России. СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 1997. С. 34—49.

11. Мораховская Е. Д. Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.

12. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

13. Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.

14. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

15. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты. Л.: Наука, 1986. 217 с.

16. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / М. Д. Белонин, О. М. Прищепа, Е. Л. Теплов и др. СПб.: Недра, 2004. 396 с.

17. Тимонина Р. Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 102 с.

18. Удовиченко Л. А. Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 66—73.

19. Чалышев В. И. Варюхина Л. М. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана. Сыктывкар, 1960. С. 49—58.

20. Hegner E., Gruler M., Hann H. P., Chen F., Guldenphening M. (2005) Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke. J. Geol. Soc. (London), 162, 87—96.

21. Herron M. M. Geochemical classification on terrigenous sands and shales from core or log data/Journal of sedimentary petrology. 1988. V. 58. № 5. Pp. 820—829.

22. Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. J. Petrol., 42(4), 655—671.

23. Mange M. A., Morton A. C. (2007) Geochemistry of heavy minerals. Heavy Minerals in Use. Eds M. A. Mange, D. T. Wright. Dev. Sediment., 58. Elsevier, Amsterdam, 345—391.

24. Teraoka Y. (2003) Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 54, 171—192.

References

1. Badina L. V., Misens G. A. *Kristallohimicheskaya kharakteristika aktsessornykh mineralov molassovykh peschanikov yuga Predural'skogo progiba* (Crystallochemical characteristics of accessory minerals of molass sandstones of the South of the pre-Ural foredeep). Geologicheskii Vestnik, 2015, No. 2, pp. 77—84

2. Badina L. V., Maslov A. V., Mizens G. A. *Rekonstruktsiya sostava porod pitayushchikh provintsii. Stat'ya 3. Sovremennye metody issledovaniya tyazhelykh oblomochnykh mineralov (granatov, turmalinov, hromshpinelidov, rutila i dr.)* (Reconstruction of the composition of rocks of feeding provinces. Article 3. Modern methods of investigation of heavy clastic minerals (garnets, tourmalines, chromspinelides, rutile, etc.)). Lithosphere, 2020, No. 20(2), pp. 149—167.

3. Bruzhes L. N., Izotov V. G., Sitdikova L. M. *Litologo-fatsialnye usloviya formirovaniya gorizonta Yu1 Tevlin'sko-Russkinskogo mestorozhdeniya Zapadno-Sibirskoi neftegazonosnoi provintsii* (Lithofacies conditions of J₁ horizon formation within the Tevlin'sko-Russkinskoe deposit). Georesources, 2 (34), 2010, pp. 6—9

4. *Grauwacke* (Greywackes). Tr. GIN, Issue 238, Moscow: Science, 1972, 345 p.

5. Entsova F. I., Kalantar I. Z. *Triasovye otlozheniya Timano-Pechorskoi neftegazonosnoi provintsii* (Triassic deposits of the Timan-Pechora oil and gas province). Materials on the Geology of the East of the Russian platform. Kazan: Kazan University publishing House, 1966, pp. 138—189.

6. Kalantar I. Z., Tanasova S. D. *Fatsialnye kriterii pri stratifikatsii kontinentalnykh otlozhenii triasa* (Facial criteria for stratification of continental deposits of Triassic. In: Stratigraphy and lithology of oil and gas bearing deposits of Timan-Pechora basin). Leningrad: Nedra, 1988, pp. 127—134

7. Kiritchkova A. I. *Stratotipicheskie i opornye razrezy nizhnego triasa Timano-Pechorskoi neftegazonosnoi provintsii: litologiya, fatsial'nye osobennosti* (Stratotipicheskie i opornye razrezy nizhnego triasa Timano-Pechorskii neftegazonosnoi provintsii: lithologia, fatsialnyi osobennosti). Neftegazovaya geologia. Theory and practice, 2013, 8(4), No.4, http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf

