

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 23 № 5 2023 Сентябрь—Октябрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 23 No. 5 2023 September—October

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2023. Том 23, № 5

Научный журнал

Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизен, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН

© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2023. Volume 23, No. 5

Scientific journal

Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktывkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysenko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 23, № 5, 2023

Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала)	
<i>П. С. Козлов, С. В. Берзин, К. С. Иванов, Д. С. Юдин</i>	721
Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал)	
<i>В. В. Мурзин, К. Н. Малич, И. Ю. Баданина, Д. А. Варламов, И. С. Чащухин</i>	740
Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолозовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия	
<i>И. Р. Рахимов, А. В. Вишневский</i>	766
Петрографический состав и источники материала верхнепалеозойских грубообломочных пород Западного Таймыра	
<i>С. Б. Шишилов, Е. Ю. Акимова, К. А. Дубкова</i>	785
Глеевый катагенез девонских красноцветных пород Среднего Тимана	
<i>И. Х. Шумилов</i>	809
Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири)	
<i>Ф. И. Жимулев, А. В. Котляров, И. С. Новиков, Н. В. Сенников, К. К. Колесов</i>	820
Комплексная характеристика зювитов р. Б. Вануйта (Карская астроблема, Россия)	
<i>Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова, В. В. Уляшев</i>	844
Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неоархейской щелочной провинции Кольского полуострова	
<i>В. Р. Ветрин, С. Г. Скублов</i>	868
Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье)	
<i>Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко, Н. А. Антонишин</i>	887
Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал)	
<i>С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, А. А. Шарипова</i>	910

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2023 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 23, No. 5, 2023

Amphibole peridotite and hornblendite of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt) <i>P. S. Kozlov, S. V. Berzin, K. S. Ivanov, D. S. Yudin</i>	721
Mineral assemblages from chromitites of the Alapaevsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals) <i>V. V. Murzin, K. N. Malitch, I. Yu. Badanina, D. A. Varlamov, I. S. Chashchukhin</i>	740
Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications <i>I. R. Rakhimov, A. V. Vishnevskiy</i>	766
Petrographic composition and material sources of Upper Paleozoic rough-clastic rocks in Western Taimyr <i>S. B. Shishlov, E. Yu. Akimova, K. A. Dubkova</i>	785
Gley catagenesis of Devonian red-colored rocks on the Middle Timan <i>I. Kh. Shumilov</i>	809
Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Ninya-Chumysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia) <i>F. I. Zhimulev, A. V. Kotlyarov, I. S. Novikov, N. V. Sennikov, K. K. Kolesov</i>	820
Complex characteristics of suevites at the B. Vanuyta river (Kara astrobleme, Russia) <i>N. I. Maksimenko, T. G. Shumilova, V. V. Ulyashev</i>	844
Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoproterozoic alkaline province of the Kola Peninsula <i>V. R. Vetrin, S. G. Skublov</i>	868
Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region) <i>G. Yu. Shardakova, A. V. Korovko, N. A. Antonishin</i>	887
First data on rare earth mineralization in acid rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals) <i>S. G. Kovalev, S. S. Kovalev, A. A. Sharipova</i>	910

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.73(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739

Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала)

П. С. Козлов¹, С. В. Берзин¹, К. С. Иванов¹, Д. С. Юдин²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: geoeso2012@yandex.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 23.03.2023 г., принята к печати 24.05.2023 г.

Объект исследования. Интрузия ($\approx 400 \times 400$ м) амфиболовых ультрабазитов в районе Шрисгеймитовой горки в Ревдинском массиве Платиноносного пояса Урала, сложенная амфиболовыми перидотитами (шрисгеймитами, амфиболовыми верлитами) со шширами оливинитов в ядре, амфибол-оливиновыми клинопироксенитами в периферии, залегающими в окружении габбро и габбро-амфиболитов с дайками горнблендитов. Задача данной работы – охарактеризовать амфиболовые ультрабазиты, крайне редко встречающиеся в других массивах Платиноносного пояса Урала, в целях расширения представлений о водном ультраосновном магматизме. **Материалы и методы.** Для определения возраста из двух проб отобраны монофракции высокоглиноземистого амфибола (ряда паргасит–магнезиогастингсит), не подвергавшегося существенным метаморфическим преобразованиям. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование осуществляли по методике, описанной в работах (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре “Micromass 5400” (ИГМ СО РАН). **Результаты.** Амфиболовые перидотиты имеют гипидиоморфозернистую или пойкилитовую структуру пород, а также типичный для водосодержащих магматических образований минеральный состав (оливин, амфибол, флогопит), что указывает на кристаллизацию данных ультраосновных пород из водонасыщенной магмы. Среди крупнозернистых шрисгеймитов выявлены шшировые обособления мелко- и среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов. В амфиболовых перидотитах, амфиболовых оливиновых клинопироксенитах и горнблендитах наблюдается дефицит высоkozарядных элементов (HFSE) и обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE) (при контрастном поведении Cs и Rb), что в целом характерно для надсубдукционных магматических образований. Также обогащение LILE связывается с присутствием флюидной фазы при кристаллизации магм. По амфиболам получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст образования шрисгеймитов – 536 ± 17 млн лет – и горнблендитов – 437.2 ± 6.7 млн лет. Возраст последних существенно отличается от возрастов горнблендитов, определенных ранее. **Выводы.** Результаты исследования расширяют современные представления о составе, времени и характере ультраосновного водного магматизма в массивах Платиноносного пояса Урала. Образование даек горнблендитов в разных массивах Платиноносного пояса Урала происходило в достаточно длинном временном интервале – от раннего силура до раннего девона.

Ключевые слова: Урал, Платиноносный пояс Урала, Ревдинский массив, шрисгеймит, амфиболовый перидотит, горнблендит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст

Источник финансирования

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>) (50%), в рамках государственных заданий ИГГ УрО РАН (тема № 123011800014-3) (40%) и ИГМ СО РАН ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование) (10%), с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Amphibole peridotite and hornblende of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt)

Pavel S. Kozlov¹, Stepan V. Berzin¹, Kirill S. Ivanov¹, Denis S. Yudin²

Для цитирования: Козлов П.С., Берзин С.В., Иванов К.С., Юдин Д.С. (2023) Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, **23**(5), 721-739. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739>

For citation: Kozlov P.S., Berzin S.V., Ivanov K.S., Yudin D.S. (2023) Amphibole peridotite and hornblende of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 721-739. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-721-739>

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: geoeco2012@yandex.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 23.03.2023, accepted 24.05.2023

Research subject. We studied the concentric-zonal massif ($\approx 400 \times 400$ m) of amphibole-rich ultramafic rocks composed of amphibole peridotite (schriesheimite and amphibole wehrlite) with olivinite schlieren, pyroxenite and hornblendite located among gabbro at the Schriesheimite Hill in the Revdinskiy massif of the Ural Platinum Belt. The scope is characteristic of both of amphibole peridotites, which are extremely rare in the massifs of the Ural Platinum Belt, and the associated amphibole-rich ultramafic rocks. **Aim.** To expand the understanding of aqueous ultramafic magmatism in Ural Platinum Belt massifs. **Materials and methods.** To determine the age, we selected monofractions of high-alumina amphibole (pargasite-magnesiohastingsite) from two samples. Amphibole is not significantly altered by the regional metamorphism. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating was carried out according to the method described in (Travin et al., 2009; Yudin et al., 2021). The argon isotope composition was measured using a Micromass 5400 mass spectrometer (IGM SB RAS). **Results.** Amphibole peridotite has a hypidiomorphic (subhedral) or poikilitic texture. It is typical of igneous rocks, which indicates the crystallization of amphibole peridotite was by H₂O-saturated magmas. Schlieren segregations of fine-grained schriesheimites and fine-grained olivinites are among coarse-grained schriesheimites. Amphibole peridotite, pyroxenite and hornblendite are deficient in high field strength elements (HFSE) and enriched in large ion lithophile elements (LILE) (with contrast concentration of Cs and Rb), which is typical of supra-subduction igneous formations. We obtained a ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of 437.2 ± 6.7 Ma for an amphibole from hornblendite, which differs significantly from the ages of hornblendite determined earlier. **Conclusions.** Our new data indicate that hornblendite dikes in different UPB massifs formed over a fairly long time interval from the Early Silurian to the Early Devonian. These data expand modern ideas about the timing and nature of ultramafic water magmatism in the massifs of the Ural Platinum Belt.

Keywords: Urals, Ural Platinum Belt, Revdinskiy massif, schriesheimite, amphibole peridotite, hornblendite, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age

Funding information

The study was supported by a grant from the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>) (50%) and as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 123011800014-3) (40%) and IGM SB RUS State assignment (10%) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

ВВЕДЕНИЕ

Ревдинский массив располагается на Среднем Урале в 45 км к западу от г. Екатеринбурга и является самым южным в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ). Массив простирается в субмеридиональном направлении более чем на 80 км при ширине от 2 до 15 км. Большая часть Ревдинского массива сложена полосчатыми амфиболитизированными габбро и кытлымитами, среди которых присутствуют тела оливиновых габбро, пироксенитов, габбро-норитов и габбро. Кроме того, в строении массива выделяются интрузии габбро-диоритов и диоритов, традиционно рассматриваемые как более поздние образования (Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997). Ультраосновные породы в Ревдинском массиве представлены Омутнинским телом дунитов в южной части массива (рис. 1), относительно крупным телом горнблендитов (с меланократовыми габбро и пироксенитами), вскры-

тых карьером Первоуральского титаномагнетитового месторождения (см. рис. 1), и несколькими небольшими телами ультрабазитов, располагающихся вблизи западной границы массива (Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997). Среди последних стоит отметить линзовидное тело верлитов, окруженных оливиновыми клинопироксенитами, в районе пруда в пос. Магнитке ($56^{\circ}52'18.2''$ с.ш., $59^{\circ}58'26.7''$ в.д.). Мощность тела в плане составляет несколько десятков метров, оно прослеживается на несколько сотен метров в субмеридиональном направлении. В ходе геологосъемочных работ под руководством В.Г. Варганова (1962–1963 гг.) закартировано линзовидное тело перидотитов в среднем течении, в северном борту р. Тёмной. Небольшое тело ультрабазитов описано при геологосъемочных работах под руководством И.И. Зенкова (1968–1973 гг.) в борту долины р. Кислянки, в районе бывшей деревни Кислянки Дегтярской. В междуречье рек Широкой и Узкой описано небольшое удлиненное

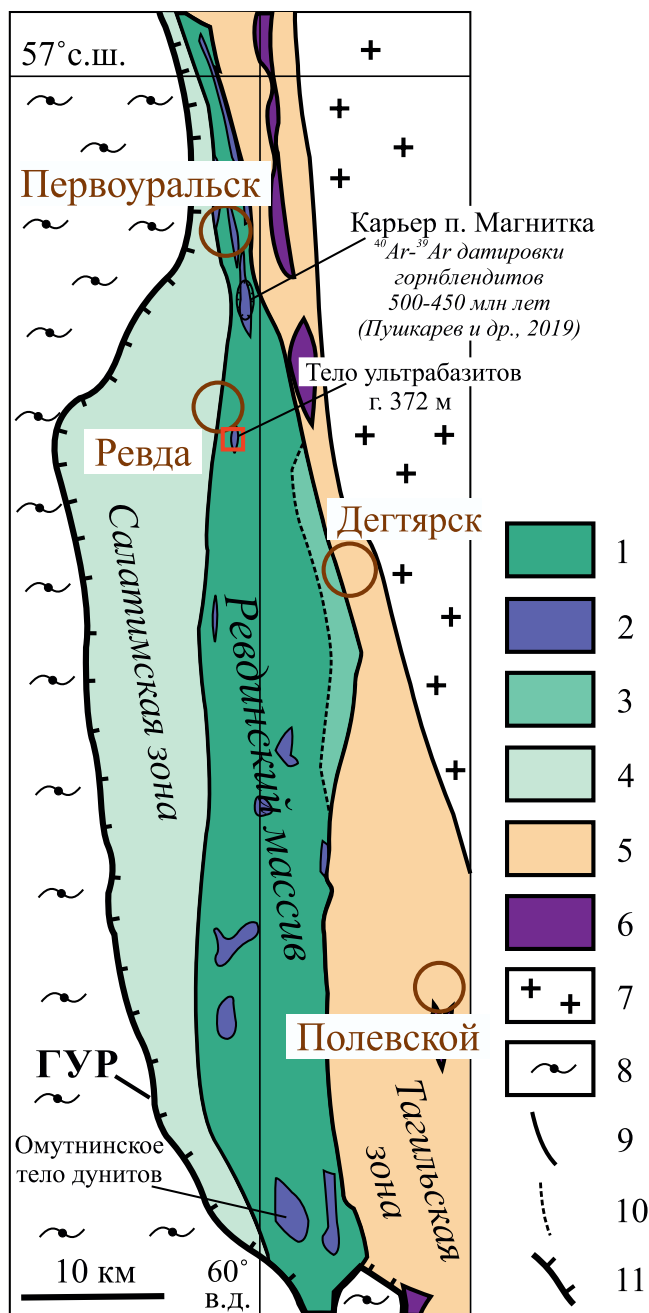


Рис. 1. Геологическая схема Ревдинского массива ППУ по данным (Петров и др., 2011; Водозазская и др., 2015; Калугина и др., 2017) с упрощениями и дополнениями и положение в ней интрузии амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

1, 2 – породы Ревдинского массива: 1 – габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро-амфиболиты; 2 – дуниты, верлиты, клинопироксениты, горнблендиты; 3 – фрагменты офиолитов (габбро, параллельные долеритовые дайки); 4 – метаморфизованные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы Салатимской зоны; 5 – вулканогенные и осадочные породы Тагильской палеоостроводужной зоны; 6 – тела серпентинитов Серовско-Маукского офиолитового пояса;

7 – гранитоиды Верх-Исетского массива; 8 – выступ кристаллических пород Западно-Уральской мегазоны; 9, 10 – границы: 9 – тектонические, 10 – предполагаемые; 11 – Главный уральский разлом (ГУР). Красным прямоугольником отмечено положение тела амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

Fig. 1. Schematic geological map of the Revdinskiy massif of the Ural Platinum Belt according to (Petrov et al., 2011; Vodolazskaya et al., 2015; Kalugina et al., 2017) and the position of the Schrisheimite Hill intrusion with simplifications and additions.

1, 2 – rocks of the Revdinskiy massif: 1 – gabbro, gabbro-norite, olivine gabbro, gabbro-amphibolite; 2 – dunite, wehrlite, clinopyroxenite, hornblende; 3 – fragments of ophiolites (gabbro, sheeted dike complex); 4 – metamorphosed volcanics and volcanogenic-sedimentary rocks of the Salatimskaya zone; 5 – volcanic and sedimentary rocks of the Tagil'skaya paleo-island arc zone; 6 – serpentinites of the Serovsko-Mauksky ophiolite belt; 7 – granit of the Verkh-Isetsy massif; 8 – crystalline rocks of the West Ural megazone; 9, 10 – boundaries: 9 – tectonic, 10 – assumed; 11 – Main Ural fault. The red rectangle marks the Schrisheimite Hill intrusion.

в плане тело ультрамафитов, сложенное преимущественно клинопироксенитами и серпентинизированными дунитами (Иванов, 1997).

Нами изучено тело ультрабазитов, сложенное амфиболовыми перидотитами (шрисгеймитами, клинопироксеновыми шрисгеймитами, амфиболовыми верлитами), оливинитами, амфиболовыми оливиновыми клинопироксенитами, залегающими среди метагаббро с телами горнблендитов в районе Шрисгеймитовой горки (56°46'67.7" с.ш., 59°57'65.8" в.д.) на юго-восточной окраине г. Ревды. Тело ультрабазитов расположено в западной части Ревдинского массива (см. рис. 1) среди метаморфизованных габброидов и амфиболитов.

Горнблендиты имеют достаточно широкое распространение в массивах ППУ (Высоцкий, 1913; Фоминых и др., 1974; Иванов, 1997; Ферштатер, 2013; Готтман, 2014; Пушкарев и др., 2019, 2020; Степанов и др., 2021; и др.), а также в аналогичных концентрически-зональных габбро-ультрамафитовых массивах мира (Himmelberg, Loney, 1995; Осипенко, 2002; и др.). Горнблендиты встречаются преимущественно в виде даек и цемента эруптивных брекчий, а также в виде отдельных интрузивных тел, ассоциирующих с клинопироксенитами и габброидами. Отмечается секущее положение горнблендитов по отношению к породам дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии (Иванов, 1997; Готтман, 2014; Пушкарев и др., 2020; и др.).

Амфиболовые перидотиты (шрисгеймиты, кортландиты) формируются в присутствии водного флюида в ультраосновной магме. По сравнению с пироксеновыми перидотитами (лерцолитами, гарцбургитами, верлитами) они пользуются гораздо меньшим распространением в базит-ультраба-

зитовых массивах складчатых поясов. В складчатых поясах амфиболовые перидотиты известны главным образом в некоторых расслоенных габбро-ультрабазитовых интрузиях. Примером могут служить шрисгеймиты Худолазовского комплекса (Южный Урал) (Холоднов и др., 2015; Рахимов, 2020), шрисгеймиты Шишимского массива (Средний Урал), относимого О.К. Ивановым (1984) к Сарановскому поясу, кортландиты и шрисгеймиты расслоенных массивов п-ова Камчатка (Кувалорогский, Дукусский, Восточно-Геофизический) (Селянгин, 2006; Новаков, 2019), шрисгеймиты Дюмталейского комплекса (п-ов Таймыр) (Комарова и др., 1999) и ряд других массивов. Известны находки амфиболовых перидотитов в массивах офиолитов и современной океанической коре. Так, например, амфиболовые и флогопитовые перидотиты имеются в массиве Финеро в Италии (Cawthorn, 1975; Raffone et al., 2006) и на о-ве Зебергед (Красное море) (Agrinier et al., 1993).

Находки шрисгеймитов упоминаются в некоторых массивах ППУ. Так, на горе Саранная в пределах Павдинского комплекса (Средний Урал) амфиболовые перидотиты (шрисгеймиты) с пойкилитовой структурой описаны Н.К. Высоцким (1913). Шрисгеймиты со ссылкой на находку О.К. Иванова кратко упоминаются для Качканарского массива (Средний Урал) (Лапин, 2005). Шрисгеймиты и оливиновые горнблендиты с пойкилитовой структурой известны в Чистопском массиве (Северный Урал) (Петров, 2019).

Однако детальные исследования описанных находок амфиболовых перидотитов в массивах Платиноносного пояса не проводились. Задача данной работы заключается в изучении перидотитов, закартированных в районе Шрисгеймитовой горки (в западной части Ревдинского массива), петролого-геохимических характеристик слагающих его пород и определении возраста амфиболовых ультрабазитов и горнблендитов в целях расширения имеющихся представлений о водном ультраосновном и базитовом магматизме в массивах ППУ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ на пороодообразующие окислы проведен методом РФА на EDX-8000. Элементный анализ осуществлен методом ICP-MS на NexION 300 (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН). Съемка изображений в режиме отраженных электронов (BSE) и энергодисперсионных спектров минералов в целях изучения минералого-петрографических особенностей образцов произведена на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA S6123 с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП

МИИ СО РАН) исследованы монофракции амфибола из двух проб: крупнозернистого пойкилитового шрисгеймита Б16-23-2 (56°46'67.3" с.ш., 59°57'66.2" в.д.) и крупно- и гигантозернистого плагиоклазсодержащего горнблендита (56°46'77.3" с.ш., 59°57'81.6" в.д.). В обеих пробах амфибол представлен высокотемпературными высокоглиноземистыми разновидностями (магнезиогастингсит-паргасит) и не подвергался существенным вторичным изменениям. Составы амфиболов приведены ниже в разделе “Петрография”.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование осуществлялось по методике, описанной в работах (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Минеральные фракции амфиболов были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески биотита МСА-11, подготовленного ВИМС в 1988 г. как стандартный К/Аг образец и аттестованного в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 (Baksi et al., 1996). Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона определен на масс-спектрометре “Micromass 5400”. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³. При расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (Steiger, Yager, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геологическое строение тела ультрабазитов.

Интрузия амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка ($\approx 400 \times 400$ м) имеет сложное строение, в ядре структуры находятся преимущественно шрисгеймиты и оливиниты, по периферии – верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты по мере удаления. На современном эрозионном срезе массив, вероятней всего, представлен апикальной частью глубинной ультрабазитовой интрузии. Границы массива осложнены серией разнонаправленных разломов, вследствие чего он имеет асимметричное строение. В центральной части тела выделяются тела амфиболовых перидотитов (преимущественно шрисгеймитов), окруженные с юга и востока амфиболовыми оливиновыми клинопироксенитами (рис. 2). Амфиболовые перидотиты обнажаются в многочисленных небольших коренных выходах в районе вершины горы и прослеживаются в элювии и редких коренных выхо-

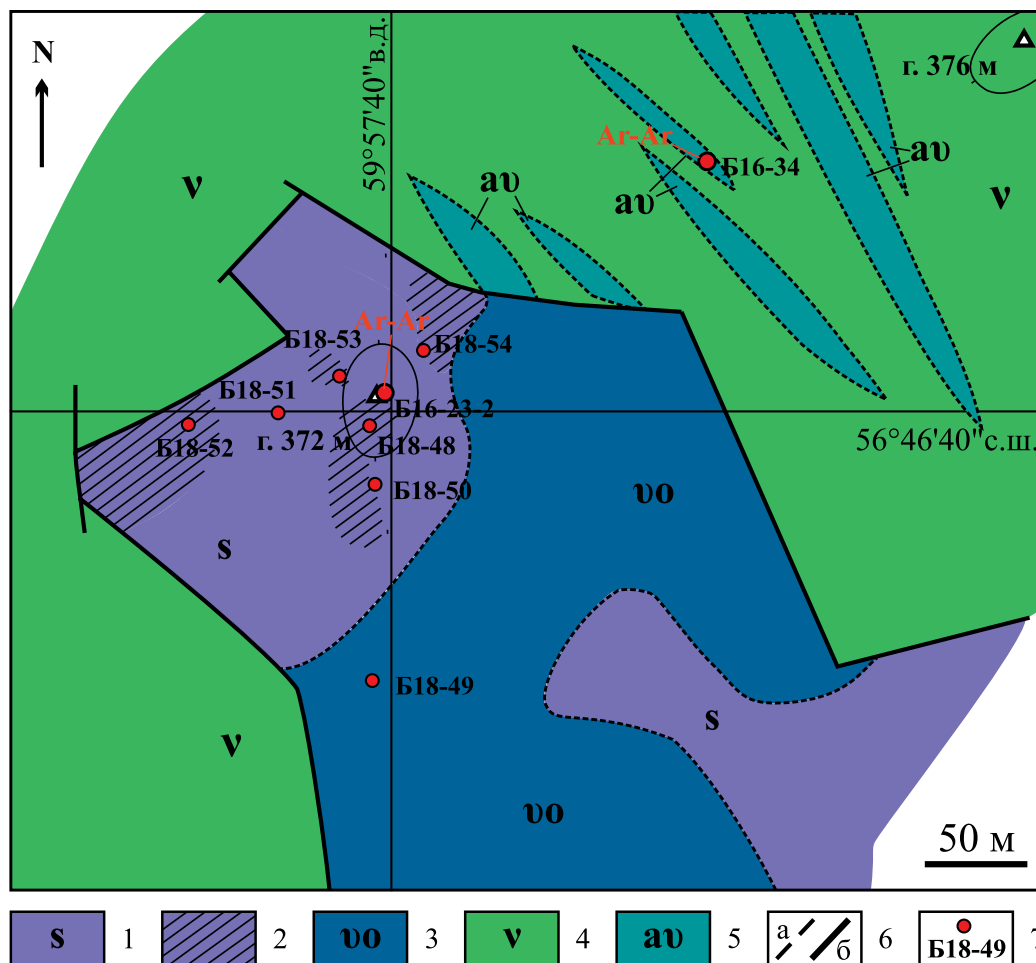


Рис. 2. Геологическая схема строения интрузии амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовая горка.

1 – амфиболовые перидотиты; 2 – амфиболовые перидотиты со шлирами мелкозернистых перидотитов; 3 – оливиниты; 4 – габбро и габбро-амфиболиты; 5 – горнблендиты; 6 – границы: а – предполагаемые, б – тектонические; 7 – точки отбора проб.

Fig. 2. Geological scheme of the amphibole ultramafic Schrisheimite Hill intrusion.

1 – amphibole peridotites; 2 – amphibole peridotites with the schliers of fine-grained peridotite; 3 – olivine pyroxenites; 4 – gabbro and gabbro-amphibolites; 5 – hornblende gabbro; 6 – boundaries: a – assumed, b – tectonic; 7 – sampling points.

дах к юго-востоку и северо-востоку от вершины. В телах крупнозернистых полосчатых амфиболовых перидотитов в ядре массива выделяются зоны со шлирами мелко- и среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов (рис. 3). На южном склоне горы по оливинитам образованы зернистые (зерна оливина 5–7 мм) сыпучие коры выветривания мощностью до 2.5 м. В северной и восточной частях участка на контакте с ультрабазитами и вблизи контакта их с габброидами картируется рой даек горнблендитов северо-западного простирания. Их контакты с вмещающими породами плохо прослеживаются из-за отсутствия естественных обнажений, крутопадающие контакты даек горнблендитов с габброидами северо-западного простирания

наблюдались в редких выработках на частных площадках строительных объектов. С горнблендитами ассоциируются амфиболовые габбро-пегматиты и плагиоклазиты в виде делювия небольших редких глыб. Контакты тела ультрабазитов с метагабброидами, по всей видимости, тектонические, что обусловлено выпадением из разреза концентрически-зонального массива амфиболовых клинопироксенитов и клинопироксенитов, слагающих краевые (надъядерные) части массива. Разломы северо-восточного простирания маркируются однонаправленными зонами трещиноватости, сопровождаемыми крутопадающими ветвящимися серпентин-магнетитовыми прожилками (мощностью до 10–12 мм). Местами контакты осложне-

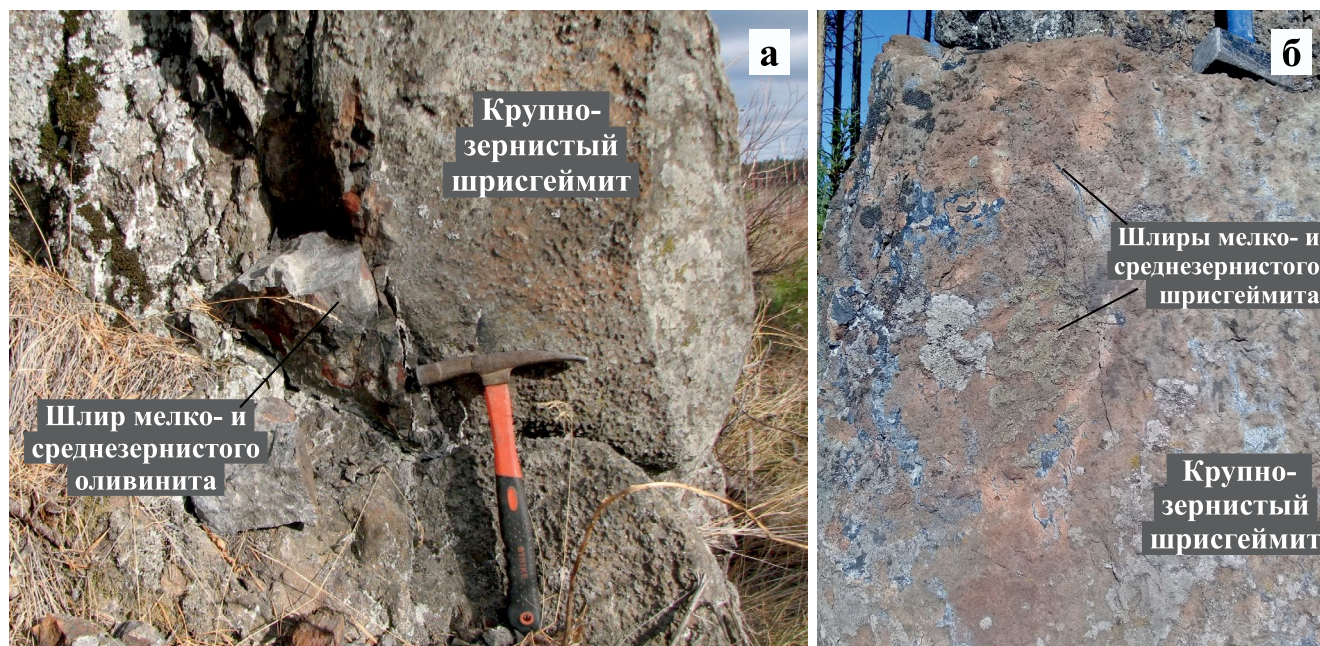


Рис. 3. Шлировые обособления мелко- и среднезернистых оливинитов (а) и мелко- и среднезернистых шрисгеймитов (б) среди крупнозернистых шрисгеймитов интрузии Шрисгеймитовая горка.

Fig. 3. Schlieren of fine-medium-grained olivinite (a) and fine-medium-grained schriesheimite (б) among coarse-grained schriesheimite at Schriesheimite Hill intrusion.

ны наличием линейных кор выветривания шириной первые десятки метров. Юго-восточная граница тела не прослежена, поскольку здесь ультрабазиты перекрываются площадной глинистой корой выветривания мощностью более 2 м, судя по изучению траншей на участках частной застройки.

Петрография. Амфиболовые перидотиты представлены полосчатыми шрисгеймитами с линзами оливинитов, имеющих ярко “рыжую” корку выветривания, клинопироксеновыми шрисгеймитами, один образец классифицируется как амфиболовый верлит. Амфиболовые перидотиты в большей части образцов имеют крупнозернистую гипидиоморфозернистую структуру. Краевые части гигантозернистых ойкокристаллов амфиболов (до 5–7 см) неровные, часто зубчатые, иногда “пилообразные” из-за того, что округлые зерна хадакристалла оливина (3–5 мм) выходят за пределы внешней каймы кристалла-хозяина. Магматогенная природа шрисгеймитов подтвердилась микроскопией: структурами распада магнетита и тонкими низкотемпературными каймами без них в краях амфибола. Оливин отчетливо идиоморфный, вплоть до образований пойкилитовых вкраплений в крупных зернах амфибола (рис. 4а). Содержание амфибола в шрисгеймитах варьируется от 20 до 45 об. % в гигантозернистых разностях. В некоторых образцах присутствует до 10 об. % клинопироксена и до 5 об. % ортопироксена.

В ряде обнажений среди крупнозернистых шрисгеймитов наблюдаются шлировые обособления массивных мелко- и среднезернистых шрисгеймитов, оливинитов и амфиболовых оливинитов, имеющие овальную форму и размер от 0.2 до 1 м по удлинению, с резкими неровными границами шливов (см. рис. 3). Оливиниты, как правило, содержат амфибол в качестве примеси (первые %), они визуально похожи на дуниты, но, в отличие от них, содержат вкрапленность магнетита, что хорошо диагностируется с помощью горного компаса при приближении его к породе, и подтверждается высокими (порядка 18–21 мас. %) содержаниями суммарного железа (см. табл. 1). Оливиниты и амфиболосодержащие оливиниты в самих шлирах и линзах имеют постепенные переходы и визуально практически не отличаются друг от друга по структуре и текстуре. Под микроскопом устанавливается развитие вторичных пластинчатых скоплений зерен магнетита, тяготеющих к секущим породе серпентинитовым прожилкам, а также образующих ориентированные в амфиболе мелкие кристаллы вблизи и параллельно их границам и под углом к ламелям минералов структуры распада (магнетит и ильменит). Мелко- и среднезернистые шрисгеймиты в шлирах (см. рис. 4в) аналогичны вмещающим крупнозернистым шрисгеймитам по составу минералов (оливин, амфибол, рудные минералы) и геохимическим особенностям. В них также наблюдается резкий идиоморф-

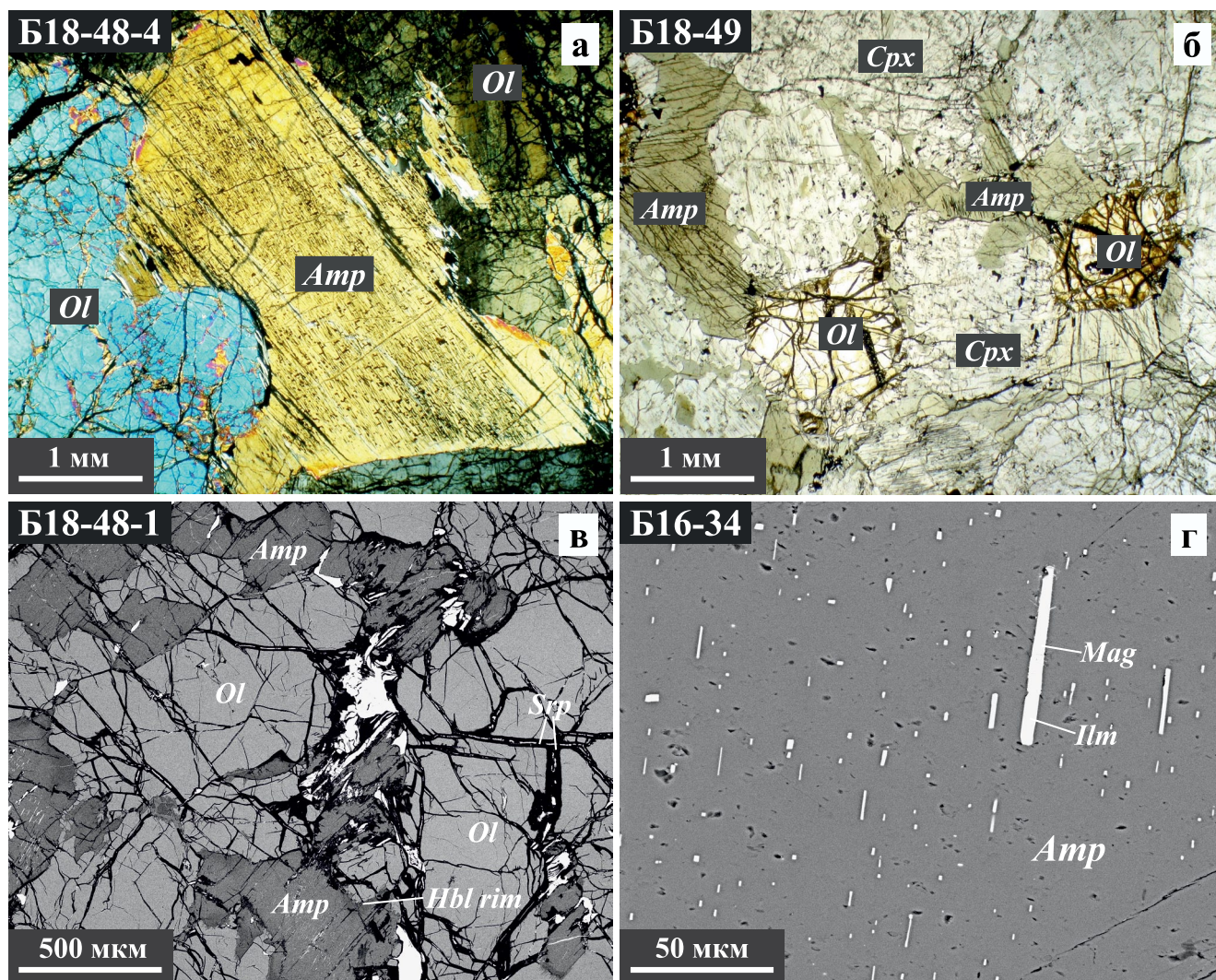


Рис. 4. Структура шрисгеймитов и ассоциирующих с ними ультрабазитов интрузии Шрисгеймитовая горка.

а – крупнозернистый шрисгеймит, структура пойкилитовая (B18-48-4); б – амфиболовый оливиновый клинопироксенит (B18-49); в – мелко- и среднезернистый шрисгеймит из шлирового обособления в крупнозернистых шрисгеймитах (B18-48-1); а, г – структура распада (*Mag*) в амфиболе (*Amp*) из шрисгеймита (а) и ильменита (*Ilm*) и магнетита из горнблендита (B16-34) (г). *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Hbl rim* – кайма низкотемпературного амфибола (актинолит-роговая обманка). а, б – фото в проходящем свете: а – с анализатором, б – без анализатора; в, г – изображения в отраженных электронах (BSE).

Fig. 4. Structure of ultramafic rocks of the Schrisheimite Hill intrusion.

а – coarse-grained schriesheimite, poikilitic texture (B18-48-4); б – olivine clinopyroxenite (B18-49); в – fine-medium-grained schriesheimite from schlieren in coarse-grained schriesheimite (B18-48-1); а, г – structure of decomposition of ilmenite (*Ilm*) and magnetite (*Mag*) into amphibole (*Amp*) from hornblendite (B16-34). *Ol* – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Hbl rim* – rim of low-temperature amphibole (actinolite-hornblende). а, б – photo in transmitted light: а – with analyzer, б – without analyzer; в, г – images in back-scattered electrons (BSE).

физм оливина по отношению к амфиболу, вплоть до образования пойкилитовых структур.

Оливин (Fe_{23}) как в крупнозернистых, так и в мелко- и среднезернистых шрисгеймитах характеризуется выдержанным химическим составом. Местами в зернах оливина присутствует мелкий агрегат неправильных зерен и пластинок бурого ми-

нерала без спайности, который по облику и цвету можно отнести к идингситу (?). Амфибол во всех изученных образцах шрисгеймитов соответствует магнезиогастингситу, близкому к паргаситу. Средний состав амфибола, мас. %: SiO_2 – 43.4 ± 0.6 , TiO_2 – 1.2 ± 0.2 , Al_2O_3 – 14.2 ± 0.6 , FeO – 8.0 ± 0.4 , MgO – 16.1 ± 0.3 , CaO – 12.5 ± 0.3 , Na_2O – 2.1 ± 0.1 ,

$K_2O - 0.4 \pm 0.1$ (N = 20, в трех образцах). В амфиболе наблюдаются структуры распада в виде ламелей магнетита. *Клинопироксен* представлен диопсидом (En_{45} , Fs_{55} , Wo_{50}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 52.3 \pm 0.8$, $TiO_2 - 0.4 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 2.5 \pm 0.8$, $FeO - 4.4 \pm 0.4$, $MgO - 15.7 \pm 0.5$, $CaO - 24.5 \pm 0.3$ (N = 11). *Ортопироксен* представлен гиперстеном (Fs_{24}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 53.1 \pm 0.4$, $Al_2O_3 - 3.4 \pm 0.5$, $FeO - 15.1 \pm 0.8$, $MgO - 27.0 \pm 0.9$, $CaO - 1.8 \pm 0.5$ (N = 5). В некоторых образцах шприсгеймитов встречены единичные небольшие пластинки *флогопита*. Особенность оливинитов и шприсгеймитов из шпиров – присутствие в оливине микроскопических обильных вторичных разноориентированных микроскопических игольчатых включений, по составу близких к тремолииту. Акцессорные минералы шприсгеймитов: магнетит, ильменит, шпинель, халькозин, борнит, кобальтсодержащий пентландит, милерит, кобальтсодержащий виоларит. *Ильменит* содержит примесь MnO в пределах 6–11 мас. %. *Шпинель* встречается в сростании с ильменитом на контактах зерен оливина и амфибола, характерен промежуточный состав между шпинелью и герценином, средний состав, мас. %: $Al_2O_3 - 61.6 \pm 0.4$, $Cr_2O_3 - 1.1 \pm 0.1$, $FeO - 21.6 \pm 0.6$, $MgO - 14.0 \pm 0.4$ (N = 3).

Амфиболовые оливиновые клинопироксениты имеют среднезернистую текстуру и состоят (об. %): из диопсида (70–80), оливина (Fa_{26}) (~10–15) и амфибола (5–15) (см. рис. 4б). *Амфибол* ксеноморфный по отношению к оливину и диопсиду. По номенклатуре амфибол соответствует *паргаситу*, средний состав, мас. %: $SiO_2 - 43.5 \pm 0.7$, $TiO_2 - 1.4 \pm 0.2$, $Al_2O_3 - 14.1 \pm 0.6$, $FeO - 8.7 \pm 0.3$, $MgO - 15.2 \pm 0.3$, $CaO - 12.7 \pm 0.2$, $Na_2O - 1.8 \pm 0.1$, $K_2O - 0.4 \pm 0.1$ (N = 4). *Клинопироксен* представлен диопсидом (En_{43} , Fs_6 , Wo_{51}), средний состав, мас. %: $SiO_2 - 50.3 \pm 0.5$, $TiO_2 - 0.5 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 4.6 \pm 0.7$, $Cr_2O_3 - 0.3 \pm 0.1$, $FeO - 5.6 \pm 0.4$, $MgO - 14.5 \pm 0.2$, $CaO - 23.9 \pm 0.3$ (N = 5). Часто встречаются включения зерен оливина и клинопироксена в амфиболе. В качестве акцессорного минерала присутствуют тонкие зерна магнетита.

Вторичные изменения в шприсгеймитах и амфиболовых оливиновых клинопироксенитах проявлены слабо. Оливин по трещинам частично замещается серпентином (лизардит, местами хризотил) с тонкими прожилками тонкодисперсного магнетита. Клинопироксен по периферии и трещинам спайности в небольшой степени замещается низкотемпературным амфиболом, отвечающим по составу чермакиту – магнезиальной роговой обманке. Высокотемпературный амфибол зонален, местами встречены тонкие “чистые” каймы (десятые доли мм) с отсутствием следов распада магнетита (см. рис. 4а), представленные низкотемпературным амфиболом (магнезиальная роговая обманка – тремолит). По ильмениту развивается титанит. Сульфиды замещаются гипергенными гидроокислами железа. В метасоматических серпентиновых прожилках встречаются клиноцоизит и хлорит. Толщина прожилков от 3 до 12 мм, в центральной части они обычно сложены магнетитом.

Горнблендиты имеют крупно- и гигантозернистую структуру. Помимо амфибола в них встречается до 5–10 об. % плагиоклаза, ксеноморфного по отношению к амфиболу и полностью замещенного соссюритом. *Амфибол* в горнблендитах представлен магнезиогастингситом, близким к полю состава паргасита, средний состав, мас. %: $SiO_2 - 43.0 \pm 0.5$, $TiO_2 - 1.3 \pm 0.1$, $Al_2O_3 - 14.4 \pm 0.5$, $FeO - 8.3 \pm 0.1$, $MgO - 15.9 \pm 0.3$, $CaO - 12.2 \pm 0.1$, $Na_2O - 2.2 \pm 0.1$, $K_2O - 0.4 \pm 0.1$. В амфиболе присутствуют структуры распада твердого раствора в виде ориентированных тонких ламелей магнетита и ильменита (см. рис. 4в). Помимо соссюритизации в горнблендите наблюдается незначительное присутствие вторичных минералов клиноцоизита и хлорита, местами развивающихся по трещинам спайности в амфиболе. Акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом, замещаемым титанитом.

Вмещающие породы хорошо обнажены в трех небольших карьерах в районе горы с отм. 378 м, разрабатываемых как местный строительный бутовый камень. Представлены они габбро, габбро-амфиболитами, реже – габбро-долеритами. Габбро и габбро-долериты характеризуются преимущественно массивной текстурой, мелкозернистой или среднезернистой офитовой структурой, отмечается полосчатость в зонах их бластомилонитизации. Редкие поздние дайки долеритов мощностью от 2 до 0.5 м, зафиксированные до застройки склонов домами, имеют СЗ простирание. Породы сложены амфиболом, амфиболлизированным пироксеном и соссюритизированным плагиоклазом. Низкотемпературные метаморфогенные минералы представлены эпидотом и хлоритом. Для амфиболитов характерна тонко- и мелкозернистая гранонематобластовая структура, сланцеватая и полосчатая текстуры, они сложены соссюритизированным плагиоклазом и амфиболом.

Геохимия (табл. 1–5). Все амфиболовые перидотиты (шприсгеймиты, клинопироксеновые шприсгеймиты и амфиболовые верлиты) из тела ультрабазитов Шприсгеймитовая горка характеризуются достаточно близким химическим и элементным составом (см. табл. 1, 3, 4). Отмечается высокое содержание $FeO + Fe_2O_3$ в шприсгеймитах – в пределах 17.6–21.5 мас. %. В мелкозернистых шприсгеймитах в шпире наблюдается пониженное содержание хрома (от 42 до 170 г/т) по сравнению с его более высокими содержаниями в амфиболовых верлитах (591 г/т) и амфибол-оливиновых клинопироксенитах (550–750 г/т). Значение соотношения Na_2O/K_2O – от 5.5 до 10 – хорошо соотносится с весьма низким содержанием флогопита в шприсгеймитах.

Таблица 1. Химический состав амфиболовых перидотитов интрузии Шрисгеймитовая горка (Ревдинский массив)
Table 1. Chemical composition of amphibole peridotites of the Schrisheimite Hill intrusion (Revdinsky massif)

Компонент	Шрисгеймит							Шрисгеймит клинопироксеновый			Верлит амфибо- ловый	Шрисгеймит мелко- и средне- зернистый	
	Образцы												
	Б16-23-2	Б16-25	Б18-39	Б18-48-3	Б18-48-4	Б18-50	Б18-51	Б16-20	Б18-54	Б18-53	Б16-26	Б18-48-1	Б18-48-2
P ₂ O ₅	0.01	0.05	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	0.01	Н. п. о.	Н. п. о.	0.01	Н. п. о.	0.10
SiO ₂	37.55	36.92	37.7	37.5	39.2	38.3	36.4	37.43	37.8	38.2	41.26	36.7	37.2
TiO ₂	0.57	0.24	0.55	0.35	0.35	0.38	0.43	0.59	0.55	0.31	0.37	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	5.34	2.70	5.16	3.37	3.76	3.76	3.52	5.11	4.96	3.41	3.67	3.02	2.30
Fe ₂ O ₃	9.3	11.5	8.90	11.2	8.73	10.5	12.6	11.2	11.1	10.7	8.4	9.63	9.87
FeO	9.1	8.5	10.3	8.9	8.9	7.5	6.8	8.8	8.5	8.8	5.2	11.3	11.6
MnO	0.24	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.26	0.18	0.28	0.27
MgO	27.94	31.86	27.1	29.2	27.9	27.4	28.6	27.30	27.3	29.3	25.71	31.3	31.9
CaO	4.05	2.80	4.25	4.27	6.01	5.04	4.42	4.14	4.21	3.89	9.05	2.19	1.69
Na ₂ O	0.54	0.33	0.74	0.46	0.39	0.40	0.53	0.63	0.65	0.44	0.22	0.47	0.38
K ₂ O	0.10	0.04	0.11	0.05	0.05	0.04	0.06	0.11	0.10	0.05	0.03	0.06	0.05
П.п.п.	5.1	4.7	3.9	3.8	3.9	6.1	6.0	4.2	4.1	4.2	5.8	3.9	3.8
Сумма	99.79	99.85	99.0	99.5	99.4	99.6	99.7	99.78	99.5	99.5	99.93	99.2	99.2
$\frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})_{\text{мол}}}$	0.26	0.25	0.27	0.27	0.25	0.26	0.26	0.28	0.28	0.26	0.22	0.26	0.27

Примечание. Здесь и далее н. п. о. – содержание элемента ниже предела обнаружения, н. о. – не обнаружен.

Note. Hereinafter, н. п. о. – the content of the element is below the detection limit, н. о. – not detected.

Таблица 2. Химический состав амфиболовых оливиновых клинопироксенитов, горнблендитов и вмещающих габброидов интрузии Шрисгеймитовая горка

Table 2. Chemical composition of clinopyroxenite, hornblendite and host gabbro of the Schrisheimite Hill intrusion

Компонент	Клинопироксенит амфиболовый оливиновый			Горнблендит			Габбро	Габбро-долерит			Амфиболит		
	Образцы												
	Б16-25-1	Б16-33	Б18-49	Б16-34	Б16-35	Б-18-44	Б-18-42	Б16-37	Б16-38	Б18-54-1	Б16-36	Б16-38-1	Б-18-47
P ₂ O ₅	0.01	0.01	Н. п. о.	0.00	0.00	0.051	0.23	0.15	0.10	Н. п. о.	0.20	0.00	0.43
SiO ₂	47.55	48.03	45.5	40.54	41.30	40.9	45.2	44.98	43.52	36.3	44.73	37.70	48.4
TiO ₂	0.47	0.43	0.61	1.63	2.20	2.32	1.01	1.00	1.12	1.46	1.13	1.84	1.16
Al ₂ O ₃	5.20	4.63	5.25	13.16	14.10	13.1	15.7	16.59	16.46	17.9	15.97	16.94	15.5
Fe ₂ O ₃	6.1	6.0	6.15	10.4	6.2	7.12	6.93	9.3	9.2	8.54	8.9	13.3	7.58
FeO	4.2	4.2	6.1	5.0	4.5	8.1	7.7	5.3	6.0	7.4	5.6	3.5	6.4
MnO	0.18	0.18	0.22	0.16	0.10	0.20	0.23	0.22	0.22	0.14	0.25	0.16	0.22
MgO	16.70	16.79	18.4	13.52	13.49	10.9	5.75	5.89	6.92	7.56	6.88	7.89	4.59
CaO	17.08	17.39	14.7	11.46	13.44	12.7	11.1	10.95	9.57	15.3	10.60	14.63	9.21
Na ₂ O	0.50	0.52	0.74	1.67	1.23	1.54	2.22	2.04	2.40	0.71	2.49	1.03	2.44
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.25	0.50	0.39	0.33	0.22	0.74	0.13	0.08	0.15	0.73
П.п.п.	1.8	1.6	1.9	2.1	2.8	2.1	3.0	3.2	3.6	4.3	3.0	2.7	3.1
Сумма	99.82	99.85	99.6	99.84	99.86	99.4	99.5	99.84	99.83	99.7	99.83	99.85	99.7
$\frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})_{\text{мол}}}$	0.25	0.24	0.26	0.37	0.30	0.43	0.58	0.57	0.54	0.53	0.53	0.52	0.62

Таблица 3. Элементный состав амфиболовых перидотитов интрузии Шрисгеймитовая горка**Table 3.** Element composition of amphibole peridotite of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Шрисгеймит							Шрисгеймит мелко- и среднезернистый	
	Образцы								
	Б16-23-2	Б16-25	Б-18-39	Б18-48-3	Б18-48-4	Б18-50	Б18-51	Б18-48-1	Б18-48-2
Sc	23	22	33	26	35	32	29	13	8
Ti	2396	1176	3014	1294	1521	1587	1733	977	488
V	154	87	140	102	125	124	129	67	34
Cr	42	89	51	144	169	139	142	52	42
Mn	1516	2085	1379	1631	1632	1559	1662	1757	1628
Co	127	170	104	129	118	117	124	145	145
Ni	250	340	237	231	208	208	211	255	256
Cu	93	60	61	66	85	68	30	52	31
Zn	50	76	49	51	72	57	48	58	55
Ga	3.5	2.2	3.3	2.3	2.7	2.8	2.7	1.9	1.6
Ge	1.2	1.4	0.94	0.96	1.0	1.0	0.99	0.88	0.86
As	1.0	2.6	0.24	0.29	1.4	1.4	0.18	0.61	0.32
Se	Н. п. о.	Н. п. о.	0.11	0.27	0.32	0.29	0.28	0.19	0.23
Rb	0.43	0.26	0.31	0.81	1.0	0.98	1.1	0.97	0.65
Sr	63	27	63	26	27	23	40	32	28
Y	3.5	2.1	3.4	2.2	2.6	2.9	2.6	1.7	1.2
Zr	3.5	6.3	3.5	2.8	3.1	3.3	2.6	3.0	3.4
Nb	0.22	0.13	0.23	0.64	0.22	0.43	0.34	0.42	0.52
Mo	0.11	0.14	0.12	0.78	0.52	0.56	0.49	1.1	0.86
Ag	0.054	0.030	0.037	0.029	0.019	0.022	0.015	0.016	0.014
Cd	0.024	0.14	0.019	0.070	0.36	0.25	0.031	0.13	0.057
Sn	0.14	0.096	0.11	0.092	0.13	0.13	0.12	0.076	0.067
Sb	Н.п.о.	0.066	0.006	0.015	0.11	0.10	0.004	0.031	0.013
Te	0.088	0.10	Н/о	0.025	0.047	0.029	2.12	0.031	0.050
Cs	0.023	0.007	0.013	0.005	0.011	0.008	0.012	0.007	0.004
Ba	35	14	23	20	26	17	22	22	19
La	0.39	0.26	0.31	0.35	0.33	0.39	0.34	0.34	0.52
Ce	1.2	0.76	0.98	0.91	0.92	1.0	0.72	0.87	1.2
Pr	0.22	0.13	0.20	0.15	0.16	0.19	0.15	0.14	0.16
Nd	1.4	0.72	1.3	0.86	0.97	1.1	0.92	0.75	0.75
Sm	0.53	0.27	0.51	0.32	0.38	0.41	0.37	0.26	0.20
Eu	0.24	0.114	0.20	0.13	0.15	0.17	0.15	0.10	0.078
Gd	0.73	0.35	0.67	0.43	0.52	0.56	0.51	0.33	0.25
Tb	0.12	0.056	0.11	0.067	0.081	0.088	0.080	0.049	0.035
Dy	0.77	0.35	0.71	0.44	0.54	0.58	0.53	0.33	0.23
Ho	0.16	0.076	0.15	0.091	0.11	0.12	0.11	0.069	0.048
Er	0.42	0.22	0.42	0.26	0.31	0.34	0.31	0.20	0.14
Tm	0.058	0.030	0.059	0.035	0.041	0.045	0.039	0.027	0.020
Yb	0.36	0.19	0.35	0.21	0.26	0.28	0.24	0.18	0.13
Lu	0.051	0.028	0.050	0.030	0.036	0.041	0.036	0.026	0.022
Hf	0.15	0.14	0.15	0.11	0.14	0.14	0.11	0.11	0.10
Ta	0.016	0.010	0.037	0.013	0.012	0.012	0.010	0.019	0.016
W	0.008	0.037	0.039	0.13	0.077	0.076	0.062	0.093	0.085
Tl	Н. п. о.	0.004	0.037	0.002	0.006	0.006	0.002	0.003	0.002
Pb	0.23	4.5	0.61	1.3	11	6.5	0.16	3.1	0.53
Bi	0.009	0.026	0.003	0.003	0.033	0.027	0.001	0.009	0.001
Th	0.020	0.041	0.021	0.027	0.026	0.025	0.015	0.034	0.042
U	0.029	0.015	0.043	0.028	0.038	0.052	0.016	0.011	0.017

Таблица 4. Элементный состав амфиболовых перидотитов, амфиболовых оливиновых клинопироксенитов и горнблендитов интрузии Шрисгеймитовая горка

Table 4. Element composition of amphibole peridotite, clinopyroxenite and hornblendite of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Шрисгеймит клинопироксеновый			Верлит амфиболовый	Клинопироксенит амфиболовый оливиновый			Горнблендит		
	Образцы									
	Б16-20	Б18-54	Б18-53	Б16-26	Б16-25-1	Б16-33	Б18-49	Б16-34	Б16-35	Б-18-44
Sc	25	27	20	48	69	63	63	57	81	74
Ti	2639	2279	1224	2068	2543	2136	2975	8357	11087	13659
V	164	155	91	155	218	192	234	491	459	427
Cr	37	69	100	591	550	530	755	2.9	239	62
Mn	1651	1645	1649	1396	1144	1033	1263	1033	590	1054
Co	138	131	129	109	58	55	67	53	49	45
Ni	283	239	226	250	126	121	163	43	78	39
Cu	72	56	25	12	11	8.5	17	317	72	100
Zn	54	48	47	41	26	23	40	43	32	58
Ga	3.7	3.4	2.5	3.5	5.1	4.6	5.4	11	9.4	11
Ge	1.2	1.0	0.98	1.6	1.8	1.8	1.4	1.5	1.4	1.3
As	0.93	0.23	0.21	0.61	0.55	0.55	0.85	1.1	1.2	0.17
Se	Н. п. о.	0.32	0.24	Н. п. о.	Н. п. о.	Н. п. о.	0.36	Н. п. о.	Н. п. о.	0.50
Rb	0.41	1.2	1.0	0.31	0.45	0.38	1.7	0.84	1.54	1.1
Sr	72	56	31	24	41	41	56	210	227	222
Y	3.9	3.4	2.2	3.5	6.0	5.1	6.0	14	8.6	14
Zr	3.4	3.1	3.2	4.2	6.1	5.1	7.6	12	10	16
Nb	0.22	0.27	0.39	0.15	0.13	0.090	0.54	1.0	1.0	1.8
Mo	0.12	0.36	0.43	0.11	0.10	6.1	0.53	0.076	0.11	0.044
Ag	0.054	0.018	0.006	0.033	Н. п. о.	Н. п. о.	0.082	0.088	0.048	0.080
Cd	0.035	0.028	0.021	0.038	0.10	0.067	0.13	0.098	0.041	0.063
Sn	0.13	0.10	0.077	0.13	0.21	0.19	0.23	0.52	0.50	0.46
Sb	0.015	0.005	0.007	Н. п. о.	0.020	Н. п. о.	0.048	0.019	0.019	0.004
Te	0.064	0.020	0.029	0.055	0.067	0.028	0.017	0.055	0.017	Н. о.
Cs	0.015	0.010	0.006	0.034	0.019	0.016	0.018	0.011	0.008	0.0043
Ba	38	26	16	18	21	15	17	88	109	77
La	0.50	0.44	0.35	0.33	0.64	0.42	0.56	0.93	1.2	1.7
Ce	1.1	0.92	0.95	1.1	2.1	1.7	1.8	3.7	4.3	5.6
Pr	0.24	0.21	0.16	0.21	0.42	0.35	0.36	0.82	0.80	1.2
Nd	1.5	1.24	0.90	1.4	2.7	2.2	2.2	5.6	4.9	6.9
Sm	0.58	0.47	0.32	0.53	1.1	0.89	0.90	2.3	1.8	2.4
Eu	0.26	0.19	0.13	0.22	0.43	0.36	0.34	0.90	0.79	0.91
Gd	0.80	0.64	0.42	0.71	1.3	1.1	1.2	2.9	2.3	2.9
Tb	0.13	0.099	0.064	0.12	0.22	0.18	0.18	0.48	0.34	0.45
Dy	0.79	0.65	0.43	0.75	1.4	1.2	1.2	3.1	2.1	2.9
Ho	0.17	0.13	0.089	0.15	0.28	0.24	0.24	0.65	0.42	0.59
Er	0.47	0.38	0.25	0.40	0.78	0.65	0.68	1.8	1.1	1.6
Tm	0.063	0.051	0.035	0.055	0.11	0.088	0.091	0.24	0.13	0.22
Yb	0.38	0.31	0.22	0.32	0.65	0.55	0.55	1.6	0.80	1.3
Lu	0.054	0.044	0.032	0.045	0.088	0.073	0.079	0.20	0.11	0.19
Hf	0.15	0.15	0.12	0.17	0.30	0.25	0.36	0.59	0.54	0.75
Ta	0.016	0.013	0.011	0.014	0.013	0.010	0.017	0.053	0.088	0.15
W	0.011	0.055	0.058	0.009	0.018	0.012	0.12	0.080	0.075	0.009
Tl	0.005	0.002	0.001	Н. п. о.	0.004	0.004	0.004	0.005	0.008	0.023
Pb	0.23	0.14	0.14	0.10	0.25	0.17	3.6	0.58	0.38	0.40
Bi	0.008	0.001	0.001	0.009	0.006	0.010	0.016	0.015	0.008	0.001
Th	0.022	0.016	0.016	0.015	0.023	0.018	0.032	0.014	0.030	0.032
U	0.10	0.022	0.007	0.009	0.037	0.012	0.013	0.024	0.027	0.016

Таблица 5. Элементный состав вмещающих габброидов интрузии Шрисгеймитовая горка**Table 5.** Element composition of host gabbro of the Schrisheimite Hill intrusion

Элемент	Габбро	Габбро-долерит			Амфиболит		
	Образцы						
	Б-18-42	Б16-37	Б16-38	Б18-54-1	Б16-36	Б16-38-1	Б-18-47
Sc	38	25	27	44	23	30	40
Ti	5889	5048	5181	6876	5738	8876	7425
V	279	296	302	513	294	430	242
Cr	15	13	14	37	14	15	15
Mn	1247	1321	1303	859	1540	970	1271
Co	32	33	33	46	34	40	24
Ni	13	14	16	16	13	15	11
Cu	78	99	81	154	115	88	74
Zn	56	54	54	40	63	43	70
Ga	14	15	15	15	15	14	14
Ge	1.2	1.4	1.3	1.0	1.5	1.3	1.3
As	0.23	1.4	1.5	0.18	1.6	1.9	1.5
Se	0.31	Н. п. о.	Н. п. о.	0.53	Н. п. о.	Н. п. о.	0.48
Rb	1.3	1.09	4.29	2.5	0.45	0.79	4.8
Sr	359	405	361	275	398	479	297
Y	10	9.0	6.6	4.1	7.4	9.5	19
Zr	4.2	6.1	2.4	2.3	3.5	5.4	12
Nb	0.35	0.65	0.39	0.23	0.16	1.0	4.1
Mo	0.16	0.20	0.17	0.54	0.18	0.092	0.45
Ag	0.027	0.056	0.037	0.043	0.033	0.053	0.13
Cd	0.068	0.11	0.093	0.032	0.13	0.057	0.086
Sn	0.20	0.28	0.22	0.14	0.24	0.28	0.33
Sb	0.010	0.013	Н. п. о.	0.005	0.021	Н. п. о.	0.28
Te	Н. о.	0.007	0.015	0.029	0.021	0.009	Н. о.
Cs	0.042	0.098	0.36	0.26	0.065	0.032	0.15
Ba	58	72	177	21	33	51	173
La	2.2	3.2	1.6	0.12	2.1	0.55	8.5
Ce	5.7	7.7	4.0	0.37	5.7	2.2	19
Pr	0.99	1.2	0.65	0.10	0.90	0.53	3.3
Nd	5.5	5.9	3.6	0.81	5.1	3.7	16
Sm	1.7	1.7	1.1	0.45	1.5	1.5	4.1
Eu	0.72	0.81	0.75	0.27	0.74	0.71	1.2
Gd	2.0	1.9	1.4	0.70	1.7	1.9	3.9
Tb	0.31	0.29	0.21	0.12	0.26	0.31	0.57
Dy	2.0	1.9	1.5	0.82	1.6	2.0	3.6
Ho	0.42	0.39	0.30	0.17	0.33	0.41	0.76
Er	1.2	1.1	0.88	0.46	0.90	1.1	2.2
Tm	0.17	0.16	0.13	0.058	0.12	0.15	0.31
Yb	1.0	1.1	0.85	0.34	0.77	0.92	2.0
Lu	0.16	0.15	0.12	0.046	0.11	0.12	0.31
Hf	0.20	0.25	0.13	0.15	0.17	0.30	0.54
Ta	0.035	0.041	0.024	0.006	0.013	0.054	0.31
W	0.028	0.032	0.018	0.083	0.027	0.021	0.27
Tl	0.026	0.013	0.015	0.003	0.008	0.022	0.035
Pb	0.43	1.5	0.64	0.11	1.1	0.19	2.1
Bi	0.001	0.012	0.012	Н/о	0.008	0.003	0.004
Th	0.031	0.062	0.007	0.001	0.032	0.006	0.50
U	0.016	0.031	0.006	Н/о	0.018	0.017	0.096

Во всех образцах амфиболовых перидотитов наблюдаются похожие пологие спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), сумма РЗЭ – 3.5–7.1 г/т, $La_n/Yb_n = 0.6–1.2$ (рис. 5а). В пробах наблюдается дефицит большинства высокозарядных некогерентных элементов (HFSE) (Zr, Hf, Ta, Nb, Th), а также Rb, при этом породы обогащены Ti, U и некоторыми крупноионными некогерентными элементами (LILE) (Ba, Sr, в некоторых пробах Cs) (рис. 5б). Изученные шрисгеймиты обеднены легкими РЗЭ и несколько обеднены некогерентными литофильными элементами по сравнению с типичными верлитами массивов ППУ по данным (Ферштатер, 2013).