8. Kossovskaya A. G., Tuchkova M. I. *K probleme mineralogo-petrohimicheskoi klassifikatsii i genezisa peschanykh porod* (Problem of mineralogy and petrochemistry classification and genesis of sandstones). Lithology and poleznye iskopaemye, 1988, No. 2, pp. 8—24

9. Kухаренко А. А. *Mineralogiya rossypei* (Mineralogy of placers). Moscow, 1961, 318 p.

10. Morakhovskaya E. D. *Triasovye litostratony Timano-Ural'skogo regiona, ih vzaimootnosheniya i territorial'naya priurochennost'. Voprosy sovershenstvovaniya stratigraficheskoi osnovy fanerozoiskikh otlozhenii neftegazonosnykh regionov Rossii* (Triassic lithostrathons of the Timan-Ural region, their relationship and territorial timing. In: Questions of improving the stratigraphic basis of Phanerozoic deposits of oil and gas-bearing regions of Russia). Saint Petersburg: VNIGRI Publishing house, 1997, pp. 34—49.

11. Morakhovskaya E. D. *Trias Timano-Ural'skogo regiona (opornye razrezy, stratografiya, korrelyatsiya). Biohronologiya i korrelyatsiya fanerozoia neftegazonosnykh basseinov Rossii* (Trias of the Timan-Ural region (reference sections, stratigraphy, correlation). In: Biochronology and correlation of Phanerozoic oil and gas basins in Russia). Saint Petersburg: VNIGRI, 2000, Issue 1, 80 p.

12. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. *Peski i peschaniki* (Sand and sandstones). Moscow: Mir, 1976, 536 p.

13. Selley R. S. *Drevnie obstanovki osadkonakopleniya* (Ancient sedimentary environments). Moscow: Nedra, 1989, 294 p.



14. Sobolev N. V. *Parageneticheskie tipy granatov* (Paragenetic types of garnets). Moscow: Nauka, 1964, 218 p.
15. *Tektonicheskie kriterii prognoza neftegazonosnosti Pechorskoj plity* (Tectonic criteria for the forecast of oil and gas content of the Pechora plate). Leningrad: Nauka, 1986, 217 p.
16. *Timano-Pechorskaya provintsiiya: geologicheskoe stroenie, neftegazonosnost' i perspektivy osvoeniya* (Timan-Pechora province: geological structure, oil and gas potential and development prospects). M. D. Belonin, O. M. Prishchepa, E. L. Teplov and others. St. Petersburg: Nedra, 2004, 396 p.
17. Timonina R. G. *Petrologiya metamorficheskikh porod Pripolyarnogo Urala* (Petrology of metamorphic rocks of the circumpolar Urals). Leningrad: Nauka, 1980, 102 p.
18. Udovitchenko L. A. *Strukturno-veschestvennye komplekсы i perspektivy neftegazonosnosti nizhnego triasa Timano-Pechorskoj provintsii. Zakonomernosti razmesheniya zon neftegazonakopleniya v Timano-Pechorskoj provintsii* (Structural and mineralogical complexes and prospective of oil and gas bearing of Lower Triassic in Timan-Pechora Basin. In: The Location of oil and gas accumulation zones in Timan-Pechora Basin). Leningrad: VNIGRI, 1986, pp. 66—73
19. Chalyshev V. I., Varyukchina L. M. *Stratigrafiya i sporo-rovo-pyltsevy kompleksy verhnepersmskih i triasovykh otlozhenii Pechorskogo Urala i gryady Chernysheva. Geologiya i poleznye iskopaemye Severnogo Urala i Timana* (Stratigraphy and spore-pollen complex of Upper Permian and Triassic deposits of Pechora Ural and Chernyshev swell. In: Geologia and poleznye iskopaemye Severnogo Urala I Timana). Syktyvkar, 1960, pp. 49—58
20. Hegner E., Gruler M., Hann H. P., Chen F., Guldenphenning M. Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke. *J. Geol. Soc. (London)*, 2005, 162, pp. 87—96.
21. Herron M. M. Geochemical classification on terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of sedimentary petrology*, 1988, V.58, No. 5, pp. 820—829.
22. Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, 2001, 42(4), pp. 655—671.
23. Mange M. A., Morton A. C., Geochemistry of heavy minerals. *Heavy Minerals in Use*. Eds M. A. Mange, D. T. Wright. *Dev. Sediment.*, 2007, 58, Elsevier, Amsterdam, pp. 345—391.
24. Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 2003, 54, pp. 171—192.

Поступила в редакцию / Received 01.09.2020



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ / SHORT MESSAGES

УДК 548.5:666.9

DOI: 10.19110/geov.2020.9.6

CRYSTALLIZATION FEATURES OF CALCIUM SULFATE IN THE PROCESS OF “ARTIFICIAL AGING”

М. Garkavi¹, Н.-В. Fischer², Е. Kolodezhnaya³¹ ZAO Ural-Omega, Magnitogorsk, Russia; *mgarkavi@mail.ru*² Weimar University of Civil Engineering, Weimar, Germany; *hans-bertram.fischer@uni-weimar.de*³ IPKON RAS, Moscow, Russia; *kev@uralomega.ru*

Gypsum binders are widely used in construction, mining and the oil and gas industry. The use of these binders is conditioned by stability of their technical characteristics, which is achieved by using a technological operation “artificial aging”.

The features of artificial aging are: 1) hydration of calcium sulphate hemihydrate in liquid phase deficiency; 2) the resulting dihydrate gypsum crystallizes in a limited volume of micropores of the original binder.

From the standpoint of the quaternary concept, the features of the crystallization of gypsum dihydrate in the micropores of the original gypsum binder are considered. The effect of artificial aging conditions and the degree of supersaturation on the growth mechanism and the morphology of gypsum dihydrate crystals was determined.

The use of artificial “aging” results in healing of defects in the structure of the original binder, decreasing water demand and increasing strength.

Keywords: *crystallization of quaternary, calcium sulfate, artificial aging, gypsum binder.*

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СУЛЬФАТА КАЛЬЦИЯ ПРИ «ИСКУССТВЕННОМ СТАРЕНИИ»

М. С. Гаркави¹, Х.-Б. Фишер², Е. А. Колодежная³¹ ЗАО «Урал-Омега», Магнитогорск, Россия; *mgarkavi@mail.ru*² Веймарский строительный университет, Веймар, Германия; *hans-bertram.fischer@uni-weimar.de*³ ИПКОН РАН, Москва, Россия; *kev@uralomega.ru*

Гипсовые вяжущие широко применяются в строительстве, горном деле, в нефтегазовой отрасли. Их использование обусловлено стабильностью технических характеристик, которая достигается применением технологической операции «искусственного старения».

Особенностями искусственного старения являются: 1) гидратация полугидрата сульфата кальция при дефиците жидкой фазы; 2) образующийся двуводный гипс кристаллизуется в ограниченном объеме микропор исходного вяжущего.

С позиций кватеронной концепции рассмотрены особенности кристаллизации двуводного гипса в микропорах исходного гипсового вяжущего. Установлено влияние условий искусственного старения и степени пересыщения на механизм роста и морфологию кристаллов двуводного гипса.

Применение искусственного старения приводит к залечиванию дефектов в структуре исходного вяжущего, снижению его водопотребности и повышению прочности.

Ключевые слова: *кристаллизация кватерон, сульфат кальция, искусственное старение, гипсовое вяжущее.*

Introduction

Gypsum binders have been used for many years in not only construction industry, but also in mining industry to prepare hardening backfill mixtures, building of explosion-proof bridges, as well as in the oil and gas industry in drilling and grout mixes [3, 7, 11]. Regardless of the field of application of the gypsum binders, it is necessary to ensure the stability of their technical characteristics.

To improve the construction and technical properties of the gypsum binder, a technological operation of artificial “aging” is used. The essence of this process lies in keeping the gypsum binder in the environment with different relative humidity. In this case, the hydration of the gypsum binder occurs with the formation of dihydrate gypsum, which is accompanied by “self-healing” of defects. The ar-

tificial “aging” results in decreasing water demand of the gypsum binder and increasing its strength.