В двух пробах мелко- и среднезернистых шрисгеймитов из шлиров наблюдается аналогичное вмещающим крупнозернистым шрисгеймитам распределение некогерентных элементов с небольшим обеднением средними и тяжелыми РЗЭ. Сумма РЗЭ – 3.7–3.8 г/т, $La_n/Yb_n = 1.3–2.7$ (см. рис. 5а), отсутствует положительная аномалия по U (см. рис. 5б).

Амфиболовые оливиновые клинопироксениты содержат 46–48 мас. %, SiO_2 , $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.24–0.26$, характеризуются Ω -образным спектром распределения РЗЭ с обогащением в области средних лантаноидов, сумма РЗЭ – 10–12 г/т, $La_n/Yb_n = 0.5–0.7$, $Sm_n/La_n = 2.6–3.4$ (см. табл. 2, 4, рис. 5в). В амфиболовых оливиновых клинопироксенитах отмечаются более высокие содержания некогерентных литофильных элементов, чем в амфиболовых перидотитах, при сходном характере их распределения: дефицит HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb, Th), обогащение Ti, U и некоторыми LILE (Ba, Sr, Cs) (рис. 5г). По сравнению с амфиболовыми перидотитами в оливиновых клинопироксенитах наблюдается более выраженный Ta, Nb минимум. Изученные клинопироксениты несколько обеднены некогерентными литофильными элементами, по сравнению с типичными клинопироксенитами массивов ППУ по данным (Ферштатер, 2013), при близком характере распределения редких элементов.

В горнблендитах содержание SiO_2 составляет 41 мас. %, $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.30–0.43$. Горнблендиты имеют Ω -образный спектр распределения РЗЭ, сумма РЗЭ – 21–29 г/т, $La_n/Yb_n = 0.2–3.0$, $Sm_n/La_n = 2.3–4.0$ (см. табл. 2, 4, рис. 5в). Горнблендиты, по сравнению с амфиболовыми перидотитами и клинопироксенитами, характеризуются общим обогащением некогерентными литофильными элементами, в них также наблюдается обеднение некоторыми HFSE (Zr, Hf, Th) и обогащение Ti, Sr, Ba (см. рис. 5г). Однако в горнблендитах отсутствует Ta-Nb минимум.

Вмещающие габброиды (габбро, габбро-долериты, амфиболиты) характеризуются несколько большим разбросом составов (см. табл. 2, 5), повышенным значением отношения $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} = 0.52–0.62$.

В габброидах наблюдаются различные по форме спектры распределения РЗЭ (слабодифференцированные и Ω -образные), сумма РЗЭ – 5–66 г/т, $La_n/Yb_n = 0.2–3.0$, в некоторых пробах отмечается слабая положительная Eu-аномалия, $Eu_n/Eu_n^* = 0.9–1.8$ (см. рис. 5д). По всей видимости, это связано с различной степенью внутрикамерной дифференциации при формировании данных габброидов. По сравнению с базальтами СОХ в изученных габброидах наблюдается дефицит HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U) и обогащение LILE (Ba, Sr, Cs) (рис. 5е). В целом изученные нами габброиды близки к типичным габбро массивов ППУ (Ферштатер, 2013).

Геохронология. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастной спектр для амфибола из горнблендита (обр. Б16-34) приведен на рис. 6а. На графике отчетливо выделяется кондиционное плато, характеризующееся значением 437.2 ± 6.7 млн лет, которому соответствует 95% выделенного аргона. Можно предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия изотопной K/Ar системы минерала.

Впервые полученный $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастной спектр для амфибола из шрисгеймита (обр. Б16-32-2) приведен на рис. 6б. В высокотемпературной части спектра, после повышенных значений возраста, наблюдается ступень, характеризующаяся значением возраста 536 ± 17 млн лет и 70% выделенного ^{39}Ar . Несмотря на значительную долю в спектре, занимаемую этой ступенью, данное значение сложно считать соответствующим реальному геологическому событию, поскольку не соблюдается ни один из критериев внутренней достоверности. Для более уверенного определения возраста формирования шрисгеймитов требуется проведение дополнительных исследований, включая более высокоразрешающее $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование методом ступенчатого прогрева по амфиболу, клинопироксену, флогопиту.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Особенности геологического строения

Результаты геокартирования небольшого по размерам массива амфиболовых ультрабазитов подтверждают его северо-западное простираие, в целом согласное с ППУ, что не противоречит результатам среднемасштабного геокартирования и концентрически-зональному строению массивов ППУ (Иванов, 1997). Петрографический состав амфиболсодержащих перидотитов указывает на глубинное происхождение водосодержащих перидотитов. Отмечается присутствие шлиров оливинитов, происхождение которых может быть связано с преобразованием глубокозалегающих, не вскрытых эрозией оливинитов или дунитов. Близкая геологическая ситуация, напри-

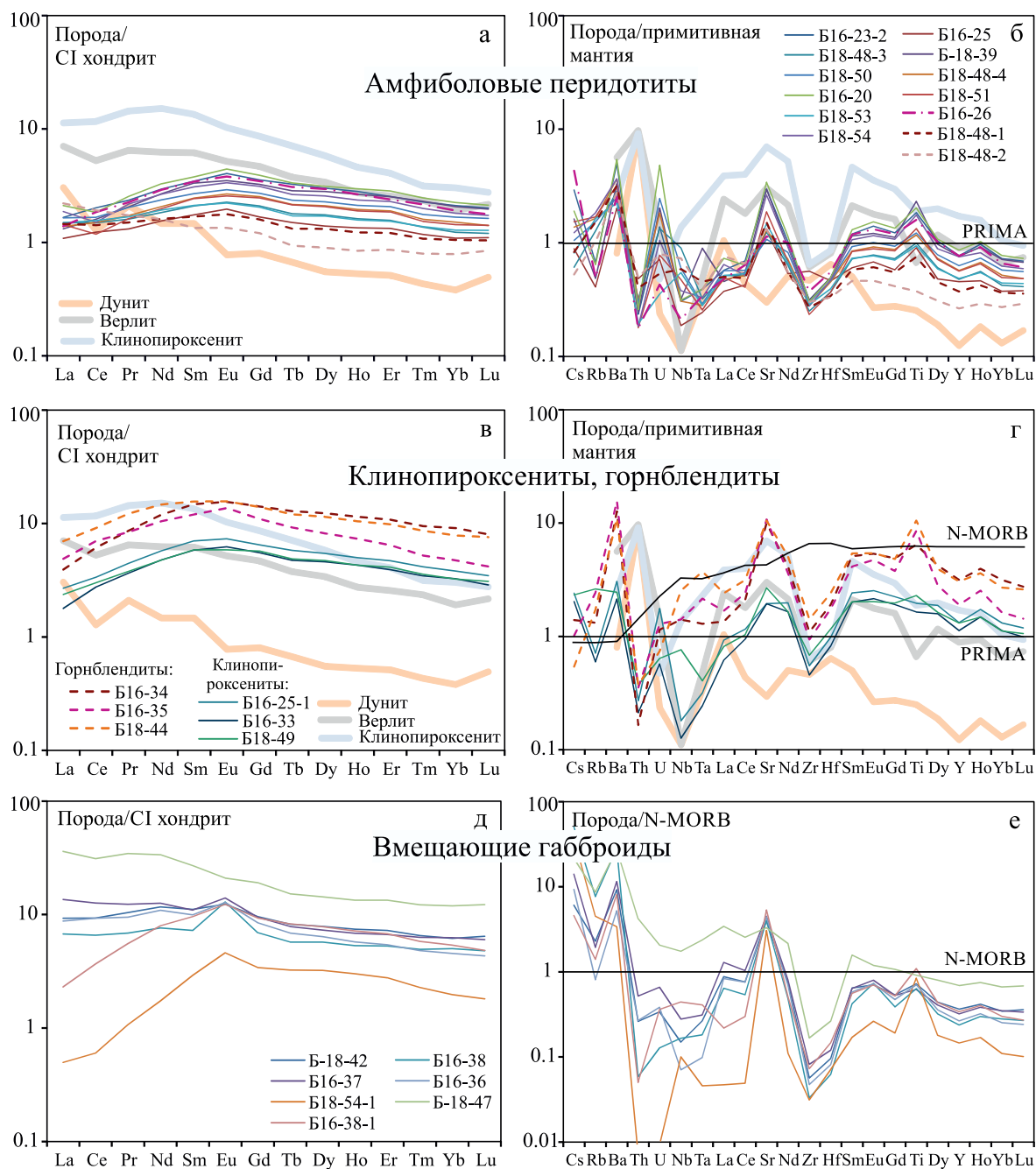


Рис. 5. Диаграммы распределения редкоземельных (а, в, д) и редких литофильных (б, г, е) элементов в амфиболовых перидотитах (а, б), амфиболовых оливиновых клинопироксенитах, горнблендитах (в, г) и вмещающих габбро, габбро-долеритах и амфиболитах (д, е).

Содержания элементов нормированы по CI-хондриту (а, в, д), примитивной мантии (PRIMA) (б, г) и нормальному базальту срединно-океанических хребтов (N-MORB) (е), по (Sun, McDonough, 1989). Номера линий соответствуют номерам анализов в табл. 1–5. Толстые линии – средние составы дунитов, верлитов и клинопироксенитов массивов Платиноносного пояса Урала по данным (Ферштатер, 2013).

Fig. 5. Diagrams of rare-earth (a, в, д) and rare lithophile (б, г, е) elements in amphibole peridotite (а, б), olivine clinopyroxenite, hornblende (в, г) and host gabbro, gabbro-dolerite and amphibolite (д, е).

The abundances of elements are normalized to CI-chondrite (а, в, д), primitive mantle (PRIMA) (б, г) and normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB) (е) according to (Sun, McDonough, 1989). The line numbers correspond to the numbers of analyzes in the Tables 1–5. Thick lines are average compositions of dunites, wehrlites, and clinopyroxenites of massifs of the Ural Platinum Belt according to data (Fershtater, 2013).

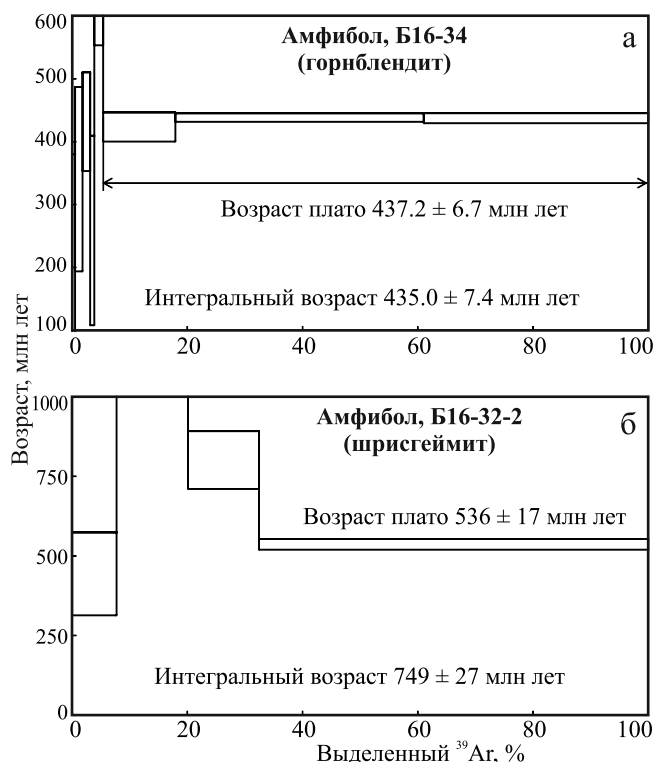


Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева амфиболов из пробы горнблендита B16-34 (а) и шрисгеймита B16-32-2 (б).

Fig. 6. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating by stepwise heating of amphibole from the sample of hornblende B16-34 (a) and schrisheimite B16-32-2 (b).

мер, отражена в строении оливинитсодержащего Кривинского клинопироксенитового массива (Иванов, 1997). Нарушенная концентрическая зональность массива и тектонические контакты его с вмещающими метагаббро и амфиболитами свидетельствуют о длительной истории выведения массива с глубин до уровня современного эрозионного среза. Северо-восточный контакт массива с вмещающими базитами наиболее осложнен разломами северо-западного простирания и маркируется однонаправленными мощными дайками горнблендитов (437.2 ± 6.7 млн лет), реже – долеритами, свидетельствующими о тектономагматической активизации в регионе.

Геохимические особенности амфиболовых ультрабазитов

Амфиболовые перидотиты интрузии Шрисгеймитовая горка имеют типичные для магматических образований гипидиоморфозернистую, местами пойкилитовую структуру. Породы сложены парагенезисом минералов, характерным для

магматических пород. Это указывает на кристаллизацию данных пород из насыщенной водой магмы и не позволяет говорить о “мантийном метасоматозе”. В процессе метасоматоза должен был происходить рост индивидов минералов в твердофазном состоянии с образованием бластических структур, чего не наблюдается в изученных нами образцах.

По характеру распределения редких и редкоземельных элементов изученные нами амфиболовые перидотиты интрузии Шрисгеймитовая горка в целом близки к изученным Г.Б. Ферштатером (2013) верлитам массивов ППУ. Дефицит HFSE и обогащение LILE в целом характерны для надсубдукционных магматических образований, к которым, по всей видимости, относятся массивы ППУ (Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 2011; и др.). Также обогащение LILE традиционно связывается с присутствием при кристаллизации флюидной фазы.

Амфиболовые ультрабазиты, в том числе амфиболовые перидотиты, могут иметь связь с проявлениями базитового водного магматизма в массивах ППУ. Кристаллизация из насыщенной водой магмы амфиболовых перидотитов, вероятно, должна была сопровождаться отделением насыщенного водой базальтового расплава, который мог стать источником горнблендитов, амфиболовых габбро и габбро-пегматитов. Обоеднение изученных амфиболовых перидотитов несовместимыми литофильными элементами, по сравнению с типовыми верлитами ППУ, может быть связано с их выносом остаточными расплавами. Однако, говоря о возможной связи амфиболовых перидотитов с водным базитовым магматизмом, стоит отметить несопоставимо большой объем амфиболовых габбро во многих комплексах ППУ и единичные находки тел амфиболовых перидотитов.

Амфибол и флогопит в шрисгеймитах формируются после оливина и пироксенов соответственно, на что указывают включения последних в амфиболе и пойкилитовая структура. Есть основание предполагать кристаллизацию амфибола и флогопита на позднемагматической стадии, в надсубдукционной зоне, где магма по максимуму могла содержать флюиды.

Изученные нами линзовидные тела горнблендитов по характеру распределения редких элементов близки к изученным Г.Б. Ферштатером (2013) клинопироксенитам и клинопироксенитам массивов ППУ. По характеру распределения РЗЭ горнблендиты сходны с горнблендитами Кытлымского массива (I тип), описанными (Готтман, 2014). Г.Б. Ферштатером (2013) горнблендиты рассматриваются в составе массивов пород габбровой серии. Аналогично Е.В. Пушкаревым с соавторами (2019; и др.) горнблендиты Кытлымского массива отнесены к клинопироксенит-габбро-горнблендитовой серии.

Возраст шрисгеймитов и горнблендитов

Проблема неопротерозойского или раннепалеозойского возраста ультрабазитов ППУ дискутируется более 40 лет. Говоря о полученных нами косвенных указаниях на более древний возраст шрисгеймитов, стоит отметить, что кембрийские и позднелопотерозойские возрасты уже получены ранее с использованием различных методов изотопного датирования для массивов ППУ. К-Аг методом определен возраст амфиболовых габбро, секущих дуниты Уктусского массива и имеющих возраст 536 млн лет (Калеганов, Пушкарев, 1992; Пушкарев, 2000), сходный с Аг-Аг возрастом плато в пробе шрисгеймита (Б16-32-2). Позднее датировки для ультрабазитов дунит-клинопироксенит-тылаитовой (дунит-клинопироксенит-габбровой) серии. Так, например, для дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Кытлымского комплекса (Северный Урал) определен Sm-Nd возраст 551 ± 32 млн лет (Попов, Беляцкий, 2006). Г.А. Петровым и соавторами (2010) получены Sm-Nd возрасты 550–540 млн лет (± 25 млн лет) для оливиновых габбро Кытлымского и Княсьпинского комплексов. Цирконы неопротерозойского возраста 655 ± 15 и 565 ± 9 млн лет описаны в популяции полихронных цирконов из оливин-анортитовых габбро Волковского массива (Аникина и др., 2012). Единичные неопротерозойские возрасты получены при датировании выборок цирконов из массивов ППУ (см., например, (Краснобаев и др., 2007, 2011)). Приведенные датировки вступают в противоречие с другими многочисленными геохронологическими данными, достаточно надежно указывающими на раннепалеозойское время становления массивов ППУ (см., например, (Краснобаев и др., 2007, 2011; Иванов, Наставко, 2014; Пушкарев и др., 2014, 2020; и др.)).

В настоящий момент преобладающим объяснением неопротерозойских определений возраста ультрабазитов ППУ является захват “древних” цирконов поднимающимися магматическими расплавами из верхней мантии (вероятно, мантийного клина) и, возможно, сопутствующее нарушение Sm-Nd изотопной системы (например, (Аникина и др., 2012; Ферштатер, 2013)). Высказываются и диаметрально противоположные точки зрения о более древней природе дунитовых “ядер” по сравнению с раннепалеозойскими габброидами ППУ (см., например, (Ефимов, 2010; Петров и др., 2010; Петров, 2019)).

Ранее для Ревдинского массива ППУ Е.В. Пушкаревым с соавторами (2019) по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов из горнблендитов было показано, что формирование горнблендитов, обнажающихся в титаномагнетитовом карьере Первоуральского месторождения, и метаморфизм вмещающих пород происходили ≈ 500 –450 млн лет назад. Для Кытлымского комплекса Е.В. Пушкаре-

вым с соавторами (2020) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола из даек горнблендитов 405.2 ± 7 млн лет. С.Ю. Степановым с соавторами (2021) определен U-Pb (SHRIMP-II) возраст 421.0 ± 2.4 млн лет для цирконов из даек горнблендитов, пересекающих дунитовое “ядро” Каменушенского массива ППУ (Средний Урал).

При интерпретации рассчитанного по методу плато $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 437.2 ± 6.7 млн лет для амфибола из небольшого тела горнблендитов следует исходить из небольшой глубины формирования данных тел по геологическим данным и, соответственно, их быстрого остывания. В этом случае датировка напрямую является оценкой возраста формирования тел горнблендитов. Она несколько моложе оценок возраста горнблендитов в Первоуральском титаномагнетитовом карьере Ревдинского массива (450–500 млн лет) по данным (Пушкарев и др., 2019). При этом возраст изученных нами горнблендитов более чем на 15–30 млн лет древнее возраста дайковых горнблендитов Кытлымского (405.2 ± 7 млн лет) и Каменушенского (421.0 ± 2.4 млн лет) массивов ППУ по данным (Пушкарев и др., 2020; Степанов и др., 2021).

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что формирование даек и линзовидных тел горнблендитов в массивах Платиноносного пояса Урала, возможно, происходило достаточно длительное время – от раннего силура до раннего девона (возможно, даже начиная с кембрия-ордовика). Причем, вполне вероятно, горнблендиты в разных массивах ППУ формировались в разное время, и это не было привязано к какому-то единому тектономагматическому событию. Данные выводы отчасти подтверждаются результатами О.К. Иванова и Б.А. Калеганова (1993), получившими разброс К-Аг возрастов 415–432 млн лет для клинопироксенитов и горнблендитов Качканарского массива. Данные, полученные нами, и данные Е.В. Пушкарева с соавторами (2020) несколько расширяют временной диапазон формирования горнблендитов в массивах ППУ до ≈ 405 –437 млн лет.

Таким образом, в ходе изучения амфиболовых ультрабазитов Шрисгеймитовой горки (Ревдинский массив) впервые закартирован небольшой тектонизированный массив амфиболовых перидотитов и комплексно охарактеризованы оливиниты, шрисгеймиты, клинопироксеновые шрисгеймиты, амфиболовые верлиты, крайне редко встречающиеся в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах ППУ. Получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 437.2 ± 6.7 млн лет для даек горнблендитов, существенно отличающийся от возрастов горнблендитов определенных предшественниками. Наши и опубликованные данные свидетельствуют о том, что формирование тел горнблендитов в разных массивах ППУ происходило в период от раннего силура до раннего девона, т.е. достаточно длительно.

Полученные данные расширяют современные представления о составе, времени и характере водного базит-ультрабазитового магматизма и соотношении его с ультрабазитовым магматизмом в концентрически-зональных массивах ППУ. Уникальность массива амфиболовых ультрабазитов, транспортная доступность делают возможным его использование в качестве объекта для экскурсий и специальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711-715.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-40. Пермь. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 497 с.
- Высоцкий Н.К. (1913) Месторождения платины Московского и Нижне-Тагильского районов на Урале. *Тр. Геол. ком.*, 62 с.
- Готтман И.А. (2014) Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 142 с.
- Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 134-153.
- Иванов К.С. (2011) Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа. *Докл. АН*, **441**(2), 224-226.
- Иванов К.С., Наставко Е.В. (2014) Новые данные о возрасте Тагильского комплекса Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (6), 77-87.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р. (1996) Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции. *Докл. АН*, **347**(5), 649-652.
- Иванов О.К. (1984) Расслоенные ультрамафические массивы Сарановского пояса. *Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 62-70.
- Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральск. ун-та, 488 с.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А. (1993) Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **328**(6), 720-724.
- Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В. (1992) Калий-аргоновое датирование габброидов Уктусского и Шабровского массивов. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 139, 62-64.
- Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Стороженко Е.В., Лукин В.Г., Степанов А.Е., Михалева Е.Н., Рапопорт М.С., Ильясова Г.А., Суслев Д.Л., Шуб И.З., Михайлов А.П., Глазырина Н.С., Герасименко Б.Н. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер.: Среднеуральская. Л. О-41-XXXI. Объяснит. записка. М.: Моск. фил. ФГБУ ВСЕГЕИ, 180 с.
- Комарова М.З., Козырев М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. (1999) Расслоенная интрузия р. Дюмпталей. *Петрология, рудоносность. Недра Таймыра*, (3), 42-68.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011) Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2007) Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория. *Докл. АН*, **413**(6), 785-790.
- Лапин Б.Н. (2005) Атлас структур ультраосновных пород Урала. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 184 с.
- Новаков Р.М. (2019) Син- и эпигенетическая никелевая минерализация в плутонических мафит-ультрамафитовых формациях Камчатки. *Вестн. Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*, **2**(42), 84-97.
- Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. (2002) Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия. *Тихоокеан. геол.*, **21**(2), 79-91.
- Петров Г.А. (2019) Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: РУСАИН, 276 с.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. О-41. Екатеринбург. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. (2010) Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы. *Докл. АН*, **432**(4), 499-505.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2006) Sm-Nd-возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала. *Докл. АН*, **409**(1), 104-109.
- Пушкарев Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 296 с.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д. (2019) Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 158-164.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д. (2020) Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала. *Докл. РАН. Науки о земле*, **490**(2), 45-50. <https://doi.org/10.31857/S2686739720020139>
- Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Юдин Д.С., Травин А.В., Лепихина О.П. (2014) Время формирования нефелиновых тылаитов в Платиноносном поясе Урала: изотопные Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датировки и их ограничения. *Докл. АН*, **455**(2), 205-209.
- Рахимов И.Р. (2020) Минералогия и главные аспекты петрологии массива Малютка Худолазовского ком-

- плекса (Южный Урал). *Вестн. геонаук*, (1), 8-18.
- Селянгин О.Б. (2006) Кортландит-амфиболовый клинопироксенит-горнблендитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка. *Вестн. Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*, **8**(2), 9-29.
- Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н., Шарпенко Л.Н., Антонов А.В., Кутырева М.Э. (2021) Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом “ядре” Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива (Платиноносный пояс Урала, Средний Урал). *Геохимия*, **66**(6), 499-517.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Кологиллина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, **11**, 1181-1199.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. (1974) Ревдинский массив и его титаномagnetитовые руды. *Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 43-79.
- Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия*, (3), 45-61.
- Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 187-205.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Cawthorn R.G. (1975) The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. *J. Geol.*, **83**, 437-454.
- Himmelberg G.R., Loney R.A. (1995) Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper, 47 p.
- Raffone N., Le Fevre B., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. (2006) Light-lithophile element metasomatism of Finero peridotite (W ALPS): A secondary-ion mass spectrometry study. *Microchim. Acta*, **155**, 251-255.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommittee on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2), 192.
- Zabargad Island (Red Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 187-205.
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lokhov K.I. (2012) Isotope geochemical characteristics of zircon from dunite, clinopyroxenite, and gabbro of the Uralian Platinum Belt. *Dokl. Earth Sci.*, **443**(2), 513-516 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **443**(6), 711-715).
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Cawthorn R.G. (1975) The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. *J. Geol.*, **83**, 437-454.
- Efimov A.A. (2010) The grand total of centennial study of the Uralian Platinum Belt. *Lithosphere (Russia)*, (5), 134-153. (In Russ.)
- Ferstater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fominykh V.G., Latysh I.K., Shilov V.A. (1974) The Revdinskiy massif and its titanomagnetite ores. *Mineralogy and geochemistry of iron ore deposits of the Urals*. Sverdlovsk, USC AS USSR, 43-79. (In Russ.)
- Gottman I.A. (2014) Gornblendites of dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Urals: petrology and genesis. Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 142 p. (In Russ.)
- Himmelberg G.R., Loney R.A. (1995) Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper, 47 p.
- Ivanov K.S. (2011) Genesis of chromium-platinum ore mineralization of the Uralian (Nizhnii Tagil) type. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(1), 1489-1491 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(2), 224-226).
- Ivanov K.S., Nastavko E.V. (2014) New data about age of Tagil complex of Platinum Belt of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 77-87. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Shmelev V.R. (1996) The platinum-bearing belt of the Urals is a magmatic trace of the Early Paleozoic subduction zone. *Dokl. Akad. Nauk*, **347**(5), 649-652. (In Russ.)
- Ivanov O.K. (1984) Stratified ultramafic massifs of the Saranovsky belt. *Geology of the junction zone of the Urals and the East European platform*. Sverdlovsk, USC AS USSR, 62-70. (In Russ.)
- Ivanov O.K. (1997) Concentric-zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals. Ekaterinburg, Publ. house of the Ural University, 488 p. (In Russ.)
- Ivanov O.K., Kaleganov B.A. (1993) New data on the K-Ar age of ultramafic rocks of the Ural Platinum Belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **328**(6), 720-724. (In Russ.)
- Kaleganov B.A., Pushkarev E.V. (1992) Potassium-argon dating of gabbroids of the Uktus and Shabrovsky massifs. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 139, 62-64. (In Russ.)
- Kalugina R.D., Kopanov V.F., Storozhenko E.V., Lukin V.G., Stepanov A.E., Mikhaleva E.N., Rapoport M.S., Il'yasova G.A., Suslov D.L., Shub I.Z., Mikhailov A.P., Glazyrina N.S., Gerasimenko B.N. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Ed. 2nd. Ser.: Sredneural'skaya. Sheet O-41-XXXI. Explanatory letter. Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI Publ., 180 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovallava E.V., Rakhimov I.R. (2015) The role of halogens and

REFERENCES

Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from

- sulfur in apatite for evaluation of Cu-Ni, Fe-Ti and Au ores in late Palaeozoic gabbroids of the West Magnitogorsk zone (South Urals). *Mineralogiya*, (3), 45-61. (In Russ.)
- Komarova M.Z., Kozyrev M., Kokorin N.I., Knauf V.V. (1999) Layered intrusion of the Dumptalei River. Petrology, ore bearing. *Nedra Taimyra*, (3), 42-68. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhnii Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **436**(6), 809-813).
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2007) The polychronous nature of zircons in gabbroids of the Ural Platinum Belt and the issue of the Precambrian in the Tagil synclinorium. *Dokl. Earth Sci.*, **413**(3), 457-461 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **413**(6), 785-790).
- Lapin B.N. (2005) Atlas of structures of ultramafic rocks of the Urals. Novosibirsk, Publ. house SB RAS, branch "Teo", 184 p. (In Russ.)
- Novakov R.M. (2019) Sin- and epigenetic nickel mineralization in plutonic mafic-ultramafic formations of Kamchatka. *Vestnik Kamchatskoi Regional'noi Assotsiatsii Uchebno-Nauchnui Tsent. Ser.: Nauki o Zemle*, **2**(42), 84-97. (In Russ.)
- Osipenko A.B., Sidorov E.G., Kozlov A.P., Landa E.A., Ledneva G.V., Markovskii B.A. (2002) Geochemistry of magmatic series of the Halmoenan basite-hyperbasite massif, Koryakia. *Tikhookeanskaya Geologiya*, **21**(2), 79-91. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2019) Precambrian complexes of the basement of the Paleozoic island arc system in the Middle Urals. Moscow, RUSAIN Publ., 276 p. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maegov V.Y., Tristan N.Y., Maslov A.V., Pushkarev E.V., Lepikhina O.P. (2010) New data on the composition and age of the basement complexes of the Tagil Paleo-Arctic System. *Doklady Akad. Nauk*, **432**(4), 499-505. (In Russ.)
- Petrov G.A., Zhiganov A.A., Stefanovskii V.V., Shalaginov V.V., Petrova T.A., Ovchinnikov R.A., Gertman T.A. (2011) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41, Ekaterinburg. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 492 p. (In Russ.)
- Popov V.S., Belyatsky B.V. (2006) Sm-Nd age of dunite-clinopyroxenite-tylaite association of the Kytlym massif, the Platinum Belt of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **409**(5), 795-800.
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (Middle Urals). Ekaterinburg, UB RAS, 296 p.
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Travin A.V., Yudin D. (2019) Age of hornblendites and exocontact metamorphic rocks of the Pervouralsk titanomagnetite deposit according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 158-164. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Travin A.V., Yudin D.S. (2020) Time of termination of ultramafic magmatism in the Ural Platinum Belt. *Dokl. Earth Sci.*, **490**(2), 87-91 (translated from *Dokl. Ross. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **490**(2), 45-50). <https://doi.org/10.1134/S1028334X20020130>
- Pushkarev E.V., Ronkin Yu.L., Lepekhina O.P., Yudin D.S., Travin A.V. (2014) Age of the formation of nepheline tilaite in the Uralian Platinum Belt: the isotope Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and K-Ar datings and their limitations. *Dokl. Earth Sci.*, **455**(1), 312-316 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(2), 205-209).
- Raffone N., Le Fevre B., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. (2006) Light-lithophile element metasomatism of Finero peridotite (W ALPS): A secondary-ion mass spectrometry study. *Microchim. Acta*, **155**, 251-255.
- Rakhimov I.R. (2020) Mineralogy and main aspects of petrology of the Malyutka massif of the Khudolazovsky complex (Southern Urals). *Vestnik Geonauk*, (1), 8-18. (In Russ.)
- Selyangin O.B. (2006) Cortlandite-amphibole clinopyroxenite-hornblende series of the layered nickel-bearing intrusive of the Vostochniy Geophysicskiy, Shanuchskoe ore field, Kamchatka. *Vestnik Kamchatskoi Regional'noi Assotsiatsii Uchebno-Nauchnui Tsent. Ser.: Nauki o Zemle*, **8**(2), 9-29. (In Russ.)
- Stepanov S.Y., Kutyrev A.V., Lepekhina E.N., Sharpenok L.N., Antonov A.V., Kutyreva M.E. (2021) Age of the dike complex in the dunite "core" of the Kamenushinsky clinopyroxenite-dunite massif, Ural platinum belt, Middle Urals. *Geochem. Int.*, **59**(6), 559-576.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcomission on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124.
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovskii V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapunina E.V., Es'kin A.G., Petrova T.A., Verbitskii I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-40. Perm. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 497 p. (In Russ.)
- Vysotskii N.K. (1913) Deposits of platinum in the Moscow and Nizhny Tagil regions in the Urals. *Trudy Geol. Komiteteta*, 62 p. (In Russ.)
- Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2), 192.

Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал)

В. В. Мурзин¹, К. Н. Малич¹, И. Ю. Баданина¹, Д. А. Варламов², И. С. Чашухин¹

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: murzin@igg.uran.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, г. Черноголовка, ул. Академика Осипяна, 4, e-mail: dima@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 25.03.2023 г., принята к печати 23.04.2023 г.

Объект исследования. Минералы и минеральные ассоциации благородных металлов в хромититах Алапаевского массива. **Цель.** Системное минералогическое изучение высокохромистых и глиноземистых хромититов и разработка схемы последовательности минералообразования и положения в ней минералов платиновой группы и золота. **Материалы и методы.** Образцы высокохромистых и глиноземистых хромититов из месторождений в разных частях Алапаевского массива. Использованы методы сканирующей электронной микроскопии (Tescan VEGAII XMU и JSM-6390LV фирмы Jeol с EDX спектрометрами INCA Energy 450) и рентгеноспектрального микроанализа (Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами). **Результаты.** Составлена схема последовательности минералообразования в хромититах, в которой выделены первичная и вторичные (ранняя и поздняя) ассоциации. Первичные ассоциации высокохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50$ мас. %) и глиноземистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 50$ мас. %) руд представлены одними и теми же основными минералами – хромшпинелидом, клинопироксеном и оливином с характерными различающимися составами этих минералов в каждом типе руд. Акцессорные минералы первичной ассоциации синхронны с хромшпинелидом и представлены пентландитом, медистым пентландитом, халькопиритом, пирротинном, борнитом, а также минералами благородных металлов (лауридом RuS_2 , эрликманитом OsS_2 , самородным осмием, медистым золотом). Минералы ранней вторичной ассоциации присутствуют в составе полиминеральных включений в хромшпинелиде. Полиминеральные включения сложены Cr-хлоритом, амфиболом, гранатом, сульфидами (миллерит, хизлеудит) и самородными металлами (Ni, Cr-содержащей медью, никелистой медью, Cu, Fe, Cr-содержащим никелем, аварунитом). Минералы благородных металлов ранней вторичной ассоциации выявлены только в глиноземистых рудах и представлены лауридом, арсенидами и стибнидами Pt и Pd, Ru-пентландитом и высокопробным самородным золотом. К поздней вторичной ассоциации отнесены самородная медь и аварунит, находящиеся в сростании с серпентином в высокохромистом хромшпинелиде. Температурные условия образования вторичных ассоциаций оценены по хлоритовому геотермометру. Температуры образования изученных хлоритов из хромититов укладываются в диапазон 250–284°C. **Выводы.** Минералы благородных металлов во вторичных ассоциациях формировались при температуре ниже 350°C совместно с гранатом, амфиболом, хлоритом и сульфидами никеля. Зерна первичных Os–Ir–Ru-сплавов при эпигенетических процессах подверглись сульфуризации с образованием тонкозернистой пористой смеси самородных и сульфидных (иногда с As) фаз, а также замещению Ru-пентландитом. Наличие аварунита и самородных Cu и Ni как в первичных, так и во вторичных ассоциациях хромититов свидетельствует о восстановительных условиях образования минералов благородных металлов. Ограниченное развитие высокохромистых руд наряду с проявленными процессами сульфуризации первичных зерен Os–Ir–Ru-сплавов обусловили слабое развитие россыпной платиноидной минерализации на площади Алапаевского массива.

Ключевые слова: минералы платиновой группы, самородное золото, хромититы, хлоритовый геотермометр, сульфуризация, Алапаевский массив, Средний Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107-1) и темы НИР ИЭМ РАН (FMUF-2022-0003). Использовалось оборудование ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение № 075-15-2021-680)

Для цитирования: Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чашухин И.С. (2023) Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал). *Литосфера*, **23**(5), 740–765. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-740-765>

For citation: Murzin V.V., Malitch K.N., Badanina I.Yu., Varlamov D.A., Chashchukhin I.S. (2023) Mineral assemblages from chromitites of the Alapaevsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 740–765. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-740-765>

Mineral assemblages from chromitites of the Alapaevsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals)

Valery V. Murzin¹, Kreshimir N. Malitch¹, Inna Yu. Badanina¹, Dmitry A. Varlamov²,
Igor' S. Chashchukhin¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: murzin@igg.uran.ru

²D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, RAS, 4 Academician Osipyan st., Chernogolovka 142432, Russia,
e-mail: dima@iem.ac.ru

Received 25.03.2023, accepted 23.04.2023

Research subject. Minerals and mineral assemblages of noble elements in chromitites of the Alapaevsk massif. **Aim.** A systematic mineralogical study of high-chromium (Cr) and alumina-rich (Al) chromitites with the development of a sequence scheme for mineral formation, including platinum-group minerals (PGMs) and gold alloys. **Materials and Methods.** Samples of high-Cr and Al chromitites from chromite deposits in various parts of the Alapaevsk massif. Scanning electron microscopy (Tescan VEGAII XMU and JSM-6390LV Jeol with EDX INCA Energy 450 X-Max 80 spectrometers) and electron microprobe analysis (Cameca SX 100 with five wave spectrometers) were used. **Results.** A diagram showing the sequence of mineral formation in chromitites was designed; primary and secondary mineral assemblages were distinguished, with the latter assemblage being divided into early and late mineral associations. Primary assemblages of high-Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50 \text{ wt } \%$) and Al ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 50 \text{ wt } \%$) ores are represented by similar minerals, including chrome-spinel, clinopyroxene, and olivine, with characteristically distinct compositions of these minerals in each type of ores. Minerals of the primary assemblage are synchronous with chrome-spinel and are represented by pentlandite, Cu-bearing pentlandite, chalcopyrite, pyrrhotite, bornite, as well as PGMs (laurite RuS_2 , erlichmanite OsS_2 , native osmium) and Cu-rich gold. Minerals of the secondary early association occur in the form of polyphase inclusions within chrome-spinel. Polyphase inclusions are composed of Cr-bearing chlorite, amphibole, garnet, sulfides (millerite, heazlewoodite) and minerals of native elements, including (Ni, Cr)-bearing copper, nickel-bearing copper, (Cu, Fe, Cr)-bearing nickel, awaruite. Noble metal minerals from the secondary early association were found only in Al chromitites and are represented by laurite, Pt- and Pd arsenides and stibnides, Ru-bearing pentlandite, and high-grade native gold. The secondary late mineral association consists of native copper and awaruite, which are intergrown with serpentine in high-Cr ore. The temperature conditions for the formation of secondary assemblages were estimated using a chlorite geothermometer. The formation temperatures of the studied chlorites from chromitites fall within the range of 250–284°C. **Conclusions.** Noble metal minerals from secondary associations were formed at temperatures below 350°C together with garnet, amphibole, chlorite, and nickel sulfides. Grains of primary Os–Ir–Ru alloys during epigenetic processes underwent sulfurization with the formation of a fine-grained porous mixture of native and sulfide (sometimes with As) phases, and replacement by Ru-pentlandite. The presence of awaruite and native Cu and Ni in both primary and secondary assemblages of chromitites indicates the reducing conditions for the formation of noble metal minerals. The limited occurrence of high-Cr ores, along with the manifested processes of sulfurization for primary grains of Os–Ir–Ru alloys, led to the scarcity of detrital PGM in the area of the Alapaevsk massif.

Keywords: platinum-group minerals, native gold, chromitites, chlorite geothermometer, sulfurization, Alapaevsk massif, Middle Urals

Funding information

This study was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (state registration No. 122022600107-1) and the research theme of the Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences (FMUF-2022-0003). The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg) was funded by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The authors are grateful to A.V. Alekseev and V.P. Moloshag, research members of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, for the opportunity to study chromitite samples from their collections, and to I.A. Gottman and L.V. Leonova for their assistance the analytical laboratory.

ВВЕДЕНИЕ

Урал является уникальной структурой Земли, в которой сосредоточены все главные формационные типы ультрамафитов, сформированные в раз-

личных геодинамических обстановках (континентальной, океанической и островодужной). Особенности минералогии и геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ) наиболее полно изучены на примере дунит-гарцбургитовых массивов, приу-

роченных к зоне Главного уральского глубинного разлома (Аникина и др., 1993; Аникина, 1995; Молошаг и др., 1999; Мурзин и др., 1999; Garuti et al., 1999, 2012; Гурская, Смелова, 2003; Волченко и др., 2009; Малич и др., 2016; Zaccarini et al., 2018; Malitch et al., 2021; и др.). Однако особенности платиноносности дунит-гарцбургитовых массивов восточного склона Урала, включая наиболее крупный Алапаевский массив, изучены недостаточно (Zaccarini et al., 2016, 2008; Пушкарев и др., 2019).

Имеющиеся данные о содержаниях благородных металлов и их минеральных ассоциациях в хромититах Алапаевского массива малочисленны (Волченко и др., 2009; Zaccarini et al., 2016; Баданина и др., 2019). Для образцов хромититов месторождения Большая Круглышка и рудопроявлений Малокаменское и Шаровское характерно незначительное содержание платиноидов (110.7–122.7 мг/т) при близком характере распределения ЭПГ с преобладанием тугоплавких платиноидов над легкоплавкими ЭПГ (Баданина и др., 2019). Незначительно повышенный уровень концентраций ЭПГ (243 мг/т) с палладиевым максимумом (61 мг/т) выявлен в образце хромитита из месторождения Поденное III (обр. А-27) (Баданина и др., 2019). В целом уровень концентраций и характер распределения платиноидов в хромититах Алапаевского массива оказался сходным с таковыми в подиформных хромититах из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов Урала и мира (Walker et al., 2002; Волченко и др., 2009; и др.).

Несмотря на то что магматическое происхождение включений минералов платиновой группы (МППГ) в хромите является бесспорным, ряд исследований показал, что первичные МППГ могут быть преобразованы во вторичные МППГ посредством интенсивной флюидной проработки при относительно низкой температуре (например: Prichard, Tarkian, 1988; Garuti, Zaccarini, 1997; Malitch et al., 2001; Tsoupas, Economou-Eliopoulos, 2008; Derbyshire et al., 2013; Киселева и др., 2014; Малич и др., 2016). Такие минералы могут образовываться на месте ранее существовавших сульфидов и сульфарсенидов с преобладанием ЭПГ (например: Escayola et al., 2011; Малич и др., 2016) или осаждаться непосредственно из поздних гидротермальных флюидов, циркулирующих в литосферной мантии на постмагматическом этапе (например: Киселева и др., 2014). Данные по первичным и вторичным минеральным ассоциациям платиноидов и сопутствующих им минералов, таким образом, исключительно полезны при диагностировании первичных (т. е. магматических) и вторичных (метасоматических и метаморфических) процессов, которым были подвержены хромититы дунит-гарцбургитовых массивов.

Ранее (Zaccarini et al., 2016) среди МППГ были охарактеризованы лаурит (RuS_2), купроирид-

сит (CuIr_2S_4) и Os–Ir–Ru-сплавы. Лаурит и купроиридсит классифицируются названными авторами как первичные минералы, а Os–Ir–Ru-минералы – как вторичные, образующиеся в процессе серпентинизации. Тем не менее данные об особенностях состава МППГ, последовательности их образования, минеральных парагенезисах и особенностях состава отдельных минералов оставались неполными.

Целью нашего исследования являлось проведение системного минералогического изучения высокохромистых и глиноземистых хромититов из различных месторождений Алапаевского массива. Полученные результаты позволили детально охарактеризовать первичные и вторичные МППГ, их ассоциации с сульфидными и силикатными минералами и предложить схему последовательности минералообразования в хромититах.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛАПАЕВСКОГО ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО МАССИВА И ЕГО ХРОМИТОНОСНОСТИ

Дунит-гарцбургитовые массивы и связанные с ними хромитовые и платиноидные типы оруденения локализуются на Среднем Урале в нескольких мегазонах субмеридионального простираения. На западе они располагаются в пределах Тагило-Магнитогорской, а на востоке – Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. В Восточно-Уральской мегазоне южнее наиболее крупного Алапаевского массива известны и более мелкие (Режевской, Ключевской, Останинский и др.).

Алапаевский массив сложен серпентинитами, преимущественно апогарцбургитовыми и в меньшей степени аподунитовыми. В северной части массива картируется габбро (рис. 1). Массив находится среди палеозойских вулканогенно-осадочных пород (D_3 – C_1), которые с запада превращены в сланцы вследствие метаморфического воздействия гранитоидов Мурзинско-Адуйского комплекса (P_3 – T_2). С этим комплексом связывается метаморфизм самих ультраосновных пород и превращение их в хризотил-лизардитовые и антигоритовые серпентиниты, а также тальково-карбонатные породы (Чашухин, Вотяков, 2012). В непосредственной близости к западному контакту массива локализуются небольшие Старокривчанский и Новокривчанский интрузии гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов (C_{2-3}), с которыми связаны месторождения золота.

В Алапаевском массиве известны 7 месторождений и около 100 проявлений (Реестр хромитопроявлений..., 2000), которые в основном сконцентрированы в пределах двух полей – Северо-Алапаевского и Центрально-Алапаевского (см. рис. 1). Масштабность месторождений незначительна – не выше первых сотен тысяч тонн хрома.

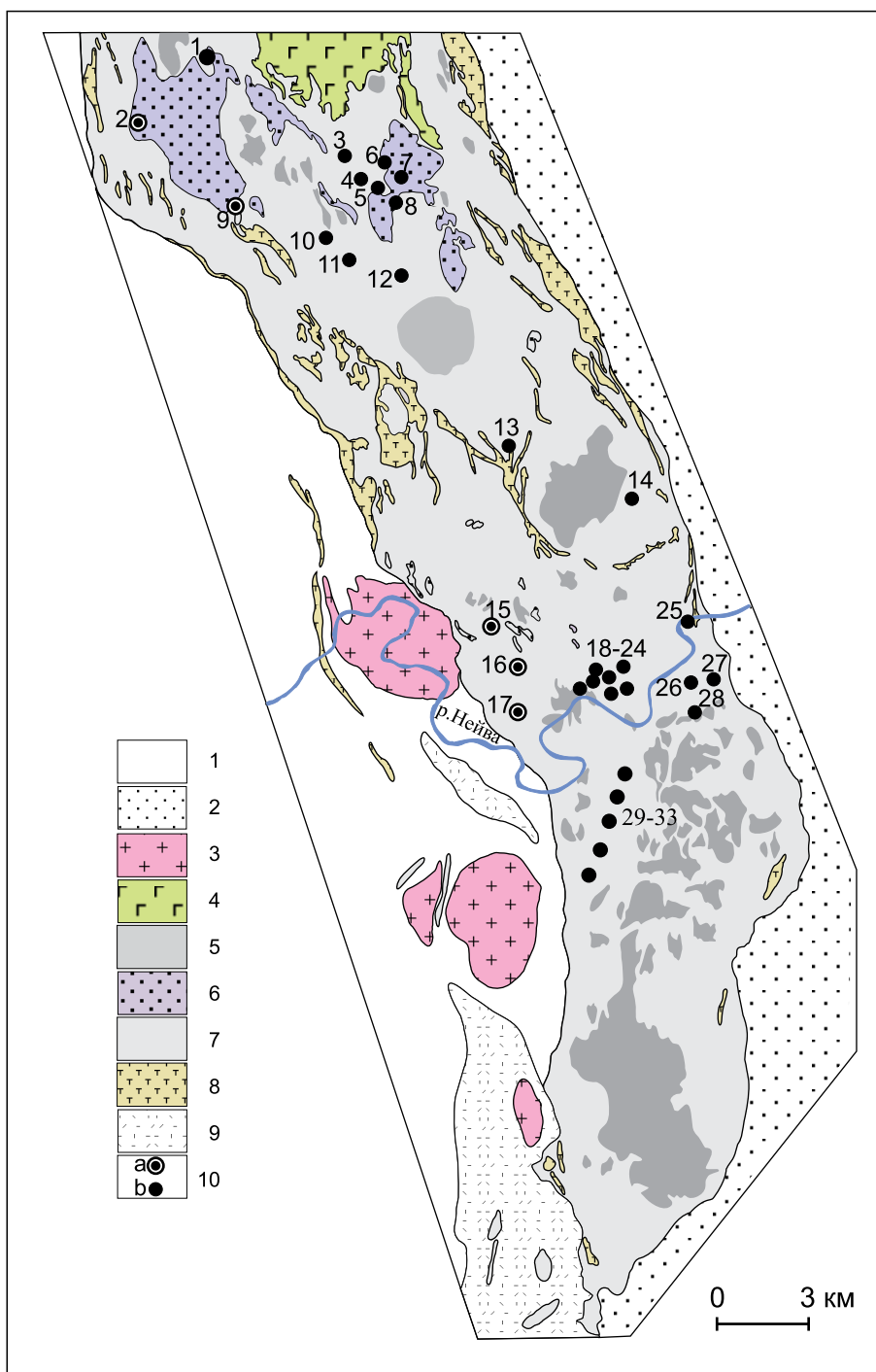


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алапаевского массива. Модифицировано из (Чашухин, Вотяков, 2012).

1 – сланцевая толща метаморфического ореола Мурзинской гранитной интрузии (мурзинская свита); 2 – вулканогенно-осадочная толща, кремнисто-глинистые сланцы, диабазы D_3-C_1 ; 3 – плагиограниты (Старо- и Новокривчанские массивы); 4 – габбро; 5 – серпентинизированные перидотиты; 6 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 7 – апоперидотитовые серпентиниты; 8 – тальковые, тальк-карбонатные породы; 9 – туфогенно-обломочная свита S–D; 10 – хромитовые месторождения и рудопроявления: а – с высокохромистой хромшпинелью, б – с глиноземистой хромшпинелью. Месторождения: 3 – Вершина р. Алапах, 4 – Поденное III, 6 – Аиб, 12 – Поденное I, 14 – Большая Круглышка, 19 – Норское II. Рудопроявления: 1 – Ясашное, 2 – Баканов Ключ, 5 – Поденный II южный, 7 – Поденный II северный, 8 – Водяновское, 9 – Малокаменское, 10 – Артемовское, 11 – Прохоровское, 13 – Сусановское, 15 – Шакирзяновское, 16 – Курмановское, 17 – Вкрапленное, 18 – Норское I, 20 – Норское III, 21 – Горемычное, 22 – Крест, 23 – У мельницы, 24 – Михайловское, 25 – Поляков Камень, 26 – Васильевское, 27 – Шаровское, 28 – Яковлевское, 29–33 – Кривское.

Fig. 1. Schematic geological map of the Alapaevsk massif modified after (Chashchukhin, Votyakov, 2012).

1 – shale sequence of the metamorphic aureole of the Murzinskaya granite intrusion (Murzinskaya suite); 2 – volcanogenic-sedimentary sequence, siliceous-clay shales, diabases D₃–C₁; 3 – plagiogranites (Starokrivchansk and Novokrivchansk massifs); 4 – gabbro; 5 – serpentinized peridotites; 6 – dunites and apodunite serpentinites; 7 – apoperidotite serpentinites; 8 – talc, talc-carbonate rocks; 9 – tuffaceous clastic suite S–D₁; 10 – chromite deposits and ore occurrences: a – with high-chromium chrome-spinel, 6 – with alumina-rich chrome-spinel.

Ore deposits: 3 – Vershina of the River Alapaiha, 4 – Podenny III, 6 – Aib, 12 – Podenny I, 14 – Bolshaya Kruglyshka, 19 – Norskoe II. Ore occurrences: 1 – Yasashnoye, 2 – Bakanov Klyuch, 5 – Podenny II southern, 7 – Podenny II northern, 8 – Vodyanovskoye, 9 – Malokamenskoye, 10 – Artemovskoye, 11 – Prokhorovskoye, 13 – Susanovskoye, 15 – Shakirzyanovskoye, 16 – Kurmanovskoye, 17 – Vkaplennoe, 18 – Norskoe I, 20 – Norskoe III, 21 – Goremychnoe, 22 – Krest, 23 – U mel'nitsy, 24 – Mikhailovskoye, 25 – Polyakov Kamen', 26 – Vasil'evskoe, 27 – Sharovskoe, 28 – Yakovlevskoe, 29–33 – Krivskoe.

Хромититы Алапаевского массива составляют телу линзовидной, уплощенно-линзовидной, жильной или жилообразной форм различной мощности обычно с резкими контактами с вмещающими породами (Реестр хромитопоявлений..., 2000). Руды имеют массивную, вкрапленную, реже полосчатую текстуру и от мелко- до крупнозернистой структуры. Хромититы в той или иной степени раздроблены, участками милонитизированы. Более подробно геологическая характеристика Алапаевского массива приводится в работе (Чашухин, Вотяков, 2012).

Наибольшей степенью изученности хромититов Алапаевского массива характеризуются породообразующие минералы, а также сам хромшпинелид (Чашухин, Вотяков, 2012; Zaccarini et al., 2016; Пушкарев и др., 2019). В этих работах установлен высокохромистый ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50$ мас. %) состав первичного хромшпинелида в хромитит-дунит-гарцбургитовой серии западной части массива и глиноземистый (среднехромистый) ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 50$ мас. %) в гарцбургитовой серии, преимущественно в восточной части массива. Кроме первичного хромшпинелида в хромититах были выделены также вторичные “атолловидный” и “пористый” типы (Пушкарев и др., 2019). К “атолловидному” отнесен хромшпинелид, находящийся в виде отрицательных кристаллов в составе полиминеральных включений с гранатом, амфиболом, флогопитом, хлоритом в зернах первичного хромшпинелида. К “пористому” типу отнесены участки пористого строения в краевых частях зерен первичного хромшпинелида или развитые в нем вдоль сети микротрещин. Эти участки сложены тонкими сростаниями хромшпинелида с хлоритом, серпентином и другими низкотемпературными минералами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследования базируются на образцах хромититов в пределах многочисленных хромититовых месторождений и рудопроявлений Алапаевского массива, включая Малокаменское, Поденное III, Норское I и II, Курмановское, Яковлевское, Шаровское и др. (положение месторождений см. на рис. 1).

Определение состава минералов хромититов проведено в ИЭМ РАН (г. Черноголовка) на цифровом сканирующем микроскопе Tescan VEGAII XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и спектрометром с волновой дисперсией Oxford INCA Wave 700 (аналитик Д.А. Варламов). Исследования выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе поглощенных электронов от 150 до 400 пА. Размер электронного зонда на поверхности образца составлял 157–180 нм (Tescan). Аналитические линии и стандарты: Fe K α , Co K α , Ni K α , Cu K α , Zn K α , Mn K α , Ti K α , Ag L α , Au M α (металлы); S K α (FeS₂ синт.); Hg M α (Hg-Te синт.); Si K α , O K α (SiO₂), Na K α (альбит), Mg K α (MgO), Al K α (Al₂O₃), Ca K α (воластонит), K K α (ортоклаз). Расчеты результатов рентгеноспектрального микроанализа выполнялись с помощью программы INCA Energy 300.

Часть зерен эрликманита и самородного осмия выполнены в ЦКП “Геоаналитик” (Институт геологии и геохимии УрО РАН) на микроанализаторе Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами (аналитик И.А. Готтман). При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: OsM α , IrL α , RuL α , RhL α , PtL α , PdL β , NiK α (все чистые металлы), FeK α , CuK α , SK α (халькопирит), AsL α – сплав InAs; проведен учет спектральных наложений линий (RuL α на AsL α , RuL β на RhL α , IrL α на CuK α). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 20 нА, диаметр точки анализа – 2 мкм. Для съемки EDX-спектров, получения снимков в режиме обратнорассеянных электронов (BSE), а также химического состава мелких минеральных фаз использовался электронный сканирующий микроскоп JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (аналитики И.А. Готтман, Л.В. Леонова). В последнем случае сумма всех обнаруженных в спектре элементов приводилась к 100%.

Сокращением н. о. (не обнаружен) в таблицах химического состава минералов обозначены измерения ниже чувствительности микроанализа, которая при рентгеноспектральном микроанализе, как правило, не превышает первых сотых долей процента. Для Ru–Os-сульфидов пределы об-

наружения составили, мас. %: Os – 0.15, Ir – 0.75, Ru – 0.24, Rh – 0.01, Pt – 0.09, Pd – 0.27, Fe – 0.15, Ni – 0.18, Cu – 0.15, S – 0.13, As – 0.01. Для Ir-содержащего осмия пределы обнаружения составили, мас. %: Os – 0.18, Ir – 0.85, Ru – 0.27, Rh – 0.11, Pt – 0.99, Pd – 0.30, Fe – 0.16, Ni – 0.18, Cu – 0.15, S – 0.06, As – 0.03.

Аббревиатуры минералов на рисунках даны в соответствии с рекомендациями в работе (Warr, 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ ХРОМИТИТОВ АЛАПАЕВСКОГО МАССИВА

Минералы первичной ассоциации

Химический состав первичного акцессорного и рудного хромшпинелида Алапаевского массива с использованием локального микроанализа детально охарактеризован в работах (Чашухин, Вотьяков, 2012; Zaccarini et al., 2016; Пушкарев и др., 2019). В силу сильного метаморфического преобразования хромититов минералы, синхронные с образованием хромшпинелида, сохранились лишь в виде редких кристаллических включений в зернах хромшпинелида или в виде реликтовых минералов в силикатном матриксе. Набор их ограничивается клинопироксеном, оливином, Fe–Cu–Ni-сульфидами и единичными зернами минералов благородных металлов.

В глиноземистых рудах первичный клинопироксен из цемента агрегатов зерен хромшпинели-

да представлен хромсодержащей разновидностью (1.2–1.7 мас. % Cr_2O_3) (табл. 1, ан. 1–3), который замещается гранатом и хлоритом. Кристаллы оливины ($X_{\text{Fa}} = 0.97$) обнаружены в виде включения в высокохромистом хромшпинелиде (табл. 1, ан. 4).

Сульфиды первичной минеральной ассоциации (пентландит, медистый пентландит, халькопирит, пирротин, борнит) образуют кристаллические включения в хромшпинелиде или комплексные срастания друг с другом в форме отрицательных кристаллов размером до 30 мкм (рис. 2а, б).

В высокохромистых рудах сульфиды, синхронные с хромшпинелидом, выявлены в единичных образцах. Так, на рудопроявлении Вкрапленное обнаружен кристалл борнита размером 20 мкм, заключенный в хромшпинелиде. В глиноземистых рудах сульфиды первичной ассоциации встречаются часто. Нами они обнаружены в месторождениях Поденное III, Вершина р. Алапаиха, Норское II, рудопроявлении Пас и представлены всем набором перечисленных минералов. Здесь сульфидные минералы образуют полиминеральные включения в хромшпинелиде, часто имеющие форму отрицательных кристаллов (см. рис. 2а, б). Химический состав сульфидов меди, никеля и железа первичной ассоциации приведен в табл. 2. Из нее следует, что Fe–Cu-сульфиды (пирротин, борнит, халькопирит) содержат примесь никеля (0.2–1.4 мас. %), а пентландит может быть медистым.

Среди минералов благородных металлов в составе первичной ассоциации в высокохромистых рудах обнаружены кристаллы лаурита RuS_2 , эрликманита OsS_2 и самородного осмия, заключен-

Таблица 1. Химический состав клинопироксена и оливины первичной ассоциации, мас. %

Table 1. Chemical composition of clinopyroxene and olivine from primary assemblage, wt %

№ ан.	№ обр./зер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	A-46/3	52.53	0.35	2.82	1.70	1.55	0.00	16.18	24.38	0.33	0.08	99.92
2	A-46/14	52.95	0.03	2.14	1.21	1.72	0.01	16.14	24.68	0.22	0.02	99.12
3	A-46/4	51.92	0.47	2.35	1.27	1.54	0.11	16.52	23.86	0.64	0.0	98.68
4	A-17/1	41.89	0.0	0.37	0.59	3.26	0.0	53.30	0.0	0.0	0.0	99.41
<i>Кристаллохимическая формула</i>												
1	$\{\text{Na}_{0.023}\text{Ca}_{0.952}\text{Fe}^{2+}_{0.021}\}_{1.0}[\text{Fe}^{2+}_{0.018}\text{Mg}_{0.879}\text{Cr}_{0.049}\text{Ti}_{0.010}\text{Fe}^{3+}_{0.008}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.036}]_{1.0}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0.085}\text{Si}_{1.915})_{2.0}\text{O}_6$											
2	$\{\text{Na}_{0.016}\text{Ca}_{0.972}\text{Mn}_{0.000}\text{Fe}^{2+}_{0.011}\}_{1.0}[\text{Fe}^{2+}_{0.041}\text{Mg}_{0.884}\text{Cr}_{0.035}\text{Ti}_{0.001}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.038}]_{1.0}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0.054}\text{Si}_{1.946})_{2.0}\text{O}_6$											
3	$\{\text{Na}_{0.046}\text{Ca}_{0.939}\text{Mn}_{0.003}\text{Mg}_{0.030}\}_{1.0}[\text{Mg}_{0.875}\text{Cr}_{0.037}\text{Ti}_{0.013}\text{Fe}^{3+}_{0.065}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.010}]_{1.0}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0.092}\text{Si}_{1.908})_{2.0}\text{O}_6$											
4	$\text{Mg}_{1.900}\text{Fe}^{2+}_{0.065}\text{Cr}_{0.011}\text{Al}_{0.010}\text{Si}_{1.001}\text{O}_4$											

Примечание. Ан. 1–3 – клинопироксен из цемента агрегатов зерен глиноземистого хромшпинелида, месторождение Поденное III; ан. 4 – кристаллическое включение оливины в зерне высокохромистого хромшпинелида, рудопроявление Вкрапленное. Расчет кристаллохимических формул клинопироксена проведен на 4 катиона и 12 анионов, оливины – на 4 атома кислорода.

Note. An. 1–3 – clinopyroxene from cement aggregates of grains of alumina-rich chrome-spinel, Podenny III deposit; an. 4 – solid inclusion of olivine in a grain of high-Cr chrome-spinel, Vkraplennoe ore occurrence. Chemical formulas of clinopyroxene were calculated for 4 cations and 12 anions, whereas chemical formulas of olivine were calculated for 4 oxygen atoms.

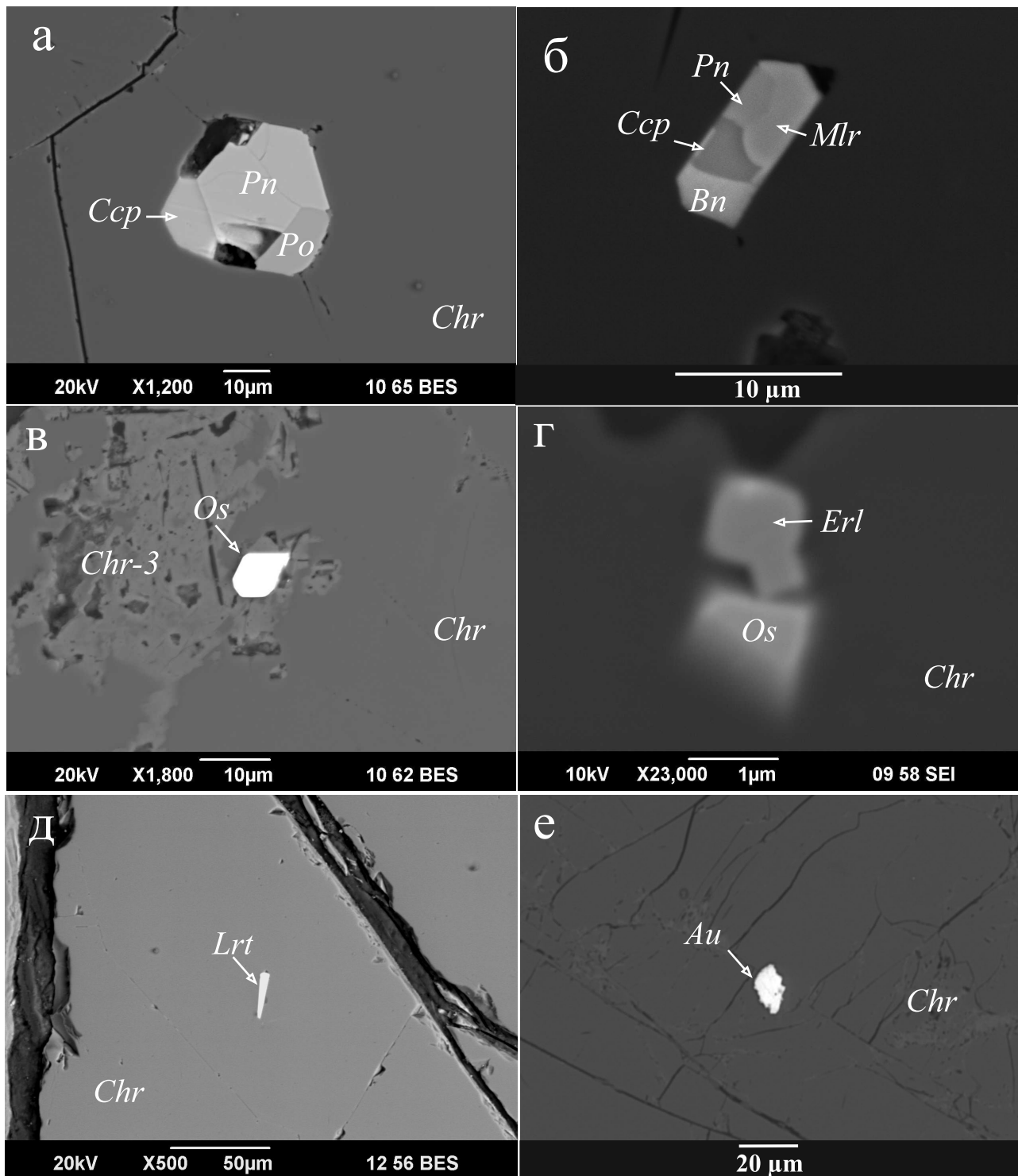


Рис. 2. Минералы первичной ассоциации в хромититах Алапаевского массива.

а – кристаллический сросток пентландита (*Pn*), халькопирита (*Ccp*) и пирротина (*Po*) в глиноземистом хромшпинелиде (*Chr*), месторождение Поденное III, обр. А-27-2; б – кристаллический сросток халькопирита (*Ccp*), борнита (*Bn*), пентландита (*Pn*) и миллерита (*Mlr*) в глиноземистом хромшпинелиде (*Chr*), месторождение Вершина р. Алапаиха, обр. А-73-2; в – кристалл самородного осмия (*Os*) на контакте монолитного и пористого высокохромистого хромшпинелида (*Chr-3*), месторождение Поденное III, обр. А-32; г – сросток кристаллов самородного осмия (*Os*) и эрликманита (*Erl*) в высокохромистом хромшпинелиде (*Chr*), месторождение Поденное III, обр. А-32; д – клиновидное включение лаурита (*Lrt*) в высокохромистом хромшпинелиде (*Chr*), рудопоявление Курмановское, обр. А-50; е – зерно медистого золота (*Au*) в глиноземистом хромшпинелиде (*Chr*), месторождение Поденное III, обр. А-46-1.

Fig. 2. Minerals of primary assemblage from chromitites of the Alapaevsk massif.

a – crystalline intergrowth of pentlandite (*Pn*), chalcopyrite (*Ccp*), and pyrrhotite (*Po*) in Al-rich chrome-spinel (*Chr*), deposit Podenny III, sample A-27-2; б – crystalline intergrowth of chalcopyrite (*Ccp*), bornite (*Bn*), pentlandite (*Pn*) and millerite (*Mr*) in Al-rich chrome-spinel (*Chr*), deposit Vershina of the River Alapaikha, sample A-73-2; в – crystal of native osmium (*Os*) at the contact of monolithic and porous high-Cr chrome-spinel (*Chr*-3), deposit Podenny III, sample A-32; г – intergrowth of crystals of native osmium (*Os*) and erlichmanite (*Erl*) in high-Cr chrome-spinel (*Chr*), deposit Podenny III, sample A-32; д – wedge-shaped inclusion of laurite (*Lrt*) in high-Cr chrome-spinel (*Chr*), ore occurrence Kurmanovskoe, sample A-50; е – grain of Cu-rich gold (*Au*) in Al-rich chrome-spinel (*Chr*), deposit Podenny III, sample A-46-1.

Таблица 2. Химический состав сульфидов первичной ассоциации в хромититах Алапаевского массива, мас. %

Table 2. Chemical composition of sulfides of primary mineral assemblage from chromitites of the Alapaevsk massif, wt %

№ п.п.	№ обр/зер.	Cu	Fe	Ni	S	Минерал
1	A-17/10	63.50	10.50	Н. о.	26.00	Борнит
2	A-61-2/68	60.47	12.07	1.37	26.09	То же
3	7802-2/20	61.58	11.97	0.66	25.79	–“–
4	7802-2/26	66.60	7.12	0.96	25.32	–“–
5	A-27/25	34.25	29.77	0.24	35.73	Халькопирит
6	A-61-2/67	36.23	28.35	1.24	34.18	То же
7	A-73-2/51	34.52	29.42	1.14	34.91	–“–
8	A-27/24	Н. о.	29.23	36.84	33.93	Пентландит
9	A-73-2/54	Н. о.	21.04	45.41	33.55	То же
10	A-45/17	5.78	17.53	43.47	33.23	Си-пентландит
11	A-27/26	Н. о.	58.91	0.62	40.47	Пирротин
Кристаллохимическая формула						
1	$\text{Cu}_{5.00}\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{4.06}$					
2	$\text{Cu}_{4.75}\text{Fe}_{1.08}\text{Ni}_{0.12}\text{S}_{4.05}$					
3	$\text{Cu}_{4.85}\text{Fe}_{1.07}\text{Ni}_{0.06}\text{S}_{4.02}$					
4	$\text{Cu}_{4.75}\text{Fe}_{1.08}\text{Ni}_{0.12}\text{S}_{4.05}$					
5	$\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{0.97}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{2.04}$					
6	$\text{Cu}_{1.05}\text{Fe}_{0.94}\text{Ni}_{0.04}\text{S}_{1.97}$					
7	$\text{Cu}_{1.00}\text{Fe}_{0.97}\text{Ni}_{0.04}\text{S}_{1.99}$					
8	$(\text{Fe}_{4.03}\text{Ni}_{4.83})_{8.86}\text{S}_{8.14}$					
9	$(\text{Fe}_{2.93}\text{Ni}_{5.99})_{8.92}\text{S}_{8.10}$					
10	$(\text{Fe}_{2.44}\text{Ni}_{5.77}\text{Cu}_{0.71})_{8.92}\text{S}_{8.08}$					
11	$(\text{Fe}_{0.84}\text{Ni}_{0.01})_{0.85}\text{S}$					

Примечание. Анализы нормированы к 100%. Ан. 1 – высокохромистые руды рудопроявления Вкрапленное; ан. 2–12 – глиноземистые руды месторождения Поденное III (ан. 5, 8, 11), Норское II (ан. 3, 4), Вершина р. Алапайха (ан. 4, 7, 9, 10) и рудопроявления Пас (ан. 2, 6). Здесь и в других таблицах н. о. обозначает содержание элемента ниже предела обнаружения рентгено-спектрального микроанализа.

Note. Analyses were normalized to 100%. An. 1 – high-Cr ores of the Vkraplennoe ore occurrence; an. 2–12 – alumina rich ores of the Podenny III deposit (an. 5, 8, 11), Norskoe II deposit (an. 3, 4), Vershina of the River Alapaikha deposit (an. 4, 7, 9, 10) and Pas ore occurrence (an. 2, 6). Here and in the following tables “н.о.” denotes an element content below the detection limit of microprobe analysis.

ные в хромшпинелиде (см. рис. 2в–д). В глиноземистых рудах месторождения Поденное III встречается частица медистого золота размером 10–15 мкм (см. рис. 2е). Химический состав МПГ приведен в табл. 3, а самородного золота – в табл. 4.

Минералы вторичной (эпигенетической) ассоциации

Вторичные минералы цементируют агрегаты зерен первичного хромшпинелида, замещают его, находятся в зернах хромшпинелида в виде включе-

ний, в том числе атоллоидных (рис. 3а), или выполняют наиболее поздние микротрещины, секущие всю массу хромитита. В составе вторичных ассоциаций минералов присутствуют хромшпинелид в составе атоллоидных включений, хромшпинелид пористого строения (“пористый”), Cr-содержащий магнетит, а также гранат (гроссуляр-уваровит), Na-содержащий амфибол, Cr-содержащий клинохлор, серпентин, акцессорные сульфидные и самородные минералы.

Атоллоидные полиминеральные включения присутствуют как в высокохромистых рудах, так

Таблица 3. Химический состав МПГ первичной ассоциации в высокохромистых рудах, мас. %

Table 3. Chemical composition of PGMs from primary assemblage in high-Cr chromitites, wt %

№ п.п.	№ обр/ан.	Os	Ir	Ru	Fe	S	Сумма	Минерал
1	A-50/30	14.34	8.60	41.26	0.65	35.15	100	Лаурит
2	A-32/4	63.87	12.21	1.18	Н. о.	22.74	100	Эрликманит
3	A-32/1	62.18	35.92	1.91	0.42	Н. о.	100.43	Самородный осмий
4	A-32/5	81.27	17.30	Н. о.	1.43	Н. о.	100	То же
Кристаллохимическая формула								
1	$(\text{Ru}_{0.75}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.01}$							
2	$(\text{Ru}_{0.03}\text{Os}_{0.90}\text{Ir}_{0.17})_{1.10}\text{S}_{1.90}$							
3	$\text{Os}_{0.60}\text{Ir}_{0.35}\text{Ru}_{0.04}\text{Fe}_{0.01}$							
4	$\text{Os}_{0.78}\text{Ir}_{0.17}\text{Fe}_{0.05}$							

Примечание. Анализы 1, 2, 4 нормированы к 100%. Ан. 1 – Курмановское рудопроявление; ан. 2–4 – месторождение Поденное III. Содержания Pd, Pt, Rh, Cu, Ni и As ниже предела обнаружения.

Note. Analyses 1, 2, 4 were normalized to 100%. An. 1 – Kurmanovskoe ore occurrence; 2–4 – Podenny III deposit. The contents of Pd, Pt, Rh, Cu, Ni and As are below the detection limit.

Таблица 4. Химический самородного золота из хромититов месторождения Поденное III, мас. %

Table 4. Chemical composition of native gold from chromitites of the Podenny III deposit, wt %

№ п.п.	№ обр/ан.	Cu	Ag	Au	Hg	Сумма
1	46-1/5	10.60	8.10	80.93	0.00	99.63
2	46-1/6	8.87	10.59	81.11	0.10	100.67
3	A-46/40	0.15	0.00	99.30	0.48	99.93
4	46/42	0.21	0.01	100.24	0.00	100.46
Кристаллохимическая формула						
1	$\text{Au}_{0.63}\text{Ag}_{0.12}\text{Cu}_{0.25}$					
2	$\text{Au}_{0.63}\text{Ag}_{0.15}\text{Cu}_{0.22}$					
3	$\text{Au}_{0.99}\text{Cu}_{0.01}$					
4	$\text{Au}_{0.99}\text{Cu}_{0.01}$					

Примечание. Ан. 1, 2 – зерна первичной ассоциации, заключенные в высокохромистом хромшпинелиде; ан. 3, 4 – зерна ранней вторичной ассоциации в сростании с уваровитом и хлоритом в атоллоидном включении в хромшпинелиде.

Note. Analyses 1, 2 – grains from primary assemblage enclosed in high-Cr chrome-spinel; analyses 3, 4 – grains from secondary early association intergrown with uvarovite and chlorite in an atoll-like inclusion in chrome spinel.

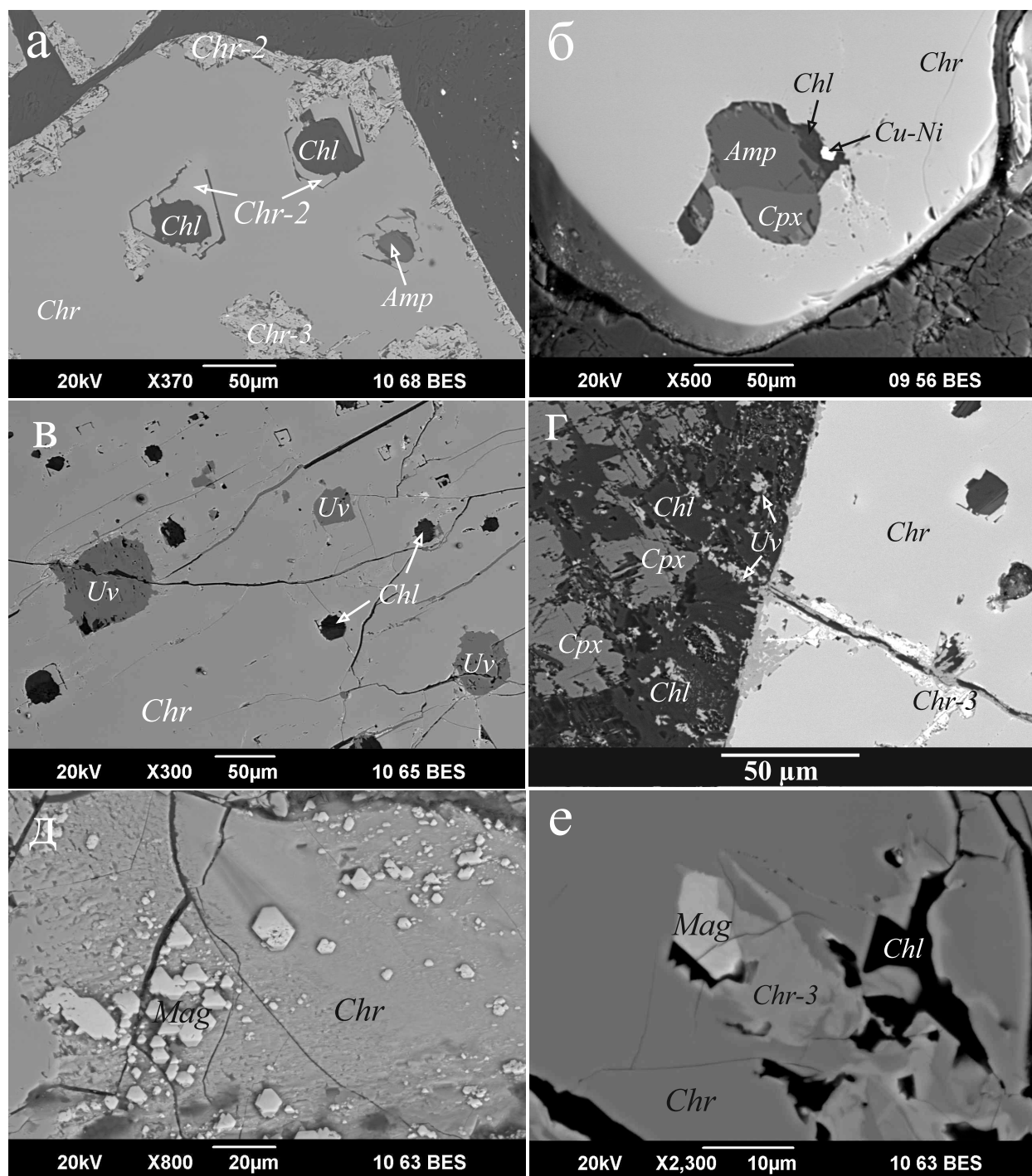


Рис. 3. Минералы вторичной ассоциации в хромититах Алапаевского массива.

а – атоллоидные полиминеральные включения в хромшпинелиде (*Chr*), сложенные хлоритом (*Chl*) и амфиболом (*Amp*) в центральных частях и хромшпинелидом (*Chr-2*) в краевых; по первичному хромшпинелиду развивается вторичный “пористый” (*Chr-3*); рудопоявление Поденное II, обр. 1771; б – полифазное включение в высокохромистом хромшпинелиде (*Chr*), сложенное амфиболом (*Amp*), клинопироксеном (*Cpx*) и хлоритом (*Chl*); в хлорите заключено зерно никелево-медного сплава Cu_2Ni (*Cu-Ni*); рудопоявление Курмановское, обр. А-47; в – включения граната гроссуляр-уваровитового ряда (*Uv*) и хлорита (*Chl*) в хромшпинелиде; месторождение Поденное III, обр. А-27-2; г – развитие пористого хромшпинелида (*Chr-2*) и гроссуляр-уваровита (*Uv*) по хромшпинелиду (*Chr*), а также хлорита (*Chl*) и граната (*Uv*) по вмещающему клинопироксену (*Cpx*); месторождение Поденное III, обр. А-27-2; д – “сыпь” кристаллов магнетита (*Mag*) на сколе зерна высокохромистого хромшпинелида (*Chr*); месторождение Норское II, обр. 7802-2; е – замещение высокохромистого хромшпинелида (*Chr*) хроммагнетитом (*Chr-3*); пустоты и микротрещины выполнены хлоритом (*Chl*) и Cr-содержащим магнетитом (*Mag*); месторождение Норское II, обр. 7802-3.

Fig. 3. Minerals of secondary assemblage from chromitites of the Alapaevsk massif.

a – atoll-like polyphase inclusions composed of chlorite (*Chl*) and amphibole (*Amp*) in the central parts of chrome-spinel (*Chr*) and chrome-spinel (*Chr-2*) in the marginal parts; a secondary “porous” chrome-spinel (*Chr-3*) develops along the primary chrome spinel; ore occurrence Podenny II, sample 1771; б – polyphase inclusion composed of amphibole (*Amp*), clinopyroxene (*Cpx*), and chlorite (*Chl*) in high-Cr chrome-spinel (*Chr*); the grain of the nickel-copper alloy Cu_3Ni (*Cu-Ni*) is enclosed in chlorite; ore occurrence Kurmanovskoe, sample A-47; в – inclusions of garnet of the grossular-uvarovite series (*Uv*) and chlorite (*Chl*) in chrome-spinel; deposit Podenny III, sample A-27-2; г – development of porous chrome spinel (*Chr-2*) and grossular-uvarovite (*Uv*) after chrome-spinel (*Chr*), as well as chlorite (*Chl*) and garnet (*Uv*) after clinopyroxene (*Cpx*); deposit Podenny III, sample A-27-2; д – “rash” of magnetite (*Mag*) crystals on a grain cleavage of high-Cr chrome-spinel (*Chr*); deposit Norskoye II, sample 7802-2; е – replacement of high-Cr chrome-spinel (*Chr*) by Cr-bearing magnetite (*Chr-3*); voids and microcracks are filled with chlorite (*Chl*) and Cr-bearing magnetite (*Mag*); deposit Norskoye II, sample 7802-3.

и в глиноземистых. Обычно группы таких включений размером до 0.1 мм локализируются внутри отдельных зерен хромшпинелида (см. рис. 3а), однако часто густые скопления атоллоидных включений более мелких размеров (до 20 мкм) траассируют краевые зоны роста кристаллов хромшпинелида. Пустоты в атоллоидных включениях выполнены гранатом, амфиболом, флогопитом, хлоритом (см. рис. 3б, в). В них также обнаружен хизлевудит, а в одном случае – самородное золото. Иногда они заполнены силикатами никеля или частично остаются полыми. “Пористый” хромшпинелид замещает зерна первичного хромшпинелида в краевых частях зерен или вдоль сети секущих микротрещин (см. рис. 3а, г). Местами он накладывается на участки с атоллоидными включениями.

Эволюция состава хромшпинелида в хромититах происходит в направлении увеличения содержания хрома и уменьшения – магния и алюминия (Zaccarini et al., 2016; Пушкарев и др., 2019). Хромшпинелид, присутствующий в атоллоидных включениях в ассоциации с водными силикатами, содержит на 3–5 мас. % больше Cr_2O_3 по сравнению с первичным. “Пористый” хромшпинелид характеризуется еще более значительным обогащением хромом (до 12 мас. % Cr_2O_3) по отношению к первичному, приближаясь к составу хромита $\text{Fe-Cr}_2\text{O}_4$, что подтверждает ранее проведенное исследование (Пушкарев и др., 2019). Эволюция хромшпинелей завершается образованием хромсодержащего магнетита (4–8 мас. % Cr_2O_3 , до 2.5 мас. % MgO , до 1.1 мас. % NiO , до 0.6 мас. % MnO), кристаллы которого образуются в микротрещинах, заполненных хлоритом (см. рис. 3д, е).

Клинопироксен и амфибол вторичной ассоциации присутствуют в первичном хромшпинелиде в составе комплексных включений, в том числе атоллоидных (см. рис. 3а, б). Химический состав хромсодержащих клинопиноксена и амфибола, а также их кристаллохимические формулы приведены в табл. 5.

Гранат присутствует в виде одиночных включений в хромшпинелиде (см. рис. 3в), замещает хромшпинелид в краевых частях зерен (см. рис. 3г), выполняет стенки атоллоидных включений и микротрещин, а также образует вместе с хлоритом агрегат, замещающий клинопиноксен

(см. рис. 3г). Химический состав граната отвечает Ti-содержащему (до 3.57 мас. % TiO_2) гроссуляру-уваровиту (табл. 6).

Хлорит выполняет основную массу межзернового пространства, а также заполняет пустоты в атоллоидных включениях (см. рис. 2а). В межзерновом пространстве агрегаты хлорита имеют фестончатое строение. Химический состав отвечает Cr-содержащему (до 5 мас. % Cr_2O_3) низкожелезистому клинохлору (табл. 7). Пониженные суммы компонентов в приведенных анализах хлорита, даже с учетом гидроксильной воды, указывают на наличие в них избыточной связанной воды в смектитовых слоях. Различия в составе хлорита из межзернового пространства и в комплексных включениях в хромшпинелиде отсутствуют.

Серпентин, часто вместе с хлоритом, выполняет межзерновое пространство в агрегатах хромшпинелида, заполняет микротрещины в зернах хромшпинелида, а также замещает в них включения первичного оливина. В составе серпентина присутствуют примеси железа (до 2.5 мас. % FeO) и хрома (до 0.8 мас. % Cr_2O_3).

В подчиненном количестве во вторичной ассоциации минералов присутствуют сульфиды никеля (миллерит, хизлевудит, полидимит), а также мелкие зерна самородных металлов – золота (рис. 4а), меди (рис. 4б, в), никеля, аваруита Ni_{2-3}Fe (рис. 4г) и никелево-медного сплава Cu_3Ni (см. рис. 3б).

Зерна хизлевудита размером менее 20 мкм заключены в уваровите, хлорите или вместе с этими минералами образуют полиминеральные включения в хромшпинелиде, в том числе атоллоидные. Миллерит – преобладающий сульфидный минерал хромититов, образующий вкрапленность размером до 0.2 мм в хлорите, цементирующем агрегаты зерен хромшпинелида. Он также замещает хизлевудит в краевых частях зерен этого минерала. Полидимит образует срастания с миллеритом, располагаясь в краевых частях последнего, в массе интерстициального хлорита. Химический состав сульфидов никеля приведен в табл. 8.

Самородные металлы в составе полиминеральных включений в хромшпинелиде, сложенных Cr-хлоритом, амфиболом, гранатом, хизлевудитом, относятся нами к ранней вторичной ас-

Таблица 5. Химический состав клинопироксена и амфибола из вторичной ассоциации, мас. %

Table 5. Chemical composition of clinopyroxene and amphibole from secondary assemblage, wt %

№ п.п.	№ обр/зер.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	A-47/22	53.7	0.10	0.75	1.16	1.12	0.0	16.83	26.03	Н. о.	Н. о.	99.69
2	7794-3/42	54.32	0.08	1.70	2.49	1.17	0.09	16.40	23.50	Н. о.	Н. о.	99.75
3	A-46/48	45.12	1.38	11.63	2.80	2.70	0.07	18.02	12.44	2.36	0.16	96.68
4	A-46/7	44.60	0.94	11.67	2.57	2.71	0.21	18.45	12.53	2.56	0.02	96.26
<i>Кристаллохимическая формула</i>												
1	{Ca _{1.019} } _{1.0} [Fe ²⁺ _{0.029} Mg _{0.917} Cr _{0.034} Ti _{0.003}] _{1.0} (Fe ³⁺ _{0.005} Al ^{IV} _{0.032} Si _{1.962}) _{2.0} O ₆											
2	{Ca _{0.925} Fe ²⁺ _{0.003} Mg _{0.073} } _{1.0} [Mg _{0.825} Cr _{0.072} Ti _{0.002} Fe ³⁺ _{0.032} Al ^{VI} _{0.068}] _{1.0} (Al ^{IV} _{0.005} Si _{1.995}) _{2.0} O ₆											
3	{Na _{0.600} K _{0.030} } _{0.6} [Ca _{1.936} Na _{0.064}] _{2.0} (Ti _{0.151} Al ^{VI} _{0.543} Mn ²⁺ _{0.009} Fe ²⁺ _{0.328} Mg _{3.901}) _{4.9} (Si _{6.552} Al ^{IV} _{1.448}) _{8.0} O ₂₂ (OH _{2.000} O _{0.395}) _{2.0}											
4	{Na _{0.675} K _{0.004} } _{0.7} [Ca _{1.953} Na _{0.047}] _{2.0} (Ti _{0.103} Al ^{VI} _{0.489} Mn ²⁺ _{0.026} Fe ²⁺ _{0.330} Mg _{4.001}) _{4.9} (Si _{6.488} Al ^{IV} _{1.512}) _{8.0} O ₂₂ (OH _{2.000} O _{0.300}) _{2.0}											

Примечание. Ан. 1, 2 – клинопироксен из полиминеральных включений в высокохромистом хромшпинелиде; рудопроявления Курмановское (1) и Яковлевское (2); ан. 3, 4 – амфибол из полиминеральных включений в зернах глиноземистого хромшпинелида; месторождение Поденное III, обр. А-46. Расчет кристаллохимических формул клинопироксена проведен на 4 катиона и 12 анионов, амфибола – по методу Шумахера на 24 атома кислорода.

Note. Analyses 1, 2 – clinopyroxene from polyphase inclusions in high-Cr chrome-spinel; Kurmanovskoye (1) and Yakovlevskoye (2) ore occurrences; analyses 3, 4 – amphibole from polyphase inclusions in grains of Al-rich chrome-spinel; deposit Podenny III, sample A-46. Chemical formulas of clinopyroxene were calculated for 4 cations and 12 anions, whereas chemical formulas of amphibole were calculated using the Schumacher method for 24 oxygen atoms.

социации и представлены Ni-, Cr-содержащей медью (см. рис. 4б), никелистой медью (см. рис. 3б), Cu-, Fe-, Cr-содержащим никелем и аварунитом (см. рис. 4г) (табл. 9, ан. 1–5). К поздней вторичной ассоциации можно отнести самородную медь и аварунит, находящиеся в сростании с серпентином в высокохромистом хромшпинелиде в месторождении Норское II (см. рис. 4д, е). Самородная медь в сростании с серпентином имеет более чистый состав и содержит примеси Ni лишь в десятых долях процента (см. табл. 9, ан. 9, 10), а аварунит характеризуется наиболее высоким содержанием железа (см. табл. 9, ан. 6–10).

Минералы платиновой группы вторичной ассоциации обнаружены в глиноземистых рудах и представлены мелкими частицами (1–5 мкм) антимонидов, арсенидов, сульфидов и сульфидов. Среди них преобладают зерна, относящиеся к новообразованным, синхронным со вторичными сульфидами и силикатами. Кроме того, также обнаружены зерна первичных МПГ, замещенных вторичными МПГ.

Среди новообразованных частиц МПГ вторичной ассоциации в месторождении Поденное III в зерне миллерита из хлоритового цемента агрегатов хромшпинелида обнаружен кристалл минерала, отвечающего по соотношениям основных компонентов стибипалладиниту Pd₅Sb₂ (рис. 5а). В составе этого минерала зафиксированы примеси Ni, Hg, Cu (табл. 10, ан. 1). В этом же месторождении в полиминеральных включениях (амфибол, хлорит, уваровит,

хизлевудит, миллерит) в глиноземистом хромшпинелиде встречаются зерна сульфидов, отвечающего формуле (Ni, Ru, Ir, Pt)₂(S, As)₃ в миллерите, замещающем хизлевудит (см. рис. 4в) (табл. 10, ан. 2), а также геверсита PtSb₂ (табл. 10, ан. 3) и названного МПГ системы Cu–Pt–As с соотношениями Pt(Cu, Fe)₂As (рис. 5б) (табл. 10, ан. 4). В месторождении Верхшина р. Алапаиха обнаружен кристалл лаурита размером 2–3 мкм во включении амфибола в хромшпинелиде (рис. 5в) (табл. 10, ан. 5).

Измененные зерна МПГ первичной ассоциации зафиксированы в рудопроявлениях Шаровское, Малокаменское и Норское I, локализуясь, как правило, в участках хромшпинелида пористого строения. Эти зерна представлены пористыми Os–Ir–Ru-сплавами или тонкозернистой смесью самородной и сульфидной фаз (см. рис. 5г–е). Химический состав отдельных фаз в самородно-сульфидной смеси невозможно определить из-за их очень мелких размеров. Валовый химический состав смесей указывает на наличие в них не только Os, Ir и Ru, но и других элементов – Ni, Fe, As, S. При этом содержания серы в смесях обнаруживают прямую корреляцию с содержаниями Ni и Fe и обратную – с Os, Ir и Ru (рис. 6). В некоторых зернах самородно-сульфидная смесь окаймляется Ru- и Co-содержащим пентландитом монолитного строения (см. табл. 10, ан. 6–8; рис. 5д, е). Возможно, самородно-сульфидная смесь образуется путем частичного замещения первичного (Os, Ir, Ru)-сплава пентландитом.

Таблица 6. Химический состав граната вторичной ассоциации месторождения Поденное III, мас. %**Table 6.** Chemical composition of garnet from secondary assemblage from the Podenny III deposit, wt %

Элемент	A-46/6	A-46/12	A-46/15	A-46/35	A-46/49	A-46-1/9
SiO ₂	35.58	34.19	34.86	29.15	31.97	34.93
TiO ₂	3.57	0.87	1.72	0.28	1.29	1.48
Al ₂ O ₃	13.57	6.83	6.37	11.04	6.89	13.81
Cr ₂ O ₃	7.47	19.72	19.26	23.10	23.10	10.81
FeO*	0.90	1.41	1.30	3.23	2.96	1.65
MnO	0.00	0.00	0.00	0.58	0.38	0.01
MgO	0.43	0.40	0.81	1.16	0.67	0.37
CaO	35.21	33.96	32.92	27.73	29.90	34.67
Na ₂ O	0.00	0.08	0.00	0.00	0.25	0.00
K ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00
Сумма	96.73	97.52	97.24	96.27	97.45	97.73
<i>Формульный коэффициент</i>						
Si	2.87	2.82	2.89	2.45	2.67	2.80
Ti	0.22	0.05	0.11	0.02	0.08	0.09
Al	1.29	0.66	0.62	1.09	0.68	1.30
Cr	0.48	1.29	1.26	1.53	1.53	0.68
Fe'''	0.07	0.31	0.12	0.44	0.33	0.24
Fe''	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00
Mg	0.05	0.05	0.10	0.15	0.08	0.04
Ca	3.04	3.00	2.92	2.49	2.68	2.97
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Минал, мольная доля</i>						
X(adr)	0.04	0.14	0.06	0.13	0.12	0.11
X(grs)	0.69	0.29	0.30	0.33	0.26	0.58
X(uvarovite)	0.26	0.56	0.61	0.47	0.58	0.30
X(alm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(sps)	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
X(prp)	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.01

*FeO рассчитано по измеренному Fe.

*FeO calculated from measured Fe.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных нами исследований, а также с учетом данных, приведенных в других работах (Чашухин, Вотяков, 2012; Zaccarini et al., 2016; Пушкарев и др., 2019), составлена схема последовательности минералообразования в хромититах Алапаевского массива. В табл. 11 показаны первичные и вторичные ассоциации основных и акцессорных минералов (оксидные, силикатные, сульфидные и др.) в высокохромистых и глиноземистых рудах.

Особенности первичных и вторичных минеральных ассоциаций в высокохромистых и глиноземистых рудах

Первичные ассоциации высокохромистых и глиноземистых руд представлены одними и теми же основными минералами – хромшпинелидом, клинопироксеном и оливином с характерными различающимися составами этих минералов в каждом типе руд. Различие в наборе сульфидных и самородных минералов первичной ассоциации в

Таблица 7. Химический состав хлорита месторождения Поденное III и расчет температур его образования

Table 7. Chemical composition of chlorite from the Podenny III deposit and calculation of its formation temperatures

Элемент	A-46/5	A-46/8	A-46/25	A-46/36	A-46/57	A-46/67	A-46-1/11	A-46-1/21
SiO ₂	30.22	29.60	29.02	29.77	29.32	27.45	28.51	29.28
TiO ₂	1.17	0.15	0.00	0.22	0.00	0.00	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	16.62	16.59	19.83	17.55	18.94	20.47	17.43	16.55
Cr ₂ O ₃	2.62	2.13	2.14	2.35	0.19	0.76	3.85	2.89
FeO	1.35	1.09	1.14	1.28	1.12	0.96	1.12	1.27
MnO	0.36	0.03	0.23	0.00	0.06	0.00	0.02	0.08
MgO	29.06	30.86	29.96	30.29	29.72	27.51	29.1	30.39
CaO	1.66	0.15	0.18	0.31	0.14	0.82	0.00	0.00
Na ₂ O	0.06	0.48	0.13	0.09	0.14	0.06	0.12	0.25
K ₂ O	0.06	0.01	0.10	0.01	0.03	0.11	0.12	0.04
Сумма	83.18	81.09	82.73	81.87	79.66	78.14	80.45	80.96
X(Mg)	0.97	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
X(Fe)	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al(IV)	1.92	2.02	2.22	2.00	1.99	2.23	2.12	2.03
Al(VI)	2.02	1.93	2.43	2.17	2.59	2.85	2.12	1.94
T, °C*	250	262	283	259	258	284	272	263

*Температура образования хлорита рассчитана по хлоритовому геотермометру, основанному на количестве тетраэдрического алюминия (Al^{IV}) и мольной доле железа X(Fe) по формуле $T, ^\circ\text{C} = 17.5 + 106.2 \times (\text{Al}^{\text{IV}} - 0.88 \times [\text{X}(\text{Fe}) - 0.34])$ (Zang, Fyfe, 1995).

*Temperature for formation of chlorite calculated using chlorite geothermometer based on the amount of tetrahedral aluminum (Al^{IV}) and the molar fraction of iron X(Fe) according to the formula $T, ^\circ\text{C} = 17.5 + 106.2 \times (\text{Al}^{\text{IV}} - 0.88 \times [\text{X}(\text{Fe}) - 0.34])$ (Zang, Fyfe, 1995).

высокохромистых и глиноземистых хромититах, находящихся в хромшпинелиде в виде кристаллических включений, значительно более существенны. Если в высокохромистых рудах в этой позиции был обнаружен только сульфид меди (борнит), то в глиноземистых рудах в тесном сростании друг с другом присутствуют сульфиды Cu, Ni и Fe (борнит, халькопирит, пентландит, Cu-пентландит, пирротин).

Зерна неизмененных первичных низкорутенистых Os–Ir-сплавов и сульфидов изоморфного ряда лаурит (RuS₂) – эрликманит (OsS₂) обнаружены нами только в высокохромистых рудах. Ранее также в составе первичной ассоциации в высокохромистых хромититах были охарактеризованы As-содержащий лаурит (1.0–1.3 мас. % As), иногда в сростаниях с купроиридситом CuIr₂S₄ (Zaccarini et al., 2016). При этом отмечено, что As-содержащий лаурит содержит менее 1.8 мас. % Ir, что отличает его от более высокоиридных лауритов из других офиолитовых массивов Урала. В настоящем исследовании среди первичных Os–Ir–Ru-сульфидов выявлены первичные лаурит и эрликманит со значительно более высокими содержаниями иридия (6.8–12.2 мас. % Ir). Парагенезисы первичных Os–Ir–Ru-сульфидов и сплавов типичны для офиолитовых хромититов многих массивов Урала –

Кемпирсайского (Melcher et al., 1997), Войкаро-Сынынского (Аникина и др., 1993), Рай-Из (Аникина и др., 1993; Garuti et al., 1999; Гурская, Смелова, 2003), Ключевского (Zaccarini et al., 2008) и др.

Вторичные минеральные ассоциации развиты как в высокохромистых рудах, так и в глиноземистых, не обнаруживая существенных различий в наборах слагающих их минералов. В то же время в выделенных нами ранней и поздней вторичных ассоциациях, маркирующих атоллывидным и пористым хромшпинелидом соответственно, наборы силикатных, сульфидных и самородных минералов существенно различаются, отражая изменчивость физико-химических условий их образования.

Минералы платиновой группы вторичных ассоциаций обнаружены нами только в глиноземистых рудах, где они представлены мелкими зернами лаурита, арсенидов и стибнидов Pt и Pd, образованных совместно с гранатом, амфиболом, хлоритом и сульфидами никеля. Лаурит ранней вторичной ассоциации, как и в первичной, обогащен иридием (6.8 мас. % Ir) (см. табл. 10, ан. 5). Зерна первичных Os–Ir–Ru-сплавов в глиноземистых рудах, по-видимому, также присутствовали, однако были псевдоморфно замещены тонкозернистой самородно-сульфидной или самородно-арсенидно-

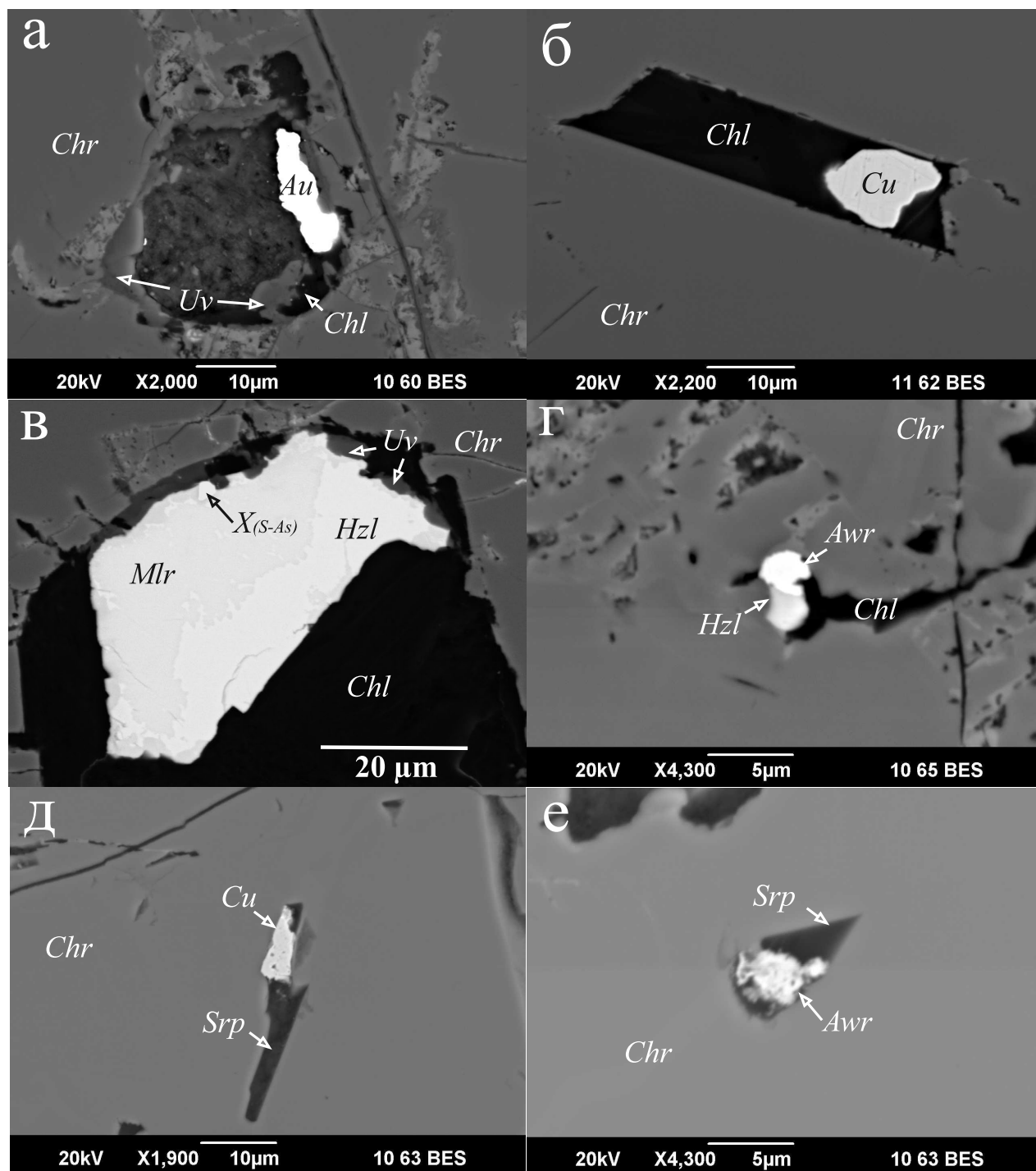


Рис. 4. Минералы самородных металлов из вторичной минеральной ассоциации.

а – частица самородного золота (*Au*) в составе полиминерального атоллвидного включения в глиноземистом хромшпинелиде (*Chr*), сложенного в краевой части хлоритом (*Chl*) и уваровитом (*Uv*), а в центральной – смесью силикатов никеля; месторождение Поденное III, обр. А-46; б – частица самородной меди (*Cu*), заключенная в хлорите (*Chl*) внутри хромшпинелида (*Chr*); рудопоявление Яковлевское, обр. 7794-3; в – полиминеральное включение, сложенное хлоритом (*Chl*) и хизлевудитом (*Hzl*), по которому развивается миллерит (*Mlr*) в хромшпинелиде (*Chr*); в краевой части зерна сульфидов присутствует уваровит (*Uv*) и кристаллик сульфидарсенида $X_{(S-As)}$, отвечающего формуле $(Ni, Ru, Ir, Pt)_2(S, As)_3$; месторождение Поденное III, обр. А-46; г – сросток хизлевудита (*Hzl*) и аваруита (*Awr*) в хромшпинелиде; рудопоявление Яковлевское, обр. 7794-3; д – самородная медь (*Cu*) в сростании с серпентином (*Srp*) в высокохромистом хромшпинелиде (*Chr*); месторождение Норское II, обр. 8802-3; е – включение аваруита (*Awr*) в сростании с серпентином (*Srp*) в высокохромистом хромшпинелиде (*Chr*); месторождении Норское II, обр. 8802-2.

Fig. 4. Minerals of native metals from secondary assemblage.

a – particle of native gold (Au) within polyphase atoll-like inclusion, composed of chlorite (*Chl*) and uvarovite (*Uv*) in the marginal part, and a mixture of Ni-bearing silicates in the central part, enclosed in Al-rich chrome-spinel (*Chr*); deposit Podenny III, sample A-46; б – particle of native copper (*Cu*) enclosed in chlorite (*Chl*) within chrome spinel (*Chr*); ore occurrence Yakovlevskoe, sample 7794-3; в – polyphase inclusion composed of chlorite (*Chl*) and heazlewoodite (*Hwl*), which develops after millerite (*Mlr*), in chrome spinel (*Chr*); the marginal part of the sulfide grain contains uvarovite (*Uv*) and a crystal of unnamed PGE sulfoarsenide $X_{(S-As)}$ corresponding to the formula $(Ni, Ru, Ir, Pt)_2(S, As)_3$; deposit Podenny III, sample A-46; г – polyphase intergrowth of heazlewoodite (*Hwl*) and awaruite (*Awr*) in chrome-spinel; ore occurrence Yakovlevskoe, sample 7794-3; д – native copper (*Cu*) intergrown with serpentine (*Srp*) in high-Cr chromespinelide (*Chr*); deposit Norskoe II, sample 8802-3; е – inclusion of awaruite (*Awr*) intergrown with serpentine (*Srp*) in high-Cr chromespinelide (*Chr*); deposit Norskoe II, sample 8802-2.

сульфидной смесью минералов, в том числе Ru-содержащим пентландитом (см. рис. 5г–е).

Вторичные (эпигенетические) изменения первичных МППГ в хромититах обычно связываются с рудингитизирующими, серпентинизирующими растворами (Prichard, Tarkian, 1988; Garuti, Zaccarini, 1997; Garuti et al., 1997; Малич и др., 2016; и др.) или восстановленными флюидами мантий-

ного происхождения (Юричев и др., 2020). В нашем исследовании установлено замещение зерен Os–Ir–Ru-сплавов тонкозернистой пористой смесью самородных, сульфидных (иногда с мышьяком) минеральных фаз в ранней вторичной ассоциации, в составе которой присутствуют типичные для рудингитов минералы (гранат, пироксен, амфибол, хлорит). В этом процессе, таким образом,

Таблица 8. Химический состав сульфидов вторичных ассоциаций, мас. %

Table 8. Chemical composition of sulfides from secondary assemblage, wt %

№ п.п.	№ обр/зер.	Ni	Fe	Co	Cu	S	Сумма	Минерал
1	A-46/18	74.46	0.05	0.07	Н. о.	26.06	100.64	Хизлевудит
2	A-46/19	73.27	0.18	н.о.	0.04	25.21	98.70	То же
3	A-46/60	70.86	0.37	0.21	0.14	26.58	98.16	–“–
4	A-46-1/25	72.78	0.4	0.36	Н. о.	25.71	99.25	–“–
5	A-46/21	65.96	0.11	Н. о.	0.19	34.05	100.31	Миллерит
6	A-46-1/32	64.56	0.31	Н. о.	0.12	34.77	99.76	То же
7	A-46/61	63.73	0.41	Н. о.	0.02	33.16	97.32	–“–
8	A-46/62	64.42	0.67	0.04	Н. о.	33.12	98.25	–“–
9	A-71-1/3	58.97	0.44	Н. о.	Н. о.	40.20	99.61	Полидимит
10	A-71-1/12	57.46	0.60	Н. о.	Н. о.	41.30	99.36	То же
Кристаллохимическая формула								
1	$(Ni_{3.045}Fe_{0.002}Co_{0.003})_{3.05}S_{1.95}$							
2	$(Ni_{3.062}Fe_{0.008}Cu_{0.002})_{3.72}S_{1.928}$							
3	$(Ni_{2.947}Fe_{0.016}Co_{0.009}Cu_{0.005})_{2.977}S_{2.023}$							
4	$(Ni_{3.017}Fe_{0.017}Co_{0.0015})_{3.049}S_{1.951}$							
5	$(Ni_{1.026}Fe_{0.002}Cu_{0.003})_{3.031}S_{0.969}$							
6	$(Ni_{1.004}Fe_{0.005}Cu_{0.002})_{1.011}S_{0.989}$							
7	$(Ni_{1.021}Fe_{0.007}Cu_{0.002})_{1.028}S_{0.972}$							
8	$(Ni_{1.024}Fe_{0.011}Co_{0.001})_{1.036}S_{0.964}$							
9	$(Ni_{3.104}Fe_{0.024})_{3.128}S_{3.872}$							
10	$(Ni_{3.009}Fe_{0.033})_{3.042}S_{3.958}$							

Примечание. Месторождения: Поденное III (ан. 1–8), Вершина р. Алапайха (ан. 9, 10).

Note. Mineral deposits: Podenny III (an. 1–8), Vershina of the River Alapaiha (an. 9, 10).