Materials and research methods

This study included an analysis of features of the crystallization of gypsum dihydrate during artificial aging of the gypsum binder. As an object of experimental research, we used β -modification gypsum binder of G4AII brand of the Chelyabinsk gypsum plant, taken from a gypsum boiler after the end of the heat treatment process. When firing gypsum, a soluble anhydrite is formed, as well as internal and external structural defects (Fig. 1) [12]. The “aging” of the gypsum binder was carried out during storage in desiccators at a temperature of 20 °C

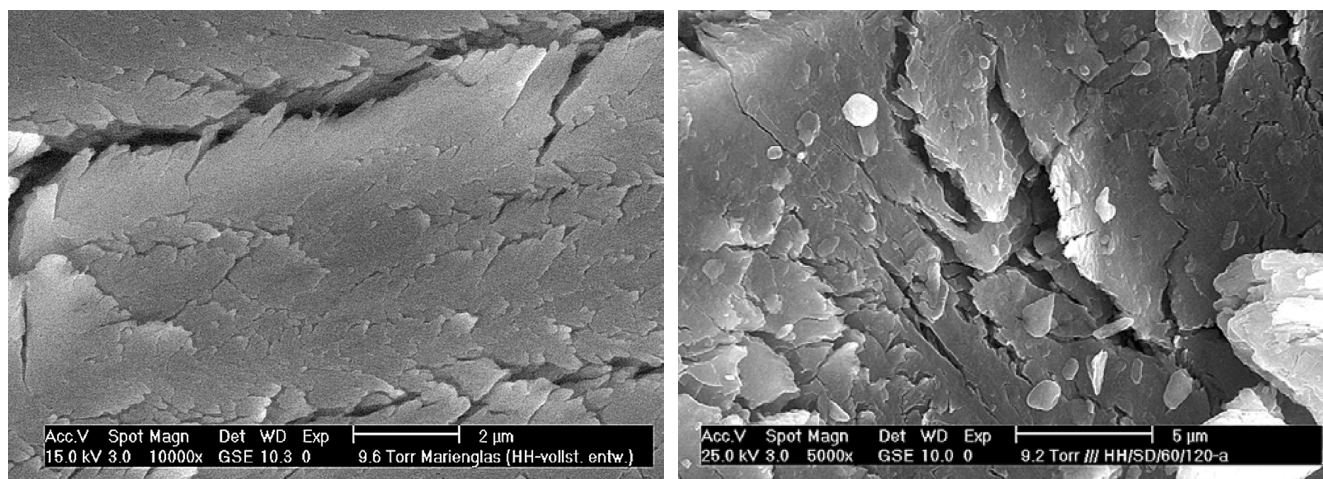


Fig 1. Microdefects of gypsum particles

Рис 1. Микродефекты частиц строительного гипса

and relative humidity of 60 %, 80 % and 100 % ($\varphi = 0.6$; 0.8; 1.0) for 14 days.

Results and discussion

The artificial aging process has two features:

- hydration of calcium sulfate hemihydrate occurs with a deficiency of the liquid phase;
- the resulting dihydrate gypsum crystallizes in a limited volume of micropores of the original binder.

The process of “aging” of calcium sulfate hemihydrate is conditioned by its hydration with the participation of water adsorbed on the active centers of the surface and on defects of its particles, and also by condensation of water vapor in ultrafine pores (fractures). Depending on the relative humidity of the air, liquid films of various thicknesses and structures are formed on the solid surfaces, which predetermines the possibility of changing mechanism and kinetics of hydration.