Таблица 9. Химический состав самородных металлов из вторичных ассоциаций, мас. %**Table 9.** Chemical composition of native metals from secondary early assemblage, wt %

№ п.п.	№ обр/зер.	Cu	Fe	Ni	Cr	Минерал	Кристаллохимическая формула
<i>Ранняя вторичная ассоциация</i>							
1	7794-3/9	89.52	0.60	7.41	2.47	(Ni, Cr) медь	$\text{Cu}_{0.88}\text{Ni}_{0.08}\text{Cr}_{0.03}\text{Fe}_{0.01}$
2	7794-3/47	89.93	0.77	6.82	2.49	То же	$\text{Cu}_{0.89}\text{Ni}_{0.07}\text{Cr}_{0.03}\text{Fe}_{0.01}$
3	A-47/18	75.61	1.07	20.16	3.16	Никелистая медь	$\text{Cu}_{0.74}\text{Ni}_{0.21}\text{Cr}_{0.04}\text{Fe}_{0.01}$
4	A-47/24	6.30	2.52	88.97	2.19	(Cu, Fe, Cr) никель	$\text{Ni}_{0.89}\text{Cu}_{0.06}\text{Cr}_{0.02}\text{Fe}_{0.03}$
5	7794-3/49	Н. о.	21.45	78.55	Н. о.	Аваруит	$\text{Ni}_{0.78}\text{Fe}_{0.22}$
<i>Поздняя вторичная ассоциация</i>							
6	1802-2/5	Н. о.	30.34	69.66	Н. о.	Аваруит	$\text{Ni}_{0.69}\text{Fe}_{0.31}$
7	1802-2/6	Н. о.	24.88	75.12		То же	$\text{Ni}_{0.74}\text{Fe}_{0.26}$
8	A-60/39	Н. о.	23.41	73.74	2.85	—“—	$\text{Ni}_{0.73}\text{Fe}_{0.24}\text{Cr}_{0.03}$
9	1802-3/31	98.53	1.14	0.33	Н. о.	Самородная медь	$\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{0.01}\text{Ni}_{0.01}$
10	1802-3/32	98.50	1.20	0.30	Н. о.	То же	$\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{0.01}\text{Ni}_{0.01}$

Примечание. Анализы нормированы к 100%. Ан. 6, 7, 9, 10 – месторождение Норское II; ан. 1, 2, 5 – рудопроявление Яковлевское; ан. 3, 4 – Курмановское; ан. 8 – Круглышка.

Note. Analyses were normalized to 100%. An. 1, 2, 5 – Yakovlevskoe deposit; an. 3, 4 – ore occurrence Kurmanovskoe; an. 6, 7, 9, 10 – Norsкое II; an. 8 – Kruglyshka.

имеет место сульфуризация первичных Os–Ir–Ru-сплавов, в то время как лаурит в ранней вторичной ассоциации является новообразованным сульфидом.

Сульфуризация зерен первичных Os–Ir–Ru-сплавов с образованием на их поверхности тонкозернистой смеси сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов часто описывается при изучении зерен МПГ из россыпей офиолитовых гипербазитов (Мурзин и др., 1999; Airiyants et al., 2022; и др.). В частности, в россыпях Верх-Нейвинского массива на Среднем Урале нами установлено образование коррозионных оболочек, сложенных тонкозернистыми смесями Os–Ir–Ru самородных, сульфидных, арсенидных, антимонидных минералов (лаурита, ирарсита, толовкита и др.) на зернах первичных Os–Ir–Ru-сплавов. Формирование оболочек завершалось формированием на коррозионной поверхности укрупненных кристаллов этих же минералов (Мурзин и др., 1999; Мурзин и др., 2020).

В мировой литературе присутствуют также многочисленные свидетельства метаморфического преобразования первичных Ru–Os(–Ir) сульфидов изоморфного ряда лаурит–эрликманит в результате их десульфуризации (Stockman, Hlava, 1984; Garuti, Zaccarini, 1997; Bai et al., 2000; и др.). В результате водного метаморфизма лаурит превращается в пористый агрегат с большим количеством мелких Ru–(Os–Ir) минеральных фаз (González-Jiménez et al., 2015). При этом новообразованные Os–Ir–Ru-сплавы могут обогащаться примесями Fe, Ni, Cu и Cr, сохраняя исходные соотношения

Ru, Os и Ir первичных лаурита и эрликманита (Bai et al., 2000).

Процессы десульфуризации Ru–Os(–Ir)-сульфидов широко проявлены в хромититах полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса Нуралинского гарцбургит-лерцолитового массива на Южном Урале. Здесь в результате родингитизации индивиды лаурита замещаются Fe–Ru–Os-содержащим хизлевудитом или на месте лаурита образуется тонкодисперсный агрегат Ru, Os, Ir, Fe твердых растворов и серпентина (или хлорита) (Малич и др., 2016). Соотношения Os, Ir и Ru в валовом составе минеральных агрегатов, замещающих лаурит, соответствуют таковым в исходном лаурите.

Сульфиды никеля являются сквозными минералами в процессе образования и преобразования хромититов Алапаевского массива. Наиболее ранние из них синхронны с хромшпинелидом и представлены в глиноземистых рудах пентландитом и Си-пентландитом. Позднее образовался пентландит с примесями кобальта и рутения. Принадлежность Ru-пентландита к вторичным минералам показана также в хромититах Нуралинского массива (Малич и др., 2016). Содержание Ru в пентландите Нуралинского массива, составившее 12.0–12.5 мас. %, практически идентично таковому в Алапаевском массиве (11.9–12.6 мас. %, см. табл. 10, ан. 6–8) и соответствует одной формульной единице в его кристаллохимической формуле $\text{Ru}(\text{Ni}, \text{Fe})_8\text{S}_8$. Ru-содержащий пентландит, ассоциирующий с лауритом, самородным осмием и ирарси-

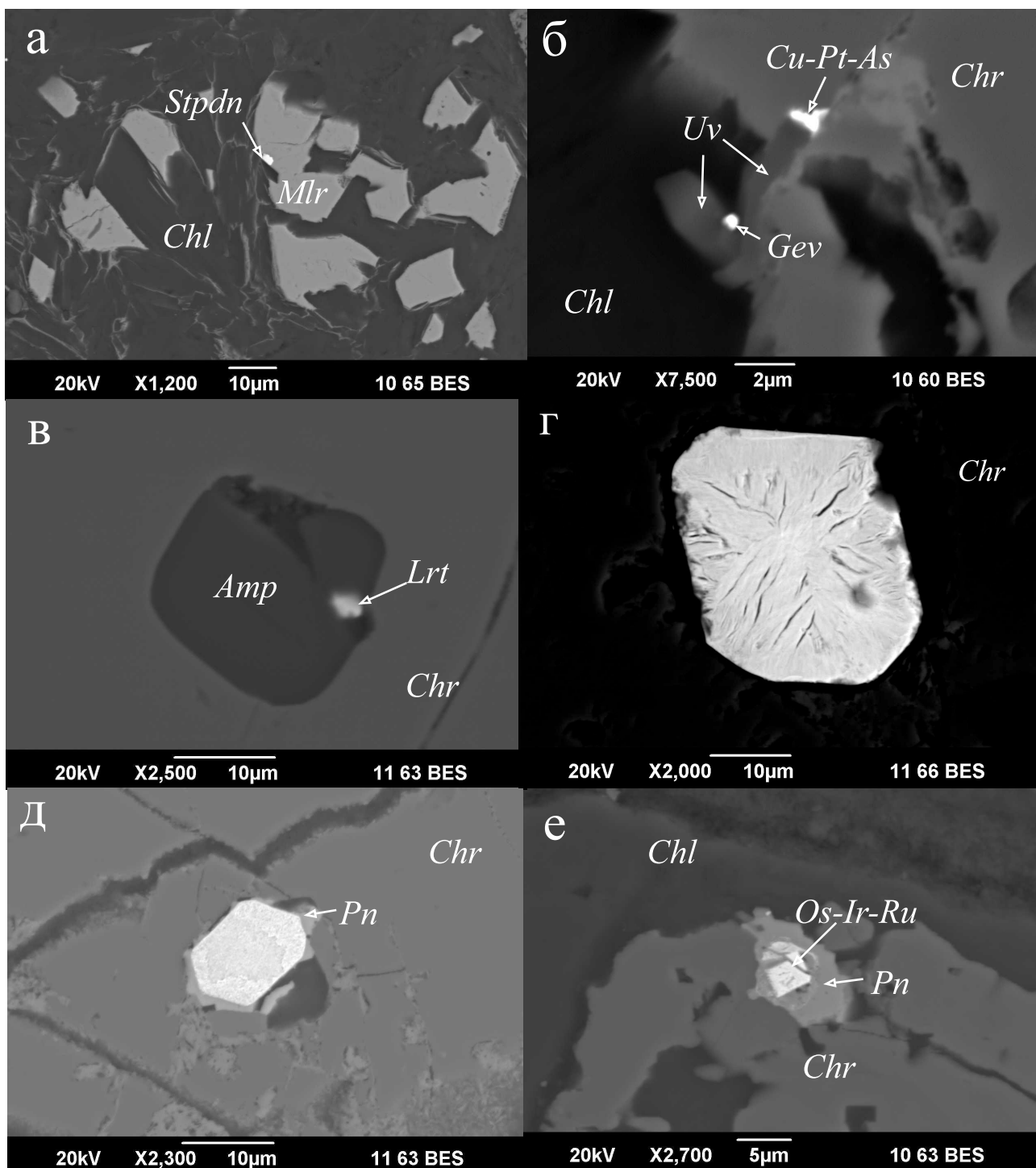


Рис. 5. Минералы платиновой группы вторичной ассоциации в глиноземистых хромититах Алапаевского массива.

а – включение стибипалладинита Pd_5Sb_2 (*Stpdn*) в миллерите (*Mlr*), заключенные в агрегате хлорита (*Chl*); месторождение Поденное III, обр. А-27; б – мельчайшие частицы геверсита PtSb_2 (*Gev*) и неназванного МПГ системы *Cu-Pt-As* в прожилковидном выделении уваровита (*Uv*), в контакте хромшпинелида (*Chr*) и Cr-содержащего хлорита (*Chl*); месторождение Поденное III, обр. А-46; в – зерно Os-содержащего лаурита ($(\text{Ru}, \text{Os})\text{S}_2$ (*Lrt*)) в кристаллическом включении амфибола (Cr-содержащего амфибола) (*Amp*) в глиноземистом хромшпинелиде (*Chr*); месторождение Вершина р. Алапаиха, обр. А-73-2; г – кристалл измененного МПГ первичной ассоциации в хромшпинелиде, замещенный пористо-трещиноватой тонкозернистой смесью самородно-арсенидно-сульфидных фаз; рудопроявление Шаровское, обр. Sh-1; д – зональный протокристалл Ru-Os-Ir -сплава пористого строения в хромшпинелиде (*Chr*); протокристалл окаймляется Ru-, Co-содержащим пентландитом монокристаллического строения (*Pn*); рудопроявление Норское I, обр. 7804; е – протокристалл Ru-Os-Ir -сплава, замещающегося Ru-содержащим пентландитом (*Pn*) в хромшпинелиде; рудопроявление Норское I, обр. 7804.

Fig. 5. Platinum-group minerals from secondary assemblage in Al-rich chromitites of the Alapaevsk massif.

a – inclusion of stibiopalladinite Pd_3Sb_2 (*Stpdn*) in millerite (*Mr*) included in a chlorite aggregate (*Chl*); deposit Podenny III, sample A-27; б – small grains of geversite PtSb_2 (*Gev*) and unnamed PGM of the *Cu-Pt-As*-system in the vein-like segregation of uvarovite (*Uv*), in contact with chrome-spinel (*Chr*) and Cr-bearing chlorite (*Chl*); deposit Podenny III, sample A-46; в – grain of Os-bearing laurite (Ru, OsS_2) (*Lrt*) enclosed in amphibole inclusion (Cr-bearing edenite) (*Amp*) in Al-rich chrome-spinel (*Chr*); deposit of the Vershina of the River Alapaikha, sample A-73-2; г – crystal of altered PGM from primary assemblage replaced by a porous-fractured fine-grained mixture of native-arsenide-sulfide phases included in chrome-spinel; ore occurrence Sharovskoe, sample Sh-1; д – zonal protocystal of Ru-Os-Ir-alloy of porous structure in chrome-spinel (*Chr*); the protocystal is bordered by Ru-, Co-bearing monolithic pentlandite (*Pn*); ore occurrence Norskoe I, sample 7804; е – protocystal of Ru-Os-Ir-alloy replaced by Ru-bearing pentlandite (*Pn*) in chrome spinel; ore occurrence Norskoe I, sample 7804.

Таблица 10. Химический состав минералов платиновой группы вторичных ассоциаций**Table 10.** Chemical composition of platinum-group minerals from secondary assemblage

Компонент	№ обр/зер.							
	A-27 /16	A-46-1 /16	A-46 /37	A-46 /33	A-73-2 /26	7804-1 /6	7804-1 /48	7804-1 /50
	№ п.п.							
	1	2	3	4	5	6	7	8
мас. %								
Os	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	13.03	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ir	Н. о.	17.5	Н. о.	Н. о.	6.80	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ru	0.62	18.02	Н. о.	Н. о.	43.62	12.56	11.94	12.21
Pt	Н. о.	4.34	43.91	49.10	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Pd	61.51	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Fe	0.61	0.24	Н. о.	9.97	0.92	19.77	19.27	23.20
Co	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.08	3.81	3.53
Ni	4.42	21.15	Н. о.	0.52	Н. о.	33.81	33.54	31.06
Cu	1.29	Н. о.	Н. о.	19.44	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Hg	3.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
As	Н. о.	10.09	Н. о.	20.97	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Sb	27.99	Н. о.	56.09	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
S	Н. о.	28.07	Н. о.	Н. о.	35.63	30.8	31.44	30.0
Сумма	100	99.41	100	100	100	100	100	100
ат. %								
Os	–	–	–	–	4.12	–	–	–
Ir	–	5.43	–	–	2.13	–	–	–
Ru	0.65	10.73	–	–	25.95	6.03	5.68	5.86
Pt	–	1.33	32.82	24.56	–	–	–	–
Pd	61.60	–	–	–	–	–	–	–
Fe	1.17	0.26	–	17.42	0.99	17.13	16.59	20.16
Co	–	–	–	–	–	2.57	3.10	2.90
Ni	8.13	21.78	–	0.87	–	27.87	27.47	25.68
Cu	2.16	–	–	29.84	–	–	–	–
Hg	1.89	–	–	–	–	–	–	–
As	–	8.08	–	27.31	–	–	–	–
Sb	24.40	–	67.18	–	–	–	–	–
S	–	52.39	–	–	66.81	46.40	47.16	45.40

Примечание. 1 – стибипалладинит Pd_3Sb_2 ; 2 – неназванный МПГ ($\text{Ni, Ru, Ir, Pt}_2(\text{S, As})_3$); 3 – геверсит PtSb_2 ; 4 – неназванный МПГ $\text{Pt}(\text{Cu, Fe})_2\text{As}$; 5 – Os-содержащий лаурит RuS_2 ; 6–8 – (Ru, Co)-содержащий пентландит. Ан. 1, 3–8 приведены к 100%. Месторождения: Поденное III (ан. 1–4), Вершина р. Алапахка (ан. 5) и рудопоявление Норское I (ан. 6–8).

Note. 1 – stibiopalladinite Pd_3Sb_2 ; 2 – unnamed PGM ($\text{Ni, Ru, Ir, Pt}_2(\text{S, As})_3$); 3 – geversite PtSb_2 ; 4 – unnamed PGM $\text{Pt}(\text{Cu, Fe})_2\text{As}$; 5 – Os-bearing laurite RuS_2 ; 6–8 – (Ru, Co)-bearing pentlandite. An. 1, 3–8 are given to 100%. Deposits: Podenny III (an. 1–4), Vershina of the River Alapaikha (an. 5) and Norskoe I ore occurrence (an. 6–8).

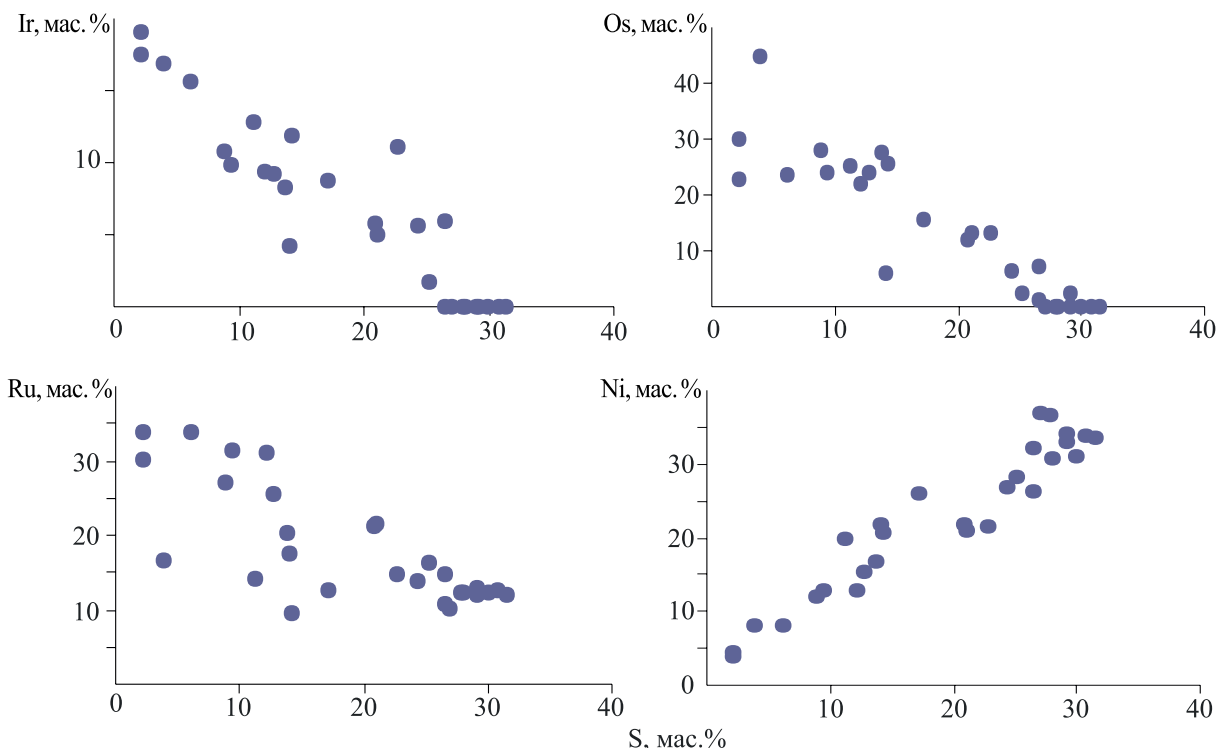


Рис. 6. Соотношения основных элементов в самородно-сульфидных агрегатах вторичной ассоциации МПГ.

Fig. 6. Binary diagrams of the main elements in native element-sulfide aggregates in the secondary assemblage.

том, также характерен для вторичной минеральной ассоциации из подиформных хромититов ряда офиолитовых массивов Европы – Добромирци (González-Jiménez et al., 2010), Шетланд (Badanina et al., 2016).

Концентрации и минералы золота в хромититах

Хромититы Алапаевского массива характеризуются относительно низкими содержаниями золота, составляющими 6–25 мг/т, что в 2–3 раза ниже содержаний всех элементов платиновой группы, кроме родия (Баданина и др., 2019). Тем не менее в глиноземистых рудах месторождения Поденное III нами обнаружены частицы самородного золота, относящиеся к первичной (см. рис. 2е) и ранней вторичной (см. рис. 4а) ассоциациям. Принадлежность самородного золота к различным парагенетическим ассоциациям согласуется с различным их составом, близким к $(\text{Au}, \text{Ag})_3\text{Cu}$ в первом случае и беспримесному Au во втором.

Находки зерен самородного золота в хромититах офиолитовых гипербазитовых комплексов мира относительно редки. При этом описываемое в литературе золото относится к беспримесному (Kojonen et al., 2003), Au–Ag-твердым растворам (Malitch et al., 2001; Yang et al., 2015), Au–Ag–Cu-

твердым растворам (Evans et al., 2012; Юричев и др., 2020), а также Au–Cu-интерметаллидам (Орсов и др., 2001; Kapsiotis et al., 2010; Шайбеков и др., 2015). В большинстве описанных находок в хромититах самородное золото ассоциирует с сульфидами меди и никеля и связывается с наложенными на хромититы гидротермально- метасоматическими процессами, прежде всего серпентинизации и хлоритизации. Синхронность самородного золота и хромшпинелида отмечалась в единичных случаях в хромититах Полярного Урала. При этом оно имеет беспримесный состав в массиве Рай-Из (Kojonen et al., 2003) или представлено сплавами Au–Cu–Ag, близкими к $(\text{Au}, \text{Ag})_2\text{Cu}$ в Харчерузском массиве (Юричев и др., 2020). В Харчерузском массиве, как и в изученном нами Алапаевском массиве, медистое золото ассоциирует с высокохромистыми рудами (53–65 мас. % Cr_2O_3).

Физико-химические условия формирования и генезис хромититов и МПГ

Оценка условий формирования магматических хромититов, опирающаяся на состав сингенетических включений сульфидов, оливина, корунда и эсколаита в хромшпинелиде многих уральских месторождений (Рай-Из, Войкаро-Сынынского, Восточно-Тагильского, Нуралинского, Кемпир-

Таблица 11. Минеральные ассоциации и последовательность их образования в хромититах Алапаевского массива**Table 11.** Sequence of formation of mineral assemblages in chromitites of the Alapaevsk massif

Первичные ассоциации		Вторичные ассоциации	
Высокохромистые руды	Глиноземистые руды	Ранняя	Поздняя
<i>Оксиды</i>			
Хромшпинелид (50–60 мас. % Cr ₂ O ₃)	Хромшпинелид (40–50 мас. % Cr ₂ O ₃)	Атоллловидный хромшпинелид, перовскит**	“Пористый” хромшпинелид, Cr-содержащий магнетит
<i>Силикаты</i>			
Клинопироксен, оливин	Клинопироксен*, оливин (диопсид)*	Клинопироксен, Na-амфибол, Na-содержащий клинохлор, гроссуляр-уваровит, эпидот, флогопит**	Cr-содержащий клинохлор, серпентин
<i>Сульфиды</i>			
Борнит Cu ₃ FeS ₄ , лаурит RuS ₂ *, эрликманит OsS ₂ , купроиридсит CuIr ₂ S ₄ *	Борнит, пентландит (Fe, Ni) ₉ S ₈ , Cu-содержащий пентландит, халькопирит, пирротин	Хизлевудит Ni ₃ S ₂ , лаурит, Ru- и Co-содержащий пентландит	Миллерит NiS, полидимит Ni ₃ S ₄
<i>Арсениды, сульфоарсениды, стибниды</i>			
		Геверсит PtSb ₂ , неназванный МПГ системы Cu-Pt-As	Стибиопалладинит, фаза (Pd,Ni) ₂ Sb, ирарсит
<i>Фосфиды</i>			
		Фосфид никеля (Ni, Fe) ₃ P*	
<i>Самородные металлы</i>			
Самородный осмий (Os, Ir, Ru)	Медистое золото (Au, Ag) ₃ Cu	Аваруит*, Ni-содержащая медь, никелистая медь, Cu-содержащий никель, самородное золото	Аваруит, самородная медь

*(Zaccarini et al., 2016).

**(Пушкарев и др., 2019).

*(Zaccarini et al., 2016).

**(Pushkarev et al., 2019).

сайского), выполненные В.П. Молошагом с соавторами (1999), указала на температурный диапазон 900–1200°C и летучесть кислорода более 10⁻¹⁸–10⁻¹⁵ бар. Для хромититов Алапаевского массива температуры образования первичных ассоциаций минералов хромититов оценены по оливин-хромитовому (590–1160°C) равновесию, летучесть кислорода (с учетом мессбауровских данных по величине Fe³⁺/Fe в хромшпинели) от –0.1 до +2.2 ед. относительно буфера FMQ (Чашухин, Вотяков, 2012).

Температурные условия образования вторичных ассоциаций, содержащих гранат и хлорит, могут быть оценены по хлоритовому геотермометру. Температуры образования изученных нами хлоритов из хромититов Алапаевского массива (см. табл. 7) укладываются в диапазон 250–284°C. Эти оценки могут быть искажены присутствием в составе изученного нами хлорита смектитовых слоев, однако они хорошо согласуются с определениями 150–350°C по пяти различным хлоритовым гео-

термометрам для ассоциации клинохлора и уваровита из офиолитовых хромититов Доминиканы (Farré-de-Pablo et al., 2022). Расчеты температур образования хлорита из атоллловидных включений, выполненные нами по анализам, приведенным в работе (Пушкарев и др., 2019), указали на диапазон 186–303°C. Относительно пористого хромшпинелида имеются указания (Colás et al., 2017; Zaccarini et al., 2016), что он мог образоваться при взаимодействии ранних хромшпинелидов с обогащенными SiO₂ гидротермами при температуре 300°C и давлении около 2 кбар.

Установленные нами различия минералов первичных и вторичных ассоциаций в высокохромистых и глиноземистых рудах можно объяснить как различным генезисом материнских пород и хромититов, так и последующим их метаморфизмом. Генетические аспекты формирования пород и хромититов Алапаевского массива рассмотрены в работах (Чашухин, Вотяков, 2012; Zaccarini et al., 2016).

В статье (Чашухин, Вотяков, 2012) приводится обоснование различного происхождения хромититов Алапаевского массива с выделением среди них магматогенного и метасоматического типов. К магматогенным отнесены высокохромистые руды дунит-хромитовых серий в сильно дифференцированных гарцбургитах западной части массива. К метасоматическим отнесены глиноземистые (среднехромистые) руды, развитые в как восточной части массива, так и в западной. Их образование связывается с локально проявленными процессами дунитизации и хромитизации слабо дифференцированных гарцбургитов при смене геодинамической обстановки с островодужной на надсубдукционную. Глиноземистые хромититы по сравнению с высокохромистыми сформированы при более высокой летучести кислорода и максимально окислены (Чашухин, Вотяков, 2012). Согласно (Zaccarini et al., 2016), хромититы Алапаевского массива образовались в результате взаимодействия обогащенных водой расплавов с мантийным перидотитом, что является общей чертой при образовании офиолитовых хромититов.

Поздние ассоциации минералов в хромититах Алапаевского массива связываются с двухэтапным метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации и повышенного потенциала кислорода, синхронным со становлением расположенного к западу Мурзинского гнейсогранитного комплекса (Чашухин, Вотяков, 2012). Ультраосновные породы массива при метаморфизме превращены в серпентиниты, рудный хромшпинелид замещается на раннем этапе агрегатом зерен Cr-хлорита и Cr-магнетита. На позднем этапе хлорит замещается серпентином, а по хромшпинелиду развиваются прожилки магнетита (Чашухин, Вотяков, 2012). Напротив, в работе (Пушкарев и др., 2019) развитие позднего атоллвидного и пористого хромшпинелида рассматривается как следствие единой эволюции хромититовой рудообразующей системы по вектору снижающейся температуры и возрастания активности остаточного магматогенного флюида. При этом магматогенный флюид был сильно восстановленным, о чем свидетельствует понижение степени окисленности железа в сменяющихся типах хромшпинелида (Пушкарев и др., 2019). Зафиксированное нами присутствие в составе вторичных ассоциаций самородных минералов (аваруита, никелистой самородной меди и медистого никеля) указывает на восстановительные условия их образования. Широко проявленный в Алапаевском массиве метаморфизм, связанный с этапом становления Мурзинского гнейсогранитного комплекса, проявился в хромититах в незначительной степени и выразился в появлении в них прожилков серпентина с мелкими кристаллами хромсодержащего магнетита, а также карбонатных прожилков.

Россыпеобразующая значимость МПГ Алапаевского массива

На многих уральских массивах офиолитовых гипербазитов Тагило-Магнитогорской мегазоны (Восточно-Тагильский, Верх-Нейвинский, Таловский и др.) развиты значительные по масштабам золотоплатиноидные россыпи. Так, в многочисленных россыпях Верх-Нейвинского массива известны богатые россыпи с самыми различными соотношениями золота и преимущественно Os–Ir–Ru-минералов МПГ (Мурзин и др., 1999). Коренными источниками золота в этих россыпях являются антигоритовые серпентиниты, а минералов платиновой группы – высокохромистые руды.

На площади Алапаевского массива высокохромистые руды развиты ограниченно, что наряду с проявленными здесь процессами сульфуризации первичных зерен Os–Ir–Ru-сплавов, может объяснить слабое развитие россыпной МПГ минерализации, несмотря на высокую степень эрозии ультрамафитов. В литературе известно лишь одно упоминание о присутствии МПГ в золотоносных россыпях р. Нейва, пересекающей массив в южной его части. Здесь на отдельных участках содержания платины и осмистого иридия в золотом концентрате достигали 5–6% (Рождков, 1948).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В исследовании получены новые данные о минералах благородных металлов в составе первичных и вторичных ассоциаций хромититов Алапаевского массива. В первичных ассоциациях высокохромистых руд обнаружены низкорутенистые Os–Ir-сплавы и сульфиды (Ir-содержащие лаурит и эрликманит), а также медистое золото. Минералы благородных металлов вторичных ассоциаций, выявленные только в глиноземистых рудах, представлены лауритом, арсенидами и стибнидами Pt и Pd, Ru-пентландитом и высокопробным самородным золотом. Минералы благородных металлов во вторичных ассоциациях формировались при температуре ниже 350°C совместно с гранатом, амфиболом, хлоритом и сульфидами никеля. Зерна первичных Os–Ir–Ru-сплавов при эпигенетических процессах подверглись сульфуризации с образованием тонкозернистой пористой смеси самородных и сульфидных (иногда с мышьяком) фаз, а также замещению Ru-пентландитом. Наличие аваруита и самородных Cu и Ni как в первичных, так и вторичных ассоциациях хромититов свидетельствует о восстановительных условиях образования минералов благородных металлов. Ограниченное развитие высокохромистых руд наряду с проявленными процессами сульфуризации первичных зерен Os–Ir–Ru-сплавов обусловили слабое развитие россыпной платиноидной минерализации на площади Алапаевского массива.

Благодарности

Авторы признательны сотрудникам Института геологии и геохимии УрО РАН А.В. Алексееву и В.П. Молошагу за возможность изучения образцов хромититов из их коллекций, И.А. Готтман и Л.В. Леоновой – за помощь в аналитической лаборатории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В. (1995) Платиноиды в хромовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 40 с.
- Аникина Е.В., Молошаг В.П., Алимов В.Ю. (1993) Минералы платиноидов в хромитах Войкаро-Сыньинского и Райзского массивов. *Докл. АН*, **330**(5), 613-616.
- Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Проскурнин В.Ф. (2019) Геохимические особенности платиноидов и золота в хромититах дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 95-101.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. (2009) Платиноносность ультрамафитов и хромовых руд альпинотипных массивов главного офиолитового пояса Урала. *Геология рудн. месторождений*, **51**(2), 182-200.
- Гурская Л.И., Смелова Л.В. (2003) Платинометалльное минералообразование и строение массива Сыум-Кей (Полярный Урал). *Геология рудн. месторождений*, **45**(4), 353-371.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. (2014) Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян). *Геология и геофизика*, **55**(2), 333-349.
- Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкирев Е.В., Хиллер В.В. (2016) Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **58**(1), 3-22.
- Молошаг В.П., Алимов В.Ю., Аникина Е.В., Гуляева Т.Я., Вахрушева Н.В., Смирнов С.В. (1999) Акцессорная минерализация хромититов альпинотипных гипербазитов Урала. *Зап. ВМО*, **128**(2), 71-83.
- Мурзин В.В., Суставов С.Г., Мамин Н.А. (1999) Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, 93 с.
- Мурзин В.В., Баданина И.Ю., Малич К.Н., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. (2020) Изотопный состав серы вторичных Ru–Os–Ir-сульфидов и сульфосарсенидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале. *Вестн. геонаук*, **9**(309), 7-13. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.9.2>
- Орсоев Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В. (2001) Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Вост. Саян). *Зап. ВМО*, **130**(4), 61-71.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Стороженко Е.В., Казаков И.И. (2019) Пористые и атоллоидные хромшпинелиды и сопутствующие минералы из рудных хромититов Алапаевского офиолитового массива, Средний Урал. *Вестн. Урал. отд. РМО*, **16**, 102-112.
- Реестр хромитопоявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. (2000) (Ред. Б.В. Перевозчиков и др.). Пермь: КамНИИКИГС, 474 с.
- Рожков И.С. (1948) Уральские россыпные месторождения золота. *200 лет золотой промышленности Урала*. Свердловск: УФАН СССР, 401-503.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л. (2012) Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитонность. *Литосфера*, (4), 140-157.
- Шайбеков Р.И., Кузнецов С.К., Гайкович М.М., Шевчук С.С. (2015) Сульфидная и благороднометалльная минерализация в хромовых рудах Лагортинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). *Литосфера*, (1), 75-85.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбояк Е.В. (2020) Платиноносность хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал): новые данные. *Зап. РМО*, **149**(3), 38-53. <https://doi.org/10.31857/S0869605520030107>
- Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. (2022) Platinum-Group Minerals in the Placer of the Kitoy River, East Sayan, Russia. *Minerals*, **12**(21). <https://doi.org/10.3390/min12010021>
- Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Meisel T.C. (2016) Closed-system behaviour of the Re–Os isotope system recorded in primary and secondary PGM assemblages: evidence from a mantle chromitite at Harold's Grave (Shetland ophiolite Complex, Scotland). *Ore Geol. Rev.*, **75**, 174-185. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.014>
- Bai W., Robinson P.T., Fang Q., Yang J., Yan B., Zhang Z., Xu-Feeng Hu, Zhou M.-F., Malpas J. (2000) The PGE and base metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Can. Mineral.*, **38**(3), 585-598. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.3.585>
- Colás V., Padrón-Navarta J.A., González-Jiménez J.M., Fanlo I., Sánchez-Vizcaino V.L., Gervilla F., Castroviejo R. (2017) The role of silica in the hydrous metamorphism of chromite. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 274-286. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.025>
- Derbyshire E.J., O'Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R., Kronz A. (2013) Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. *Lithos*, **162-163**, 279-300. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.013>
- Escayola M., Garuti G., Zaccarini F., Proenza J.A., Bédard J.H., Van Staal C. (2011) Chromitite and platinum-group element mineralization at Middle Arm Brook, Central Advocate Ophiolite Complex, Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada. *Can. Mineral.*, **49**, 1523-1547. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.6.1523>
- Evans D.M., Barrett F.M., Prichard H.M., Fisher P.C. (2012) Platinum-palladium-gold mineralization in the Nkenja mafic-ultramafic body, Ubendian metamorphic belt, Tanzania. *Miner. Deposita*, **47**, 175-196. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0353-8>
- Farré-de-Pablo J., Proenza J.A., González-Jiménez J.M., Aiglsperger T., Torró L., Domènech C., García-Casco A. (2022) Low-temperature hydrothermal Pt mineralization

- in uvarovite-bearing ophiolitic chromitites from the Dominican Republic. *Miner. Deposita*, **57**, 955-976. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01079-8>
- Garuti G., Zaccarini F. (1997) In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinitised and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *Can. Mineral.*, **35**, 611-626.
- Garuti G., Zaccarini F., Cabella R., Fershtater G.B. (1997) Occurrence of unknown Ru–Os–Ir–Fe oxides in the chromitites of the Nurali ultramafic complex, southern Urals, Russia. *Can. Miner.*, **35**, 1431-1439.
- Garuti G., Zaccarini F., Moloshag V., Alimov V. (1999) Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia. *Can. Miner.*, **37**, 1099-1115.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (Pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geotectonic setting. *Ophioliti*, **37**, 27-53. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V37I1.404>
- González-Jiménez J.M., Gervilla F., Kerestedjian T., Proenza J.A. (2010) Effects of metamorphism on platinum-group and base-metal mineral assemblages in ophiolite chromitites from the Dobromirski massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria). *Res. Geol.*, **60**, 315-334.
- González-Jiménez J.M., Reich M., Camprubí A., Gervilla F., Griffin W.L., Colás V., O'Reilly S.Y., Proenza J.A., Pearson N.J., Centeno-García E. (2015) Thermal metamorphism of mantle chromites and the stability of noble metal nanoparticles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**, 15. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1169-9>
- Kapsiotis A., Grammatikopoulos T.A., Tsikouras B., Hatzipanagiotou K. (2010) Platinum-Group Mineral Characterization in Concentrates from High-Grade PGE Al-rich Chromitites of Korydallos Area in the Pindos Ophiolite Complex (NW Greece). *Res. Geol.*, **60**(2), 178-191. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00124.x>
- Kojonen K., Zaccarini F., Garuti G. (2003) First finding of native gold in the chromitites of the Ray-Iz ophiolitic complex, Polar Urals. *Geophys. Res., Abstracts*. Vol. 5, 08352-08352.
- Malitch K.N., Melcher F., Muhlhans H. (2001) Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Krauthaus, Austria. *Mineral. Petrol.*, **73**, 247-277. <https://doi.org/10.1007/s007100170002>
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru–Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk Ophiolite Massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S–Os Isotope Evidence. *Minerals*, **11**(3), 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.*, **38**, 1419-1458.
- Prichard M.H., Tarkian M. (1988) Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland Ophiolite Complex. *Can. Miner.*, **26**, 979-990.
- Stockman H.W., Hlava P.F. (1984) Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.*, **79**, 491-508.
- Tsoupas G., Economou-Eliopoulos M. (2008) High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece. *Ore Geol. Rev.*, **33**, 3-19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.008>
- Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M. (2002) The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 329-345. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00767-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00767-0)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Griffin W.L., Cliff J. (2015) Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondw. Res.*, **27**(2), 450-485. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.004>
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geol. Rev.*, **33**, 20-30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusions in Chromite Deposits of the Urals. *Minerals*, **8**, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-Group Minerals and Other Accessory Phases in Chromite Deposits of the Alapaevsk Ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, **6**, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**, 30-38.

REFERENCES

- Airiants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. (2022) Platinum-Group Minerals in the Placer of the Kitoy River, East Sayan, Russia. *Minerals*, **12**(21). <https://doi.org/10.3390/min12010021>
- Anikina E.V. (1995) Platinoids in chrome ores of the Polar Urals. Syktyvkar, IG Komi NTs Uro RAN, 40 p. (In Russ.)
- Anikina E.V., Moloshag V.P., Alimov V.Yu. (1993) Platinum-group minerals in chromites from the Voikar-Syn'insk and Rai-Iz massifs. *Dokl. AN*, **330**(5), 613-616. (In Russ.)
- Badanina I.Yu., Malitch K.N., Murzin V.V., Proskurnin V.F. (2019) Geochemical features of platinum-group elements and gold in chromitites from dunite-harzburgite and clinopyroxenite-dunite massifs. *Tr. IGG URO RAN*, vyp. **166**, 95-101 (In Russ.)
- Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Meisel T.C. (2016) Closed-system behaviour of the Re–Os isotope system recorded in primary and secondary PGM assemblages: evidence from a mantle chromitite at Harold's Grave (Shetland ophiolite Complex, Scotland). *Ore Geol. Rev.*, **75**, 174-185. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.014>
- Bai W., Robinson P.T., Fang Q., Yang J., Yan B., Zhang Z., Xu-Feeng Hu, Zhou M.-F., Malpas J. (2000) The PGE and base metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Can. Mineral.*, **38**(3), 585-598. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.3.585>

- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L. (2012) The ultramafites of Alapaevsk massif (Middle Urals): petrology, geochemistry and chromite-bearing. *Lithosphere (Russia)*, (4), 140-157. (In Russ.)
- Colás V., Padrón-Navarta J.A., González-Jiménez J.M., Fanlo I., Sánchez-Vizcaino V.L., Gervilla F., Castroviejo R. (2017) The role of silica in the hydrous metamorphism of chromite. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 274-286. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.025>
- Derbyshire E.J., O'Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R., Kronz A. (2013) Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. *Lithos*, **162-163**, 279-300. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.013>
- Escayola M., Garuti G., Zaccarini F., Proenza J.A., Bédard J.H., Van Staal C. (2011) Chromitite and platinum-group element mineralization at Middle Arm Brook, Central Advocate Ophiolite Complex, Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada. *Can. Mineral.*, **49**, 1523-1547. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.6.1523>
- Evans D.M., Barrett F.M., Prichard H.M., Fisher P.C. (2012) Platinum-palladium-gold mineralization in the Nkenja mafic-ultramafic body, Ubendian metamorphic belt, Tanzania. *Miner. Deposita*, **47**, 175-196. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0353-8>
- Farré-de-Pablo J., Proenza J.A., González-Jiménez J.M., Aiglsperger T., Torró L., Doménech C., García-Casco A. (2022) Low-temperature hydrothermal Pt mineralization in uvarovite-bearing ophiolitic chromitites from the Dominican Republic. *Miner. Deposita*, **57**, 955-976. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01079-8>
- Garuti G., Zaccarini F. (1997) In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinised and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *Can. Mineral.*, **35**, 611-626.
- Garuti G., Zaccarini F., Cabella R., Fershtater G.B. (1997) Occurrence of unknown Ru–Os–Ir–Fe oxides in the chromitites of the Nurali ultramafic complex, southern Urals, Russia. *Can. Miner.*, **35**, 1431-1439.
- Garuti G., Zaccarini F., Moloshag V., Alimov V. (1999) Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia. *Can. Miner.*, **37**, 1099-1115.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (Pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geotectonic setting. *Ophioliti*, **37**, 27-53. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V37I1.404>
- González-Jiménez J.M., Gervilla F., Kerestedjian T., Proenza J.A. (2010) Effects of metamorphism on platinum-group and base-metal mineral assemblages in ophiolite chromitites from the Dobromirski massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria). *Res. Geol.*, **60**, 315-334.
- González-Jiménez J.M., Reich M., Camprubí A., Gervilla F., Griffin W.L., Colás V., O'Reilly S.Y., Proenza J.A., Pearson N.J., Centeno-García E. (2015) Thermal metamorphism of mantle chromites and the stability of noble metal nanoparticles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**, 15. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1169-9>
- Gurskaya L.I., Smelova L.V. (2003) PGE Mineral formation and the structure of the Syum-Keu massif (Polar Urals). *Geol. Depos.*, **45**(4), 309-325 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **45**(4), 353-371).
- Kapsiotis A., Grammatikopoulos T.A., Tsikouras B., Hatzipanagiotou K. (2010) Platinum-Group Mineral Characterization in Concentrates from High-Grade PGE Al-rich Chromitites of Korydallos Area in the Pindos Ophiolite Complex (NW Greece). *Res. Geol.*, **60**(2), 178-191. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00124.x>
- Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Damdinov B.B., Agafonov L.V., Belyanin D.K. (2014) Composition and evolution of PGE mineralization in chromite ores from the Il'chir ophiolite complex (Ospa-Kitoi and Khara-Nur areas, East Sayan). *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(2), 259-272 (translated from *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 333-349). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.010>
- Kojonen K., Zaccarini F., Garuti G. (2003) First finding of native gold in the chromitites of the Ray-Iz ophiolitic complex, Polar Urals. *Geophys. Res., Abstracts*. Vol. 5., 08352-08352.
- Malitch K.N., Melcher F., Muhlans H. (2001) Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Krauth, Austria. *Mineral. Petrol.*, **73**, 247-277. <https://doi.org/10.1007/s007100170002>
- Malitch K.N., Anikina E.V., Badanina I.Y., Pushkarev E.V., Khiller V.V., Belousova E.A. (2016) Chemical composition and osmium-isotope systematics of primary and secondary PGM assemblages from high-Mg chromitite of the Nurali Iherzolite massif, the South Urals, Russia. *Geol. Depos.*, **58**(1), 1-19 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **58**(1), 3-22). <https://doi.org/10.1134/S1075701515050037>
- Malitch K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru–Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk Ophiolite Massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S–Os Isotope Evidence. *Minerals*, **11**(3), 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.*, **38**, 1419-1458.
- Moloshag V.P., Alimov V.Yu., Anikina E.V., Gulyaeva T.Ya., Vakhrusheva N.V., Smirnov S.V. (1999) Accessory mineralization in chromitites of the alpine-type ultrabases of the Urals. *Zap. VMO*, **128**(2), 71-83. (In Russ.)
- Murzin V.V., Sustavov S.G., Mamin N.A. (1999) Gold and Platinum-Group Element Mineralization of Placer Deposits of the Verkh-Neivinsky Massif of Alpine-Type Ultrabases (the Middle Urals). Ekaterinburg, UGGA, 93 p. (In Russ.)
- Murzin V.V., Badanina I.Yu., Malitch K.N., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A. (2020) Sulfur isotope composition of secondary Ru–Os–Ir sulfides and sulfoarsenides from the Verkh-Neivinsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals). *Vestn. Geonauk*, **9**(309), 7-13. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2020.9.2>
- Orsoev D.A., Tolstykh N.D., Kislov E.V. (2001) Mineral composition PtCu₂ from chromitites of the Ospin-Kitoy ultramafic massif (Eastern Sayan). *Zap. VMO*, **130**(4), 61-71. (In Russ.)
- Prichard M.H., Tarkian M. (1988) Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland Ophiolite Complex. *Can. Miner.*, **26**, 979-990.
- Pushkarev E.V., Gottman I.I., Storozhenko E.V., Kazak-

- ov I.I. (2019) Porous and atoll-like chromespinelids and associated minerals from ore-bearing chromitites of the Alapaevsk ophiolite massif, Middle Urals. *Vestn. Ural. ot. RMO*, **16**, 102-112. (In Russ.)
- Register of chromite manifestations in Alpine-type ultramafic rocks of the Urals. (2000) (Ed. B.V. Perevozchikov et al.) Perm', KamNIIKIGS, 474 p. (In Russ.)
- Rozhkov I.S. (1948) Ural placer gold deposits. *200 years of gold industry in the Urals*. Sverdlovsk, UFAN SSSR, 401-503. (In Russ.)
- Shaybekov R.I., Kuznetsov S.K., Gaykovich M.M., Shevchuk S.S. (2015) Sulfide and noble metals mineralization in chromium ores of Lagorta-Kershor area, Voikar-Synya massif (Polar Urals). *Lithosphere (Russia)*, (1), 75-85. (In Russ.)
- Stockman H.W., Hlava P.F. (1984) Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.*, **79**, 491-508.
- Tsoupas G., Economou-Eliopoulos M. (2008) High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece. *Ore Geol. Rev.*, **33**, 3-19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.008>
- Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Neustroeva I.I. (2009) Platinum-group elements in alpine-type ultramafic rocks and related chromite ores of the Main ophiolite Belt of the Urals. *Geol. Depos.*, **51**(2), 162-178 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **51**(2), 182-200). <https://doi.org/10.1134/S1075701509020068>
- Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M. (2002) The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 329-345. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00767-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00767-0)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Griffin W.L., Cliff J. (2015) Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondw. Res.*, **27**(2), 450-485. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.004>
- Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Karbovyak E.V. (2020) Platinum-Bearing of Chromitites in the Kharcheruz Ultramafic Massif (the Polar Urals): New Data. *Zap. VMO*, **149**(3), 38-53. (In Russ.)
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geol. Rev.*, **33**, 20-30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-Group Minerals and Other Accessory Phases in Chromite Deposits of the Alapaevsk Ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, **6**, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhhammer O. (2018) Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusions in Chromite Deposits of the Urals. *Minerals*, **8**, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**, 30-38.

УДК 553.08.553.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784

Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия

И. Р. Рахимов^{1,2}, А. В. Вишнеvский³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: rigel92@mail.ru

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

Поступила в редакцию 13.12.2022 г., принята к печати 28.04.2023 г.

Объект исследований. Изучены морфология и химический состав амфиболов из ультрамафит-мафитов худолазовского комплекса Южного Урала. **Методы.** Морфологические исследования проведены с помощью оптической (Carl Zeiss Axioskop 40A) и электронной (Tescan Vega Compact) микроскопии. Химический состав минералов определен на рентгеновских микроанализаторах CAMECA SX 100 и JEOL JXA-8230. **Результаты.** Установлено, что в породах преобладает ксеноморфная бурая титанистая роговая обманка, образовавшаяся в основном за счет реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом при 920–1040°C. В небольшом количестве присутствует идиоморфная бурая роговая обманка, кристаллизовавшаяся непосредственно из остаточного водонасыщенного расплава в том же температурном диапазоне. Менее распространена зеленая роговая обманка, главным образом возникшая по краям и трещинам в бурой роговой обманке на поздне- и постмагматическом этапе (670–830°C) при субсолидусных превращениях. На гидротермальной стадии бурая и зеленая роговые обманки частично заместились актинолитом и куммингтонитом при 620–650°C и ниже. **Выводы.** Характер изменения состава бурой роговой обманки свидетельствует о сходных условиях петрогенеза на позднемагматической стадии во всех интрузиях худолазовского комплекса. Процесс перехода бурой роговой обманки в зеленую происходил при постепенном повышении фугитивности кислорода (ΔNNO от $-0.2...+0.4$ до $+0.9...+2.5$) и сопровождался уменьшением количества Ti, Fe²⁺, Na и увеличением – Si, Al^{VI}, Mg и K в структуре минерала. Низкие концентрации F и Cl в роговых обманках свидетельствуют об их формировании уже после удаления галогенов из расплава.

Ключевые слова: худолазовский комплекс, ультрамафит-мафиты, роговая обманка, актинолит, расплав

Источник финансирования

Исследования поддержаны грантом РФФИ, проект № 22-77-10049. Часть аналитических работ финансировалась за счет госбюджетной темы ИГ УФИЦ РАН (№ FMRS-2022-0012) и ИГТ УрО РАН (№ 123011800009-9)

Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications

Ildar R. Rakhimov^{1,2}, Andrey V. Vishnevskiy³

¹Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: rigel92@mail.ru

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

Received 13.12.2022, accepted 28.04.2023

Subject research. Morphology and chemical composition of amphiboles from ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz complex. **Methods.** Morphological studies were carried out using optical (Carl Zeiss Axioskop 40A) and electron (Tescan Vega

Для цитирования: Рахимов И.Р., Вишнеvский А.В. (2023) Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия. *Литосфера*, **23**(5), 766–784. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>

For citation: Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V. (2023) Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications. *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 766–784. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>

Compact) microscopes. The chemical composition of minerals was determined using CAMECA SX 100 and JEOL JXA-8230 electron probe microanalyzers. *Results.* The rocks under study are dominated by xenomorphic brown titanium hornblende crystals, formed mainly due to the reaction of clinopyroxene with a residual water-saturated melt at 920–1040°C. Euhedral brown hornblende, which crystallized directly from the residual water-saturated melt in the same temperature range, was found in small amounts. Green hornblende originated along the edges and cracks in brown hornblende crystals during the late magmatic stage and early hydrothermal stage (670–830°C) at the subsolidus transformation. At the hydrothermal stage (620–650°C and below), brown and green hornblende were partially replaced by actinolite and cummingtonite. *Conclusions.* The nature of changes in the composition of brown hornblende indicates similar petrogenesis conditions at the late magmatic stage in all intrusions of the Khudolaz complex. The process of transition from brown hornblende to green hornblende occurred with a gradual increase in oxygen fugacity (ΔNNO from $-0.2...+0.4$ to $+0.9...+2.5$), and was accompanied by decrease of Ti, Fe^{2+} , Na and the increase of Si, Al^{VI} , Mg, and K in the mineral structure. The low concentrations of F and Cl in hornblende crystals indicate their formation after migration of halogens from the melt.

Keywords: Khudolaz complex, ultramafic-mafic rocks, hornblende, actinolite, melt

Funding information

The work supported by RSF, grant No. 22-77-10049. Part of analytical studies was carried out within the State Assignment of IG UFRS RAS (No. FMRS-2022-0012) and IGG UrB RAS (No. 123011800009-9)

Acknowledgements

The authors thanks anonymous reviewers for helpful critical comments, which allowed us to significantly improve the original version of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Роговая обманка встречается в различных типах магматических, метасоматических и метаморфических пород. Она давно используются в качестве индикатора P - T - $f\text{O}_2$ условий минералообразования, а также процессов дифференциации, дегазации и контаминации магматических расплавов (Базылев и др., 2001; Browne, Gardner, 2006; Чернышова, 2007; Ridolfi et al., 2010; Граменицкая и др., 2013; Erdmann et al., 2014; Kang et al., 2020), и поэтому имеет важное петрологическое значение. К примеру, именно с фракционированием роговой обманки связывают происхождение андезитов (Cawthorn et al., 1976; Davidson et al., 2007). Кроме того, роговая обманка часто встречается в тяжелой фракции терригенных отложений, позволяя точнее реконструировать источники их сноса (Аль-Джубури и др., 2009; Caracciolo et al., 2016). Однако сложный химический состав роговых обманок часто не позволяет проводить однозначную генетическую интерпретацию, а широкие вариации их состава объясняются различными, порой противоположными, процессами (Cawthorn et al., 1976; Grapes, Graham, 1978; Browne, Gardner, 2006).

В Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала установлена серия базитовых комплексов каменноугольного возраста (350–320 млн лет) с богатыми роговой обманкой породами, для которых предполагается связь с мантийным плюмом (Салихов и др., 2019). Особое место среди них занимает худолазовский дифференцированный комплекс, с которым связано сульфидно-платинометалль-

ное оруденение. Роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов, слагающая ультраосновные, основные и средние породы комплекса. Породы претерпели разную степень метасоматических изменений, а одним из главных вторичных силикатов также выступает низкотемпературный амфибол. Поэтому детальное изучение онтогении и химического состава разных амфиболов может позволить уточнить петрогенетические особенности комплекса. В статье приведены результаты исследований морфологии и химического состава роговой обманки в контексте петрологии худолазовского комплекса. Обсуждены закономерности изменения составов первичных и вторичных амфиболов.

Краткие сведения о структуре и химическом составе роговой обманки

Роговая обманка – собирательный термин для темноцветных глиноземистых кальциевых амфиболов с общей формулой $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$, где $\text{A} = \square$, Na, K, Ca, Pb, Li; $\text{B} = \text{Na}$, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Li; $\text{C} = \text{Mg}$, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li; $\text{T} = \text{Si}$, Al, Ti^{4+} , Be; $\text{W} = (\text{OH})$, F, Cl, O^{2-} (Hawthorne et al., 2012). Характерной особенностью амфиболов является то, что в их структуре принимают участие сдвоенные цепочки (ленты) кремнекислородных тетраэдров состава $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$, остающийся ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного аниона $(\text{OH})^-$, т. е. общий отрицательный заряд анионного комплекса равен семи. Замена двух не связанных с Si ионов кислорода двумя однова-

лентными ионами $(\text{OH})^-$ обуславливает снижение количества катионов. В двойных соединениях, богатых трехвалентными (Al^{3+} и Fe^{3+}) и одновалентными (Na^+ и K^+) металлами, часть ионов Al^{3+} заменяет Si^{4+} в цепочках кремнекислородных тетраэдров. Вследствие этого общий отрицательный заряд цепочки повышается, нейтрализуясь дополнительными катионами (обычно Na^+ и K^+), например, по схеме: $\text{Al}^{3+}\text{Na}^+ \rightarrow \text{Si}^{4+}$.

Согласно решению Комиссии IMA по новым минералам, номенклатуре и классификации, термин “роговая обманка” не применяется для строгой классификации, однако вполне может использоваться в геологической практике, например при полевом описании пород (по аналогии с биотитом) (Hawthorne et al., 2012). В данной работе термин “роговая обманка” используется для обозначения доминирующей в породах худолазовского комплекса группы амфиболов.

Краткая геологическая, петрографическая и металлогеническая характеристика комплекса

Худолазовский комплекс локализован в центральной части Южного Урала, образуя 70-километровый пояс из мелких хонолитов и штоков (от 0.1 до 3.5 км в длину), секущих островодужные вулканогенно-осадочные комплексы девона. U-Pb изотопный возраст комплекса определен по циркону и бадделейту как равный 329–325 млн лет, а его происхождение связывается с деятельностью мантийного плюма (Салихов и др., 2019). Интрузии, содержащие ультрамафиты, несут сульфидное Cu-Ni оруденение с содержанием Cu до 2.3 мас. %, Ni – до 1.4 мас. %, а PGE (элементы платиновой группы) – до 1 г/т (Rakhimov et al., 2021). Установлено, что выделение сульфидного расплава произошло при температуре $\approx 1100^\circ\text{C}$, из которого впоследствии кристаллизовались главные рудные минералы – пирротин, халькопирит и пентландит.

Наиболее плотное скопление интрузий находится внутри одноименной мульды. Относительно крупные интрузии (например, массивы Северный Бускун, Восточный Бускун, Западный Карасаз) характеризуются расслоенным строением, в их вертикальном разрезе развиты такситовые габбро, плагиоперидотиты, оливиновые габбро, троктолиты и габбродииориты. Мелкие штоки и хонолиты имеют относительно однородное внутреннее строение. В западном борту Худолазовской мульды распространены штоки амфиболовых плагиоперидотитов, а в осевой и восточной частях мульды развиты хонолиты безоливиновых амфиболовых габбро и диоритов. Согласно геолого-геофизическим данным, к востоку от осевой части Худолазовской мульды на глубине около 4 км располагается крупное тело, вероятно представлявшее собой магматический резервуар, от которого ответ-

вляются многочисленные интрузии (Rakhimov et al., 2021).

Породы худолазовского комплекса характеризуются пойкилитовой и пойкилоофитовой, редко – габбровой структурой. В небольшом количестве в краевых частях массивов или в виде жил и гнездообразных скоплений встречаются такситовые габбро и пегматоидные диориты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучено около 50 шлифов амфиболовых и амфиболсодержащих пород худолазовского комплекса. Микроскопические исследования проводились с помощью оптической (Carl Zeiss Axioskop 40A) и сканирующей электронной микроскопии (Tescan Vega Compact) в ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа. Химический состав минералов определен в режиме ЭДС с использованием приставки INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments (аналитик С.С. Ковалев) с напряжением 20 кВ, силой тока 4 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм, пределы допускаемой относительной погрешности измерений $\pm 3\%$. Для калибровки использовался чистый кобальт.

Химический состав амфиболов также изучен на рентгеновских микроанализаторах CAMECA SX 100 (аналитик И.А. Даниленко) в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, и JEOL JXA-8230 (аналитик Е.Н. Нигматулина) в ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск. Анализы выполнены в следующем режиме: ускоряющее напряжение 15–20 кВ и сила тока 10–30 нА при диаметре пучка электронов на образце 1–3 мкм. Для построения калибровочных графиков использованы аттестованные стандартные образцы: F-Flog (K, F), 359-1 (K), галит (Cl), альбит (Na, Al), диопсид (Si, Ca), O-145 (Si, O), родонит (Mn), Ch-1 (Mg), Fe_2O_3 (Fe), TiO_2 (Ti), V_2O_5 (V), Cr_2O_3 (Cr), MgAl_2O_4 (Mg, Al), 79/62 (Mn, Zn). Микронзондовый анализ включает в себя 191 анализ амфиболов из восьми массивов (Северный Бускун, Восточный Бускун, Малютка, Ташлы-Тау, Агастау, Кусеево-1, Лира, Тукан). Содержание кислорода рассчитано из предположения о стехиометричности состава матрицы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности распределения роговой обманки в породах и ее морфологические особенности

В породах худолазовского комплекса выделяются следующие типы амфибола, различающиеся по цвету, характеру выделений и степени идиоморфизма индивидов: бурая роговая обманка, зеленая роговая обманка и актинолит. Между первыми двумя наблюдаются промежуточные разновидности, часто обладающие слабой переходной

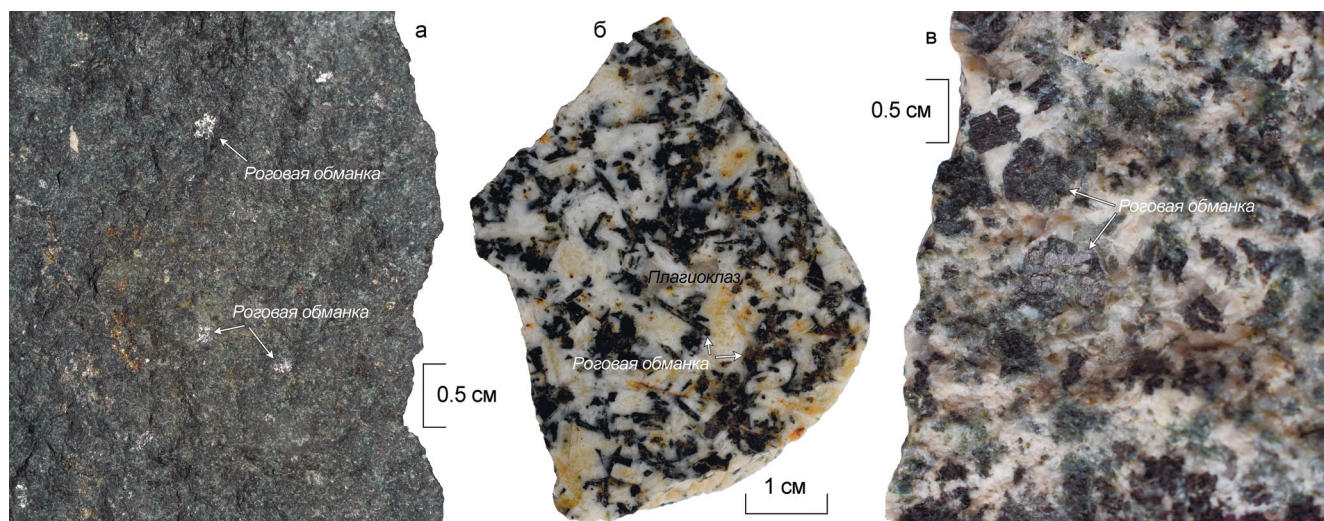


Рис. 1. Образцы роговообманкового перидотита и пегматоидных габбро худолазовского комплекса с пойкилитовыми (а), длиннопризматическими (б), короткопризматическими и изометричными (в) кристаллами роговой обманки.

Fig. 1. Hand specimens of Khudolaz complex hornblende peridotite and pegmatoid gabbroes with poikilitic (a), acicular (б) and isometric (в) hornblende crystals.

окраской от бурой к зеленой. Буря роговая обманка является одним из породообразующих минералов, в большинстве пород варьируется от 3 до 35 об. %. В долеритах массива Лиры ее содержание не превышает 0.5 об. %, а в ряде образцов массива Ташлы-Тау достигает 50 об. % (оливиновый плагиогорнблендит). Макроскопически цвет роговой обманки зеленовато- или буровато-черный, блеск стеклянный (рис. 1).

В неизмененных и слабоизмененных породах буря роговая обманка резко преобладает среди амфиболов. В шлифах она характеризуется насыщенной бурой окраской (по оси Ng), плеохроируя до светло-бурой и светло-зеленой. Морфология ее разнообразна. Большей частью в изученных породах роговая обманка образует ксеноморфные интерстициальные выделения. Широко развиты ойки-кристаллы (рис. 1а, 2а), содержащие обильные включения оливина, плагиоклаза, клинопироксена и рудных минералов. Размеры таких пойкилитовых зерен варьируются от 0.5 до 12.5 мм, в интерстициях также встречаются мелкие (0.05–0.1 мм) зерна с острыми входящими углами в сечениях. Часто роговая обманка сростается с такими же ксеноморфными или червеобразными зернами ильменита (рис. 2б). Во многих образцах наблюдаются отчетливые структуры замещения роговой обманкой клинопироксена, выраженные извилистыми, часто неясными границами между клинопироксеном и роговой обманкой, нередко с наличием отдельных амёбовидных реликтов клинопироксена в роговой обманке (рис. 2б–г, е). Но иногда встре-

чаются и структуры обрастания, в которых можно наблюдать четкие ровные границы между клинопироксеном и роговой обманкой (см. рис. 2в). На рис. 2е показано зерно флогопита (частично хлоритизированного), также включенного в структуру замещения клинопироксена бурой роговой обманкой (частично актинолитизированной). В породах с высоким содержанием роговой обманки (15–35 об. %), например в такситовых и пегматоидных габбро, помимо ксеноморфных, развиты субидiomорфные и даже идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (рис. 2д). Встречаются как призматические, так и изометричные зерна размером от 0.5 до 1.5 мм. В габбро и диоритах (массив Тука, а также в пегматоидных обособлениях внутри пикродолеритовых массивов (Восточный Бускун, Лира) развиты сильно вытянутые (до 50 мм и более) и субизометричные идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (см. рис. 1б, в).

В метасоматизированных породах, в которых первичные силикаты частично или полностью замещены вторичными низкотемпературными, буря роговая обманка незначительно или существенно изменена. Часто по краям бурой роговой обманки (см. рис. 2в, ж) либо пятнами по трещинам (см. рис. 2в, д) развита зеленая роговая обманка. Цвет ее варьируется от насыщенного зеленого до бледно-зеленого и светло-желтовато-зеленого. Зерна зеленой роговой обманки, которые можно было бы назвать самостоятельными, не обнаружены. Довольно часто наблюдается частичное ее замещение актинолитом как вдоль трещин, так и по

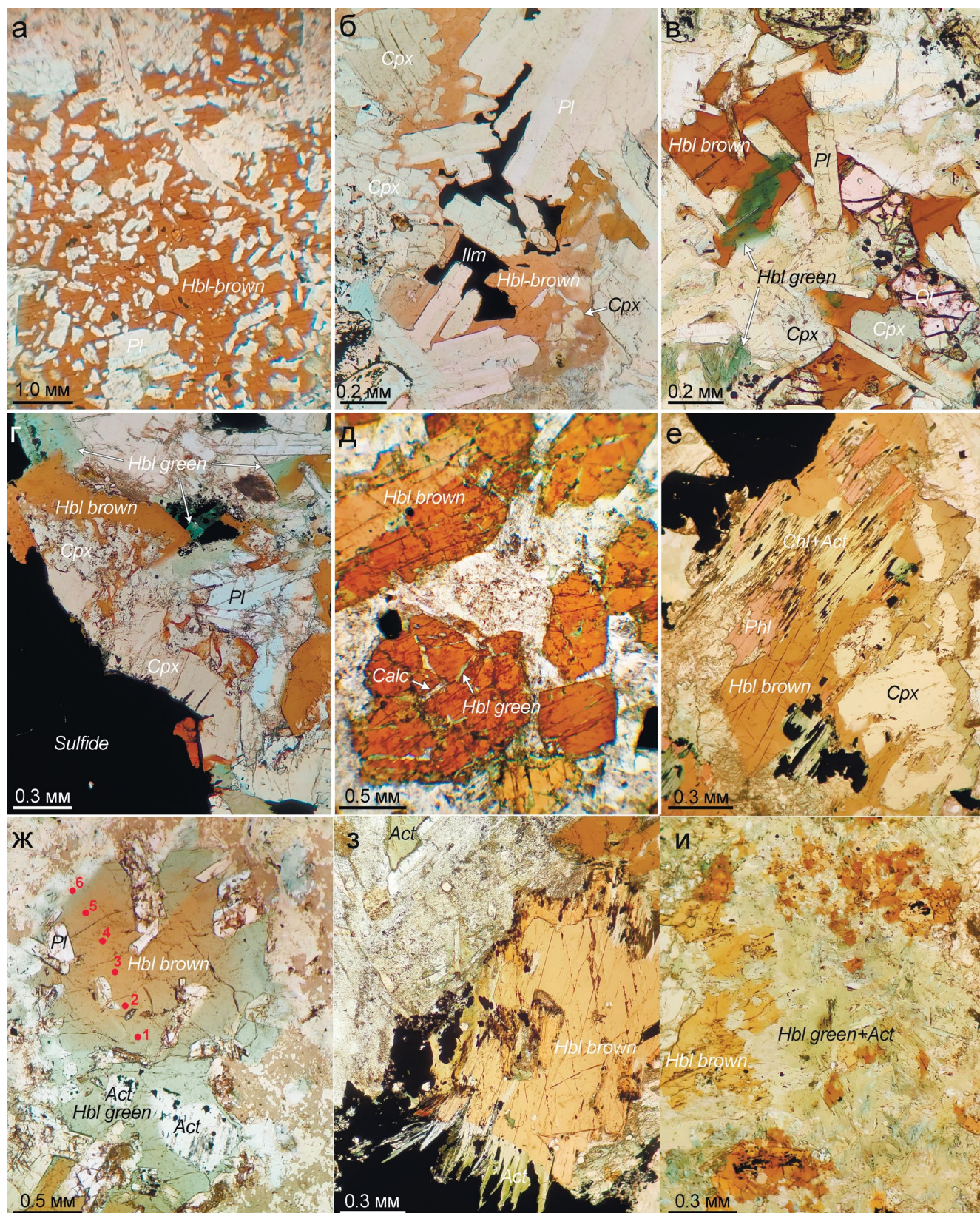


Рис. 2. Морфология зерен роговой обманки в породах худолазовского комплекса (проходящий свет).

а – ойкокристалл роговой обманки с обильными включениями плагиоклаза в роговообманковом габбро; б – срастание роговой обманки, замещающей и обрастающей зерна клинопироксена, и ильменита в интерстициях кристаллов плагио-

клаза в оливин-роговообманковом габбро; в – ойкокristалл роговой обманки с включениями плагиоклаза и клинопироксена в оливин-роговообманковом габбро; г – структура замещения клинопироксена роговой обманкой в оливин-роговообманковом габбро; д – идиоморфные и субидиоморфные кристаллы роговой обманки в роговообманковом габбро; е – структура замещения клинопироксена и флогопита бурой роговой обманкой с последующим ее фрагментарным замещением актинолитом в роговообманковом плагиоперидотите; ж – зональный буро-зеленый ойкокristалл роговой обманки в роговообманковом плагиоперидотите; з – развитие актинолита по краю бурой роговой обманки на границе с сульфидом в роговообманковом плагиоперидотите; и – ойкокristалл бурой роговой обманки, почти полностью замещенный агрегатом из зеленой роговой обманки, актинолита и хлорита в роговообманковом плагиоперидотите. *Act* – актинолит, *Calc* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Cpx* – клинопироксен, *Hbl brown* – бурая роговая обманка, *Hbl green* – зеленая роговая обманка, *Ilm* – ильменит, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 2. Morphology of hornblende grains in the Khudolaz complex rocks (transmitted light).

а – hornblende oikocrystal with abundant inclusions of plagioclase (hornblende gabbro); б – intergrowth of hornblende replacing and overgrowing grains of clinopyroxene and ilmenite in the interstices of plagioclase crystals (olivine-hornblende gabbro); в – oikocrystal of hornblende with plagioclase and clinopyroxene inclusions (olivine-hornblende gabbro); г – structure of replacement of clinopyroxene by hornblende (in olivine-hornblende gabbro); д – idiomorphic and subhedral crystals of hornblende (hornblende gabbro); е – structure of replacement of clinopyroxene and phlogopite by brown hornblende followed by its fragmentary replacement by actinolite (hornblende plagioperidotite); ж – zoning brown-green hornblende oikocrystal (hornblende plagioperidotite); з – actinolite along the edge of brown hornblende at the border with sulfide (hornblende plagioperidotite); и – brown hornblende oikocrystal, almost completely replaced by an aggregate of green hornblende, actinolite and chlorite (hornblende plagioperidotite). *Act* – actinolite, *Calc* – calcite, *Chl* – chlorite, *Cpx* – clinopyroxene, *Hbl brown* – brown hornblende, *Hbl green* – green hornblende, *Ilm* – ilmenite, *Pl* – plagioclase.

краям зерен (рис. 2з, и). По трещинам в зернах также иногда развиты агрегаты кальцита (см. рис. 2д), хлорита, эпидота. Кроме того, как было выявлено по результатам химических анализов, в краях некоторых зональных зерен бурой–зеленой роговой обманки в пробах разных массивов изредка развиты мелкие агрегаты куммингтонита–грюнерита. Обычно это либо тонкие вытянутые кристаллы (до 0.1 мм при ширине не более 10 мкм), весьма сходные с актинолитом, либо тонкие полосчатые зоны (до 20 мкм) между бурой и зеленой роговыми обманками. В отдельных случаях бурая роговая обманка практически полностью замещена агрегатами, состоящими из зеленой роговой обманки, актинолита, хлорита и альбита, в которых наблюдаются реликты первой (см. рис. 2и). Характерны как постепенные переходы от бурой роговой обманки к зеленой с побледнением окраски (см. рис. 2ж), так и резкие с четкими границами между ними (см. рис. 2в, г). Если зеленая роговая обманка обычно не имеет четких морфологических отличий от бурой роговой обманки, то актинолит чаще всего представлен игольчатыми кристаллами, хорошо различимыми в матрице, состоящей из реликтов клинопироксена или роговой обманки и сплошных агрегатов хлорита и других вторичных силикатов. В шлифах актинолит имеет желтовато-зеленую, бледно-зеленую окраску, иногда практически бесцветен. На рис. 2з показан актинолитовый агрегат, развитый по кайме зерна бурой роговой обманки и частично замесивший сульфид.

Химический состав роговой обманки

Составы изученных амфиболов нанесены на классификационные диаграммы (Leake et al., 1997) (рис. 3). Из всех анализов бурой роговой

обманки около 80% имеют $(Na + K)^A > 0.5$ ф.е. (рис. 3а) и 20% – менее 0.5 ф.е. (рис. 3б). Подавляющее большинство анализов отвечают магнезиогастингситу, реже – эдениту. Принимая во внимание содержание титана, более чем половину выделений магнезиогастингсита следует определять как титанистый магнезиогастингсит ($Ti\ 0.3\text{--}0.5$ ф.е.) и ОН-F-Cl-доминантный амфибол с $(Ti)^C > 0.5$ ф.е., который в ранней номенклатуре (Leake et al., 1997) определялся как керсутит. Однако, согласно последним рекомендациям (Hawthorne et al., 2012), название “керсутит” закреплено за оксиамфиболами ($c\ O^{2-} > 1$ ф.е.), тогда как расчетная доля O^{2-} в амфиболах худолазовского комплекса достигает лишь 0.84.

Менее распространенные низкощелочные бурые роговые обманки отвечают магнезиогорнблендиту (см. рис. 3б). Пересчеты большинства анализов зеленой роговой обманки показали, что $(Na + K)^A < 0.5$ ф.е., на классификационной диаграмме они варьируются от чермакита до магнезиогорнблендита (магнезиоферригорнблендита) и актинолита, часть анализов отвечает феррогорнблендиту. Меньшая часть проанализированных зерен имеет $(Na + K)^A > 0.5$ ф.е., соответствуя магнезиогорнблендиту, эдениту и в единичных случаях ферропаргаситу и ферроэдениту. Большинство анализов актинолита отвечают номинальному актинолиту и небольшое число – ферроферригорнблендиту и ферроактинолиту (см. рис. 3б). Среди редких зерен состава куммингтонит–грюнерит выявлены как беститанистые (TiO_2 ниже предела обнаружения микрозонда), так и титанистые (TiO_2 до 0.6 мас. %) разновидности (табл. 1, ан. 29, 30).

Между разными типами пород из разных массивов выявлены некоторые принципиальные различия в химическом составе амфиболов. Наиболь-

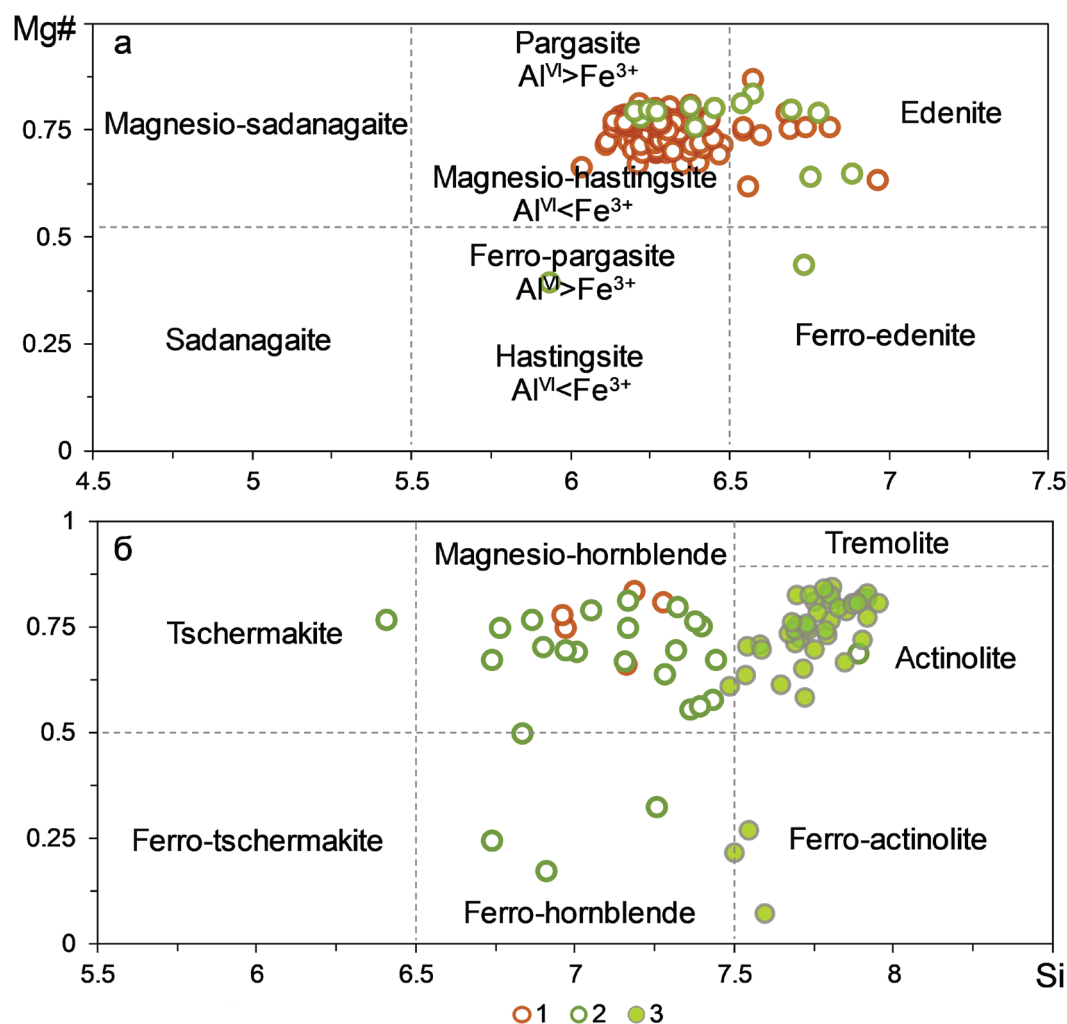


Рис. 3. Классификационные диаграммы Si–Mg# (ф.е.), по (Leake et al., 1997), для амфиболов худолазовского комплекса.

1 – бурая роговая обманка, 2 – зеленая роговая обманка, 3 – актинолит.

Fig. 3. Classification diagrams Si–Mg# (apfu), according (Leake et al., 1997) for Khudolaz complex amphiboles.

1 – brown hornblende, 2 – green hornblende, 3 – actinolite.

шим содержанием TiO_2 (4.9–5.3 мас. %) характеризуется бурая роговая обманка из перидотитов массива Кусеево-1, а наименьшим – роговая обманка из плагиоперидотитов и габбро массива Ташлы-Тау (TiO_2 1.5–3.1 мас. %). Помимо этого, бурая роговая обманка из ультрамафитов массива Кусеево-1 отличается самой высокой концентрацией MgO (15.4–15.8 мас. %) и Cr_2O_3 (в среднем 0.1 мас. %, в то время как в роговых обманках других массивов <0.05 мас. %), а также самым низким содержанием FeO (7.9 мас. %) и MnO (0.1 мас. %). В целом бурая роговая обманка из ультраосновных пород богаче MgO (14.5–15.6 мас. %; $\text{Mg\#} = 0.75\text{--}0.84$) и беднее FeO (7.9–11.9 мас. %) (см. табл. 1, ан. 12, 13, 15–17), чем из основных и средних пород (12.4–14.0 мас. % MgO и 11.6–13.6 мас. % FeO , $\text{Mg\#} = 0.67\text{--}0.76$) (см.

табл. 1, ан. 1–9, 12). Однако, несмотря на эти различия, в целом распределение точек составов бурой роговой обманки в каждом массиве худолазовского комплекса подчиняется единым трендам с отчетливой отрицательной корреляцией между Si и Ti, MgO и TiO_2 , а также положительной корреляцией между Al^{IV} и Ti, TiO_2 и Na_2O (рис. 4).

Зеленая роговая обманка более вариативна по составу, в том числе в одних и тех же образцах. Средние содержания TiO_2 в разных пробах меняются от 0.12 до 1.3 мас. %, максимально достигают 2.0–2.2 мас. %. При этом выдерживается общее более высокое содержание MgO (13.9–17.6 мас. %) и более низкое – FeO (10.6–14.6 мас. %) с $\text{Mg\#} = 0.79\text{--}0.88$ (см. табл. 1, ан. 22–24) – в ультраосновных породах по сравнению с основными

Таблица 1. Выборочные представительные микронзондовые анализы амфиболов худолазовского комплекса, мас. %
Table 1. Selective representative microprobe analyses of amphiboles of the Khudolaz complex, wt %

№ ан.	Массив	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total	Mg#
1	Л	D ₄ -5	42.66	3.04	9.50	Н. п. о.	13.95	0.07	0.35	12.90	10.23	2.96	0.56	0.19	0.04	96.45	0.71
2			41.80	4.82	11.08	0.02	12.65	Н. п. о.	0.21	12.36	11.22	3.20	0.46	0.19	0.01	97.97	0.69
3			41.56	5.06	11.15	0.05	12.66	0.02	0.19	12.55	11.11	2.98	0.45	0.18	0.03	98.01	0.72
4	АТ	K ₁₈ -60	41.17	5.09	11.13	0.04	13.20	Н. п. о.	0.20	12.16	11.19	3.23	0.25	0.20	Н. п. о.	97.85	0.68
5			41.24	5.20	11.15	0.02	13.47	0.02	0.19	12.01	11.17	3.03	0.24	0.19	Н. п. о.	97.95	0.67
6	ББ	D ₄ -19	42.28	3.78	10.62	0.05	12.39	0.01	0.20	13.39	10.90	2.87	0.28	0.08	0.02	96.87	0.73
7			41.91	4.12	11.07	0.05	12.57	0.02	0.19	13.35	11.04	2.80	0.29	0.10	Н. п. о.	97.51	0.72
8			43.10	3.05	9.87	0.02	13.11	Н. п. о.	0.19	13.59	11.14	2.50	0.37	0.11	0.02	97.08	0.74
9	СБ	1433	42.71	3.51	10.65	0.03	11.72	0.05	0.19	14.14	10.88	3.08	0.36	0.20	0.01	97.53	0.76
10		1435	41.76	3.42	10.87	0.01	12.48	0.09	0.19	13.72	11.52	3.03	0.42	0.09	0.02	97.62	0.74
11			41.54	3.34	11.34	0.21	12.56	0.07	0.22	13.40	11.44	3.08	0.46	0.17	0.01	97.84	0.73
12	ТТ	3760	45.96	1.71	8.59	0.05	12.38	0.11	0.30	14.80	11.19	2.33	0.45	0.17	0.03	98.07	0.76
13		3784	43.98	2.38	10.32	0.02	11.86	0.01	0.30	14.64	11.07	2.75	0.35	0.23	0.02	97.93	0.77
14			42.80	2.92	10.76	Н. п. о.	12.10	0.02	0.26	13.78	11.13	2.68	0.31	0.15	Н. п. о.	96.91	0.75
15	М	3485	42.88	3.89	10.18	Н. о.	10.55	0.05	0.21	15.37	10.42	3.37	0.34	0.11	0.01	97.39	0.81
16			40.98	4.64	11.23	Н. о.	10.60	0.03	0.19	14.64	10.68	3.12	0.39	0.17	0.01	96.69	0.79
17			41.13	5.31	12.41	0.15	7.97	Н. п. о.	0.09	15.59	11.31	3.10	0.28	Н. о.	Н. о.	97.35	0.83
18	Л	D ₄ -5	50.53	1.27	3.93	Н. п. о.	14.49	Н. п. о.	0.43	14.28	11.35	1.49	0.42	0.23	0.06	98.48	0.70
19			51.29	1.36	3.48	Н. п. о.	13.61	0.04	0.28	14.04	11.68	1.27	0.38	0.27	0.03	97.73	0.67
20			48.38	0.02	7.55	Н. п. о.	15.92	0.02	0.39	13.62	10.41	1.49	0.05	0.09	0.02	97.95	0.69
21	АТ	K ₁₈ -60	48.52	1.24	4.78	0.03	16.36	Н. п. о.	0.33	13.52	10.60	0.95	0.24	0.18	0.05	96.79	0.67
22		3760	50.36	0.33	5.86	0.06	10.80	Н. п. о.	0.36	17.01	11.21	1.63	0.24	0.08	0.01	97.95	0.81
23		3784	48.68	0.35	6.53	0.03	11.60	0.07	0.49	15.61	11.27	1.51	0.23	0.09	0.01	96.47	0.79
24	М	3485	49.93	2.19	4.73	Н. о.	10.63	0.06	0.22	17.66	7.80	3.87	0.19	0.20	0.03	97.51	0.88
25		D ₄ -5	52.86	0.74	2.77	Н. п. о.	13.11	0.06	0.23	15.17	11.65	1.01	0.27	0.22	0.02	98.11	0.71
26			55.25	0.06	0.65	0.01	12.94	0.03	0.14	15.63	12.71	0.15	0.02	0.04	Н. п. о.	97.62	0.69
27	СБ	1435	49.98	0.09	1.59	Н. п. о.	28.76	0.07	1.31	4.80	11.68	0.51	0.08	0.05	Н. п. о.	98.92	0.27
28		3760	53.47	0.01	0.89	0.04	12.12	0.01	0.24	16.23	13.10	0.13	0.02	0.09	0.01	96.36	0.72
29		K ₁₈ -60	51.14	0.55	2.67	Н. п. о.	21.59	0.03	0.66	14.63	5.39	0.60	0.07	0.12	0.07	97.52	0.69
30	СБ	1433	47.40	Н. п. о.	4.68	0.02	11.38	0.07	0.33	26.65	0.68	0.25	0.01	0.05	0.01	91.53	1.00

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

№ ан.	Si	Al ^(IV)	Ti ^(IV)	Al ^(VI)	Ti ^(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	F	Cl	OH	O ²⁻
Формульные коэффициенты (O = 23)																		
1	6.412	1.608	0	0.075	0.365	0.000	0.570	1.183	0.045	2.890	0.008	1.656	0.863	0.114	0.092	0.009	1.419	0.480
2	6.238	1.762	0	0.187	0.542	0.002	0.338	1.240	0.027	2.750	0	1.793	0.925	0.090	0.095	0	1.195	0.710
3	6.212	1.790	0.012	0.175	0.572	0.006	0.349	1.107	0.024	2.797	0.001	1.779	0.864	0.090	0.088	0.006	1.118	0.787
4	6.177	1.832	0	0.137	0.583	0.005	0.372	1.284	0.025	2.720	0	1.796	0.940	0.053	0.099	0	1.125	0.775
5	6.189	1.820	0	0.152	0.596	0.002	0.370	1.321	0.024	2.687	0.002	1.793	0.882	0.051	0.093	0	1.092	0.815
6	6.304	1.714	0	0.152	0.444	0.006	0.433	1.112	0.025	2.976	0.001	1.745	0.830	0.058	0.042	0.003	1.365	0.590
7	6.235	1.783	0	0.158	0.482	0.006	0.435	1.129	0.024	2.961	0.002	1.761	0.808	0.060	0.049	0	1.270	0.682
8	6.404	1.615	0	0.113	0.363	0.002	0.465	1.049	0.023	3.010	0	1.778	0.721	0.074	0.054	0.004	1.450	0.491
9	6.311	1.704	0	0.150	0.410	0.004	0.442	1.007	0.024	3.115	0.006	1.728	0.882	0.071	0.096	0.001	1.342	0.562
10	6.208	1.812	0	0.093	0.404	0.001	0.461	1.091	0.024	3.041	0.011	1.837	0.873	0.083	0.052	0.003	1.415	0.529
11	6.177	1.839	0	0.148	0.392	0.025	0.443	1.119	0.028	2.970	0.008	1.822	0.888	0.092	0.087	0.001	1.404	0.508
12	6.684	1.326	0	0.146	0.200	0.006	0.473	1.033	0.037	3.209	0.013	1.753	0.657	0.084	0.074	0.006	1.656	0.264
13	6.427	1.594	0	0.184	0.287	0.002	0.498	0.951	0.037	3.189	0.001	1.740	0.779	0.067	0.104	0.004	1.484	0.408
14	6.340	1.684	0	0.194	0.354	0	0.470	1.029	0.033	3.043	0.002	1.771	0.770	0.062	0.072	0	1.467	0.461
15	6.309	1.707	0	0.059	0.452	0	0.488	0.811	0.026	3.371	0.006	1.649	0.961	0.067	0.053	0.001	1.299	0.647
16	6.124	1.898	0	0.079	0.546	0	0.469	0.856	0.024	3.261	0.004	1.711	0.904	0.080	0.084	0.001	1.143	0.772
17	6.052	1.958	0	0.194	0.605	0.017	0.292	0.689	0.011	3.420	0	1.782	0.884	0.055	0	0	1.159	0.841
18	7.312	0.675	0.012	0.000	0.126	0	0.427	1.350	0.053	3.081	0	1.772	0.418	0.076	0.090	0.014	1.784	0.111
19	7.438	0.542	0.022	0.053	0.126	0	0.272	1.464	0.034	3.035	0.005	1.829	0.357	0.066	0.112	0.005	1.853	0.029
20	7.002	1.025	0	0.262	0.030	0	0.615	1.312	0.048	2.939	0.002	1.626	0.418	0.010	0.020	0.005	1.859	0.117
21	7.152	0.864	0	0	0.158	0.003	0.562	1.454	0.041	2.971	0	1.690	0.271	0.050	0.066	0.012	1.683	0.240
22	7.163	0.844	0	0.139	0.037	0.007	0.457	0.828	0.043	3.607	0	1.718	0.449	0.039	0.018	0.001	1.954	0.027
23	7.047	0.974	0	0.140	0.058	0.003	0.509	0.896	0.060	3.369	0.008	1.760	0.424	0.043	0.027	0.001	1.981	0
24	7.157	0.837	0.002	0	0.235	0	0.575	0.510	0.027	3.772	0.007	1.204	1.074	0.034	0.072	0.006	1.532	0.391
25	7.581	0.399	0.024	0.069	0.055	0	0.277	1.349	0.028	3.243	0.007	1.803	0.281	0.043	0.083	0.003	1.946	0
26	7.888	0.090	0.006	0.019	0	0.001	0.166	1.503	0.017	3.327	0.003	1.961	0.179	0	0	0	2.000	0
27	7.546	0.464	0	0	0.034	0	0.838	2.946	0.168	1.080	0.009	1.904	0.256	0.027	0	0	2.000	0
28	7.709	0.288	0.001	0	0	0.005	0.256	1.341	0.029	3.488	0.001	2.042	0.095	0	0.030	0	2.000	0
29	7.46	0.58	0	0	0.12	0	1.21	1.42	0.08	3.18	0.004	0.86	0.17	0.03	0	0.02	1.29	0.69
30	6.87	1.27	0	0	0	0.002	1.89	0	0.04	5.76	0.008	0.12	0.07	0.03	0	0.009	0.78	1.21

Примечание. Анализы: 1–17 – бурая роговая обманка, 18–24 – зеленая роговая обманка, 25–28 – актинолит, 29, 30 – куммингтонит. АТ – Агастау (роговообманковое габбро), ВБ – Восточный Бускун (оливин-роговообманковое габбро), К-1 – Кусеево-1 (роговообманковый перидотит), Л – Лира (пегматоидное габбро), М – Малютка (роговообманковый перидотит), СБ – Северный Бускун (роговообманковые плагиоидотиты), ТТ – Ташлы-Тай (роговообманковые плагиоидотиты). Н. о. – не определялось. Н. п. о. – ниже предела обнаружения. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

Note. 1–17 – brown hornblende, 18–24 – green hornblende, 25–28 – actinolite, 29, 30 – cummingtonite. АТ – Agastau (hornblende gabbro), ВБ – Vostochnyi Buskun (olivine-hornblende gabbro), К-1 – Kuseevo-1 (hornblende peridotite), Л – Lira (pegmatoid gabbro), М – Malyutka (hornblende peridotite), СБ – Severnyi Buskun (hornblende plagioperridotites), ТТ – Tashly-Tau (hornblende plagioperridotites). Н. о. – not determined. Н. п. о. – below the detection limit. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

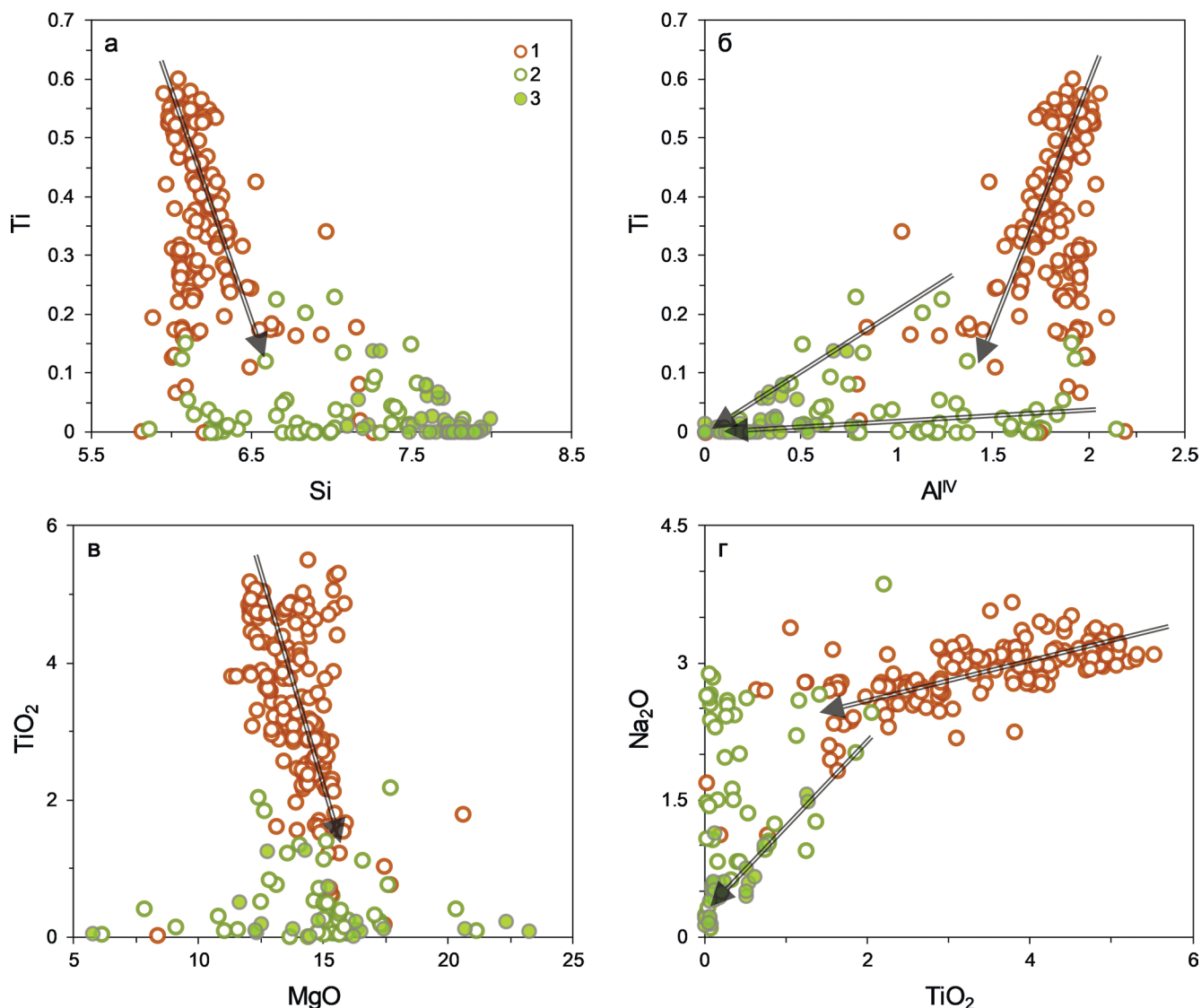


Рис. 4. Вариационные диаграммы для амфиболов худолазовского комплекса.

а – Si–Ti (ф.е.), б – Al^{IV}–Ti (ф.е.), в – MgO–TiO₂ (мас. %), г – TiO₂–Na₂O (мас. %). Стрелками показаны тренды снижения температуры. Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Variation diagrams for Khudolaz complex amphiboles.

а – Si–Ti (apfu), б – Al^{IV}–Ti (apfu), в – MgO–TiO₂ (wt %), г – TiO₂–Na₂O (wt %). Arrows shows temperature decrease trends. Symbols – see Fig. 3.

(13.0–14.3 мас. % MgO и 13.6–20.3 мас. % FeO, Mg# = 0.67–0.70) (см. табл. 1, ан. 18–21).

На бинарных диаграммах, построенных по формульным коэффициентам и массовым процентам, выражены четкие обособленные тренды вариаций составов бурой и зеленой роговых обманок, характеризующиеся увеличением количества кремния и уменьшением алюминия в тетраэдрической позиции при уменьшении содержания титана (см. рис. 4). Бурая роговая обманка характеризуется более выдержанным количеством MgO, тогда как в

зеленой роговой обманке его содержание сильно варьируется. Перекрывание полей составов наблюдается лишь для анализов, полученных из переходных зон между бурой и зеленой роговыми обманками. Актинолит, находящийся в срастаниях с зернами роговых обманок, характеризуется самым низким содержанием TiO₂ (0.01–0.7 мас. %), а также широкими вариациями количества MgO (от 5 до 22 мас. %) и FeO (11.5–29.9 мас. %).

На рис. 5 показаны вариации некоторых катионов по ЭДС-линии I–II в зерне роговой обманки,

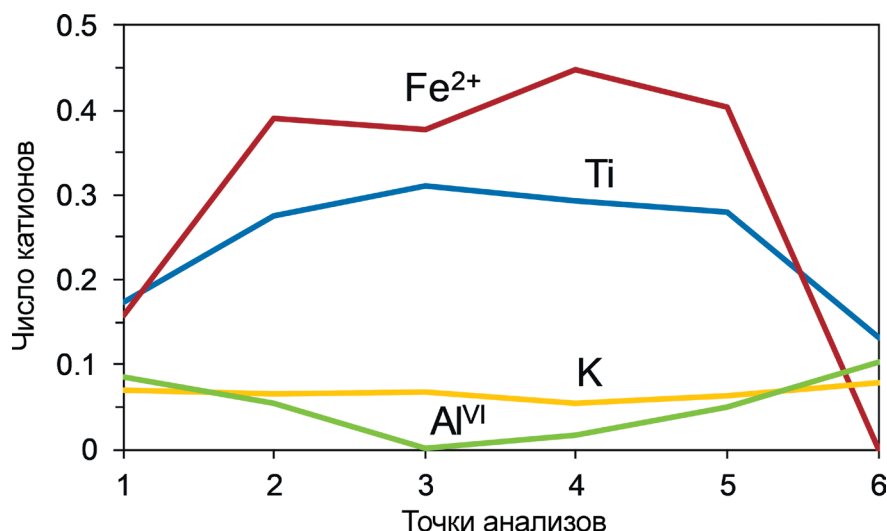


Рис. 5. Вариации катионов в зональном зерне роговой обманки по данным ЭДС (см. рис. 2ж).

Fig. 5. Variations of cations in the zoning hornblende grain according EDX data (see Fig. 2ж).

имеющем бурое ядро и зеленые края (см. рис. 2ж). Как видно на диаграмме, наиболее резко изменяется количество Ti и Fe²⁺, падающее при переходе от бурой роговой обманки к зеленой. Количество Al^{VI} и K умеренно увеличивается, а других катионов – почти не меняется.

Изученные амфиболы характеризуются умеренно низким содержанием галогенов (F и Cl) (см. табл. 1). Максимальное содержание F в бурой роговой обманке составляет 0.3 мас. %, Cl – 0.1 мас. %, среднее – 0.15 и 0.02 мас. % соответственно (т. е. на уровне предела обнаружения для хлора). В зеленой роговой обманке и актинолите содержание F и Cl аналогично. Кроме того, в амфиболах проводилось измерение количества сульфатной серы (SO₃), ее содержание чаще всего не превышает пределов обнаружения (0.02 мас. %), редко достигая 0.03–0.06 мас. %.

Термобарометрия

Для оценки давления и температуры кристаллизации амфиболов широко применяются эмпирические геотермометры и геобарометры, основанные на равновесном распределении Si, Al, Na, K, Fe, Mg между амфиболом и расплавом либо амфиболом и сосуществующим плагиоклазом, а чаще на соотношении Al^{IV} и Al^{VI} или концентрации Ti в самом минерале (Helz, 1979; Ферштатер, 1990; Ridolfi et al., 2010; Putirka, 2016; Liao 2021; Ridolfi, 2021). В табл. 2 представлены результаты расчетных *P-T* параметров представительных составов амфибола, полученные несколькими независимыми методами.

Ti-термометр по методу (Otten, 1984) показал, что расчетные температуры кристаллизации бурой роговой обманки варьируются от 745 до

1043°C (среднее – 972°C), для зеленой роговой обманки диапазон температур составляет 548–831°C (среднее – 655°C), для актинолита – 546–649°C (среднее – 579°C), для куммингтонита – 545–627°C (среднее – 598°C). Отмечается, что данный термометр более применим для магматических амфиболов, поскольку для вторичных низкотемпературных амфиболов величина ошибки возрастает.

Ti-термометр по методу (Liao et al., 2021) выдал гораздо более высокие расчетные температуры для изученных амфиболов, которые превышают верхний предел термической стабильности амфибола (≈1050°C (Allen, Boettcher, 1978)), в связи с чем результаты, полученные по этому термометру, не могут быть использованы. Отметим, что геотермометр (Liao et al., 2021) разработан в первую очередь для амфиболов из высокоградных метаморфических пород, однако авторы отмечают его применимость и к магматическим амфиболам. Для изучаемой нами системы, несмотря на соответствие окислительно-восстановительного потенциала рассматриваемой системы и титансодержащей минеральной ассоциации той, на основе которой авторы создали этот Ti-термометр, он неприменим.

Si-Al-Mg-термобарометр (Ridolfi et al., 2010), разработанный для вулканических амфиболов, применим при величине Al^{VI}/Al^T ≤ 0.21 в амфиболе, где Al^T = Al^{IV} + Al^{VI}. Практически все анализы амфиболов худозавовского комплекса удовлетворяют этому условию, поэтому данный геотермобарометр использован нами не только для бурой и зеленой роговых обманок, но и для актинолита. Расчетная температура кристаллизации бурой роговой обманки варьируется от 752 до 1023°C (среднее – 952°C), для зеленой роговой обманки – от 672

Таблица 2. Оценки значений давления и температуры кристаллизации для выборочных анализов амфибола из пород худолазовского комплекса, приведенных в табл. 1, и содержание анортитового минерала, мол. %, в плагиоклазе, находящемся в сростании с проанализированным амфиболом

Table 2. Estimate values of pressure and temperature of crystallization for selective analyses of amphibole from the rocks of the Khudolaz complex are given in Table 1, and content of anorthite mineral, mol. %, in plagioclase intergrown with the analyzed amphibole

Ссылка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	T, °C																													
(Otten, 1984)	958	1023	1030	1032	1035	992	1001	953	983	981	978	769	858	934	994	1018	1035	712	724	548	712	587	591	831	641	553	558	546	—	—
(Liao et al., 2021)	1226	1344	1362	1368	1376	1282	1307	1224	1258	1254	1246	1082	1164	1218	1287	1346	1381	992	992	789	1034	813	871	1117	863	—	803	—	—	—
(Ridolfi et al., 2010)	903	966	968	973	969	942	957	916	945	966	972	863	919	937	960	997	1023	729	705	772	778	772	787	—	679	621	—	666	—	—
(Holland, Blundy, 1994)*	—	—	—	1004	998	977	965	—	1072	—	—	—	973	—	—	—	—	—	—	—	—	—	573	—	863	—	—	—	—	—
P, кбар																														
(Ridolfi et al., 2010)	2.1	3.1	3.1	3.2	3.2	2.7	3.0	2.3	2.7	2.9	3.3	1.6	2.4	2.8	2.3	3.1	4.0	0.5	0.5	1.2	0.6	0.8	1.0	—	0.4	—	—	0.2	—	—
(Johnson, Rutherford, 1989)	3.6	4.7	4.7	4.8	4.8	4.3	4.6	3.8	4.3	4.5	4.9	2.7	4.0	4.4	3.9	4.8	5.5	—	—	1.9	0.0	0.7	1.2	—	—	—	—	—	—	—
(Ферштатер, 1990)	—	—	—	3–4	3–4	3–4	3–4	—	2–3	—	—	—	2–3	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—
Содержание анортитового минерала в плагиоклазе	—	—	—	53.5	53.0	54.2	52.6	—	71.4	—	—	—	60.7	—	—	—	—	—	—	—	—	5.6	—	27.6	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк — не может быть вычислено или нет данных. *По геобарометру (Ферштатер, 1990).

Note. Dash — cannot be calculated or no data. *According geobarometer (Fershtater, 1990).

Таблица 3. Оценки содержания H₂O в сосуществующем расплаве и значений фугитивности кислорода в единицах ΔNNO для выборочных анализов амфибола из пород худолазовского комплекса, приведенных в табл. 1

Table 3. Estimate values of H₂O content in coexisting melt and oxygen fugacity by means of ΔNNO for selective analyses of amphibole from the rocks of the Khudolaz complex are given in Table 1

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
H ₂ O в расплаве, мас. %	3.9	4.9	4.9	5.2	5.4	5.1	5.3	4.9	4.6	4.5	4.9	4.4	5.0	5.6	3.6	4.2	4.8	3.3	3.7	—	4.9	—	—	4.2	—	—	—	—	—	—
ΔNNO	0.5	–0.5	–0.4	–0.6	–0.6	0.3	0.2	0.6	0.5	0.4	0.3	1.3	1.0	0.6	1.0	0.6	0.4	1.5	1.3	—	1.8	—	—	1.1	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк — не вычислялось.

Note. Dash — not calculated.

до 840°C (среднее – 742°C), для актинолита – от 618 до 688°C (среднее – 653°C). Расхождения температур в сравнении с таковыми по термометру (Otten, 1984), для бурой роговой обманки варьируются от 1 до 12 отн. %, для зеленой роговой обманки и актинолита – от 2 до 41 отн. %, в среднем 13 отн. %. Величина давления в системе при образовании бурой роговой обманки, по барометру (Ridolfi et al., 2010), составляет 1.6–4.0 кбар (среднее – 2.8 кбар), для зеленой роговой обманки – 0.5–1.2 кбар (среднее – 0.8 кбар), для актинолита – 0.2–0.4 кбар (среднее – 0.3 кбар).

Al-барометр (Johnson, Rutherford, 1989) показал значения расчетного давления при кристаллизации бурой роговой обманки в диапазоне 2.7–5.5 кбар (среднее – 4.4 кбар), а для зеленой роговой обманки – 0–1.9 кбар (среднее – 1.0 кбар). Эти величины на 38–71 отн. % выше, чем по данным барометра (Ridolfi et al., 2010).

Амфибол-плагиоклазовый барометр по методике (Ферштатер, 1990), основанный на распределении Si и Al между сосуществующими минералами, показал, что бурая роговая обманка кристаллизовалась в диапазоне 2–4 кбар, а зеленая – при 1–2 кбар. В целом величины, полученные по данному барометру, являются промежуточными между полученными по методам (Ridolfi et al., 2010) и (Johnson, Rutherford, 1989). В табл. 2 представлены также содержания анортитового минала в плагиоклазе, находящемся в сростании с проанализированным амфиболом.

Амфибол-плагиоклазовый термометр (Holland, Blundy, 1994), основанный на обменных реакциях по Si, Al и Na, незначительно зависит от величины давления. В табл. 2 представлены результаты расчетов по данному термометру исходя из значений давления по барометру (Ферштатер, 1990), различия температур при использовании других барометров не превышают 1–2 отн. %. Для бурой роговой обманки получены температуры от 965 до 1072°C (среднее – 998°C), для зеленой – 573–863°C (среднее – 718°C). Значения наиболее близки к данным термометра (Ridolfi et al., 2010). Это дает основание полагать, что проанализированные плагиоклаз и роговая обманка находились в близравновесных условиях.

Вычисленные разными методами температуры кристаллизации бурой роговой обманки варьируются от 745 до 1072°C. Все низкие значения (<860°C) получены для бледноокрашенных зон зерен на границе бурой роговой обманки и зеленой. Анализ данных показал, что абсолютное большинство (85%) расчетных значений находится в диапазоне 920–1040°C. Отметим, что эти данные не противоречат значениям термометрии замещающего ею клинопироксена, для которого температура кристаллизации оценена как ≈1100°C (согласно Comagmat-моделированию образования мас-

сива Ташлы-Тау (Рахимов, 2020)). Наиболее высокие температуры получены для высокотитанистой роговой обманки из перидотитов массива Кусеево-1 и Агастау, а самые низкие – для менее титанистой роговой обманки из метасоматизированных габброидов массива Ташлы-Тау. Расчетное давление варьируется от 1.6 до 5.5 кбар, что также зависит от титанистости роговой обманки. С учетом округления диапазоны расчетных температур образования зеленой роговой обманки, полученные разными методами, перекрываются на отметках 670–830°C, а для актинолита – 620–650°C.

Оценка содержания воды и fO_2 в расплаве

Обилие роговой обманки в породах худолазовского комплекса свидетельствует о флюидонасыщенности магматического расплава (Никольский, 1987). Ранее нами на примере массива Ташлы-Тау при помощи моделирования в программе Comagmat 5.2 рассчитано, что содержание H_2O в родоначальном расплаве было не ниже 1.7 мас. % (Рахимов, 2020). Содержания H_2O в расплаве, определенные на основе химического состава роговой обманки по методу (Ridolfi et al., 2010), показывают, что при кристаллизации бурой роговой обманки содержание воды в расплаве варьировало от 3.2 до 6.7 мас. % (табл. 3) и практически не было связано с температурой кристаллизации (рис. 6б). Причем эти вариации наблюдаются не между отдельными пробами из разных массивов, а зависят только от вариаций состава роговой обманки. Средние значения $H_2O_{\text{распл}}$ в разных массивах составляют ≈4.5–5.0 мас. %. По данным анализов зеленой роговой обманки (использовались только высокотитанистые разновидности с $TiO_2 > 1$ мас. %), расчетное значение $H_2O_{\text{распл}}$ варьируется от 3.3 до 4.9 мас. %.

Оценка фугитивности кислорода относительно буфера Ni–NiO, выраженная в ΔNNO , также произведена согласно методу (Ridolfi et al., 2010). Установлено, что со снижением температуры происходит постепенное увеличение ΔNNO от –0.2...+0.4 до +0.9...+1.8, в среднем от 0.3 для бурой роговой обманки и до 1.4 для зеленой роговой обманки (рис. 6в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совокупность минералого-петрографических и геохимических данных, таких как особенности распределения в породах и взаимоотношения с другими породообразующими минералами, а также относительно высокое содержание титана, свидетельствуют о магматогенной природе бурой роговой обманки в худолазовском комплексе. Ее образование происходило в основном в диапазоне 920–1040°C: 1) в результате непосредственной кристаллизации из богатого водой расплава; 2) за счет реакции клинопироксена с богатым водой остаточ-

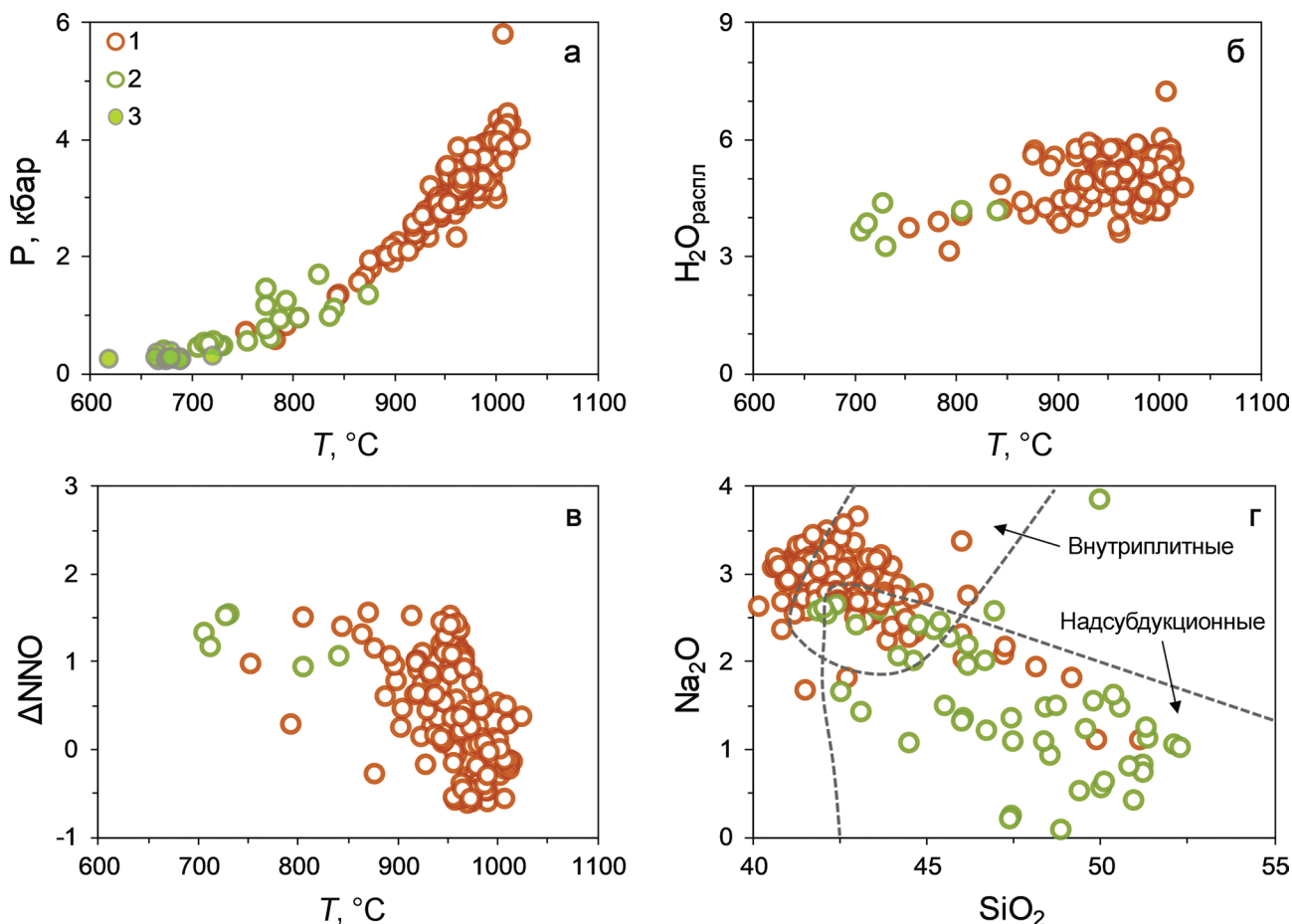


Рис. 6. Диаграммы $T, ^\circ\text{C} - P, \text{кбар}$ (а), $T, ^\circ\text{C} - \Delta\text{NNO}$ (б), $T, ^\circ\text{C} - \text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ (в), $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, по (Coltorti et al., 2007) (г) для амфиболов худолазовского комплекса.

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Diagrams $T, ^\circ\text{C} - P, \text{kbar}$ (а), $T, ^\circ\text{C} - \Delta\text{NNO}$ (б), $T, ^\circ\text{C} - \text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ (в) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ after (Coltorti et al., 2007) (г) for Khudolaz complex amphiboles.

Symbols – see Fig. 3.

ным расплавом. Первое находит подтверждение в такситовых и пегматоидных габбро и диоритах, а также в краевых долеритах некоторых массивов (например, массива Малютка), в которых развиты идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (см. рис. 2д). Второе подтверждается многочисленными примерами неограниченных реликтов клинопироксена в пойкилитовой роговой обманке и сложной морфологией их границ с наличием тонких переходных зон (см. рис. 2б, г). Отметим, что возможность образования роговой обманки за счет реакции клинопироксена и даже оливина с водонасыщенным расплавом отмечалась и ранее, например, в мантийных ксенолитах из лав Земли Виктории (Coltorti et al., 2004), в метагаббро Лабрадорской мульды в Канаде (Varink, 1984), в габбро комплекса Артфьяллет в Швеции (Otten, 1984). Небольшая часть ксеноморфных выделений бурой

роговой обманки, обрастающей зерна клинопироксена при резких и относительно ровных границах между минералами, вероятно, также кристаллизовалась непосредственно из остаточного расплава.

По составу эти морфологические разновидности бурой роговой обманки не различаются, и обе несут признаки вторичных изменений. Частные тренды составов бурой роговой обманки из пород каждого изученного массива худолазовского комплекса на вариационных диаграммах объединяются в единый эволюционный тренд (см. рис. 4), указывая на единообразие условий кристаллизации минерала. Это свидетельствует о сходных условиях петрогенеза на позднемагматической стадии во всех интрузиях. Снижение количества Ti, Al^{IV} и Na происходит синхронно со снижением давления и температуры кристаллизации бурой роговой обманки, что может использоваться для относитель-

ных оценок условий образования минерала еще до применения эмпирических геотермобарометров.