Under a high relative humidity ($\varphi = 1$), liquid films about 90 μm thick are formed. Water is in a droplet-liquid state (bulk water) in such a film. At the same time, at $\varphi = 0.8$, the film thickness is within 5.6 ... 8.1 μm , and at $\varphi = 0.6$ the liquid film has a thickness of less than 3 μm . According to [4], water films that form on the surface of gypsum particles at $\varphi \leq 0.8$ have anomalous properties, in particular, they have a high viscosity and a low dissolving power. As a result, the through-solution mechanism of hydration of hemihydrate calcium sulfate becomes impossible [8]; a non-traditional explanation of the hydration process is needed. This process with the participation of “anomalous” water can be considered within the quataron concept [1,2]. Its key position is the existence of specific clusters of nanometer sizes in nonequilibrium conditions — quatarons.

When liquid water is formed through quatarons, there are several ways of condensation with their merging or aggregating. The condensation of quatarons of different structure and size results in formation of different condensed phases of water. At low degrees of supersaturation ($\varphi \leq 1$) the condensation of quatarons occurs with the formation of structured water, which differs from the bulk liquid by properties [2]. Since quatarons have an increased reactivity, the participation of this water in

the hydration of hemihydrate calcium sulfate is carried out according to the topochemical mechanism with the formation of crystal hydrates of variable chemical composition [8]. According to I. V. Melikhov [6] at the solid-phase gypsum hydration, lamellar crystal hydrates of $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ composition are formed at $n = 1.86 \pm 0.05$. Such variable chemical composition of hydration products predetermines their morphological heterogeneity and multistage crystallization process, which also corresponds to the quataronic concept [1].

The size of micropores in the initial gypsum binders does not exceed 1 ... 1.5 μm , therefore, even under conditions of low supersaturation, quatarons of dihydrate gypsum appear in them, which then turn into contact nuclei. Since these quatarons are topologically and chemically close to the structure of the substrate (its role is played by the crystals of the initial binder), they are adsorbed on its surface and become sources of growth of gypsum dihydrate crystals.

In the course of growth, as noted above, the composition and structure of the crystals change. Each growing crystal captures a non-equilibrium amount of quatarons, and growth structural defects are formed in its volume, which can be active centers for the formation of intergrowths that bind crystals into an agglomerate (crystallization bridges) at any supersaturation of the medium. Resulted from the deposition of matter on the walls of micropores and cracks, a concentration gradient develops there, and the concentration is maximum at their entrance, where the intergrowths are formed, the adhesion of which results in a crystallization bridge [6].

With decreasing degree of supersaturation, the growth of gypsum dihydrate crystals through the attachment of 2D nuclei becomes energetically unfavorable. In this case, crystal growth develops according to the dislocation mechanism [5, 9]. At the dislocation mechanism of growth, when particles of a crystallizing substance are embedded in the lattice of a growing crystal, several crystals are formed from one crystallization center. This phenomenon is known as crystal splitting [5]. It is connected with the fact that secondary nuclei appear on the surface of the primary nucleus of dihydrate gypsum, which formed on the walls of the microcrack, i. e. there is 2D nucleation on its own substrate. The primary



nucleus of calcium sulfate crystals faces the solution with (–111) facet, because it is this facet that grows according to 2D nucleation mechanism [10]. The formation of secondary gypsum nuclei and their growth on the surface of the primary nucleus continues until they completely cover the entire surface of the microfracture and fill its volume (Fig. 2).

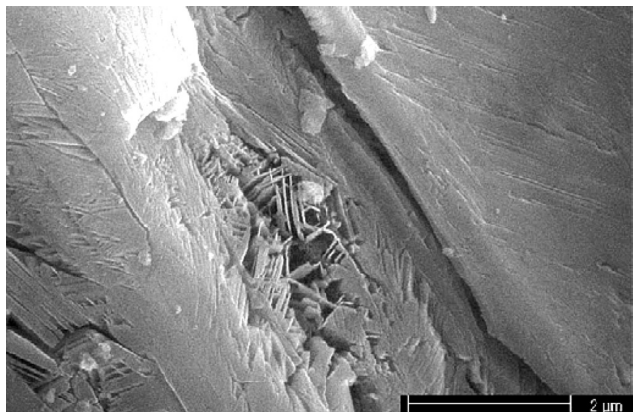


Fig. 2. Dihydrate gypsum crystals in the microfractures of the gypsum binder particles

Рис. 2. Кристаллы двухводного гипса в микротрещинах частиц гипсового вяжущего

Such self-healing of particle microdefects is accompanied by decreasing specific surface area of the original gypsum binder by 33 % and decreasing water demand by 14 %.