Образование зеленой роговой обманки могло происходить: 1) за счет непосредственной кристаллизации из остаточного водонасыщенного расплава, 2) при реакции бурой роговой обманки с гидротермальным флюидом, т.е. в результате ее гидротермально-метасоматического замещения. Первый тезис находит подтверждение в тех агрегатах, где бурая роговая обманка по кайме обрастает зеленой роговой обманкой, находящейся в сростании с поздним средним-кислым плагиоклазом (см. рис. 2б, в). Второй тезис обусловлен наличием градиентных переходов от бурой к зеленой роговой обманке в единых выделениях (см. рис. 2г, ж). Кроме того, широко наблюдаются отчетливые структуры замещения бурой роговой обманки зеленой в метасоматизированных породах (см. рис. 2и), где последняя ассоциирует с хлоритом и другими вторичными силикатами. Этот тип зеленой роговой обманки является наиболее распространенным. В целом же в количественном отношении зеленая роговая обманка значительно уступает бурой во всех типах пород (кроме сильноизмененных).

Широкие вариации химического состава зеленой роговой обманки могут быть обусловлены разным ее происхождением. На вариационных диаграммах (см. рис. 4) точки составов зеленой роговой обманки либо образуют несколько трендов, либо характеризуются разбросом. При этом сам процесс развития зеленой роговой обманки за счет бурой отчетливо сопровождается уменьшением количества Ti , Fe^{2+} , Na и увеличением $-Si$, Al^{VI} , Mg и K (см. рис. 4, 5). Наличие высокотитанистых (TiO_2 от 1.2 до 2.2 мас. %) разновидностей зеленой роговой обманки с высокими расчетными температурами кристаллизации (от 710–726 до 831–863°C, по трем геотермометрам) лишь подтверждает вероятность ее частичного магматического происхождения. Низкотитанистые ее разновидности ($TiO_2 < 1.0$ мас. %) с расчетными температурами кристаллизации $< 750^\circ C$, вероятно, имеют постмагматическое происхождение.

Опыт применения различных амфиболовых геотермометров показал, что наиболее приемлемые значения температур кристаллизации роговой обманки получены по геотермометрам (Otten, 1984) и (Ridolfi et al., 2010). Геотермометр (Holland, Blundy, 1994) выдал сходные результаты, но его применимость ограничена наличием анализов сосуществующего плагиоклаза. Геотермометр (Liao et al., 2021) оказался неприменим для нашей системы из-за слишком высоких температур, превышающих область существования амфиболов. Наиболее достоверными результатами барометрии мы считаем данные по геотермометрам (Ферштатер, 1990) и (Ridolfi et al., 2010), а величины, полученные по геотермометру (Johnson, Rutherford, 1989) представляются завышенными. Та-

ким образом, в нашем случае для роговой обманки наиболее удобным является геотермометр (Ridolfi et al., 2010), поскольку он рассчитывает независимые от других факторов величины и температуры, и давления одновременно, причем удовлетворительно согласующиеся с геологическими условиями (Рахимов, 2017). Расчетные температуры по геотермометру (Ridolfi et al., 2010) для зеленой роговой обманки в основном можно считать приемлемыми (они в среднем на 13 отн. % выше величин, полученных по термометру (Otten, 1984), несмотря на ее частично гидротермально-метасоматическое происхождение. В целом диапазон температур образования зеленой роговой обманки принят нами по перекрытию диапазонов значений, полученных по разным термометрам, как 670–830°C. При этом основное количество расчетных значений находится в диапазоне 670–720°C, что, по всей видимости, отвечает температурам кристаллизации постмагматической зеленой роговой обманки.

На P - T диаграмме (см. рис. 6а), построенной на основе термобарометрии (Ridolfi et al., 2010), точки составов бурой и зеленой роговых обманок образуют единый непрерывный тренд, отражающий их эволюцию на завершающих стадиях магматической кристаллизации и постмагматического преобразования пород в каждом из изученных массивов худолазовского комплекса. Постепенное увеличение фугитивности кислорода при переходе от бурой роговой обманки к зеленой (рис. 6в) согласуется с типичными трендами развития магматических и постмагматических систем.

Существуют противоречивые оценки влияния воды в расплаве на сульфидное насыщение. Сообщается, что обогащенность силикатных магм водой либо задерживает отделение сульфидного расплава, либо не влияет на это вовсе (Zelenski et al., 2018). Рудно-магматическая система худолазовского комплекса не обнаруживает признаков воздействия водонасыщенности расплава на сульфидно-силикатную несмесимость в нем. Сульфидное насыщение происходило на раннемагматическом этапе (Рахимов и др., 2021), задолго до кристаллизации амфибола. Исходя из этого, можно допустить, что обогащение расплава водой произошло уже после сульфидного насыщения при взаимодействии движущейся магмы с вмещающими комплексами. Вычисленные для бурой роговой обманки в разных массивах по методу (Ridolfi et al., 2010) средние значения $H_2O_{\text{распл}}$ составили ≈ 4.5 –5 мас. %, что никак не коррелирует с количеством самой роговой обманки в породах. Это означает, что исходное количество воды в расплавах, сформировавших отдельные тела, было разным, поскольку в породах одних массивов содержится всего 1–7 мас. % роговой обманки (например, массива Восточный Бускун), тогда как в других – 30–35 мас. % (массивов Малютка, Ташлы-Тай). Диапазон расчетных

содержаний $H_2O_{\text{распл}}$ по высокотитанистой зеленой роговой обманке (3.3–4.9 мас. %) не выходит за рамки пределов растворимости воды в базальтовом расплаве (Moore et al., 1995), что не противоречит вероятному его участию в кристаллизации зеленой роговой обманки.

В худолазовском комплексе не обнаружены амфиболы с высоким содержанием F и Cl, как, например, в породах трапповых интрузий Норильского района, где содержание F достигает 2.4 мас. %, а Cl – 5.2 мас. % (Рябов и др., 2018). Их низкие концентрации в изученных амфиболах свидетельствуют о том, что к моменту кристаллизации последних галогены уже отделились из расплава во флюидную или паровую фазу. О присутствии F и Cl в “умеренных” количествах (относительно других подобных систем) в расплаве свидетельствует состав акцессорного апатита (F – до 1.7 и Cl – до 1.2 мас. %), кристаллизовавшегося до роговой обманки (Рахимов и др., 2022). Установлено, что с ростом содержания воды в расплаве растворимость хлора в нем падает (Webster et al., 1999). Отметим, что хлор является важнейшим агентом при формировании магматогенных PGE-Cu-Ni месторождений, в связи с чем повышенные концентрации Cl в амфиболе и других гидроксилсодержащих минералах используются как один из важных признаков оруденения интрузий (Рябов и др., 2018; Boudreau, 2019). В нашем случае низкие концентрации F и Cl в роговой обманке не являются признаком отсутствия PGE-Cu-Ni оруденения.

Существуют дискриминационные диаграммы для интерпретации происхождения амфиболов и геотектонического режима формирования амфиболсодержащих породных ассоциаций. На рис. 6г приведена дискриминационная диаграмма SiO_2-Na_2O , на которой большинство точек составов бурой роговой обманки перекрывается с полем амфиболов из внутриплитных формаций, тогда как многие анализы зеленой роговой обманки ложатся на поле амфиболов из надсубдукционных комплексов. С одной стороны, это согласуется со сложными геохимическими характеристиками худолазовского комплекса, несущими смешанные признаки внутриплитного и надсубдукционного магматизма (Рахимов, 2017). С другой стороны, это означает, что применение данной диаграммы (и подобных ей) требует предварительного детального изучения амфибола. Отметим, что при изучении детритовых зерен амфиболов, извлеченных из единого слоя терригенных отложений, можно сделать ошибочный вывод о множественности источников сноса амфиболов.

Обобщая результаты петрографических исследований, можно сделать вывод о том, что роговая обманка является индикаторным минералом пород, наиболее подверженных метасоматическим изменениям. Так, на основе изучения пород мно-

гих массивов худолазовского комплекса (не только перечисленных в данной статье) установлено, что богатые первичномагматической роговой обманкой (≥ 15 –20 мас. %) породы обычно изменены значительно сильнее, чем обедненные ею (< 10 мас. %). Установленная закономерность, по которой бурая роговая обманка из ультраосновных пород богаче TiO_2 , MgO , Cr_2O_3 , чем из основных или средних пород, может быть полезна при изучении сильнометасоматизированных (и метаморфизованных?) пород, поскольку роговая обманка в них часто является едва ли не единственным сохранившимся магматогенным минералом. Кроме того, роговая обманка нередко присутствует в тяжелой фракции терригенных пород и указанные закономерности ее химического состава могут быть полезны при изучении источников сноса детритового материала.

Актинолит и куммингтонит по всем признакам относятся к минералам постмагматической стадии, возникшим при гидротермально-метасоматическом изменении пород вместе с другими минералами, характерными для пропилитовой фации метасоматоза: хлоритом, альбитом, эпидотом и др. Появление куммингтонита–грюнерита, вероятно, свидетельствует о локальном дефиците кальция во время роста зеленоватого амфибола, возможно обусловленном кристаллизацией кальцита. Последний также нередко встречается в метасоматизированных породах. Известно, что актинолит является характерным минералом гидротермально-метасоматической стадии развития габброидных массивов, замещающим клинопироксен, первичную роговую обманку и другие минералы в условиях увеличения фугитивности кислорода (Pe-Piper, 2020). Актинолит развит как по бурой, так и по зеленой роговой обманке, однако основная его масса в изученных породах, судя по всему, возникла при замещении клинопироксена. Широкие вариации состава (особенно по Mg и Fe) проанализированных зерен актинолита могут зависеть от состава замещающей им фазы и обменных реакций между граничащими фазами. Так, к примеру, ферроферригорнблендит (ферроактинолит) ($FeO + Fe_2O_3 = 29$ мас. %) (ан. 27, см. табл. 1) развит на границе бурой роговой обманки и пирротина (черный непрозрачный в проходящем свете) (см. рис. 2з). Средняя температура образования актинолита, оцененная по термометру (Ridolfi et al., 2010) ($653^\circ C$), на 13 отн. % выше величин, полученных по термометру (Otten, 1984) ($579^\circ C$), что в целом свидетельствует об адекватности применения обоих способов. На P - T диаграмме (см. рис. 6а) точки составов актинолита продолжают тренд снижения температуры, идущий от бурой роговой обманки к зеленой. Перекрывание диапазонов расчетных температур, полученных разными методами, наблюдается на отметках 620 – $650^\circ C$, что и было принято нами для оценки температур образования актинолита.

ВЫВОДЫ

1. Породы худозавского дифференцированного комплекса богаты бурой роговой обманкой (до 35–50 об. %), реже встречается зеленая роговая обманка, часто развитая по краям или трещинам в бурой.

2. Основная часть бурой роговой обманки (пойкилитовые зерна) в перидотитах и габбро является продуктом реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом в диапазоне 920–1040°C.

3. Небольшая часть бурой роговой обманки (идиоморфные кристаллы в габбродиоритах и мелкие выделения по краям зерен клинопироксена) кристаллизовалась непосредственно из расплава в том же температурном диапазоне в 920–1040°C.

4. Основная часть зеленой роговой обманки возникла при субсолидусном изменении бурой роговой обманки в постмагматических условиях в диапазоне 670–720°C, меньшая часть зеленой роговой обманки кристаллизовалась из остаточного водонасыщенного расплава при $\approx 830^\circ\text{C}$.

5. На гидротермальной стадии (≤ 620 – 650°C) бурая и зеленая роговые обманки частично заместились актинолитом и куммингтонитом.

6. Процесс перехода бурой роговой обманки в зеленую происходил при постепенном повышении фугитивности кислорода (ΔNNO от $-0.2 \dots +0.4$ до $+0.9 \dots +2.5$) и сопровождался уменьшением количества Ti , Fe^{2+} , Na и увеличением – Si , Al^{VI} , Mg и K .

7. К моменту кристаллизации роговой обманки уже произошло сульфидное насыщение, а силикатный расплав был существенно истощен F и Cl .

Благодарности

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные критические замечания, позволившие существенно улучшить первоначальную версию рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аль-Джубури А.И., Мак Канн Т., Газаль М.М. (2009) Реконструкция источников сноса для песчаников миоцена Северного Ирака (на основании петрографического анализа, анализа вещественного состава и химии минералов обломочной составляющей). *Геология и геофизика*, **50**(6), 670–690.
- Базылев Б.А., Силантьев С.А., Дик Г.Дж.Б., Кононова Н.Н. (2001) Магматические амфиболы и слюды в океанических перидотитах и некоторые особенности связанных с ними расплавов: район разлома $15^\circ 20'$ с. ш. Срединно-Атлантического хребта. *Рос. журн. наук о Земле*, **3**(3), 241–257.
- Граменицкая П.Н., Граменицкий Е.Н., Кононов О.В. (2013) Химические типы амфиболов Тырныаузского месторождения. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (4), 34–42.
- Никольский Н.С. (1987) Флюидный режим эндогенного

минералообразования. М.: Наука, 198 с.

- Рахимов И.Р. (2017) Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 181 с.
- Рахимов И.Р. (2020) Петрология и геохимия массива Ташлы-Тау, худозавский дифференцированный комплекс, Южный Урал. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (2), 44–57.
- Рахимов И.Р., Вишневецкий А.В., Савельев Д.Е., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г. (2021) Полигенная (магматогенно-гидротермальная) сульфидно-платино-металлическая минерализация худозавского комплекса (Южный Урал). *Геология рудн. месторожд.*, **63**(4), 354–381.
- Рахимов И.Р., Готтман И.А., Холоднов В.В., Червяковский В.С. (2022) Геохимия акцессорного апатита из Cu-Ni -сульфидоносных ультрамафит-мафитов худозавского комплекса (Южный Урал) как индикатор магматических и метасоматических процессов. *Геология и геофизика*, **63**(12), 1670–1691.
- Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г. (2018) Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (4), 453–466.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в поздне-мезозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-амфиболовый барометр. *Геохимия*, (3), 328–335.
- Чернышова М.Н. (2007) Особенности состава амфиболов рудоносных даек сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ (Центральная Россия). *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (1), 75–85.
- Allen J.C., Boettcher A.L. (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P – T – $f\text{H}_2\text{O}$ – $f\text{O}_2$. *Amer. Miner.*, **63**(11–12), 1074–1087.
- Barink H.W. (1984) Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos*, **17**, 247–258.
- Boudreau A. (2019) Halogens in Layered Intrusions. *Hydro-magmatic Processes and Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions*. Cambridge, Cambridge University Press, 75–100.
- Browne B.L., Gardner J.E. (2006) The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 161–176.
- Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. (2016) Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry. *Sediment. Geol.*, **336**(1), 120–137.
- Cawthorn G.R., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309–329.
- Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflos T., Siena F. (2004) Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, **75**, 115–139.
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W. (2007) Amphiboles from su-

- prasection and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2), 65-84.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. (2007) Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, **35**, 787-790.
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1016.
- Grapes R.H., Graham C.M. (1978) The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: a review. *Lithos*, **11**, 85-97.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-an. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Helz R.T. (1979) Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *Amer. Miner.*, **64**, 953-965.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Kang D., Zhang Z., Palin R.M., Tian Z., Dong X. (2020) Prolonged partial melting of garnet amphibolite from the eastern Himalayan syntaxis: Implications for the tectonic evolution of large hot orogens. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**, e2019JB019119.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Liao Y., Wei C., Rehman H.U. (2021) Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *Amer. Miner.*, **106**(2), 180-191.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E. (1995) Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology*, **23**(12), 1099-1102.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pe-Piper G. (2020) Mineralogy of an Appinitic Hornblende Gabbro and Its Significance for the Evolution of Rising Calc-Alkaline Magmas. *Minerals*, **10**, 1088.
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**(4), 841-858.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**, 324.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66.
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Webster J.D., Kinzler R.J., Mathez E.A. (1999) Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(5), 729-738.
- Zelenski M., Kamanetsky V.S., Mavrogenes J.A., Gurenko A.A., Danyushevsky I.V. (2018) Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Pt I. Occurrence and compositions of sulfide melts: *Chem. Geol.*, **478**, 102-111.

REFERENCES

- Al-Juboury A.I., McCann T., Ghazal M.M. (2009) Provenance of Miocene sandstones in northern Iraq (from the petrography, bulk-rock geochemistry, and mineral chemistry of detritus). *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(6), 517-534 (translated from *Geol. Geofiz.*, **50**(6), 670-690).
- Allen J.C., Boettcher A.L. (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P - T - fH_2O - fO_2 . *Amer. Miner.*, **63**(11-12), 1074-1087.
- Barink H.W. (1984) Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos*, **17**, 247-258.
- Bazylev B.A., Silant'ev S.A., Dik G.J.B., Kononkova N.N. (2001) Igneous amphiboles and micas in oceanic peridotites and some features of their associated melts: fault area 15°20' N Mid-Atlantic Ridge. *Rossiiskii Zhurnal Nauk o Zemle*, **3**(3), 241-257. (In Russ.)
- Boudreau A. (2019) Halogens in Layered Intrusions. *Hydro-magmatic Processes and Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions*. Cambridge, Cambridge University Press, 75-100.
- Browne B.L., Gardner J.E. (2006) The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 161-176.
- Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. (2016) Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry. *Sediment. Geol.*, **336**(1), 120-137.
- Cawthorn G.R., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309-329.
- Chernyshova M.N. (2007) Features of the composition of amphiboles of ore-bearing dikes of sulfide platinoid-copper-nickel deposits VKM (Central Russia). *Vestn. VGU. Ser.: Geol.*, (1), 75-85. (In Russ.)
- Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflos T., Siena F. (2004) Amphibole genesis via metas-

- omatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, **75**, 115-139.
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2), 65-84.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. (2007) Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, **35**, 787-790.
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1016.
- Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-amphibole barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335. (In Russ.)
- Gramenitskaya P.N., Gramenitskii E.N., Kononov O.V. (2013) Chemical types of amphiboles of the Tyrnyauz deposit. *Vestnik Moskovskogo Universita. Ser. 4. Geol.*, (4), 34-42. (In Russ.)
- Grapes R.H., Graham C.M. (1978) The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: a review. *Lithos*, **11**, 85-97.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-an. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Helz R.T. (1979) Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *Amer. Miner.*, **64**, 953-965.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Kang D., Zhang Z., Palin R.M., Tian Z., Dong X. (2020) Prolonged partial melting of garnet amphibolite from the eastern Himalayan syntaxis: Implications for the tectonic evolution of large hot orogens. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**, e2019JB019119.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Liao Y., Wei C., Rehman H.U. (2021) Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *Amer. Miner.*, **106**(2), 180-191.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E. (1995) Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology*, **23**(12), 1099-1102.
- Nikolskii N.S. (1987) Fluid regime of endogenous mineral formation. Moscow, Nauka Publ., 198 p. (In Russ.)
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pe-Piper G. (2020) Mineralogy of an Appinitic Hornblende Gabbro and Its Significance for the Evolution of Rising Calc-Alkaline Magmas. *Minerals*, **10**, 1088.
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**(4), 841-858.
- Rakhimov I.R. (2017) Geology, petrology and ore content of Late Devonian-Carboniferous intrusive magmatism in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. Diss. ... cand. geol.-min. sci. Ufa, 181 p. (In Russ.)
- Rakhimov I.R. (2020) Petrology and geochemistry of the Tashly-Tau massif, Khudolaz differentiated complex, Southern Urals. *Vestn. VGU. Ser.: Geol.*, (2), 44-57. (In Russ.)
- Rakhimov I.R., Gottman I.A., Kholodnov V.V., Chervyakovskiy V.S. (2022) Geochemistry of accessory apatite from the Cu-Ni-sulfide-bearing ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex (South Urals) as a monitor of magmatic and metasomatic processes. *Russ. Geol. Geophys.*, **63**(12), 1388-1406 (translated from *Geol. Geofiz.*, **63**(12), 1670-1691).
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E., Salikhov D.N., Vladimirov A.G. (2021) Multi-Stage Magmatic-Hydrothermal Sulfide-PGE Mineralization of the Khudolaz Complex (South Urals). *Geol. Ore Dep.*, **63**, 341-367 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **63**(4), 354-381).
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**, 324.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66.
- Ryabov V.V., Simonov O.N., Snisar S.G. (2018) Fluorine and chlorine in apatites, micas, and amphiboles of layered trap intrusions of the Siberian Platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(4) 363-373 (translated from *Geol. Geofiz.*, (4), 453-466).
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Webster J.D., Kinzler R.J., Mathez E.A. (1999) Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(5), 729-738.
- Zelenski M., Kamanetsky V.S., Mavrogenes J.A., Gurenko A.A., Danyushevsky I.V. (2018) Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Pt I. Occurrence and compositions of sulfide melts: *Chem. Geol.*, **478**, 102-111.

УДК 551.83

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-785-808

Петрографический состав и источники материала верхнепалеозойских грубообломочных пород Западного Таймыра

С. Б. Шишлов, Е. Ю. Акимова, К. А. Дубкова

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7-9,
e-mail: sshishlov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.04.2023 г., принята к печати 03.05.2023 г.

Объект исследования. Гравелиты и конгломераты верхнего карбона и перми Западного Таймыра. **Цель.** Дать характеристику петрографического состава грубообломочных пород и на этой основе уточнить представления о составе и положении питающей провинции западной части таймырского осадочного бассейна в позднем палеозое. **Материалы и методы.** Выполнен анализ материалов, собранных при послойном изучении разрезов и микроскопическом описании 47 больших прозрачных шлифов с подсчетом псефитовых (более 2 мм) обломков кварцитов, кислых и основных магматических, метаморфических и осадочных пород. Выявленные особенности петрографического состава псефитолитов в сочетании с обобщением опубликованных ранее геодинамических и палеогеографических реконструкций использованы для уточнения модели геологического развития Таймырского складчато-надвигового пояса и сопредельных областей в позднем палеозое. **Результаты.** Установлено, что в разрезах представлены полимиктовые литокластические (83%) и петрокластические (15%) псефитолиты, иногда присутствуют олигомиктовые существенно кварцевые разности (2%). Незначительные изменения во времени состава обломков свидетельствуют о существовании в течение всего позднего палеозоя единого источника обломочного материала, сформировавшего разрезы Западного Таймыра. Показано, что зрелость псефитолитов возрастает с юго-запада на северо-запад и северо-восток. Обнаружены многочисленные обломки фтанитов и лидитов с остатками радиолярий среднего девона – начала раннего карбона, аналоги которых присутствуют в Лемвинской зоне Урала и фундаменте Западной Сибири. **Выводы.** Материал, образующий грубообломочные породы Западного Таймыра, транспортировался рекой на 600–1000 км с расположенных на юго-западе (в современных координатах) складчатых сооружений “Западно-Сибирской суши”, образовавшихся в визейском – серпуховском веках раннего карбона при коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентальных блоков.

Ключевые слова: Сибирский кратон, каменноугольная система, пермская система, гравелиты, конгломераты, питающая провинция, Западная Сибирь

Petrographic composition and material sources of Upper Paleozoic rough-clastic rocks in Western Taimyr

Sergey B. Shishlov, Ekaterina Yu. Akimova, Ksenia A. Dubkova

St. Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: sshishlov@mail.ru

Received 24.04.2023, accepted 03.05.2023

Research subject. Gravelites and conglomerates of the Upper Carboniferous and Permian of Western Taimyr. **Aim.** To reveal features of the petrographic composition of coarse clastic rocks and, on this basis, to clarify the ideas about the composition and position of the feeding province of the western part of the Taimyr sedimentary basin in the Late Paleozoic. **Materials and methods.** The analysis of materials collected during a layer-by-layer study of sections and microscopic description of 47 large transparent sections with the count of psephitic (more than 2 mm) fragments of quartzites, felsic and basic igneous, metamorphic and sedimentary rocks was performed. The revealed features of the petrographic composition of psephytoliths, in combination with a generalization of previously published geodynamic and paleogeographic reconstructions, were used to refine the model of the geological development of the Taimyr fold-thrust belt and adjacent

Для цитирования: Шишлов С.Б., Акимова Е.Ю., Дубкова К.А. (2023) Петрографический состав и источники материала верхнепалеозойских грубообломочных пород Западного Таймыра. *Литосфера*, 23(5), 785–808. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-785-808>

For citation: Shishlov S.B., Akimova E.Yu., Dubkova K.A. (2023) Petrographic composition and material sources of Upper Paleozoic rough-clastic rocks in Western Taimyr. *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 785–808. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-785-808>

areas in the Late Paleozoic. *Results.* It was established that the sections contain polymictic lithoclastic (83%) and petroclastic (15%) psephytoliths, with occasional inclusions of oligomictic essentially quartz varieties (2%). Minor changes in the composition of clasts over time indicate the existence of a single source of clastic material during the entire Late Paleozoic, which formed the sections of Western Taimyr. It was shown that the maturity of psephytolites increases from the southwest to the northwest and northeast. Numerous fragments of phtanites and lydites with remains of radiolarians of the Middle Devonian – early Early Carboniferous were identified, analogs of which are present in the Lemva zone of the Urals and in the basement of Western Siberia. *Conclusions.* The material forming the coarse clastic rocks of Western Taimyr was transported by the river for 600–1000 km from the folded structures of the “West Siberian land” located in the southwest (in modern coordinates), which formed in the Visean–Serpukhovian ages of the Early Carboniferous during the collision of the East - European, Kazakhstan and Siberian continental blocks.

Keywords: *Siberian craton, Carboniferous system, Permian system, gravelstones, conglomerates, feeding province, Western Siberia*

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция позднепалеозойских процессов объединения континентальных масс Лаврентии, Сибири и Балтики в составе Пангеи представляет большой интерес как с научной точки зрения, так и с практической, позволяя понять особенности эволюции континентальных окраин Северного Ледовитого океана и решить многие важные региональные проблемы, такие как формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов (Верниковский и др., 2013). Одним из существенных элементов этих построений является анализ особенностей состава и строения верхнепалеозойских терригенных отложений Таймырского складчато-надвигового пояса, сформировавшихся на пассивной окраине Сибирского палеоконтинента (Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996). К настоящему времени опубликованы результаты изучения минералогического, геохимического и изотопного состава песчаников верхнего палеозоя Таймыра, которые дают представление об источниках обломочного материала, геодинамических обстановках времени его накопления и геологических взаимоотношениях крупных тектонических структур (Zhang et al., 2013, 2015; Ershova et al., 2016; Прияткина и др., 2020). При этом нам не удалось найти публикаций, в которых самостоятельным объектом изучения являются позднепалеозойские гравелиты и конгломераты этого региона, несмотря на то, что особенности петрографического состава грубообломочных пород позволяют сделать практически однозначные выводы об источниках ма-

териала, поскольку гравий и гальки представляют собой обломки пород, мобилизованные из относительно близко расположенных областей питания (Кузнецов, 2018).

Целью данной статьи является частичное восполнение указанного пробела. В ней впервые представлена реконструкция состава питающей провинции западной части таймырского палеобассейна, основанная на результатах изучения петрографического состава псефитовых (более 2 мм) обломков гравелитов и конгломератов. Эти породы присутствуют в терригенных разрезах верхнего палеозоя Западного Таймыра в стратиграфическом интервале от верхнего карбона до татарского яруса пермской системы, образуя линзовидные прослои толщиной от первых сантиметров до 1 м или относительно выдержанные слои, мощность которых достигает 5 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Таймырский складчато-надвиговой пояс состоит из трех тектонических зон – Южно-, Центрально- и Северо-Таймырской, границами которых являются региональные надвиги (рис. 1а). Южно-Таймырскую зону интерпретируют как неопротерозойско-палеозойскую пассивную окраину Сибирского палеоконтинента (Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996). Центрально-Таймырская представляет собой аккреционный пояс, ставший частью Сибири в позднем венде – кембрии (Верниковский и др., 2011). Северо-Таймырскую зону считают окраиной Карской

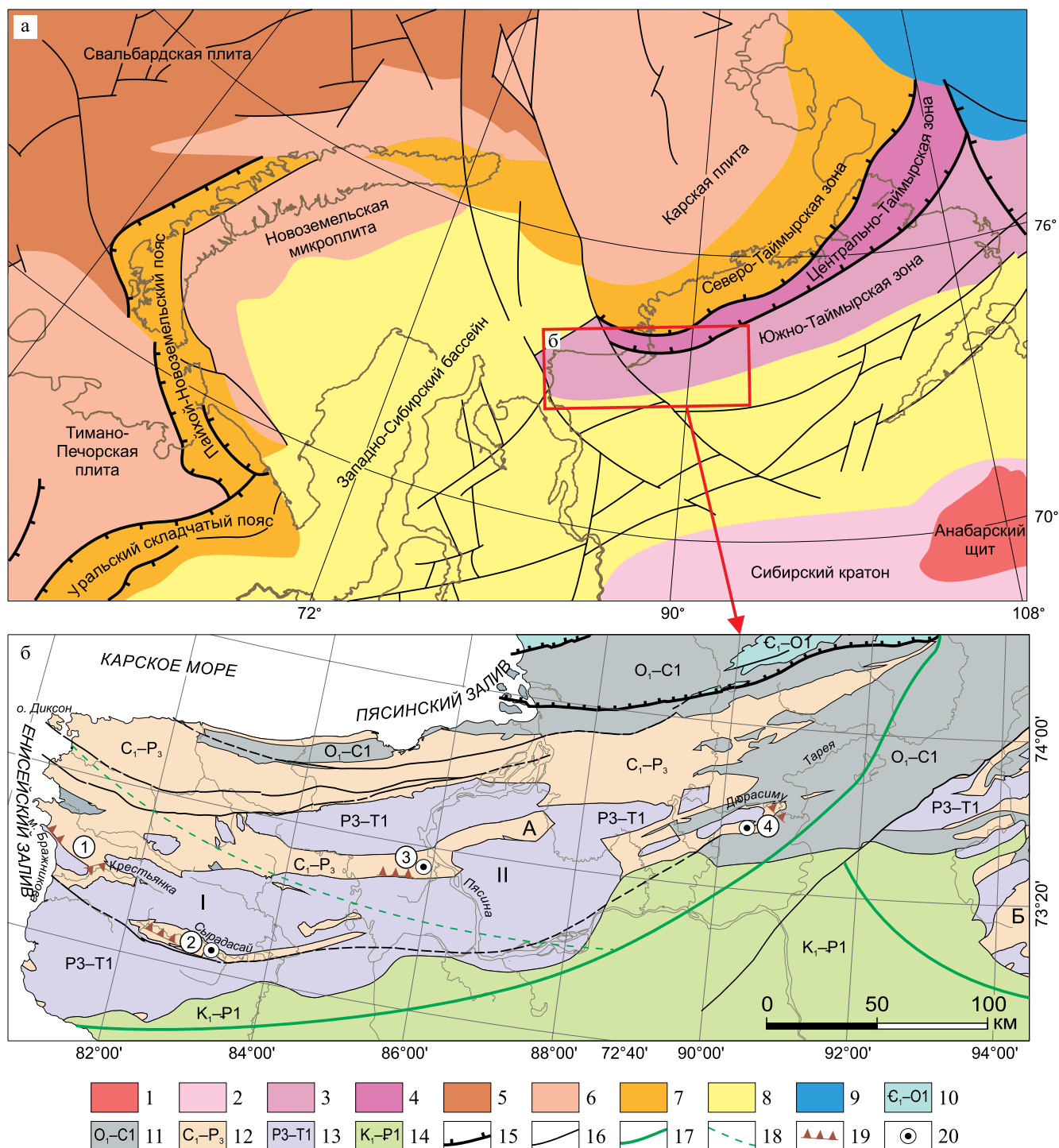


Рис. 1. Тектоническая схема Таймырского складчато-надвигового пояса и сопредельных областей (а) (Верниковский и др., 2013) и геологическая схема Западного Таймыра (б) (Государственная геологическая карта..., 2016, 2020).

1 – докембрийские метаморфические комплексы фундамента; 2, 3 – чехол Сибирского кратона: 2 – недеформированный, 3 – подвергшийся тектоническим деформациям в мезозое; 4 – неопротерозойский аккреционный пояс; 5–7 – литосферные плиты: 5 – с гренвилем фундаментом, 6 – с позднедокембрийским фундаментом, 7 – подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям; 8 – чехол молодых плит; 9 – области океанической коры; 10–14 – структурно-вещественные комплексы: 10 – нижнекембрийско-нижеордовикский карбонатно-терригенный, 11 – нижеордовикско-нижекаменноугольный терригенно-карбонатный, 12 – нижекаменноугольно-верхнепермский терригенный, 13 – верхнепермско-нижнетриасовый туфобазальтовый, 14 – нижнемеловой-нижнепалеогеновый терригенный; 15 – крупнейшие над-

виги; 16 – другие разрывные нарушения; 17 – границы Западно-Таймырского (А) и Восточно-Таймырского (Б) стратиграфических районов верхнего палеозоя; 18 – граница Сырадасайской (I) и Пясинской (II) стратиграфических площадей; 19 – естественные обнажения; 20 – керн скважин. Разрезы (цифры в кружках): 1 – мыс Бражникова, р. Крестьянка; 2 – р. Сырадасай; 3 – р. Пясины; 4 – р. Тарей.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Taimyr fold-thrust belt and adjacent areas (a) (Vernikovskiy et al., 2013), and geological scheme of Western Taimyr (б) (Gosudarstvennaya ..., 2016, 2020).

1 – Precambrian metamorphic basement complexes; 2, 3 – cover of the Siberian craton: 2 – not deformed, 3 – subjected to tectonic deformations in the Mesozoic; 4 – Neoproterozoic accretion belt; 5–7 – lithospheric plates: 5 – with Grenville basement, 6 – with Late Precambrian basement, 7 – subjected to Hercynian tectonic deformations; 8 – cover of young slabs; 9 – areas of oceanic crust; 10–14 – structural-material complexes: 10 – Lower Cambrian–Lower Ordovician carbonate-terrigenous, 11 – Lower Ordovician–Lower Carboniferous, terrigenous-carbonate, 12 – Lower Carboniferous–Upper Permian, terrigenous; 13 – Upper Permian–Lower Triassic tuff-basalt, 14 – Lower Cretaceous–Lower Paleogene terrigenous; 15 – the largest thrusts; 16 – other discontinuous violations; 17 – boundaries of the West Taimyr (A) and East Taimyr (B) stratigraphic regions of the Upper Paleozoic; 18 – boundary of the Syrdasay (I) and Pyasin (II) stratigraphic areas; 19 – natural outcrops; 20 – well core. Sections (numbers in circles): 1 – Brazhnikov Cape, r. Krestyanka; 2 – r. Syrdasay; 3 – r. Pyasina; 4 – r. Tareya.

плиты, соединившейся с Сибирским кратоном в результате позднепалеозойской коллизии (Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2013). Это событие привело к формированию орогена, надвиганию структур Северного и Центрального Таймыра на юг, юго-восток и образованию передового позднепалеозойского прогиба, результатом заполнения которого является нижнекаменноугольно-верхнепермский терригенный структурно-вещественный комплекс (Верниковский, 1996, 2009; Богданов и др., 1998; Хаин, 2001; Metelkin et al., 2005). Он распространен на площади около 80 000 км² в пределах субширотной вытянутой полосы, протянувшейся от Енисейского залива на западе до моря Лаптевых на востоке.

Псефитолиты, рассматриваемые в настоящей статье, локализируются в разрезах верхнего палеозоя Западно-Таймырского стратиграфического района (см. рис. 1б). Здесь терригенные отложения мощностью от 1–2 км на юго-западе до 5–6 км на севере согласно залегают на известняках нижнего карбона, и с географическим несогласием перекрыты верхнепермско-нижнетриасовыми туфами и базальтами. На западе эта территория граничит с Западно-Сибирской плитой. Северную границу образует Пясино-Фадеевский надвиг, по которому на верхний палеозой надвинуты нижнекембрийско-нижнеордовикский карбонатно-терригенный и нижнеордовикско-нижнекаменноугольный терригенно-карбонатный комплексы Центрально-Таймырской зоны. С востока от Восточно-Таймырского стратиграфического района территория изолирована структурами Тарейского вала, в пределах которого на дневную поверхность выходят породы нижнеордовикско-нижнекаменноугольного терригенно-карбонатного комплекса. Южную границу скрывает мощный чехол мезокайнозойских пород наложенного Енисей-Хатангского прогиба.

Основу региональной стратиграфии верхнего палеозоя Таймыра заложили исследования фораминифер, брахиопод, двустворчатых моллюсков и растительных остатков, которые были выполнены

в середине прошлого века. Они позволили установить макаровский, турузовский, бырангский, соколинский, байкурский и чернойарский горизонты (Шведов и др., 1961). В дальнейшем эта схема уточнялась и детализировалась (Устрицкий, Черняк, 1963; Устрицкий, 1984), но до настоящего времени не утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом. Существенные проблемы ее совершенствования биостратиграфическими методами связаны с полифациальным составом отложений и их латеральной изменчивостью, которые определяют смену экологических комплексов органических остатков. Некоторого прогресса в этом направлении удалось достичь благодаря использованию циклостратиграфических критериев, позволивших показать, что верхнепалеозойский терригенный комплекс Таймыра сформировался в результате семи региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации (Шишлов, 2003, 2010). Они, по-видимому, имеют эвстатическую природу и, следовательно, глобальный корреляционный потенциал, поскольку их возрастные аналоги удалось обнаружить в разрезах Печорского (Котляр и др., 2004), Верхоянского (Будников и др., 2007) и Колымо-Омолонского (Кашик, 1990) бассейнов. В течение этих циклов образовались геологические тела мощностью от 100 до 1000 м, которые рассматриваются нами в качестве горизонтов (рис. 2) региональной стратиграфической схемы верхнего палеозоя Таймыра (Шишлов, 2009, 2010); имеют изохронные границы, соответствующие регрессивным максимумам; идентифицируются по положению в разрезе, особенностям латеральных изменений и палеонтологическим остаткам, обеспечивающим их привязку к общей стратиграфической шкале (Шишлов, Вербицкая, 1990; Шишлов, 2003, 2009, 2010). Анализ латеральных изменений горизонтов в пределах Западно-Таймырского стратиграфического района позволил установить Сырадасайскую и Пясинскую площади (см. рис. 1б), для которых обоснованы стратоны местных схем (см. рис. 2). К сожалению, результаты

Общая стратиграфическая шкала			Колебания уровня моря	Региональные циклы	Региональные стратиграфические подразделения	Корреляция местных стратиграфических разрезов				
Система	Отдел	Ярус				Западно-Таймырский стратиграфический район		Восточно-Таймырский стратиграфический район		
			Транс-грессия →		Горизонт	Сырадасайская площадь	Пясинская площадь	Фадью-Кудинская площадь	Таймыро-озерская площадь	Чернохребет-нинская площадь
Пермская	Биармий-ский	Татарский	P3v		Седьмой	Куликовский (P3kl)	Бражниковская свита (P3br)	Озерская свита (P3oz)	Куликовская свита (P3kl)	Прончищевская толща (P3pr)
			P3s			Ледянский (P2 ₃ ld)	Макаревичская свита (P2 ₃ mk)	Северошахтинская свита (P2 ₃ sv)	Ледянская свита (P2 ₃ ld)	Осиповская толща (P2 ₃ pr)
		P2ur	Шестой		Байкурский (P1 ₂ bk)	Крестьянская свита (P1 ₂ kr)	Контарактинская свита (P1 ₂ kn)	Кыйдинская толща (P1 ₂ kd)	Байкурская свита (P1 ₂ bk)	
		P2kz								
	Приуральский	P1u	Пятый		Соколинский (P ₁ sk)	Рогозинская свита (P1rg)	Убойнинская свита (P ₁ ub)	Соколинская свита (P ₁ sk)		
		P1k								
		P1ar	Четвертый		Быррангский (P ₁ br)	Ефремовская свита (P ₁ ef)	Быррангская свита (P ₁ br)			
		P1s								
		P1a	Третий		Турузовский (C3tr)	Эвенкская свита (C3ev)	Турузовская свита (C3tr)			
		C3g								
	Каменноугольная	Верхний	C3k		Второй	Макаровский (C1-2mk)	Макаровская свита (C1-2mk)	Оленьинская свита (C1-2ol)		
			C2m							
		Средний	C2b		Первый	Подстилающие нижнекаменноугольные известняки				
C1s										
C1v										
C1t										

Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема верхнего палеозоя Таймыра (Шишлов, 2009, 2010).

Fig. 2. Regional stratigraphic scheme of the Upper Paleozoic of Taimyr (Shishlov, 2009, 2010).

этих исследований были только отчасти использованы при составлении листов S-44, S-45 и S-46 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1000 000 (2016, 2020).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу исследования положены материалы, собранные С.Б. Шишловым при описании естественных обнажений и керны скважин верхнего палеозоя Западного Таймыра (см. рис. 16). В пределах этой территории в бассейне р. Крестьянка и на мысе Бражникова изучен разрез перми мощно-

стью 900 м; в районе р. Сырадасай описан полный непрерывный разрез верхнего палеозоя Западного Таймыра мощностью 1300 м; в низовьях р. Пясины составлен разрез перми мощностью 1350 м; в бассейне р. Тарей исследован разрез нижнего карбона, приуральского и биармийского отделов перми мощностью около 900 м. Их корреляция (рис. 3) выполнена с использованием авторской региональной стратиграфической схемы (см. рис. 2).

При изучении перечисленных выше разрезов Западного Таймыра были отобраны 47 образцов гравелитов и конгломератов (см. рис. 3): 1 образец из турузовского горизонта верхнего карбо-

Fig. 3. Correlation of sections of the Upper Paleozoic of Western Taimyr.

1–7 – rocks: 1 – tuffs and basalts, 2 – gravelstones and conglomerates, 3 – sandstones, 4 – alternating sandstones, siltstones, and mudstones, 5 – siltstones and mudstones, 6 – coals, 7 – limestones; 8 – curve of sea level fluctuations; 9 – transgressive maximum; 10 – regressive maximum; 11 – places of sampling and their numbers.

на (р. Сырадасай); 11 образцов из быррангского и 11 образцов из соколинского горизонтов приуральского отдела перми (реки Сырадасай, Тарей); 12 образцов из байкурского горизонта приуральского – биармийского отделов перми (реки Крестьянка, Сырадасай, Тарей); 9 образцов из ледянского горизонта биармийского – татарского отделов перми (реки Крестьянка, Сырадасай, Пясины); 3 образца из куликовского горизонта татарского отдела перми (мыс Бражникова).

Из этих образцов в шлифовальной мастерской Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) были изготовлены большие прозрачные шлифы площадью от 10 до 25 см². Их описание, сопровождавшееся подсчетом всех представленных в шлифе псефитовых (более 2 мм) обломков кварцитов, кислых и основных магматических, метаморфических и осадочных пород, осуществлено на микроскопе Leica DM750P со шлифоводителем. Фотографирование гравия и галек выполнено на микроскопе Leica DM4500P с микропозиционным столиком (оборудование ресурсного центра “Рентгенодифракционные методы исследования” Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета).

При обработке полученных результатов использованы петрографическая классификация псефитолитов (Шванов и др., 1998) и треугольная диаграмма, отражающая соотношение обломков кварцитов, магматических пород, метаморфических и осадочных пород, прообразом которой стала схема В.Д. Шутова, разработанная для разделения граувачковых песчаников на петрографические виды (Шутов, 1967).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В разрезах верхнего палеозоя Западного Таймыра (см. рис. 3) присутствуют гравелиты (диаметр гравия 2–10 мм), мелкогалечные (диаметр галек 10–25 мм) и крупногалечные (диаметр галек 25–50 мм) конгломераты, которые установлены в интервалах разрезов, сложенных дельтовыми и речными отложениями (Шишлов, 2009, 2010; Шишлов, Дубкова, 2021).

Дельтовый генезис имеют слои песчаников мощностью до 10 м, отличающиеся увеличением размера обломков от подошвы к кровле (Дельты..., 1979; Селли, 1989; Обстановки..., 1990). У основания локализуются тонкозернистые разности с текстурами оползания. Выше их постепенно сменяют

мелко- и среднезернистые песчаники с косой разнонаправленной слойчатостью, содержащие остатки наземных растений, морского и эвригалинного бентоса. В прикровельной части присутствуют гравелиты, образующие линзовидные прослои толщиной до 0.5 м. Формирование таких слоев обычно связывают с миграцией приустьевых баров при выдвигании фронта дельты к центру морского бассейна, что приводило к обмелению акватории и росту гидродинамики. Иногда на этих отложениях с эрозионным врезом залегают слои мощностью до 5 м, приподошвенную часть которых (до 1 м) образуют мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Кверху их сменяют песчаники, от крупнозернистых внизу до мелкозернистых у кровли. Изменения гранулометрического состава и ориентировка уплощенных галек намечают косую разнонаправленную слойчатость. Такие осадки, по-видимому, накапливались в дельтовых протоках.

Речным аллювием можно считать породные ассоциации мощностью до 15 м, имеющие эрозионное основание и ярко выраженный приподошвенный гранулометрический максимум (Буш, 1977; Рейнек, Сингх, 1981; Селли, 1989; Обстановки..., 1990). Их нижнюю часть толщиной до 5 м образуют средне- и мелкогалечные конгломераты, которые кверху сменяют гравелиты. Выше залегают песчаники, от крупнозернистых внизу до мелкозернистых вверху. Ориентировка уплощенных галек и крупного углефицированного растительного детрита намечает косую однонаправленную слойчатость. Такие отложения могли накапливаться за счет осадения материала, влекомого пресным однонаправленным потоком, динамика которого постепенно снижалась из-за миграции речного русла. Их перекрывают волнистые чередования песчаников разномзернистых и глинистых алевролитов, которые, вероятно, формировались в пойме во время половодий. У кровли таких последовательностей часто присутствуют горизонты палеопочв, сложенные глинистыми алевролитами с зеленоватым или буроватым оттенком, комковатой отдельностью, остатками корневых систем, и слои угля – результат заболачивания стариц.

При изучении псефитолитов в шлифах установлено, что гравий обычно полуокатан, а гальки, как правило, окатаны хорошо и имеют сферическую форму. Промежутки между псефитовыми компонентами заполнены разномзернистым песчаным, реже песчано-глинистым матриксом. Цемент пленочный и поровый глинисто-гидрофлюидный, иногда с выделениями сидерита. Согласно приня-

той классификации (Шванов и др., 1998), гравелиты являются среднесортированными идиолитическими породами, в которых гравия более 50%, а конгломераты следует относить к плохосортированным гравийно-галечным микститам с долей галек от 10 до 50%.

В гравелитах и конгломератах обнаружены псефитовые обломки кварцитов, магматических, метаморфических и осадочных пород.

Кварциты (рис. 4) более чем на 90% сложены кварцем. Их структура мелко- и средне- (см. рис. 4д, е), реже – крупнозернистая (см. рис. 4а–г), обычно равномерно-, иногда разномасштабная (см. рис. 4в, г, ж, з). Присутствуют единичные мелкие включения полевых шпатов, карбонатов, мусковита и непрозрачных рудных минералов. Текстура, как правило, массивная (см. рис. 4а, б, д, е) или полосчатая (см. рис. 4в, г, ж, з). Часто присутствуют тонкие трещины, залеченные кварцем и кальцитом.

Магматические породы представлены обломками кислого и основного составов.

Среди кислых пород (рис. 5) установлены плутонические и вулканические разности. Обломки плутонических пород – гранитоидов (см. рис. 5а–г) – образованы кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Полевые шпаты идиоморфные, обычно сильно пелитизированы. В незначительных количествах представлены мусковит, реже биотит, кальцит и доломит, непрозрачные рудные минералы. Присутствуют гнезда и прожилки хлорита и серпентина, которые, вероятно, образовались в результате разложения темноцветных минералов. Структура полнокристаллическая, мелко-среднезернистая, неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Закономерные срастания кварца и плагиоклаза образуют гранофировую структуру (см. рис. 5а–г). Текстура, как правило, массивная. Характерны тонкие трещины, залеченные кварцем или кальцитом.

Фрагменты кислых вулкаников (см. рис. 5д–з) имеют неполнокристаллическую структуру (порфировую, гиалопилитовую), содержат крупные вкрапленники идиоморфного плагиоклаза, обычно сильно пелитизированные. Основная масса тонкозернистая кварц-полевошпатовая (см. рис. 5д, е) или скрытокристаллическая (см. рис. 5ж, з), сложенная вулканическим стеклом и микролитом с кварцем и полевыми шпатами. В небольшом количестве присутствуют вторичные минералы – гнезда серпентина, кристаллы доломита, карбонатные и кварцевые жилки (см. рис. 5д, е). Текстура однородная, реже флюидальная.

Обломки основных вулканических пород (рис. 6) содержат таблитчатые (см. рис. 6а–г, ж, з) и игольчатые (см. рис. 6д, е) лейсты идиоморфных плагиоклазов. Темно-серая, бурая, иногда почти черная скрытокристаллическая основная масса об-

разована вулканическим стеклом и микролитом (плагиоклаз?). Присутствует небольшое количество непрозрачных рудных минералов (см. рис. 6ж, з). Гнезда вторичного серпентина (см. рис. 6ж, з), по-видимому, являются продуктами замещения оливина и пироксенов. Выделения карбонатов (см. рис. 6в, г), вероятно, связаны с разрушением основных плагиоклазов. Структура неполнокристаллическая – порфировая (см. рис. 6а–г), гиалопилитовая (см. рис. 6д, е), афировая (см. рис. 6ж, з). Текстура однородная, реже флюидальная. Тонкие трещины залечены кварцем (см. рис. 6а, б, д, е). Вероятно, это преимущественно обломки эффузивов (плагиобазальтов), но не исключено, что среди них есть и долериты.

Метаморфические породы представлены фрагментами мусковитовых сланцев (рис. 7), которые состоят из кварца и мусковита, содержат единичные зерна биотита, апатита и рудных минералов. Структура мелко-среднезернистая или неравномернозернистая, лепидогранобластовая. Текстура ориентированная, сланцеватая, иногда полосчатая. Присутствуют тонкие трещины, заполненные глинистым материалом (см. рис. 7а).

Осадочные породы. Более 90% обломков этой группы образуют кремниевые породы – силициты (рис. 8). Они имеют кварц-халцедоновый состав, криптокристаллическую структуру, содержат выполненные халцедоном остатки скелетов радиолярий (см. рис. 8а, б, д, е), реже раковины мелких гастропод, ветвистые мшанки (см. рис. 8в, г) и спикулы кремниевых губок (см. рис. 8д, е). Иногда присутствуют кристаллы доломита (см. рис. 8в, г). Полосчатую текстуру намечают изменения количества радиолярий и примеси органического вещества (см. рис. 8а, б). Характерны тонкие разнонаправленные трещины, залеченные кварцем (см. рис. 8а, б, д, е). Светло-серые и светло-бурые обломки (см. рис. 8а, б) следует называть фтанитами, а темно-бурые разности с высокими содержаниями тонкодисперсного органического вещества и глинистого материала (см. рис. 8в–е) относить к лидитам (Шванов и др., 1998). Обломки халцедона со сфероагрегатной структурой (см. рис. 8ж, з), по-видимому, являются фрагментами кремневых конкреций.

Кроме силицитов, присутствуют единичные фрагменты песчаников (рис. 9), известняков, сидеритов и углей, которые вместе составляют менее 10% обломков осадочных пород. Большинство из них, вероятнее всего, являются интракластами – продуктами размыва накопившихся ранее отложений рассматриваемого палеобассейна.

Ранее во фтанитах и лидитах из пермских конгломератов Западного Таймыра В.С. Руденко определила радиолярии: *Entactinosphaera* cf. *Cancellicula* Foreman, *E. inusitata* (?) Foreman, *E. cf. echinate* (Hinde), *E. variacanthina* Foreman, *E. cf. histricosa*

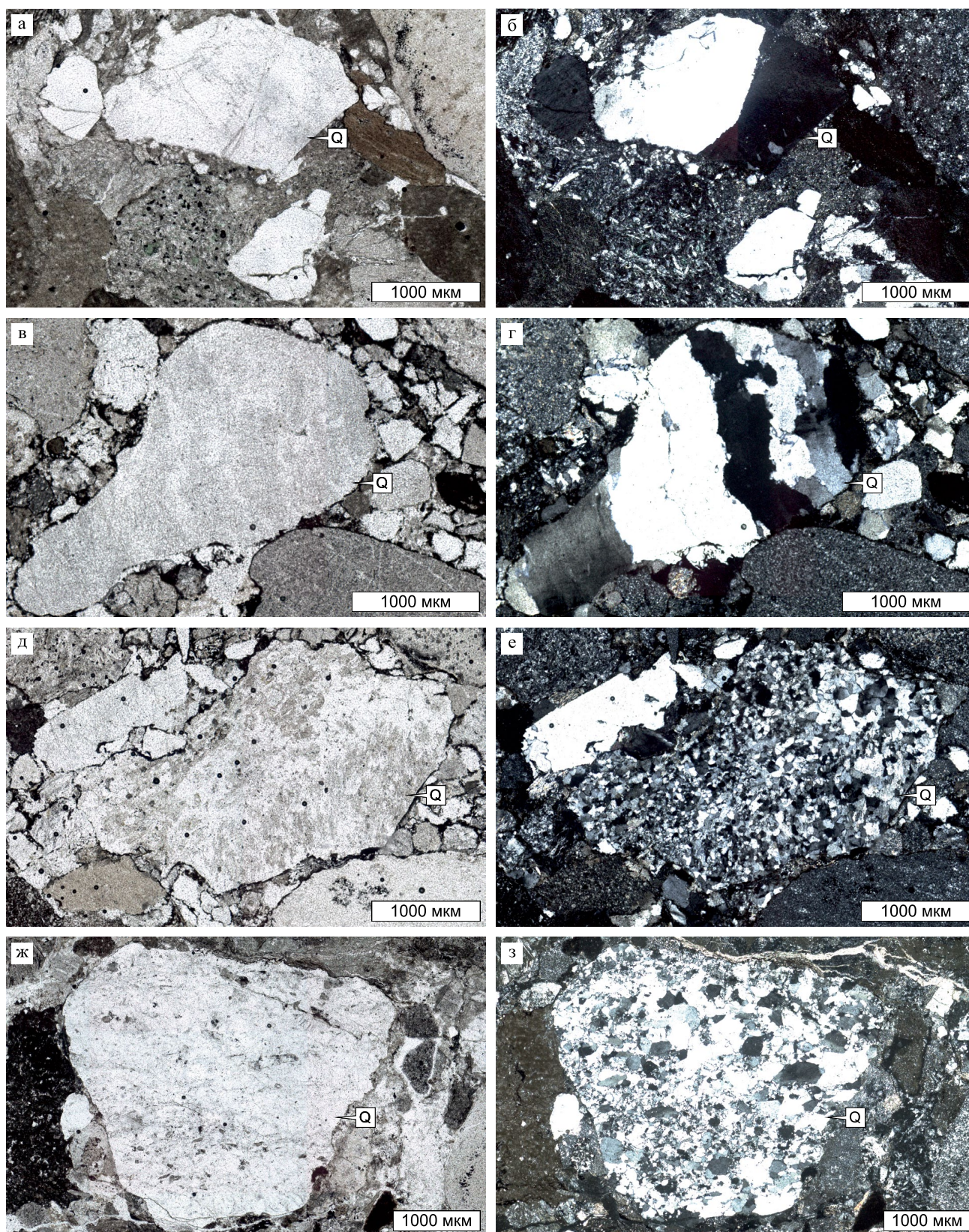


Рис. 4. Обломки кварцитов (Q) из пермских гравелитов (а–е) и конгломератов (ж, з) р. Сырадасай.

а, б – кварцит крупнозернистый массивный, шлиф С31, макаревичская свита; в, г – кварцит крупнозернистый с полосчатой текстурой, шлиф С8, ефремовская свита; д, е – кварцит среднезернистый массивный, шлиф С8, ефремовская свита; ж, з – кварцит мелкозернистый массивный, шлиф С8, ефремовская свита.

та; ж, з – кварцит разнозернистый с полосчатой текстурой, шлиф C25, крестьянская свита. Здесь и на рис. 5–9 фотографии слева – без анализатора, справа – с анализатором.

Fig. 4. Quartzite fragments (Q) from Permian gravelstones (a–e) and conglomerates (ж, з) Syradasay.

a, б – coarse-grained massive quartzite, thin section C31, Makarevichskaya sequence; в, г – coarse-grained quartzite with a banded structure, section C8, Efremovskaya sequence; д, е – medium-grained massive quartzite, section C8, Efremovskaya sequence; ж, з – uneven-grained quartzite with a banded structure, section C25, Krestyanka sequence. Here and in Fig. 5–9 photos on the left – without the analyzer, on the right – with the analyzer.

Foreman, *E. cf. esostrogula* Foreman, *E. euthlasta* (?) Foreman, *E. cf. aitpaiensis* Nazarov, *E. aff. grandis* Nazarov, *E. conglobate* (?) Nazarov, *Spongentactinia* aff. *Riedeli* (Foreman), *Polyentactinia* sp., *Entactinia* cf. *comphorhips* Foreman, *Copicyntra* sp., *Sophoentactinia* (?) *somphozona* (Foreman) (Шишлов, Руденко, 1991). Установлено, что в обломках из разных стратиграфических интервалов представлена единая ассоциация радиоларий. Повсеместно присутствующие многочисленные экземпляры *Entactinosphaera* с внутренней сферой и внешней двуслойной оболочкой характерны для среднего – верхнего девона, а представители рода *Copicyntra* с четырьмя и пятью оболочками появляются только в начале карбона (Шишлов, Руденко, 1991). Тогда можно считать, что накопление фтанитов и лидитов в морских абиссальных обстановках происходило во временном интервале от среднего девона до раннего карбона.

Результаты подсчета рассмотренных компонентов представлены в табл. 1 и проиллюстрированы треугольными диаграммами (рис. 10), которые по количественному соотношению псефитовых обломков кварцитов, магматических, метаморфических и осадочных пород обеспечивают идентификацию основных петрографических групп псефитолитов (Шванов и др., 1998). Из 47 фигуративных точек составов (см. рис. 10а) в поле полимиктовых литокластических псефитолитов попадают 39 (83%), к полимиктовым петрокластическим псефитолитам относятся 7 (15%), и только 1 (2%) оказалась в области олигомиктовых существенно кварцевых псефитолитов. Среднее содержание породообразующих компонентов в рассматриваемой выборке, %: кварциты – 48; кислые (5) и основные (4) магматические породы – 9; метаморфические (4) и осадочные (39) породы – 43.

На рис. 11 показаны изменения состава псефитолитов в разрезах. Здесь видны циклические вариации, которые можно связать с региональными трансгрессивно-регрессивными фазами седиментации. Конгломераты и гравелиты, сформировавшиеся во время региональных регрессий, содержат больше малоустойчивых к транспортировке обломков магматических пород (см. рис. 3, 11). Именно в регрессивных интервалах разрезов локализуются полимиктовые петрокластические псефитолиты: шлиф C5 – быррангская регрессия, шлифы C30, C31 – ледянская регрессия. Наибольшим

разнообразием петрографического состава отличаются гравелиты и конгломераты соколинского горизонта (см. рис. 11), среди которых присутствуют петрокластические псефитолиты (шлифы C14, C15, C18 и T4). Эти породы накапливались во время глобальной кунгурской регрессии (Котляр и др., 2004), которая привела к самому значительному обмелению позднепалеозойского таймырского бассейна за всю историю его развития (Шишлов, Дубкова, 2021).

Петрографический состав грубообломочных пород речного и дельтового генезиса близок, но слабые признаки большей зрелости последних, связанные с удлинением путей транспортировки, удастся выявить по средним содержаниям обломков кварцитов в разрезе р. Сырадасай (см. рис. 11). У речных отложений (шлифы C5–C31) их доля составляет 49%, а у дельтовых (шлифы C1–C4) – достигает 60%.

Для определения направления перемещения терригенного материала выполнено сравнение средних содержаний наименее устойчивых обломков магматических пород в псефитолитах изохронных стратиграфических интервалов (см. рис. 11). В соколинском горизонте: р. Сырадасай (шлифы C12–C18) обломков магматических пород – 16%, р. Тарей (шлифы T2–T5) – 13%; в байкурском горизонте: р. Сырадасай (шлифы C19–C28) – 10%, р. Крестьянка (шлиф K12) – 0%, р. Тарей (шлиф T6) – 0%; в ледянском горизонте: р. Сырадасай (шлифы C29–C31) – 15%, р. Крестьянка (шлифы K2–K5) – 2%, р. Пясины (шлифы П1, П2) – 0%. Таким образом, от разреза р. Сырадасай к северо-западу (разрез р. Крестьянка) и северо-востоку (разрезы рек Пясины и Тарей) можно констатировать сокращение доли обломков магматических пород, т. е. увеличение зрелости гравелитов и конгломератов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленные особенности грубообломочных пород верхнего карбона и перми Западного Таймыра позволяют дополнительно обосновать представленную на рис. 12 модель геологического развития Таймырского складчато-надвигового пояса и сопредельных областей в позднем палеозое, которая базируется на опубликованных ранее геодинамических (Погребницкий, 1971; Filippova et al., 2001; Metelkin et al., 2005; Верниковский и др., 2013;

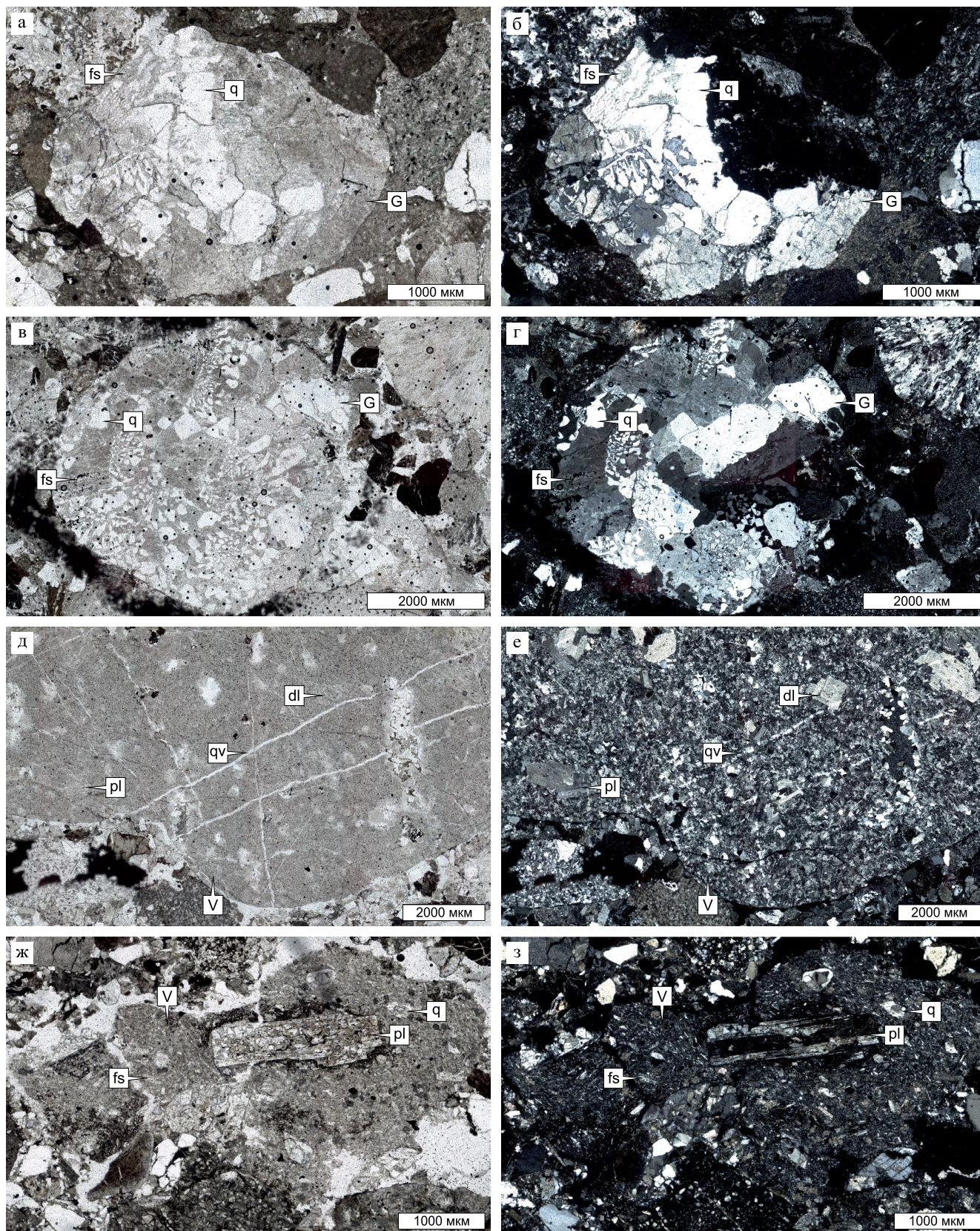


Рис. 5. Обломки кислых plutонических (а–е) и вулканических (ж, з) пород из пермских гравелитов (а, б, ж, з) и конгломератов (в–е) р. Сырадасай.

а, б – гранит (G) с гранофировой структурой, образованной сростками кварца (q) и полевых шпатов (fs), шлиф С31,

макаревичская свита; в, г – гранит (G) с гранофировой структурой, образованной сростками кварца (q) и полевых шпатов (fs), шлиф C16, рогозинская свита; д, е – кислый вулканит (V) с идиоморфными плагиоклазами (pl) в тонкозернистой кварц-полевошпатовой массе, с новообразованными кристаллами доломита (dl) и кварцевыми жилками (qv), шлиф C18, рогозинская свита; ж, з – кислый вулканит (V) с порфировой структурой, в скрытокристаллической массе из вулканического стекла и микролита кварц (q), полевые шпаты (fs) и идиоморфные плагиоклазы (pl), шлиф C8, ефремовская свита.

Fig. 5. Fragments of felsic plutonic (a–e) and volcanic (ж, з) rocks from Permian gravelstones (a, б, ж, з) and conglomerates (в–е) Syradasay.

а, б – гранит (G) with a granophyre texture formed by intergrowths of quartz (q) and pelitized feldspars (fs), section C31, Makarevichskaya sequence; в, г – гранит (G) with granophyre texture formed by intergrowths of quartz (q) and pelitized feldspars (fs), section C16; д, е – felsic volcanic rock (V) with euhedral pelitized plagioclases (pl) in a fine-grained quartz-feldspar mass, with newly formed dolomite crystals (dl) and quartz veins (qv), section C18, Rogozinskaya sequence; ж, з – felsic volcanic rock (V) with a porphyritic texture, in a cryptocrystalline mass of volcanic glass and microlite quartz (q), feldspars (fs), and euhedral pelitized plagioclases (pl), section C8, Efremovskaya sequence.

Zhang et al., 2016; Vernikovskiy et al., 2018) и палеогеографических (Грамберг, 1973; Исаев, 2012; Шишлов, Дубкова, 2021) реконструкциях.

В позднем палеозое накопление терригенных отложений происходило в передовом прогибе, возникшем в результате коллизии Карской плиты и Сибирского кратона (Зоненшайн и др., 1990; Верниковский, 1996, 2009; Богданов и др., 1998; Хайн, 2001; Metelkin et al., 2005; Верниковский и др., 2013). Основным источником поступавшего сюда обломочного материала обычно считают горные сооружения “Карской суши” (Погребницкий, 1971; Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2013). Вместе с тем Ю.Е. Погребницкий (1971) и И.С. Грамберг (1973) предполагали существование “Западно-Сибирской суши” – еще одной питающей провинции таймырского палеобассейна. При этом результаты исследований показывают, что терригенный материал псефитолитов Западного Таймыра происходит из одной области сноса, поскольку фигуративные точки состава псефитовых обломков на треугольных диаграммах не образуют изолированных скоплений, и их распределение на разных стратиграфических уровнях принципиально не изменяется (см. рис. 10).

Для рассматриваемых грубообломочных пород характерно присутствие значительного количества обломков фтанитов и лидитов, которые являются океаническими отложениями абиссали и содержат радиолярии среднего девона – начала раннего карбона (Шишлов, Руденко, 1991). Следовательно, в конце ранней – начале поздней эпох каменноугольного периода за счет тектонических деформаций эти породы стали частью горного сооружения, продукты разрушения которого присутствуют уже в псефитолитах верхнего карбона. Поступление таких обломков с “Карской суши” маловероятно, поскольку в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны известны только верхнепротерозойские и кембрийские осадочные породы, а на территории Центральной тектонической зоны отложения девона и начала карбона представлены преимущественно карбонатами мелководья (Го-

сударственная геологическая карта..., 2013, 2015, 2016, 2020). Вместе с тем силициты девона – нижнего карбона типичны для Лемвинской зоны Урала и фундамента Западной Сибири (Аристов, Руженцев, 2000; Елкин и др., 2001, 2007; Бочкарев и др., 2003; Воронов, Коркунов, 2003; Иванов и др., 2009; Пучков, 2010). На Полярном Урале это няньворгинская свита (D_3-C_1) – глинисто-кремнистые сланцы, кремни и известняки; черногорская серия (O_2-D_3) – терригенно-кремнистые породы, содержащие фтаниты и радиоляриты; малюдорская свита (D) – спилиты, переслаивающиеся с углито-кремнистыми сланцами, фтанитами и литокластическими туфами. В Западной Сибири установлены куйбышевская толща (D_3) – глинисто-кремнистые сланцы с радиоляриями и эффузивами; чагинская свита (D_3) – окремненные известняки, кремнистые аргиллиты и радиоляриты.

Обломки, образующие псефитолиты Западного Таймыра, транспортировала река, первые признаки которой установлены в верхнекаменноугольной части разреза р. Сырадасай по появлению в туровском горизонте дельтовых песчаников с прослоями гравелитов (см. рис. 2, 11), маркирующих положение береговой линии этого времени. В пермских интервалах всех рассматриваемых разрезов (см. рис. 2, 11) присутствуют речные отложения, что указывает на миграцию береговой линии к северо-востоку¹ (см. рис. 12). О поступлении материала с юго-запада свидетельствуют изменения зрелости грубообломочных пород, которая минимальна в разрезе р. Сырадасай, и увеличивается к северо-западу (р. Крестьянка) и северо-востоку (реки Пясины, Тарей). Существование текущих на северо-восток позднепалеозойских рек подтверждают крупные врезы (палеодолины) на поверхности фундамента Западной Сибири (Исаев, 2010).

Выполненный ранее генетический анализ наиболее представительных разрезов верхнего палеозоя Таймыра (Шишлов, 2010; Шишлов, Дубкова, 2021)

¹ Здесь и далее при описании палеогеографии позднего палеозоя используются современные координаты.

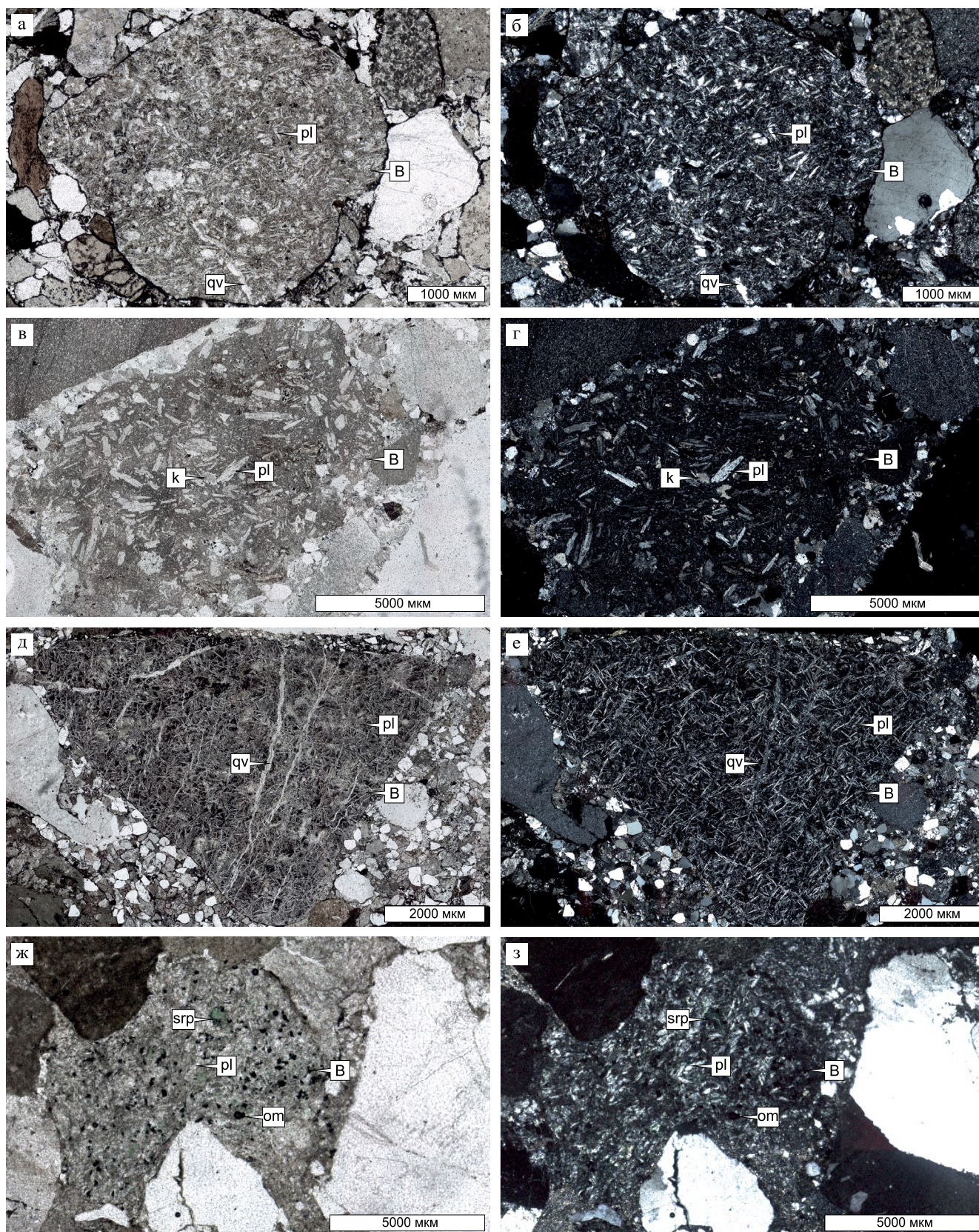


Рис. 6. Обломки основных вулканических пород (В) из пермских конгломератов крестьянской свиты р. Сырадасай.

а, б – плагиобазальт с порфировой структурой, в скрытокристаллической массе таблитчатые лейсты идиоморфных плагиоклазов (pl), присутствуют кварцевые жилки (qv), шлиф С26; в, г – плагиобазальт с порфировой структурой,

в скрытокристаллической массе таблитчатые лейсты идиоморфных плагиоклазов (pl), новообразования карбонатов (k), шлиф C27; д, е – плагиобазальт с гиалопилитовой структурой, в скрытокристаллической массе игольчатые лейсты плагиоклазов (pl), присутствуют кварцевые жилки (qv), шлиф C27; ж, з – плагиобазальт с афировой структурой, в скрытокристаллической массе таблитчатые лейсты плагиоклазов (pl), рудные минералы (om), новообразования серпентина (srp), шлиф C28.

Fig. 6. Fragments of basic volcanic rocks (B) from the Permian conglomerates of the Krestyanka sequence of the river Syradasay.

а, б – плагиобазальт с порфировой текстурой; the cryptocrystalline mass contains tabular laths of euhedral plagioclases (pl); quartz veins (qv) are present; section C26; в, г – плагиобазальт с порфировой текстурой, таблитчатые лейсты идиоморфных плагиоклазов (pl), новообразования карбонатов (k), section C27; д, е – плагиобазальт с гиалопилитовой структурой, в скрытокристаллической массе игольчатые лейсты плагиоклазов (pl), присутствуют кварцевые жилки (qv), section C27; ж, з – плагиобазальт с афировой текстурой; таблитчатые лейсты плагиоклазов в скрытокристаллической массе (pl), рудные минералы (om), новообразования серпентина (srp), section C28.

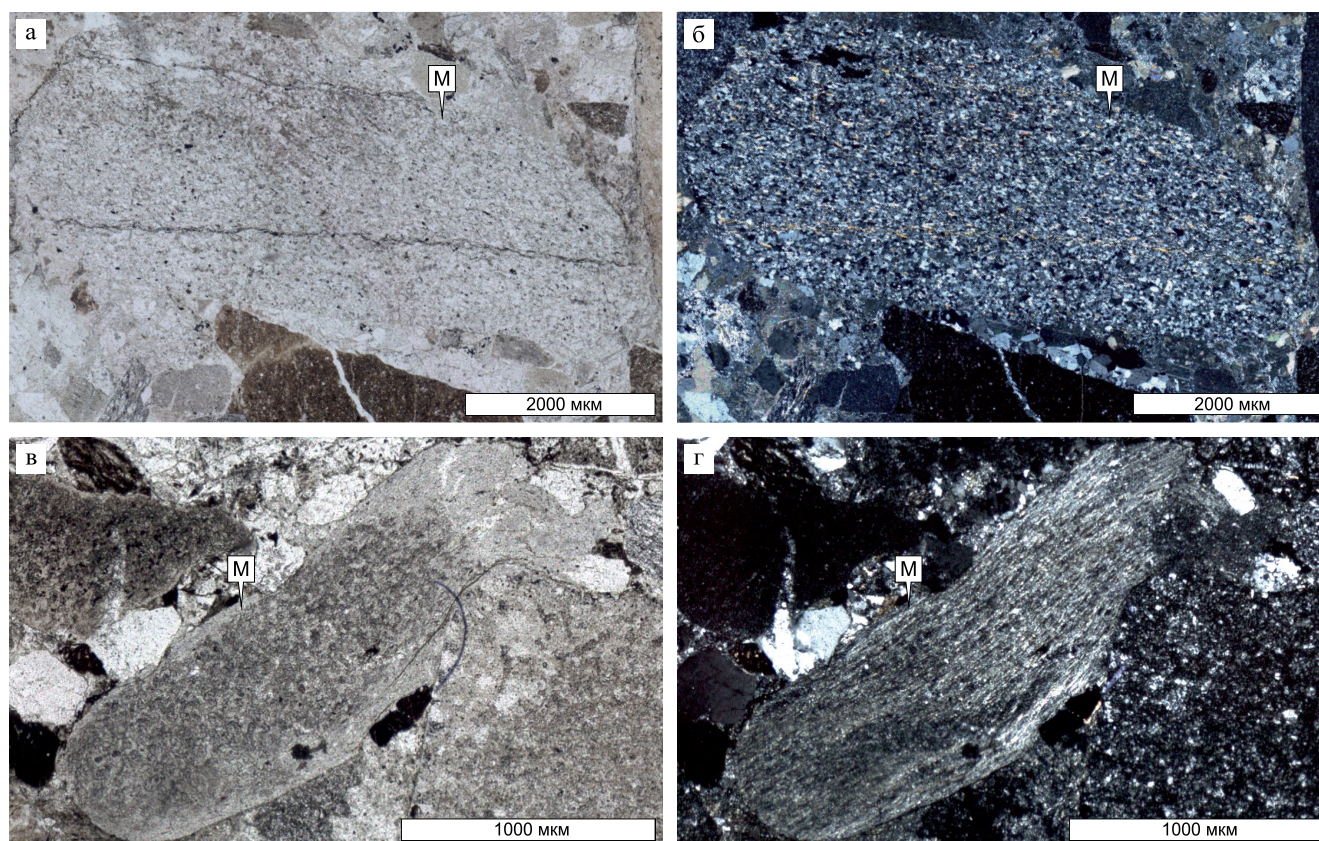


Рис. 7. Обломки мусковитовых сланцев (М) из пермских гравелитов.

а, б – сланец кварцевый мелкозернистый с ориентированной текстурой, намечаемой чешуйками мусковита (m), которые образуют полосчатые скопления, присутствуют тонкие трещины (с), заполненные глинистым материалом, шлиф БЗ, бражниковская свита, мыс Бражникова; в, г – сланец кварцевый тонкозернистый с ориентированной текстурой, намечаемой чешуйками мусковита (m), шлиф КЗ, макаревичская свита, р. Крестьянка.

Fig. 7. Fragments of muscovite schists (M) from Permian gravelstones.

а, б – fine-grained quartz shale with an oriented structure marked by muscovite flakes (m), which form banded accumulations, there are thin cracks (c) filled with clay material, thin section B3, Brazhnikovskaya sequence, Cape Brazhnikov; в, г – fine-grained quartz schist with an oriented structure marked by muscovite flakes (m), thin section K3, Makarevichskaya sequence, r. Krestyanka.

показал, что в начале перми континентальные обстановки осадконакопления располагались на юго-западе таймырского палеобассейна и сменялись

к северо-востоку морскими, вначале мелководными, а затем глубоководными (см. рис. 12а). К концу пермского периода, в результате общей регрессии при

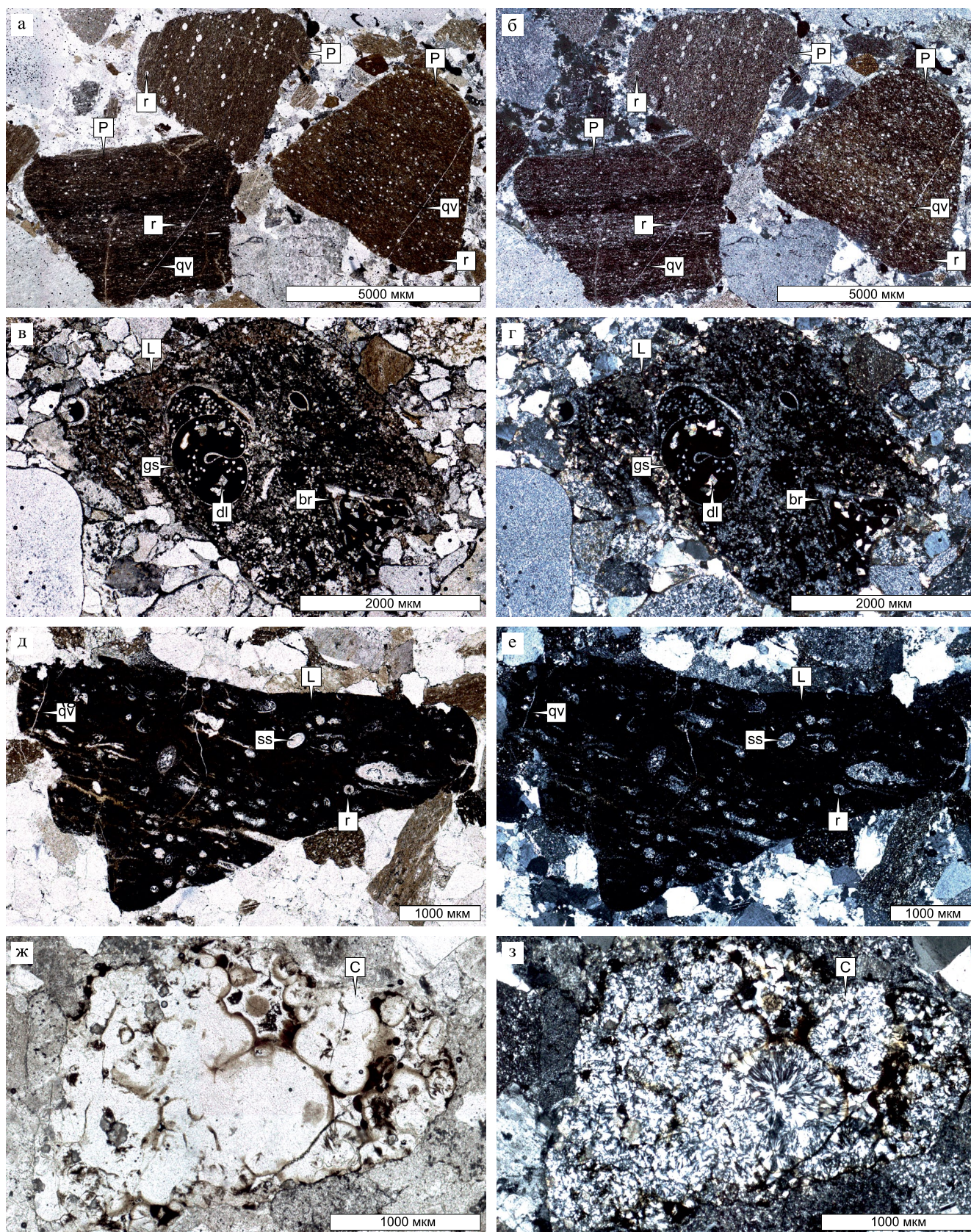


Рис. 8. Обломки силицитов из пермских гравелитов (в, г) и конгломератов (а, б, д–з).

а, б – фтаны (P) с остатками радиоларий (r) и тонкими трещинами, залеченными кварцем (qv), шлиф С19, крестьянская

свита, р. Сырадасай; в, г – лидит (L) с остатками гастропод (gs) и мшанок (br), выделениями доломита (dl), шлиф С8, ефремовская свита, р. Сырадасай; д, е – лидит (L) с остатками радиолярий (r) и спикулами губок (ss), тонкими трещинами, залеченными кварцем (qv), шлиф К2, макаревичская свита, р. Крестьянка; ж, з – халцедон (C) со сфероагрегатной структурой, шлиф С14, рогозинская свита, р. Сырадасай.

Fig. 8. Silicite fragments from Permian gravelstones (в, г) and conglomerates (а, б, д–з).

а, б – phtanites (P) with radiolarian remains (r) and thin cracks healed by quartz (qv), section C19, Krestyanka sequence, r. Syradasay; в, г – lydite (L) with remains of gastropods (gs) and bryozoans (br), dolomite segregations (dl), section C8, Efremovskaya sequence, r. Syradasay; д, е – lydite (L) with radiolarian remains (r) and sponge spicules (ss), thin cracks healed by quartz (qv), thin section K2, Makarevichskaya sequence, r. Krestyanka; ж, з – chalcedony (C) with a spherical aggregate texture, section C14, Rogozinskaya sequence, r. Syradasay.

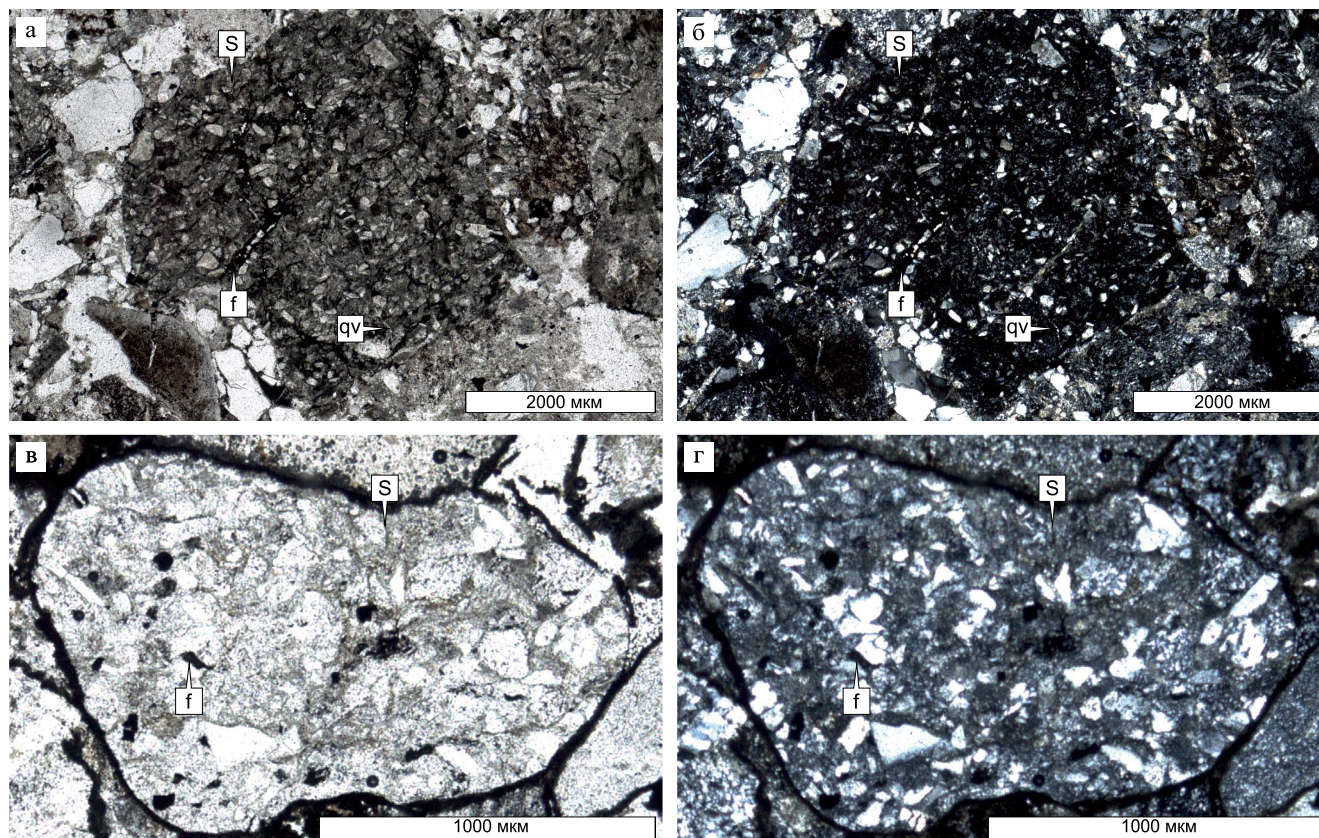


Рис. 9. Обломки песчаников (S) из пермских гравелитов (в, г) и конгломератов (а, б) р. Сырадасай.

а, б – песчаник мелкозернистый с углефицированным растительным детритом (f) и поровым глинистым цементом, присутствуют тонкие трещины, залеченные кварцем (qv), шлиф С26, крестьянская свита; в, г – песчаник среднезернистый с углефицированным растительным детритом (f) и поровым глинистым цементом, шлиф С10, ефремовская свита.

Fig. 9. Sandstone fragments (S) from Permian gravelstones (в, г) and conglomerates (а, б) Syradasay.

а, б – fine-grained sandstone with coalified plant detritus (f) and porous clayey cement; there are thin cracks healed by quartz (qv), thin section C26, Krestyanka sequence; в, г – medium-grained sandstone with coalified plant detritus (f) and porous clayey cement, section C10, Efremovskaya sequence.

сближении Карской плиты и Сибирского кратона, возвышенности “Карской” и “Сибирской суши” на западе разделяла только низменная аккумулятивная равнина, которую к востоку сменяло прибрежное морское мелководье (см. рис. 126). Такая конфигурация бассейна исключает присутствие продуктов

разрушения “Карской суши” в разрезах Западного Таймыра, поскольку они формировались на южном крыле передового прогиба, и поступающие с севера обломки не могли преодолевать наиболее прогнутую область с морскими и переходными обстановками осадконакопления (см. рис. 12). Материал,

Таблица 1. Петрографический состав псефитовых (более 2 мм) обломков верхнепалеозойских гравелитов и конгломератов Западного Таймыра

Table 1. Petrographic composition of psephytic (more than 2 mm) fragments of Upper Paleozoic gravelstones and conglomerates of Western Taimyr

№ шлифа	Горная порода	Кварциты		Магматические				Метаморфические		Осадочные		Всего	
				кислые		основные							
		шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%
Б3	Гравелит	48	59	0	0	0	0	0	0	33	41	81	100
Б2	Конгломерат	25	45	0	0	0	0	0	0	31	55	56	100
Б1	То же	2	4	3	6	0	0	4	7	45	83	54	100
К5	Гравелит	43	26	7	4	0	0	0	0	118	70	168	100
К4	То же	45	36	4	3	5	4	1	1	71	56	126	100
К3	—“—	74	43	1	1	0	0	1	1	94	55	170	100
К2	Конгломерат	54	53	2	2	0	0	11	11	35	34	102	100
К1	Гравелит	24	48	0	0	0	0	0	0	26	52	50	100
С31	То же	49	51	13	14	11	11	2	2	21	22	96	100
С30	—“—	20	67	0	0	6	20	0	0	4	13	30	100
С29	—“—	36	54	0	0	0	0	7	10	24	36	67	100
С28	Конгломерат	1	14	0	0	1	14	2	29	3	43	7	100
С27	То же	6	38	2	12	0	0	3	19	5	31	16	100
С26	—“—	43	57	1	1	9	12	2	2	21	28	76	100
С25	—“—	18	40	3	7	2	4	5	11	17	38	45	100
С24	—“—	7	58	1	8	1	9	0	0	3	25	12	100
С23	—“—	23	49	0	0	11	23	0	0	13	28	47	100
С22	Гравелит	55	57	2	2	4	4	0	0	36	37	97	100
С21	Конгломерат	29	45	1	2	0	0	5	8	29	45	64	100
С20	То же	73	49	0	0	0	0	4	3	70	48	147	100
С19	—“—	41	43	0	0	0	0	3	3	51	54	95	100
С18	—“—	5	46	3	27	1	9	0	0	2	18	11	100
С17	Гравелит	47	45	3	3	5	5	0	0	50	47	105	100
С16	Конгломерат	23	57	4	10	0	0	1	3	12	30	40	100
С15	Гравелит	23	44	15	29	2	4	3	6	9	17	52	100
С14	Конгломерат	38	65	10	17	1	2	0	0	9	16	58	100
С13	То же	8	44	1	6	0	0	2	11	7	39	18	100
С12	Гравелит	15	56	0	0	0	0	3	11	9	33	27	100
С11	Конгломерат	23	44	0	0	3	6	0	0	26	50	52	100
С10	Гравелит	47	51	3	3	2	2	1	1	39	43	92	100
С9	То же	38	47	0	0	3	4	0	0	40	49	81	100
С8	—“—	111	72	1	1	5	3	0	0	38	24	155	100
С7	Конгломерат	24	56	0	0	0	0	0	0	19	44	43	100
С6	То же	19	29	0	0	0	0	0	0	46	72	65	100
С5	—“—	6	67	2	22	0	0	1	11	0	0	9	100
С4	Гравелит	82	70	9	8	8	7	0	0	18	15	117	100
С3	То же	52	46	0	0	3	3	0	0	58	51	113	100
С2	—“—	47	63	0	0	9	12	1	1	18	24	75	100
С1	—“—	65	62	8	8	10	10	0	0	21	20	104	100
П2	Конгломерат	41	53	0	0	0	0	0	0	36	47	77	100
П1	Гравелит	4	25	0	0	0	0	0	0	12	75	16	100
Т6	Конгломерат	35	83	3	7	0	0	0	0	4	10	42	100
Т5	То же	17	43	0	0	0	0	0	0	23	57	40	100
Т4	—“—	8	32	14	56	0	0	0	0	3	12	25	100
Т3	—“—	26	64	0	0	0	0	1	2	14	34	41	100
Т2	—“—	10	38	2	8	0	0	1	4	13	50	26	100
Т1	—“—	7	35	0	0	0	0	2	10	11	55	20	100

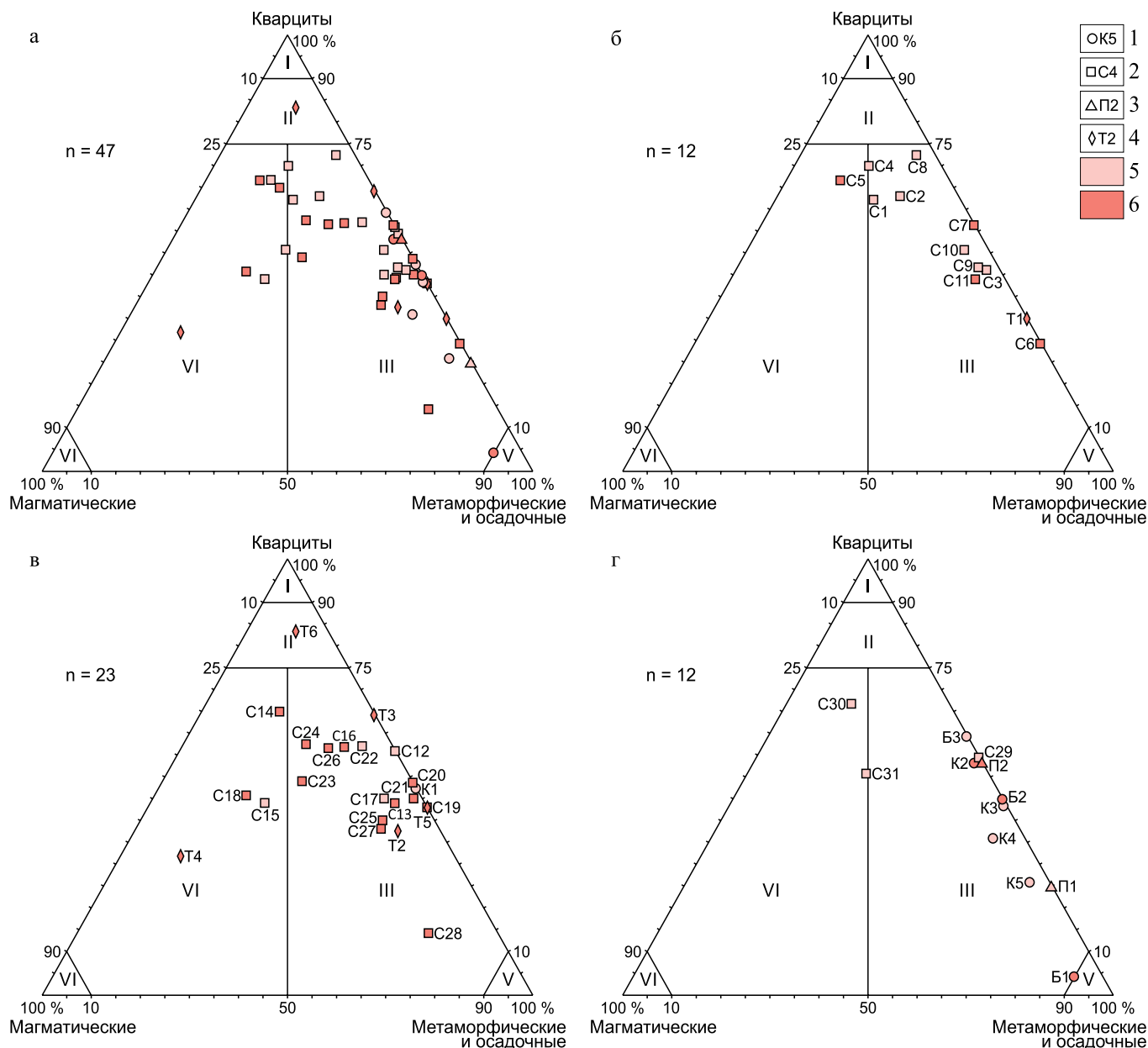


Рис. 10. Петрографический состав псефитовых (более 2 мм) обломков верхнепалеозойских гравелитов и конгломератов Западного Таймыра.

а – вся выборка; б – турузовский и быррангский (верхний карбон – нижняя пермь); в – соколинский и байкурский (нижняя–средняя пермь); г – ледянский и куликовский (средняя – верхняя пермь) горизонты. Поля составов (Шванов и др., 1998): I – мономиктовый кварцевый, II – олигомиктовый существенно кварцевый, III – полимиктовый литокластический, IV – полимиктовый петрокластический, V – мономиктовый литокластический, VI – мономиктовый петрокластический. 1–4 – разрезы и номера шлифов: 1 – мыс Бражникова, р. Крестьянка, 2 – р. Сырадасай, 3 – р. Пясины, 4 – р. Тарей; 5, 6 – горные породы: 5 – гравелиты, 6 – конгломераты. n – количество шлифов, шт.

Fig. 10. Petrographic composition of psephytic (more than 2 mm) clasts of Upper Paleozoic gravelstones and conglomerates of Western Taimyr.

а – the entire sample; б – Turuz and Byrrang (Upper Carboniferous–Lower Permian); в – Sokolinskiy and Baikurskiy (Lower–Middle Permian); г – Ledski and Kulikovskiy (Middle–Upper Permian) horizons. Composition fields (Shvanov et al., 1998): I – monomictic quartz, II – oligomictic essentially quartz, III – polymictic lithoclastic, IV – polymictic petroclastic, V – monomictic lithoclastic, VI – monomictic petroclastic. 1–4 – sections and section numbers: 1 – Cape Brazhnikov, r. Krestyanka; 2 – r. Syradasay; 3 – r. Pyasina; 4 – r. Tareya; 5, 6 – rocks: 5 – gravelstones, 6 – conglomerates. n is the number of sections, pcs.

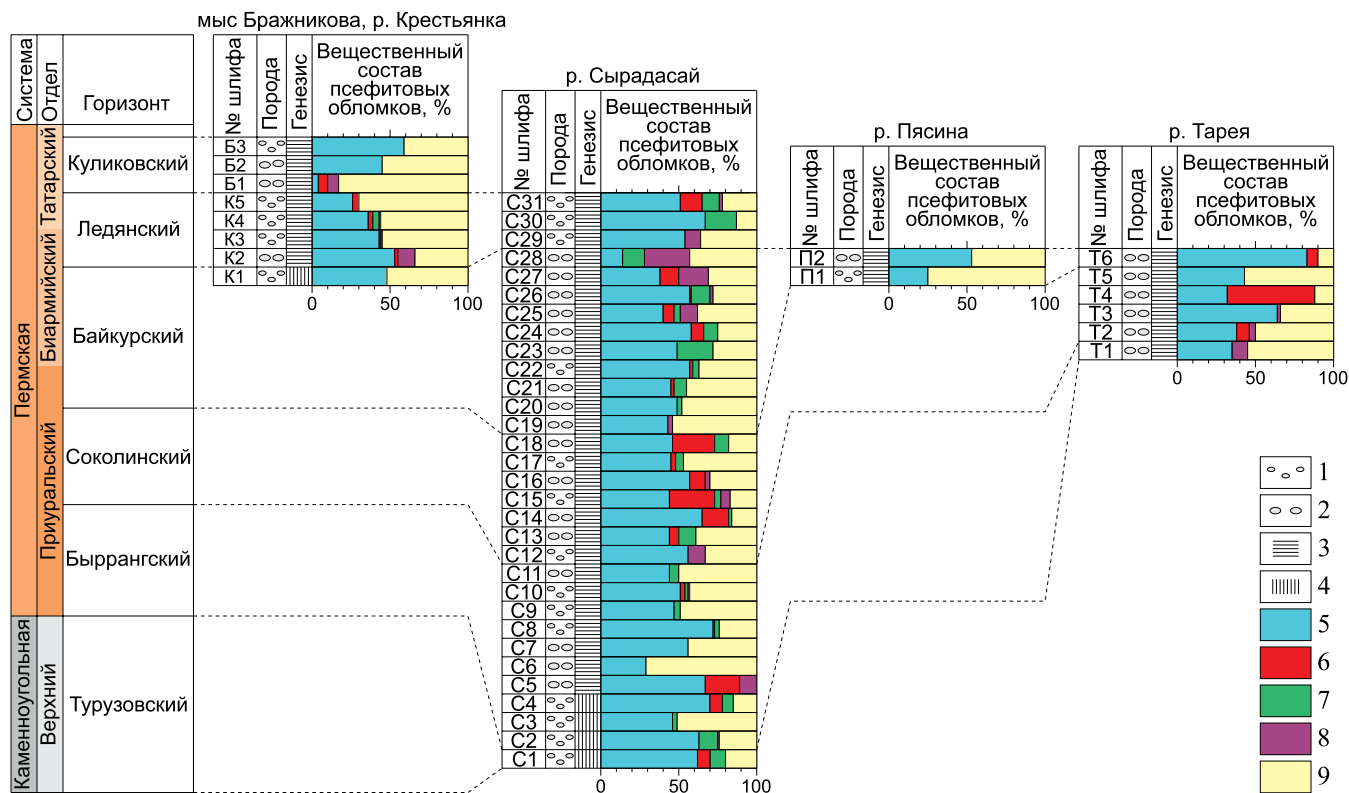


Рис. 11. Изменения петрографического состава псефитовых обломков гравелитов и конгломератов в разрезах верхнего палеозоя Западного Таймыра.

1, 2 – горные породы: 1 – гравелиты, 2 – конгломераты; 3, 4 – генезис отложений: 3 – речной, 4 – дельтовый; 5–9 – состав обломков: 5 – кварциты, 6 – кислые магматические породы, 7 – основные магматические породы, 8 – метаморфические породы, 9 – осадочные породы.

Fig. 11. Changes in the petrographic composition of psephyte clasts of gravelstones and conglomerates in Upper Paleozoic sections of Western Taimyr.

1, 2 – rocks: 1 – gravelstones, 2 – conglomerates; 3, 4 – genesis of sediments: 3 – river, 4 – deltaic; 5–9 – clast composition: 5 – quartzites, 6 – felsic igneous rocks, 7 – basic igneous rocks, 8 – metamorphic rocks, 9 – sedimentary rocks.

мобилизованный с “Карской суши”, по-видимому, накапливался в пределах северного склона прогиба (см. рис. 12). Образовавшиеся из него грубообломочные породы установлены в пермских разрезах Восточного Таймыра, естественных обнажениях района бухты Ледяная оз. Таймыр и бассейна р. Черные Яры (Шишлов, Дубкова, 2021).

В результате U–Pb-датирования детритовых цирконов из верхнекаменноугольных и пермских песчаников Таймыра установлены доминирующие популяции возрастом около 500 и 300 млн лет, которые являются характерной геохронологической меткой Уральского орогена (Zhang et al., 2013, 2015; Ershova et al., 2016; Прияткина и др., 2020).

Итак, имеется достаточно оснований считать, что при формировании разрезов верхнего палеозоя Западного Таймыра источником терригенного материала, транспортируемого речной системой на северо-восток, была “Западно-Сибирская суша”

(см. рис. 12). Существовавшая здесь горная страна (Исаев, 2012) образовалась после закрытия Уральского и Палеоазиатского океанов в результате коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентальных блоков (Filipova et al., 2001; Пучков, 2010; Бискэ, 2019), которая происходила в визейском – серпуховском веках раннего карбона (Iwata et al., 1997; Filipova et al., 2001; Елкин и др., 2007). В результате возник ороген, в составе которого присутствовали метаморфические комплексы; гранитные плутоны и комагматичные им эффузивы; офиолитовые массивы, сложенные базальтами, параллельными дайками и силицитами абиссали (Аристов, Руженцев, 2000; Веа et al., 2002; Иванов и др., 2009; Пучков, 2010). Такого петрофонда вполне достаточно для формирования гравелитов и конгломератов с установленными особенностями состава. При этом следует принять, что перемещение материала на расстояние от

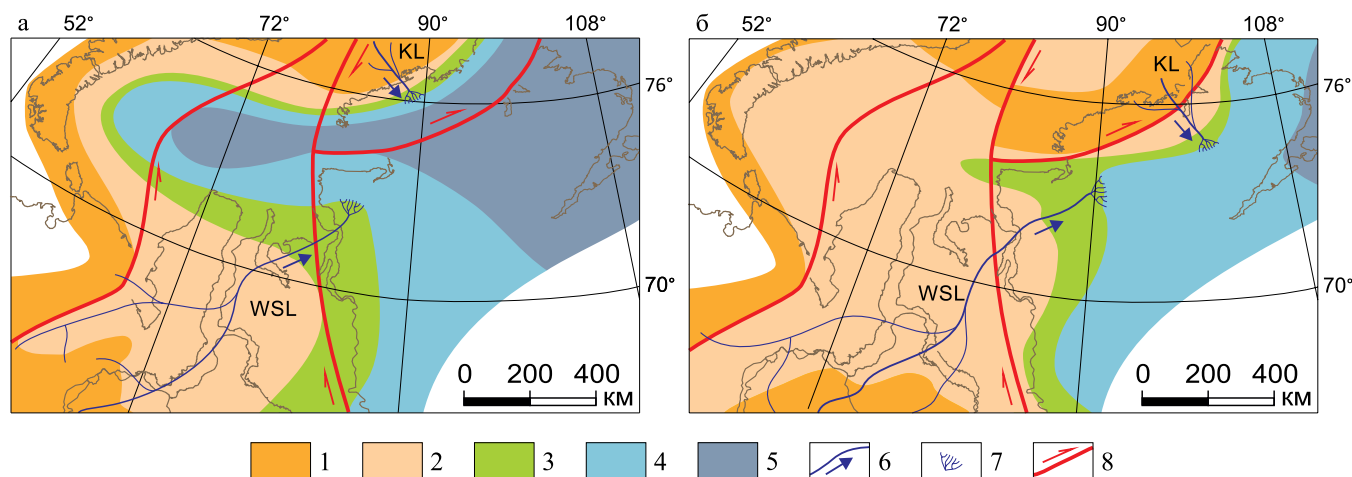


Рис. 12. Палеогеографическая ситуация начала ранней (а) и конца поздней (б) перми в таймырском бассейне осадконакопления и сопредельных областях (в современных координатах).

1–3 суша: 1 – горы, 2 – денудационные равнины, 3 – аккумулятивные равнины; 4, 5 – море: 4 – мелководье, 5 – глубоководье; 6 – речные системы и направления течения; 7 – дельты; 8 – трансформные зоны с указанием кинематики сдвига. KL – “Карская суша”, WSL – “Западно-Сибирская суша”.

Fig. 12. Paleogeographic situation of the beginning of the Early (a) and the end of the Late (б) Permian in the Taimyr sedimentation basin and adjacent areas (in modern coordinates).

1–3 – land: 1 – mountains, 2 – denudation plains, 3 – accumulative plains; 4, 5 – sea: 4 – shallow water, 5 – deep water; 6 – river systems and flow directions; 7 – deltas; 8 – transform zones with indication of shear kinematics. KL – “Kara land”, WSL – “West Siberian land”.

600 до 1000 км (см. рис. 12) приводило к разрушению большинства псефитовых обломков магматических пород и мусковитовых сланцев. Это объясняет абсолютное преобладание в грубообломочных породах Западного Таймыра наиболее устойчивых к транспортировке кварцитов и силицитов, средняя суммарная доля которых составляет более 80%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. В разрезах верхнепалеозойских терригенных отложений Западного Таймыра доминируют полимиктовые литокластические (83%) и петрокластические (15%) псефитолиты, иногда присутствуют олигомиктовые существенно кварцевые разности (2%).

2. Источником псефитовых обломков в течение всего позднего палеозоя была питающая провинция, в состав которой входили осадочные (преимущественно силициты среднего девона – раннего карбона), метаморфические (кварциты, мусковитовые сланцы), кислые и основные магматические породы.

3. Обломочный материал, сформировавший верхнепалеозойские разрезы Западного Таймыра, транспортировался рекой на 600–1000 км с расположенных к юго-западу складчатых сооружений

“Западно-Сибирской суши”, которые образовались в визейском – серпуховском веках раннего карбона при коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентальных блоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А., Руженцев С.В. (2000) Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 8(2), 9-19.
- Бискэ Ю.С. (2019) Геология России. СПб.: СПбГУ, 228 с.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. (1998) Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2 500 000). М.: ИЛРАН, 127 с.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. (2003) Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования). *Геология и геофизика*, 44(1-2), 120-143.
- Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г. (2007) Основные этапы седиментогенеза и модель накопления верхнепалеозойских отложений Сибири. *Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография*. (Под ред. В.В. Силантьева, Г.М. Сунгатуллина). Казань: Изд-во Казанского ун-та, 31-34.
- Буш Д.А. (1977) Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 216 с.

- Верниковский В.А. (1996) Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, 202 с.
- Верниковский В.А. (2009) Тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона и его геодинамическая эволюция. *Геология полярных областей Земли*. (Отв. ред. Ю.В. Карякин). Т. 1. М.: ГЕОС, 90-94.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. (2013) Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики. *Геология и геофизика*, **54**(8), 1083-1107.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. (2011) Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике. *Докл. РАН*, **436**(5), 647-653.
- Воронов В.Н., Коркунов В.К. (2003) Особенности сочленения Уральского складчатого пояса, Пай-Хоя и структур фундамента Западно-Сибирской плиты. *Геология и геофизика*, **44**(1-2), 40-48.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) Масштаб 1 : 1000 000 (3-е поколение). Л. Т-45–48-м. Челюскин. Карта и объяснительная записка. (Ред. В.Ф. Проскурнин, Б.Г. Лопатин). СПб.: ВСЕГЕИ, 568 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2015) Масштаб 1 : 1000 000 (3-е поколение). Л. S-47. Оз. Таймыр (западная часть). Карта и объяснительная записка. (Ред. В.Ф. Проскурнин). СПб.: ВСЕГЕИ, 424 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2016) Масштаб 1 : 1000 000 (3-е поколение). Л. S-46. Тарей. Карта и объяснительная записка. (Ред. Н.Н. Нагайцева). СПб.: ВСЕГЕИ, 490 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2020) Масштаб 1 : 1000 000 (3-е поколение). Л. S-44. Диксон; S-45. Усть-Тарей. Карта и объяснительная записка. (Ред. Е.А. Гусев, Н.Н. Нагайцева). СПб.: ВСЕГЕИ, 450 с.
- Грамберг И.С. (1973) Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). *Тр. НИИ геологии Арктики*. Т. 173. Л.: Недра, 171 с.
- Дельты – модели для изучения. (1979) (Ред. М. Брусард). М.: Недра, 323 с.
- Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахареv Н.К., Белова Е.В., Дубатов В.Н., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович А.Э., Перегоедов Л.Г., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Хромых В.Г. (2001) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 163 с.
- Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахареv Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Каштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кригин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. (2007) Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинклизы. *Геология и геофизика*, **48**(6), 633-650.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Т. 1, 328 с.; Т. 2, 336 с.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. (2009) История Геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. *Геология и геофизика*, **50**(4), 484-501.
- Исаев Г.Д. (2010) Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, (4), 52-68.
- Исаев Г.Д. (2012) Геологическая, палеогеографическая модели палеозоя Западно-Сибирской плиты и перспективы его нефтегазоносности. *Георесурсы*, (6), 24-30.
- Кашик Д.С. (1990) Циклостратиграфическое расчленение перми Омолонского массива. *Опорный разрез перми Омолонского массива*. (Отв. ред. Д.С. Кашик). Л.: Наука, 96-101.
- Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Шишлов С.Б., Журавлев А.В., Пухонто С.К. (2004) Граница отделов перми в разнофациальных отложениях Севера России: событийно-стратиграфический подход. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **12**(5), 29-54.
- Кузнецов В.Г. (2018) Литология. М.: Изд-во Всерос. гос. ун-та нефти и газа, 410 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. (1990) (Ред. Х. Рединг). Т. 1. М.: Мир, 352 с.
- Погребницкий Ю.Е. (1971) Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. *Тр. НИИ геологии Арктики*. Т. 166. Л.: Недра, 248 с.
- Прияткина Н.С., Худолеев А.К., Купцова А.В. (2020) Источники сноса неопротерозойских и верхнепалеозойских терригенных комплексов Восточного Таймыра: петрографические, геохимические и геохронологические данные. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **28**(6), 76-91. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20060083>
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 439 с.
- Селли Р.Ч. (1989) Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 294 с.
- Устрицкий В.И. (1984) Таймыро-Хатангская провинция. *Тр. ВСЕГЕИ*. Т. 286. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР, 123-130.
- Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. (1963) Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. *Тр. НИИ геологии Арктики*. Т. 134. Л.: Гостоптехиздат, 140 с.
- Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. (1991) О тектонической природе Таймыра. *Геотектоника*, (6), 76-93.
- Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 606 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифонов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.Б. (1998) Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Шведов Н.А., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е., Герке А.А., Сосипатрова Г.П. (1961) Новая стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Таймыра. *Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии*.

- Вып. 24. Л.: НИИ геологии Арктики, 12-15.
- Шишлов С.Б. (2003) Циклостратиграфия верхнепалеозойской терригенной толщи Таймыра. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, (2), 38-53.
- Шишлов С.Б. (2009) Новая региональная стратиграфическая схема верхнего палеозоя Таймыра. *Зап. Горн. ин-та*, (183), 40-52.
- Шишлов С.Б. (2010) Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: ЛЕМА, 276 с.
- Шишлов С.Б., Вербицкая Н.Г. (1990) К стратиграфии верхнепермских угленосных отложений Западного Таймыра. *Сов. геология*, (7), 52-59.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А. (2021) Обстановки осадконакопления и эволюция палеогеографической ситуации при формировании верхнепалеозойских терригенных отложений Таймыра. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 538-553. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21060069>
- Шишлов С.Б., Руденко В.С. (1991) О девонско-каменноугольных радиолариях из обломков кремнистых сланцев в конгломератах пермских угленосных отложений Западного Таймыра. Деп. в ВИНТИ ред. ж. "Геология и геофизика" СО АН СССР, Новосибирск.
- Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-103.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present: AGU Geophys. Mono. Series. 132*. (Ed. by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov). Washington DC, Wiley, 211-232.
- Ershova V.B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O'Sullivan P. (2016) Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance. *Tectonophysics*, **691**, 220-233.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. (2001) Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. *Russ. J. Earth Sci.*, **3**(6), 405-426. <https://doi.org/10.2205/2001ES000073>
- Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. (1997) Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan. *News of Osaka Micropaleontologists*, (10), 27-32.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. (2005) Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics. *Tectonophysics*, **398**, 225-243.
- Vernikovskiy V., Shemin G., Deev E., Metelkin D., Matushkin N., Pervukhina N. (2018) Geodynamics and Oil and Gas Potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Polar Siberia). *Minerals*, **8**(11), 510. <https://doi.org/10.3390/min8110510>
- Zhang X., Pease V., Skogseid J., Wohlgemuth-Ueberwasser C. (2016) Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon provenance investigations of late Paleozoic to Mesozoic sandstones in southern Taimyr Peninsula. *Geol. Soc. Amer.*, **128**(1-2), 29-46.
- Zhang X., Omma J., Pease V., Scott R. (2013) Provenance of Late Paleozoic–Mesozoic sandstones, Taimyr Peninsula, the Arctic. *Geosciences*, (3), 507-527.
- Zhang X., Pease V., Omma J., Benedictus A. (2015) Provenance of Late Carboniferous to Jurassic sandstones for southern Taimyr, Arctic Russia: a comparison of heavy mineral analysis by optical and QEMSCAN methods. *Sediment. Geol.*, **329**, 166-176.