Conclusion

The conducted studies of the crystallization process of dihydrate gypsum in the micropores of a gypsum binder in the process of its artificial “aging” do not contradict the quaternary mechanism of microcrystal growth. The obtained results indicate the potential and need to use this technological conversion in the production of binders based on calcium sulfate.

References

1. Askhabov A. M. *Kvaternonnaia kontsepciia: osnovnye idei i nekotorye prilozheniia* (The quaternary concept: basic ideas and

some applications). Proceedings of Komi SC UB RAS, 2011, No. 3 (7), pp.70–77.

2. Askhabov A. M. *Nanoclasternaia model obrazovaniia zhidkoi vody* (Nanocluster model of liquid water formation). Proceedings of Komi SC UB RAS, 2016, No. 1 (25), pp.62–67.

3. Golik V. I., Razorenov Yu. I., Polukhin O. N. *Ispolzovanie kompozitnykh viazhushchikh v gornom proizvodstve* (The use of composite binders in mining). Dry construction mixtures, 2014, No. 6, pp.17–20.

4. Greg S., Sing K. *Adsorbtsiia, udelnaia poverkhnost, poristost* (Adsorption, specific surface, porosity). Moscow: Mir, 1984, 306 p.

5. Linnikov O. D. *Mehanizm formirovaniia osadka pri spontannoi kristallizatsii soli iz peresyschennykh vodnykh rastvorov* (The mechanism of sediment formation during spontaneous crystallization of salts from supersaturated aqueous solutions). *Uspekhi khimii*, 2014, V.84, No. 4, pp. 343–364.

6. Melikhov I. V. *Fiziko-himicheskaia evoliutsiia tverdogo veshchestva* (Physicochemical evolution of solids). Moscow: BINOM. Laboratory of knowledge, 2012, 309 p.

7. Mayorov A. E., Paleev D. Yu. *Sostoianie izoliatsii gornykh vyrabotok shakht Kuzbassa* (The state of isolation of mine workings in the mines of Kuzbass). Bulletin of the Kuzbass State Technical University, 2019, No. 3, pp. 60–65.

8. Polak A. F., Babkov V. V., Andreeva E. P. *Tverdenie mineralnykh viazhushchikh veshchestv* (Hardening of mineral binders). Ufa: Bashk. book publishing house, 1990, 216 p.

9. Rashkovich L. N. *Atomno-silovaia mikroskopiia protsessov kristallizatsii v rastvore* (Atomic force microscopy of crystallization processes in solution). Soros educational journal, 2001, V. 7, No.10, pp. 102–108.

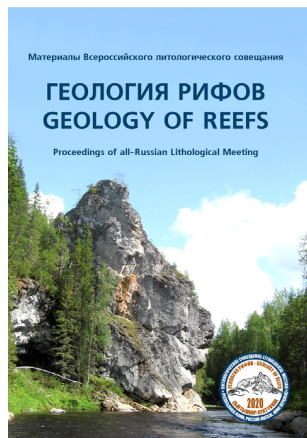
10. Ustinova Yu. V., Sivkov S. P., Barinova OP, Sanzharovsky A. Yu. *Vliianie razlichnykh dobavok na morfologiiu kristallov dvuvodnogo gipsa* (Influence of various additives on the morphology of gypsum dihydrate crystals). Vestnik MGSU, 2012, No. 4, pp. 140–144.

11. Chetvertneva I. A., Teptereva G. A., Shavshukova S. Yu., Konesev V. G. *Poiavlenie, razvitie i sovershenstvovanie razlichnykh tipov burovnykh rastvorov v mirovoi i otechestvennoi praktike* (Appearance, development and improvement of various types of drilling fluids in world and domestic practice). History and Pedagogy of Natural Science, 2019, No. 2, pp. 25–29.

12. Garkavi M., Nekrasova S., Melchaeva O., Garkavi S., Fischer H.-B., Nowak S. Thermo-dynamic explanation of rational conditions of the «aging» of plaster binder. 18. ibausil. Internationale Baustofftagung, Weimar, 2012, pp. 1-0741-0748.

Поступила в редакцию / Received 19.08.2020

НОВЫЕ ИЗДАНИЯ • NEW PUBLICATIONS



Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения Веры Александровны Варсановьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 148 с.

ISBN 978-5-98491-086-6

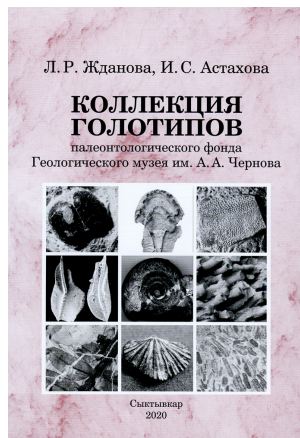
Представлены материалы докладов Всероссийского литологического совещания «Геология рифов». Рассмотрены разные аспекты всестороннего изучения рифов: общие проблемы рифообразования, литолого-фациальная и палеонтологическая характеристики. Обсуждаются проблемы комплексной интерпретации рифов по сейсмическим и скважинным данным, а также их связь с полезными ископаемыми. Приведены результаты геохимических исследований рифогенных формаций. Поднимается ряд вопросов литологического изучения и генетической интерпретации микробиолитов и процессов бактериального литогенеза.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся исследованием рифогенных и специфических карбонатных образований.

Geology of reefs: Proceedings of all-Russian Lithological Meeting dedicated to the 130th anniversary of Vera Alexandrovna Varsanofieva's birth. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2020. 148 p.

Proceedings of the contributions of All-Russia Lithological Meeting «Geology of reefs» are presented. The most important aspects of reef multifold study, general problems of reef-building, facies features of various types of organic buildups, problems of seismic stratigraphy of reef-containing formations and mineral resources of reef units are discussed. The results of geochemical studies of reef complexes are published. A few issues of lithological study and genetic interpretation of microbialites are considered.

The collection is of interest for a large number of specialists on reefs.



Жданова Л. Р., Астахова И. С., Коллекция голотипов палеонтологического фонда Геологического музея им. А. А. Чернова. Сыктывкар, 2020. 152 с.

ISBN 978-5-98606-598-2

Собрание голотипов научного палеонтологического фонда Геологического музея им. А. А. Чернова (Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина ФИЦ «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук») сформировано

в результате исследовательских работ ученых Института на северо-востоке европейской части России. В 111 монографически описанных коллекциях хранится 401 типовый экземпляр видов, которые являются международными таксономическими эталонами. Рассмотрена история формирования собрания голотипов. Приводится полный список новых видов, названных в честь выдающихся ученых России, в том числе сотрудников Института геологии имени академика Н. П. Юшкина. Изложены результаты анализа представительности собрания и доступности информации о нем.

Книга представляет интерес для специалистов в области палеоботаники и палеозоологии, а также для работников музея.

Zhdanova L. R., Astakhova I. S. Collection of holotypes of the paleontological fund of the Geological Museum named after A. A. Chernov. Syktyvkar, 2020, 152 pp.

The collection of holotypes of the scientific paleontological fund of the Geological Museum named after A. A. Chernov (Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin, FRC Komi SC UB RAS) was composed of findings from the European part of Russia by researchers of the Institute. 111 monographically described collections store 401 holotypes that are international taxonomic standards.

The formation history of the collection, containing originals of new species, is considered. A complete list of new species, named after outstanding Russian scientists, including researchers of the Institute of geology, is provided. The results of the analysis of the collection representativeness and feasibility study are presented.

The book is of concern to specialists in paleobotany and paleozoology, for museum workers.

DOI: 10.19110/89606-005

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин

Компьютерная верстка:

А. Ю. Перетягин