REFERENCES

- Aristov V.A., Ruzhentsev S.V. (2000) Stratigraphy of Paleozoic Shaly-Siliceous and Volcanosedimentary Deposits and Geologic History of the Polar Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **8**(2), 109-118 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **8**(2), 9-19).
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present: AGU Geophys. Mono. Series. 132*. (Ed. by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov). Washington DC, Wiley, 211-232.
- Biske Yu.S. (2019) Geology of Russia. St.Petersburg, SPbGU, 228 p. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Deshchenya N.P. (2003) The Paleozoic and Triassic evolution of West Siberia (data of comprehensive studies). *Geologiya i Geofizika*, **44**(1-2), 120-143. (In Russ.)
- Bogdanov N.A., Khain V.E., Rozen O.M., Shipilov E.V., Vernikovskiy V.A., Drachev S.S., Kostyuchenko S.L., Kuzmichev A.B., Secretov S.B. (1998) Explanatory note to the tectonic map of the Kara and Laptev seas and northern Siberia (scale 1 : 2500 000). Moscow, ILRAS, 127 p. (In Russ.)
- Budnikov I.V., Kutygin R.V., Klets A.G. (2007) The main stages of sedimentogenesis and the accumulation model of the Upper Paleozoic deposits of Siberia. *Upper Paleozoic of Russia: stratigraphy and paleogeography*. (Ed. by V.V. Silantyev, G.M. Sungatullin). Kazan, Izd-vo Kazanskogo un-ta, 31-34. (In Russ.)
- Bush D.A. (1977) Stratigraphic Traps in Sandstones. Moscow, Mir Publ., 216 p. (In Russ.)
- Deltas: Models for Exploration. (1979) (Ed. by M.L. Broussard). Moscow, Nedra Publ., 323 p. (In Russ.)
- Elkin E.A., Krasnov V.I., Bakharev N.K., Belova E.V., Dubatolov V.N., Izokh N.G., Klets A.G., Kontorovich A.E., Peregoedov L.G., Sennikov N.V., Timokhina I.G., Khromykh V.G. (2001) Stratigraphy of the oil and gas bearing basins of Siberia. Paleozoic of Western Siberia. Novosibirsk, SB RAS, 163 p. (In Russ.)
- Ershova V.B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O'Sullivan P. (2016) Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance. *Tectonophysics*, **691**, 220-233.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. (2001) Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. *Russ. J. Earth Sci.*, **3**(6), 405-426. <https://doi.org/10.2205/2001ES000073>
- Gramberg I.S. (1973) Paleohydrochemistry of Terrigenous Sequences: Evidence from Upper Paleozoic Deposits in the Northern Part of Central Siberia. Leningrad, Nedra Publ., 171 p. (In Russ.)
- Isaev G.D. (2010) Geology and tectonics of the Paleozoic of

- the West Siberian plate. *Lithosphere (Russia)*, (4), 52-68. (In Russ.)
- Isaev G.D. (2012) Geological, paleogeographical models of the Paleozoic of the West Siberian plate and the prospects for its oil and gas potential. *Georesursy*, (6), 24-30. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V. (2009) The western part of the West Siberian petroleum megabasin: eologic history and structure of the basement. *Geologiya i Geofizika*, **50**(4), 484-501. (In Russ.)
- Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. (1997) Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan. *News of Osaka Micropaleontologists*, (10), 27-32.
- Kashik D.S. (1990) Cyclostratigraphic division of the Permian in the Omolon massif. *Permian Section of the Omolon Massif*. (Ed. by D.S. Kashik). Leningrad, Nauka Publ., 96-101. (In Russ.)
- Khain V.E. (2001) Tectonics of continents and oceans (year 2000). Moscow, Nauchnyi mir Publ., 606 p. (In Russ.)
- Kotlyar G.V., Kossovaya O.L., Shishlov S.B., Zhuravlev A.V., Pukhonto S.K. (2004) Boundary between Permian Series in diverse sedimentary facies of North European Russia: Constraints of event stratigraphy. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **12**(5), 460-484 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **12**(5), 29-54).
- Kuznetsov V.G. (2018) Lithology. Moscow, Izd-vo Vseros. gos. un-ta nef'ti i gaza, 410 p. (In Russ.)
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. (2005) Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics. *Tectonophysics*, **398**, 225-243.
- Pogrebetskii Yu.E. (1971) Paleotectonic Analysis of the Taimyr Fold System. *Tr. NII geologii Arktiki*. V. 166. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russ.)
- Priyatkina N.S., Khudolei A.K., Kuptsova A.V. (2020) Provenance of the Neoproterozoic and Upper Paleozoic siliciclastic complexes of the Eastern Taimyr: Petrographic, geochemical, and geochronological data. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **28**(6), 638-652 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **28**(6), 76-91). <https://doi.org/10.1134/S0869593820060088>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafService, 280 p. (In Russ.)
- Reineck H.E., Singh I.B. (1981) Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics. Moscow, Nedra Publ., 439 p. (In Russ.)
- Selley R.C. (1989) Ancient Sedimentary Environments. Moscow, Nedra Publ., 294 p. (In Russ.)
- Shishlov S.B. (2003) Cyclostratigraphy of Upper Paleozoic terrigenous deposits in the Taimyr Peninsula. *Stratigr. Geol. Korrel.*, (2), 38-53. (In Russ.)
- Shishlov S.B. (2009) New regional stratigraphic scheme of the Upper Paleozoic in Taimyr. *Zap. Gorn. In-ta*, (183), 40-52. (In Russ.)
- Shishlov S.B. (2010) Structural-Genetic Analysis of Sedimentary Formations. St.Petersburg, LEMA, 276 p. (In Russ.)
- Shishlov S.B., Dubkova K.A. (2021) Depositional Environments and Paleogeographic Evolution during the Formation of Upper Paleozoic Terrigenous Rocks in Taimyr. *Lithol. Miner. Res.*, **56**(6), 509-522 (translated from *Litolog. Polez. Iskop.*, (6), 538-553). <https://doi.org/10.31857/S0024497X21060069>
- Shishlov S.B., Rudenko V.S. (1991) On Devonian-Carboniferous radiolarians from siliceous shales in Permian coal-bearing conglomerates of Western Taimyr. Dep. in VINITI ed. by Geol. Geofiz. SB AS USSR, Novosibirsk. (In Russ.)
- Shishlov S.B., Verbitskaya N.G. (1990) Stratigraphy of Upper Permian carbonaceous deposits in western Taimyr. *Sov. Geol.*, (7), 52-59. (In Russ.)
- Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litolog. Polez. Iskop.*, (5), 86-103. (In Russ.)
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurylenko V.V., Petrovsky A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Zeisler V.M., Trifonov B.A., Verba Yu.L., Ilyin K.B. (1998) Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Shvedov N.A., Ustritsky V.I., Chernyak G.E., Gerke A.A., Sosipatrova G.P. (1961) New stratigraphic scheme of the Upper Paleozoic deposits of Taimyr. *Coll. of articles on paleontology and biostratigraphy*. V. 24. Leningrad, NII geologii Arktiki, 12-15. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 1000 000. Sheet T-45-48. M. Chelyuskin. Map and Explanatory Note. (Ed. by V.F. Proskurnin, B.G. Lopatin). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 568 p. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2015) Scale 1 : 1000 000. Sheet S-47. Lake Taimyr (Western Part). Map and Explanatory Note. (Ed. by V.F. Proskurnin). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 424 p. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2016) Scale 1 : 1000 000. Sheet S-46. Tareya. Map and Explanatory Note. (Ed. by N.N. Nagaytsev). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 490 p. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2020) Scale 1 : 1000 000. Sheet S-44. Dixon, S-45. Ust-Tareya. Map and Explanatory Note. (Ed. by E.A. Gusev, N.N. Nagaytsev). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 450 p. (In Russ.)
- Uflyand A.K., Natapov L.M., Lopatin V.M., Chernov D.V. (1991) Tectonic nature of Taimyr. *Geotektonika*, (6), 76-93. (In Russ.)
- Ustritskii V.I. (1984) The Taimyr-Khatanga province. *Tr. VSEGEI*. V. 286. *The main features of the stratigraphy of the Permian system of the USSR*, 123-130. (In Russ.)
- Ustritskii V.I., Chernyak G.E. (1963) Biostratigraphy and brachiopods of the Upper Paleozoic of Taimyr. *Tr. NII geologii Arktiki*. V. 134. Leningrad, Gostoptekhizdat, 140 p. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A. (1996) Geodynamic Evolution of the Taimyr Folded Region. Novosibirsk, SO RAN, 202 p. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A. (2009) Tectonic structure of the Taimyr-Severozemelsky region and its geodynamic evolution. *Geology of the polar regions of the Earth*. (Ed. by Yu.V. Karyakin). V. 1. Moscow, GEOS, 90-94. (In Russ.)
- Vernikovskiy V., Shemin G., Deev E., Metelkin D., Matushkin N., Pervukhina N. (2018) Geodynamics and Oil and Gas Potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Po-

- lar Siberia). *Minerals*, **8**(11), 510. <https://doi.org/10.3390/min8110510>
- Vernikovskiy V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Kulakov I.Yu. (2013) Problems in the tectonics and tectonic evolution of the Arctic. *Geolog. Geofiz.*, **54**(8), 1083-1107. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kotov A.B. (2011) The oldest island arc complex of Taimyr: Concerning the issue of the Central-Taimyr accretionary belt formation and paleogeodynamic reconstructions in the Arctic. *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 186-192 (translated from *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, **436**(5), 647-653).
- Voronov V.N., Korkunov V.K. (2003) Junction of the Uralian fold belt, Pai-Khoi, and the basement of the West Siberian plate. *Geolog. Geofiz.*, **44**(1-2), 40-48. (In Russ.)
- Yolkin E.A., Kontorovich A.E., Bakharev N.K., Belyaev S.Yu., Varlamov A.I., Izokh N.G., Kanygin A.V., Kashtanov V.A., Kirda N.P., Klets A.G., Kontorovich V.A., Krasnov V.I., Krinin V.A., Moiseev S.A., Obut O.T., Saraev S.V., Sennikov N.V., Tishchenko V.M., Filippov Yu.F., Khomenko A.V., Khromykh V.G. (2007) Paleozoic facies megazones in the basement of the West Siberian geosyncline. *Geolog. Geofiz.*, **48**(6), 633-650. (In Russ.)
- Zhang X., Omma J., Pease V., Scott R. (2013) Provenance of Late Paleozoic–Mesozoic sandstones, Taimyr Peninsula, the Arctic. *Geosciences*, (3), 507-527.
- Zhang X., Pease V., Omma J., Benedictus A. (2015) Provenance of Late Carboniferous to Jurassic sandstones for southern Taimyr, Arctic Russia: a comparison of heavy mineral analysis by optical and QEMSCAN methods. *Sediment. Geol.*, **329**, 166-176.
- Zhang X., Pease V., Skogseid J., Wohlgemuth-Ueberwasser C. (2016) Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon provenance investigations of late Paleozoic to Mesozoic sandstones in southern Taimyr Peninsula. *Geol. Soc. Amer.*, **128**(1-2), 29-46.
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tectonics of Lithospheric Plates in the Soviet Union. Moscow, Nedra Publ. V. 1, 328 p.; V. 2, 336 p. (In Russ.)

УДК 551.3+552.5

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-809-819

Глеевый катагенез девонских красноцветных пород Среднего Тимана

И. Х. Шумилов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: shumilov@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 07.03.2023 г., принята к печати 02.05.2023 г.

Объект исследования. В статье приводятся результаты исследования морфологических, минеральных и геохимических зон оглеения в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана. **Цель и задачи.** Определение времени протекания глеевых процессов в истории становления девонской осадочной толщи, выявление морфологических, минералогических и геохимических особенностей зон оглеения. **Методы.** Макроскопическое исследование морфологии зон оглеения в последовательных срезах отложений в полевых условиях. Изучение петрографических шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Nikon eclipse LV100 ND с фотокамерой Nikon DS Fi2; полированных образцов – на электронном микроскопе TESCAN VEGA3 с энергодисперсионной приставкой Oxford instruments X-Max; химический состав определялся рентгено-флуоресцентным силикатным методом на спектрометре MESA-500W; рентгеноструктурный анализ выполнен с помощью дифрактометра Shimadzu XRD-6000, излучение – CuK α . **Результаты.** По размерам и морфологическим особенностям зоны оглеения разделены на четыре типа: точечные, прожилковидные, линзообразные и пластообразные. Установлено подобие форм зон оглеения и фрагментов порождающей их органики как в плане, так и по вертикали. Литологическая неоднородность пород (слоистость) не оказывает какого-либо влияния на развитие процессов оглеения. Изменения содержания породообразующих элементов при оглеении сводятся к интенсивному выносу железа, незначительному снижению содержания калия, содержание кремнезема остается почти неизменным. Отмечается увеличение содержания алюминия, титана, магния. Среди содержаний малых элементов заметны тенденции к накоплению Y и Yb, выносу Ga, V, Co, Ni. **Выводы.** Процесс оглеения протекал длительное время вплоть до полного становления и уплотнения осадочной толщи; основным механизмом миграции химических элементов была диффузия.

Ключевые слова: оглеение, красноцветные породы, девон, Средний Тиман

Gley catagenesis of Devonian red-colored rocks on the Middle Timan

Igor Kh. Shumilov

Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia, e-mail: shumilov@geo.komisc.ru

Received 07.03.2023, accepted 02.05.2023

Research subject. The article presents the results of morphological, mineralogical, and geochemical studies into gley zones in the Devonian red-colored sediments of the Middle Timan. **Aim.** Determination of the timing of gleization processes in the formation history of the Devonian sedimentary strata; identification of morphological, mineralogical and geochemical features of gley zones. **Methods.** A macroscopic study of the morphology of gley zones in successive sections of the sediments was carried out in field conditions. Thin sections were studied using a Nikon eclipse LV100 ND polarization microscope with a Nikon DS Fi2 camera; polished samples were characterized using a TESCAN electron microscope VEGA3 with an Oxford instruments X-Max energy dispersion attachment; the chemical composition was determined by an X-ray fluorescent silicate method on a MESA-500W spectrometer; X-ray diffraction analysis was performed using a Shimadzu XRD-6000 diffractometer under the CuK α radiation. **Results.** In terms of size and morphological features, the gley zones under study are divided into four types: point, veined, lens-shaped, and bed-shaped. The similarity between the forms of gley zones and core organics fragments was established both in plan and vertically. The lithological heterogeneity of rocks (stratification) does not have any effect on the development of gley processes. Changes in the content of rock-forming elements during gleization are confined to intensive iron removal and a slight decrease in the potassium content; the silica content remains almost unchanged. An increase in the content of aluminum, titanium, and magnesium was observed. Among the contents of microelements, trends towards accumulation of Y and Yb, removal of Ga, V, Co, Ni are noticeable. **Conclusions.** Gleization processes proceeded for a very long time until the sedimentary sequence was completely formed and compacted; the main mechanism of chemical element migration was diffusion.

Keywords: gleization, red-colored rocks, Devonian, Middle Timan

Для цитирования: Шумилов И.Х. (2023) Глеевый катагенез девонских красноцветных пород Среднего Тимана. *Литосфера*, 23(5), 809-819. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-809-819>

For citation: Shumilov I.Kh. (2023) Gley catagenesis of Devonian red-colored rocks on the Middle Timan. *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 809-819. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-809-819>

ВВЕДЕНИЕ

Термин “глей” впервые введен в научную литературу в 1905 г. русским ученым Г.Н. Высоцким и стал в почвоведении международным. Наибольшее внимание изучению образования глея уделяется в почвоведении (например, в работах проф. МГУ Ф.Р. Зайделямана (2010)). Однако явление оглеения не только связано с почвообразованием, но и возникает в качестве вторичного наложенного процесса в толщах горных пород и служит предметом исследования геологов. А.И. Перельман (1959) первым предложил термин “глеевый катагенез” для обозначения оглеения в осадочных толщах.

Оглеение пород или рыхлых отложений является сложным комплексом процессов, преимущественно микробиологической и биохимической природы, возникающих в ходе жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов, питающихся органическим веществом и отнимающих необходимый им кислород от оксидных и гидроксидных соединений металлов. Основными результатами оглеения выступают восстановление минеральных и органических веществ с образованием легкоподвижных форм закиси Fe, Mn, Al и других элементов с их перераспределением в матриксе, разрушение алюмосиликатов с образованием глинистых минералов, содержащих двухвалентное железо, и др. (Перельман, 1959; Борисенко, 1971, 1973, 1980; Борисенко, Никитина, 1973).

С момента первых научных исследований меденосности Цилемской площади в красноцветных девонских отложениях описывались разнообразные по морфологии тела с серой, серовато-зеленой, зеленой, голубой окраской, содержащие обломки девонских растений с псевдоморфозами, часто выполненными сульфидами меди и железа. При этом такие тела все наши предшественники считали самостоятельными осадочными образованиями. Проведенные нами исследования показали, что такая точка зрения не отвечает действительности, и начиная с 2008 г. отложения впервые для изучаемого девонского разреза были диагностированы нами как тела, возникшие в результате наложенного процесса – оглеения (Шумилов, Симакова, 2009; Шумилов, 2014).

Целью предлагаемых исследований является определение времени образования зон оглеения при становлении девонской осадочной толщи, главных агентов, ответственных за глеевые процессы, и механизмов их миграции.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Осадочный чехол средне-, верхнедевонских отложений на Цилемской площади Среднего Тимана сложен преимущественно породами пестроцветной формации. Отложения свит представлены

песчано-алеврит-глинистыми отложениями трансгрессивно-регрессивных циклов. Каждый цикл завершается развитием пролювиальных конусов выноса, сложенных красноцветными породами, латерально переходящими в зеленоцветные отложения мелководных фаций.

Осадки пролювиальных структур имеют преимущественно глинистый состав с песчаной и алевритовой примесью, лишь в небольших плайевых водоемах, расположенных на периферии конусов выноса, отлагались маломощные (до 1 м) и непротяженные (до нескольких десятков метров) линзы песчаников с мелкой косой разнонаправленной слоистостью. Отложение пород происходило в субаэральных условиях в результате периодических спазматических сходов рыхлого выветрелого материала с возвышенностей в виде грязеутьевых потоков. В периоды между такими сходами породы экспонировались на дневной поверхности, на них развивалась растительность с образованием палеопочв, метеорными водами с поверхности вымывался глинистый материал, а песчаный оставался, образуя перлювиальный слой. В результате отложения носят хорошо выраженный циклический характер. Мощность отложений каждого цикла колеблется от 0.5 до 2.0 м в зависимости от палеорельефа и удаленности от источника сноса.

Обнаруженные нами зоны оглеения красноцветных пород неразрывно связаны с захороненными фрагментами девонских растений и развиваются исключительно вокруг них. Соответственно, размеры и морфология зон оглеения напрямую зависят от размеров и формы отдельных обломков порождающей их органики и ее скоплений. Таким образом, выделены следующие типы зон оглеения преимущественно по их форме в разрезе.

Точечные (локальные) зоны оглеения образуются вокруг рассеянного растительного детрита – наиболее распространенный тип, встречается во всех разновидностях красноцветных осадков как внутри пластов элементарных циклитов, так и концентрируясь на поверхности их кровли (рис. 1). Форма их самая разнообразная, размеры зон измеряются от миллиметров до сантиметров в поперечнике.

Прожилковидные зоны, развивающиеся в виде ветвящихся и извилистых каем в горизонтальной плоскости вдоль небольших погребенных веточек и в субвертикальном направлении вокруг инситуальных корневых систем (рис. 2). Находки первого варианта довольно редки, приурочены к плоскостям напластования слоистых глинистых пород. Второй вариант распространен гораздо шире и приурочен к зонам развития корневых систем наземных растений в прикровельных частях циклитов в палеопочвенных горизонтах. В объеме и те и другие имеют трубчатую (цилиндрическую) форму, у горизонтально залегающих – уплощенную. Диа-

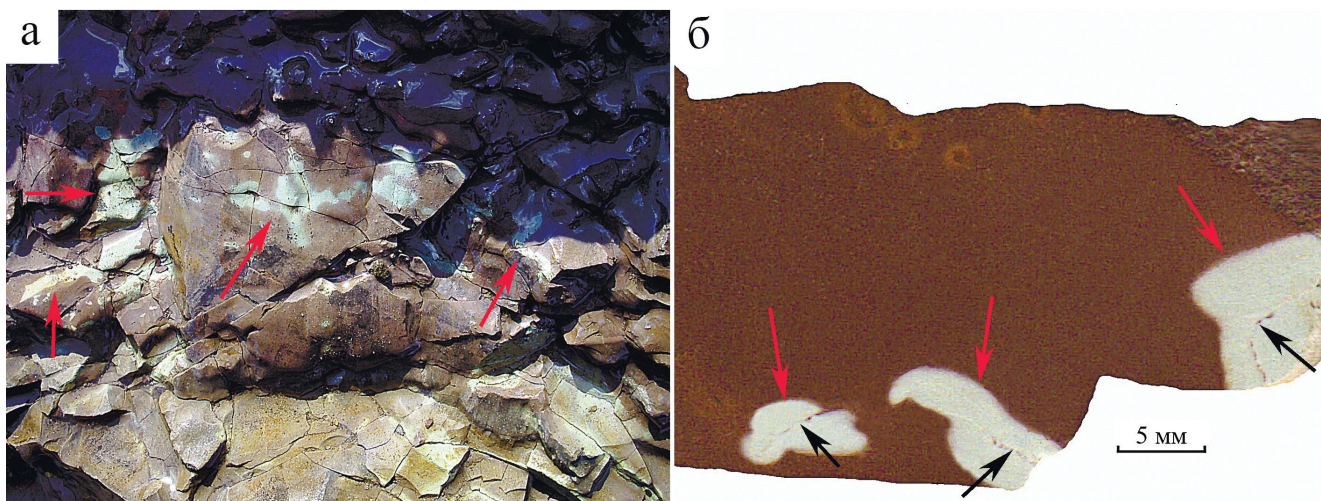


Рис. 1. Точечные зоны оглеения.

а – в естественном выходе породы на дневную поверхность; б – в шлифованном образце.

Fig. 1. Point zones of gleization.

а – in the natural outlet of the rock to the moderntime surface; б – in the polished sample.

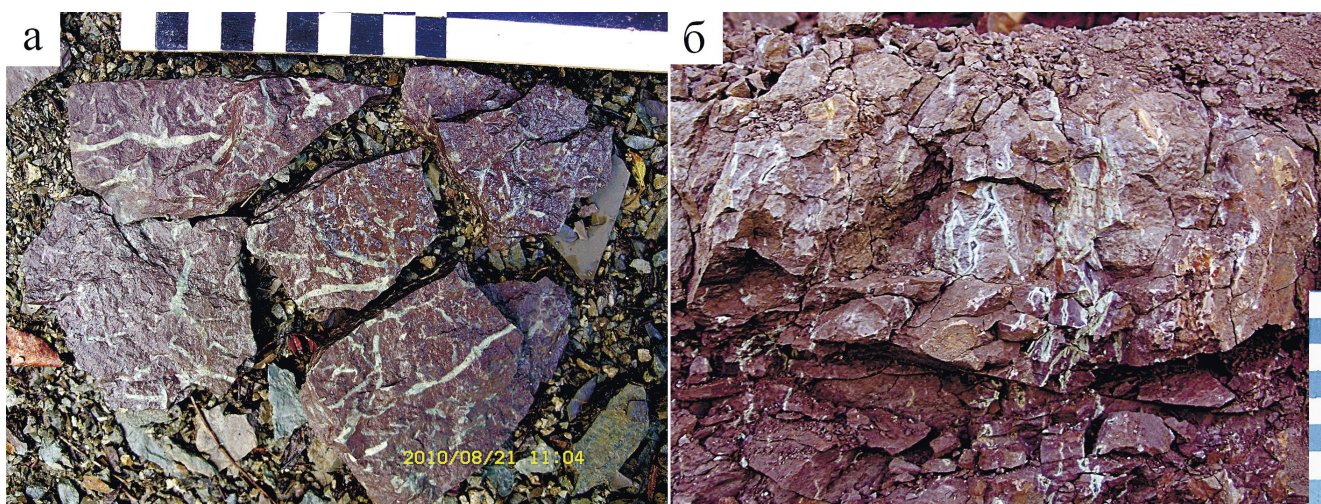


Рис. 2. Прожилковидные каймы оглеения.

а – вокруг мелких веточек на плоскости напластования; б – вдоль инситу корней в вертикальном направлении.

Fig. 2. Veined borders of gleization.

а – around small twigs on the bedding plane; б – along the in situ roots in the vertical direction.

метры таких каем не превышают первых миллиметров, протяженность может достигать десятков сантиметров (вдоль корней).

Линзообразные (эллипсовидные) тела оглеенного матрикса возникают вокруг относительно крупных фрагментов стволов и ветвей деревьев. Приурочены к бывшим дневным поверхностям пролювиальных циклитов, где они накапливались

(рис. 3). В пространстве их форма повторяет морфологию растительного фрагмента, т. е. обычно это изогнутые уплощенные цилиндры с эллипсовидным сечением. Длина таких тел обычно составляет несколько десятков сантиметров, большой диаметр сечения – до 25 см.

В качестве частного случая к ним же относятся *линзообразные* тела оглеенных исходно красно-

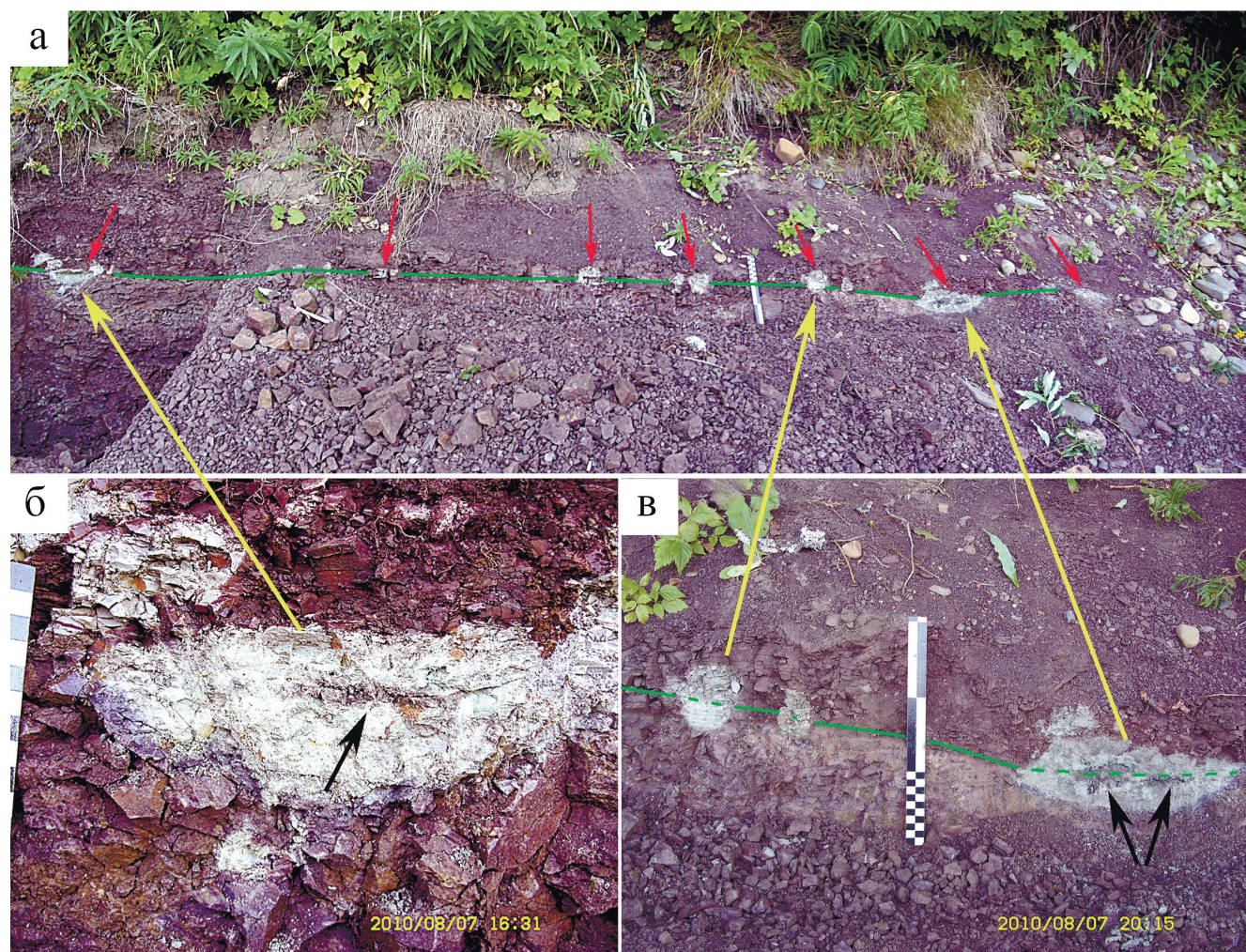


Рис. 3. Линзообразные зоны оглеения.

а – общий вид цепочки зон оглеения, приуроченных к кровле элементарного циклита с палеопочвой; б, в – то же, крупным планом. Стрелками показаны: красными – зоны оглеения, черными – углефицированные фрагменты растений; зеленая линия – граница между циклитами.

Fig. 3. Lens-shaped gley zones.

а – general view of a chain of gley zones associated with the top of an elementary rhythm with a paleosol; б, в – the same, a large scale. Arrows show: red – gley zones, black – carbonaceous fragments of plants; green line is the boundary between rhythms.

цветных песчаников с мелкой косо́й разнонаправленной слоистостью, отложившихся в плайевых водоемах периферии пролювиальных построек. Судя по всему, растительные остатки в условиях относительно высокой динамики осадконакопления измельчались, отлагаясь в кровлях микрослоев. В отдельных случаях органический материал полностью замещался сульфидами меди – возникал наиболее богатый природный тип руды – бурundучные руды. В единичных случаях отмечаются скопления относительно целых, довольно крупных фрагментов растений, в которых также присутствует сульфидная минерализация. Как правило, обогащенные растительным материалом пес-

чаниковые линзы оглеены полностью, т. е. линзообразная форма этих зон оглеения обусловлена формой осадочного тела. Протяженность таких линз достигает 10–12 м при мощности до 20–30 см.

Пластообразные зоны оглеения развиваются по песчаным слоям, обогащенным мелким угольным детритом, и охватывают подстилающие и перекрывающие породы (рис. 4). Эти слои мощностью до 5 см приурочены к кровлям элементарных циклитов, образовались на бывшей дневной поверхности при плащевом стоке метеорных вод. Глинистая составляющая осадка выносилась, а песчаная – оставалась на месте, в том числе благодаря фильтрации травянистой растительностью, остат-

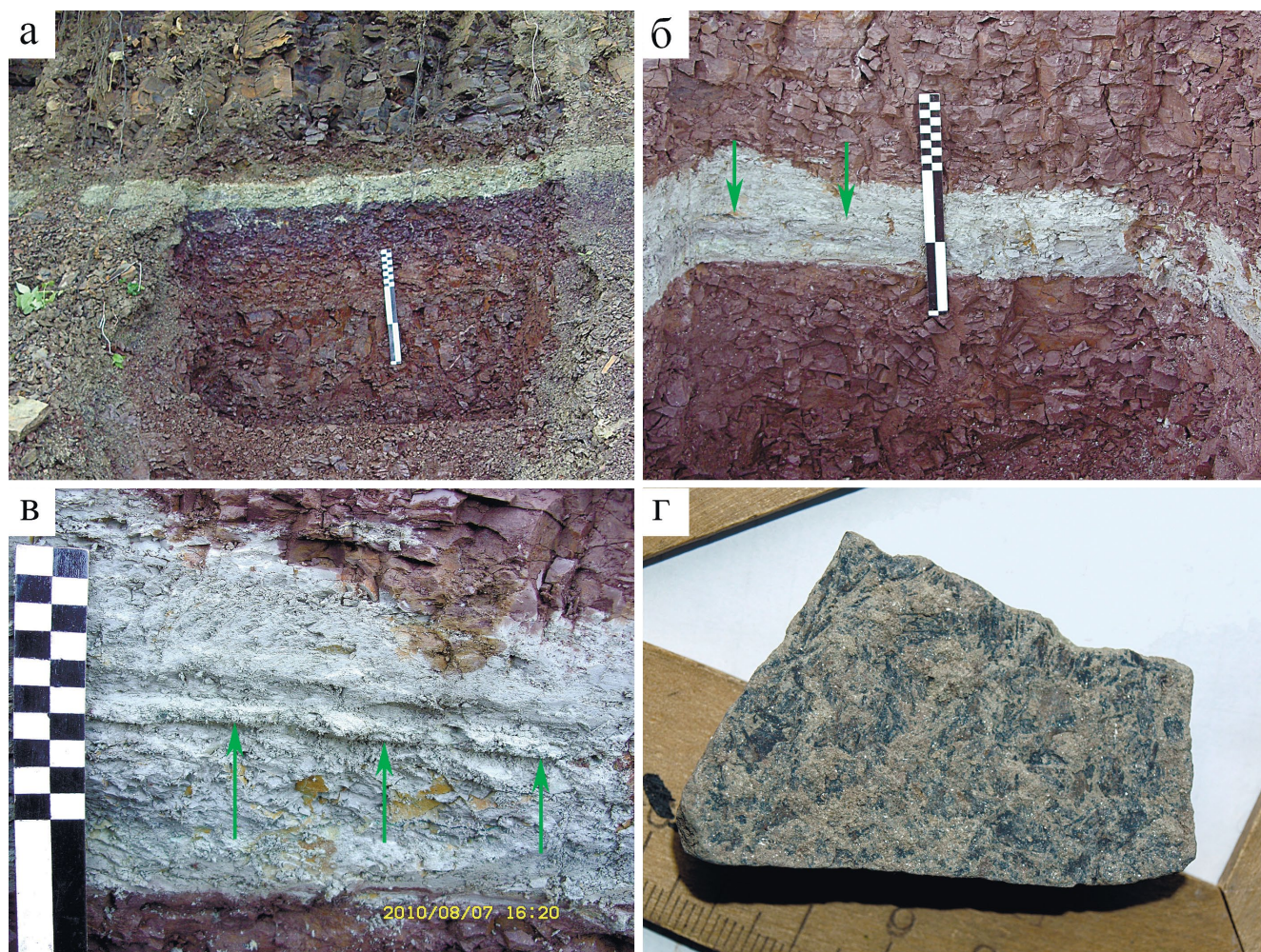


Рис. 4. Пластообразные зоны оглеения.

а – на границе ритмов с палеопочвой (лиловый горизонт) в кровле нижнего; б – на границе двух ритмов без палеопочвы; в – перлювиальный песчаный слой (показан стрелками) с обильным угольным детритом в осевой части пласта оглеения, маркирует кровлю нижнего ритма; г – обильный угольный детрит (черное) на плоскостях напластования в перлювиальном слое.

Fig. 4. Bed-like zones of gleization.

а – at the border of rhythms with the paleosoil (purple horizon) at the top of the lower; б – at the border of two rhythms without paleosoil; в – perluvial sandstone layer (shown by arrows) with abundant coal detritus in the axial part of the gley layer marks the roof of the lower rhythms; г – abundant coal detritus (black) on the bedding planes in the perluvial layer.

ки которой были захоронены *in situ* или гипавтохтонно. Обилие погребенной органики порождает сплошную (пластообразную) зону оглеения мощностью до 15 см. При этом процесс осветления развивался как в нижележащий ритм, так и в перекрывающие отложения следующего на одинаковую глубину.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В естественных обнажениях оглеенные породы, выдержанные в гипергенных условиях, обычно окрашены в серые, зеленовато-серые, желтовато-серые *цвета*. Наблюдения в полевых услови-

ях показали, что мощность слоя наиболее выветрелой желтоватой породы обычно не превышает 3 см. Глубже следует зона серой, зеленовато-серой, светло-зеленой окраски, часто распространяющейся на весь объем небольших и средних по размеру зон оглеения. Эти цвета являются наиболее широко распространенными, поэтому они и значатся при описании рудоносных глин в подавляющем большинстве предшествующих работ.

Исходным цветом зон оглеения в глинистых породах, не подверженных гипергенному окислению, выступает серовато-голубой до небесного ярко-голубого (в RGB примерно a9d3fd). Это было обнару-

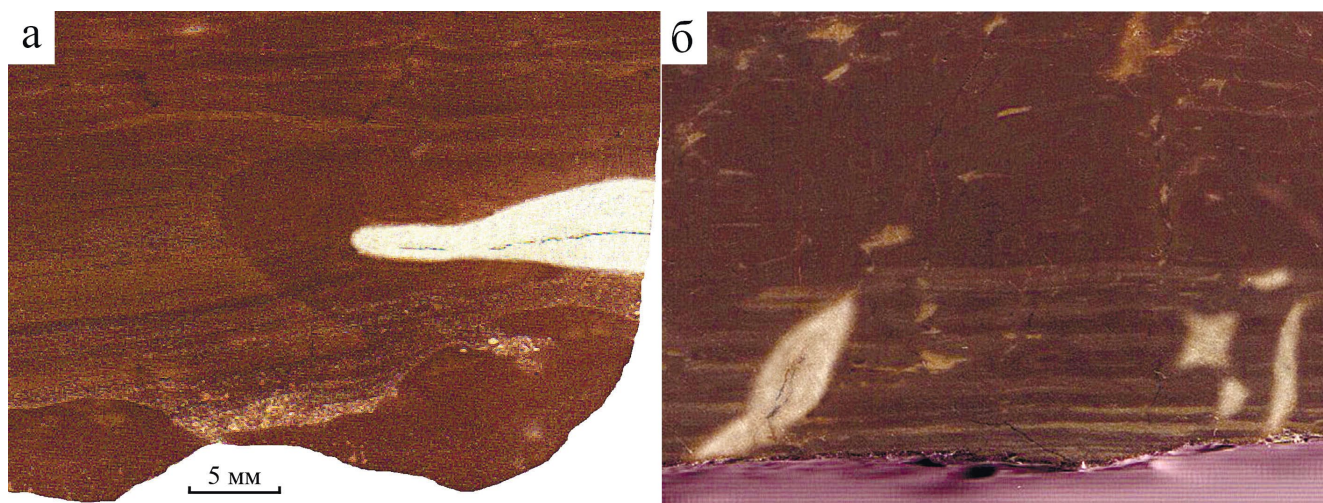


Рис. 5. Границы зон оглеения, ровно секущие слоистые глинистые породы.

Сканогаммы шлифованных образцов. Пояснения см. в тексте.

Fig. 5. Boundaries of the gleyed zones, exactly sectioned layered clay rocks.

Scanograms of polished samples. See text for explanations.

жено при прохождении многочисленных расчисток на глубину более 0.3 м либо на меньшую – в свежесброшенных берегах. Нужно заметить, что этот цвет нестойкий – уже через непродолжительное время образцы ярко-голубой глины сначала сереют, потом появляются зеленые оттенки и, наконец, желтые. Здесь следует указать, что в песчаниках исходных голубых оттенков обнаружено не было. Возможно, это связано с их гораздо большей пористостью и проницаемостью для кислорода, что привело к некоторой окисленности оглеенного материала до серого, желтовато-серого цветов.

Формы зон оглеения как в глинах, так и в песчаниках в целом полностью определяются формами фрагментов захороненной растительности, их продуцирующих, вне зависимости от размера. Они полностью подобны, за исключением мелких деталей и сглаживания угловатых форм, развиваются равномерно во всех направлениях от центра. Особо следует отметить, что неоднородность литологического состава (например, чередование глинистых и песчаных слоев) не влияет на форму зон оглеения (рис. 5).

Глубина оглеения в глинах и песчаниках значительно различается. В существенно глинистых породах преобразование матрикса происходит на глубину до 8 радиусов растительного фрагмента (рис. 6), соответственно, соотношение объемов органики и зоны оглеения составит в среднем 1:50. Осветление песчаников происходит на расстояние до 3 радиусов условного фрагмента. При этом соотношение объемов включений органики и зон осветления вокруг них постоянно и равняется в среднем 1:15.

Характерной чертой глеевых тел является четкая и резкая *граница* между осветленной и исходной красноцветной породой – смена окраски происходит на интервале ≈ 0.1 мм вне зависимости от гранулометрического состава субстрата (рис. 7).

Внутри зон оглеения не отмечено какой-либо зональности, а в их экзоконтакте во вмещающей породе в большинстве случаев отмечается в той или иной мере выраженности кайма темного лилово-фиолетового цвета, подчеркивающая контрастность осветления (см. рис. 5а). Внешняя граница иногда резкая и ровная, но чаще характеризуется постепенным переходом в матрикс.

Для исследований *литохимических и минеральных преобразований* глинистых пород при оглеении отбирались пары проб с одних и тех же слоев: исходная красноцветная глина и ее оглеенный аналог. Анализ проводился с помощью микрозондового анализатора по площадям в аншлифах при исследовании небольших зон оглеения (TESCAN VEGA3 с энергодисперсионной приставкой Oxford instruments X-Max, аналитик Е.М. Тропников, ЦКП “Геонаука”, г. Сыктывкар), а при изучении крупных – рентгенофлуоресцентным силикатным методом (MESA-500W, аналитик С.Т. Неверов, там же). В итоге было установлено, что чем масштабнее результаты оглеения, тем ярче выражены преобразования (табл. 1).

В общих чертах получены следующие тенденции. Изменения содержания породообразующих элементов при оглеении сводятся к некоторому увеличению содержания алюминия, титана, магния, незначительному снижению содержания калия, со-

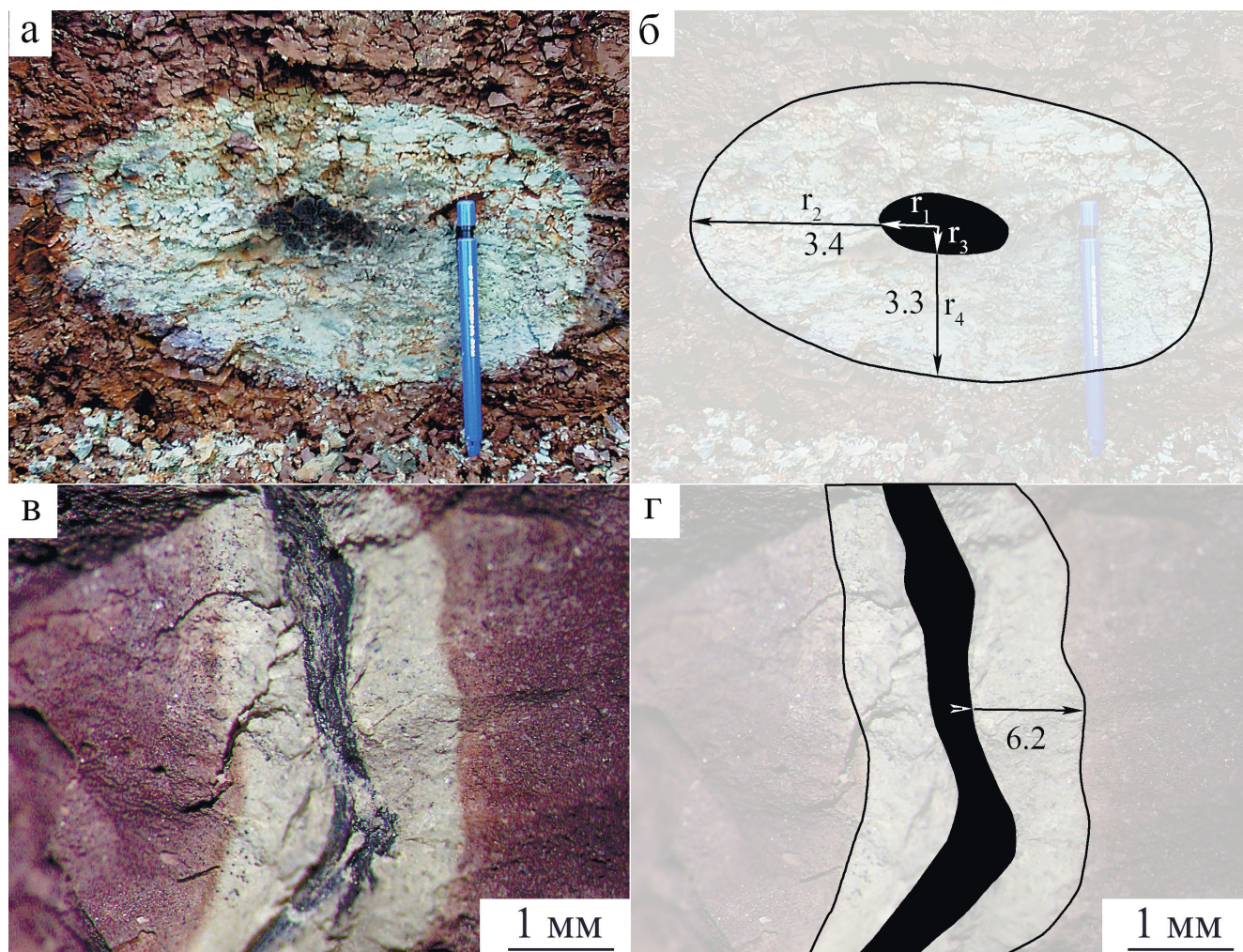


Рис. 6. Размеры зон оглеения в глинистых породах.

а, б – вокруг фрагмента древесной ветви с соотношением диаметров 3.3 и 3.4; в, г – вокруг субвертикального корня с соотношением диаметров до 6.2.

Fig. 6. Dimensions of gleyed zones in clay rocks.

а, б – around a fragment of a tree branch with a ratio of diameters 3.3 and 3.4; в, г – around the subvertical root with diameter ratio up to 6.2.

держание кремнезема остается почти неизменным. Среди содержаний микроэлементов заметны тенденции к накоплению Y и Yb, выносу Ga, V, Co, Ni.

Наиболее контрастно проявлена миграция железа. В исходных красноцветных породах содержится до 16% Fe_2O_3 и 0.4–0.6% FeO, в оглеенных аналогах содержание оксидного железа сокращается до 1.6–1.9 % при возрастании содержания закисного – до 1.3–1.5%. Таким образом, можно констатировать, что подавляющее количество трехвалентного железа (за исключением конституционного, содержащегося в хлоритах и вулканическом стекле основного состава) при глеевом процессе мобилизуется и выносится за пределы зоны; лишь 5–7% его восстанавливается до закисной формы.

При наличии карбонатной составляющей в породах в результате глеевого процесса происходит резкое возрастание карбонатности оглеенных разностей пород – содержание CO_2 увеличивается до 2.3% при исходном 0.3–0.4%. При этом состав карбонатов по данным микронзондовых исследований изменяется с кальцитового (CaO – до 0.85, MnO – до 0.08, FeO < 0.25, MgO < 0.5) на магнезиально-марганцевый (CaO – до 0.35, MnO – до 0.86, FeO – до 0.39, MgO – до 0.61).

Следует заметить, что зональности в распределении химических элементов внутри зон оглеения не выявлено.

Фазовый состав иловой фракции (<5 мкм) проб был определен при помощи рентгенодифрактоме-

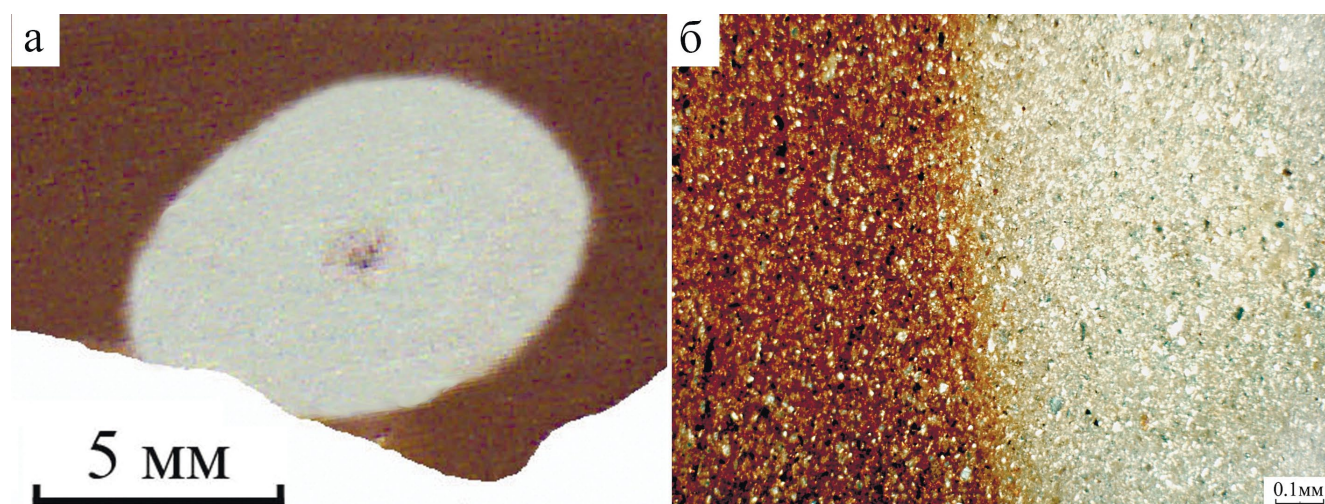


Рис. 7. Граница между исходной коричневой и осветленной породой.

а – сканограмма шлифованного образца; б – шлиф, без анализатора.

Fig. 7. Boundary between the original brown and gleyed rock.

а – scanogram of the polished sample; б – thin section, without an analyzer.

Таблица 1. Химический состав исходных и оглеенных глинистых пород

Table 1. Chemical composition of initial and gleyed clays

Компонент	Содержание, мас. %		
	Исходная порода	Оглеенная порода зон	
		мелких	крупных
SiO ₂	<u>40.09–49.26</u> 45.10	<u>36.64–53.67</u> 46.95	<u>40.75–47.64</u> 44.56
Al ₂ O ₃	<u>15.23–18.84</u> 16.43	<u>16.25–18.26</u> 17.11	<u>17.85–20.61</u> 19.34
TiO ₂	<u>1.54–2.00</u> 1.79	<u>1.58–2.47</u> 1.99	<u>2.15–3.39</u> 2.70
Fe ₂ O ₃ общ	<u>7.70–11.40</u> 9.42	<u>3.75–4.69</u> 4.30	<u>3.48–3.97</u> 3.62
CaO	<u>0.67–1.27</u> 0.88	<u>0.79–1.22</u> 0.93	<u>0.75–0.95</u> 0.88
MgO	<u>2.04–3.40</u> 2.73	<u>2.46–3.20</u> 2.82	<u>2.08–3.77</u> 2.92
K ₂ O	<u>1.19–1.70</u> 1.48	<u>1.25–1.68</u> 1.42	<u>1.27–1.40</u> 1.34
Кремневый модуль	<u>0.32–0.43</u> 0.36	<u>0.31–0.42</u> 0.36	<u>0.43–0.45</u> 0.43

Примечание. В числителе указаны пределы значений по отдельным определениям, в знаменателе – средние значения. Количество анализов: исходная порода – 12; мелкие зоны оглеения – 14; крупные зоны – 8.

Note. The numerator indicates the limits of values for individual determines, in the denominator – average values. Number of analyses: initial rock – 12; small gleyed zones – 14; large zones – 8.

трического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – CuK α , аналитик Ю.С. Симакова, там же) (Шуми-

лов, Симакова, 2009). Изучались дифрактограммы воздушно-сухих, обработанных глицерином, 1N HCl и прокаленных при $T = 500^{\circ}\text{C}$ образцов. В ре-

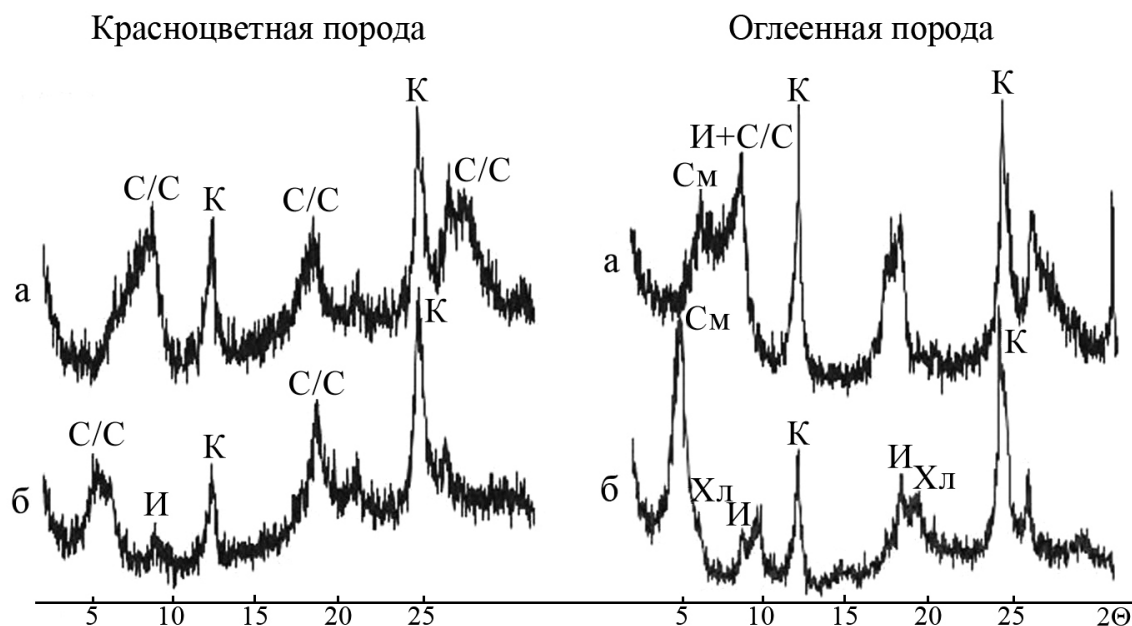


Рис. 8. Пример дифрактограмм фракции <5 мкм из красноцветной глинистой породы и ее оглеенного аналога: воздушно-сухих (а) и обработанных глицерином (б) образцов.

К – каолинит, И – иллит, См – смектит, Хл – хлорит, C/C – смешанослойная фаза (смектит-иллит-хлоритового типа).

Fig. 8. Example of diffractogram of <5 μ fraction from red-colored clay and its gleyed analogue: air-dry (a) and glycerol-treated (b) samples.

К – kaolinite, И – illite, См – smectite, Хл – chlorite, C/C – mixed layer phase (smectite-illite-chlorite type).

зультате исследования выявлены следующие закономерности (рис. 8).

Фон дифрактограмм образцов красноцветных пород сильно завышен, что обусловлено высоким содержанием оксидов и гидроксидов железа, частично рентгеноаморфных, в ряде образцов отмечаются отчетливые рефлексы гетита. Глинистые минералы отличаются структурной разупорядоченностью, выражающейся в уширении рефлексов и уменьшении их интенсивности. Они представлены деградированным каолинитом, иллитом, гидратированным хлоритом и разбухающей смешанослойной фазой, по-видимому, смектит-иллит-хлоритового типа. Эта фаза в воздушно-сухих образцах характеризуется диффузным рефлексом с $d/n \approx 11.5-12.0$ Å, при насыщении глицерином смещающемся до 16.5 Å, в отличие от фазы смектита, чей рефлекс при обработке глицерином смещается до 18 Å.

Образцы оглеенных пород сложены каолинитом, смектитом, иллитом, гидратированным хлоритом. Слабоупорядоченные смешанослойные фазы иллит-смектитового типа обуславливают повышенный фон между рефлексами 14 и 10 Å. При насыщении препарата глицерином эти фазы разбухают, как и смектит (рефлекс d_{001}), до 18 Å, образуя интенсивное отражение. Иллит отмечен в небольшом количестве, его рефлексы несколько уширены.

На дифрактограммах в области рефлексов 060 (полученных от разориентированных препаратов), несмотря на очень слабые и размытые рефлексы, в образцах красноцветных пород присутствует несколько более интенсивное отражение с $d/n = 1.49$ Å, чем в образцах оглеенных пород. Это значит, что в первом случае содержание диоктаэдрических алюмосиликатов пропорционально большее. Учитывая высокое содержание Fe-содержащих фаз в красноцветах, можно предположить, что при восстановлении железа до двухвалентного состояния в области оглеения происходят вхождение этого элемента в октаэдрические позиции структуры 2:1 слоистых силикатов и, следовательно, их триоктаэдризация. В восстановительной обстановке триоктаэдрические смектиты становятся более стабильными, чем смешанослойные фазы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Химизм оглеения в современных почвах и красноцветных породах подробно изучен рядом исследователей (Касаткин, 1947; Непомилуев, Козырев, 1970; Перельман, 1972; Борисенко, 1980; и др.) и в целом сводится к следующему. В постседиментационный период при погружении осадков насы-

щавшие их воды в случае затрудненного кислородного обмена теряли кислород на различные окислительные процессы и становились бескислородными. В результате этого в породах создавались благоприятные условия для развития анаэробных микроорганизмов, которые порождали, в свою очередь, восстановительную (глеевую) среду.

Вокруг разлагающихся органических остатков в результате деятельности таких анаэробов, как молочнокислые, маслянокислые и ацетобутиловые бактерии (Непомилуев, Козырев, 1970), отнимавших необходимый им кислород у минеральных соединений и продуцировавших большое количество свободной углекислоты, образовывался ореол кислой среды, благоприятной для миграции железа. Помимо выделения масляной (бутановой) и углекислоты при бактериальном разложении органики выделяется водород – сильнейший восстановитель:



Считается, что подвижная двухвалентная форма железа выносится за пределы зоны оглеения диффузным путем в виде органометаллических комплексов, а при наличии в породах углекислоты – в бикарбонатной форме $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ (Перельман, 1972).

Однако при рассмотрении исследованных нами объектов возникает ряд вопросов, не освещенных предшественниками.

В первую очередь обращает на себя внимание совпадение форм ореола оглеения и продуцирующей его органики, т. е. одинаковой мощности проработки вмещающей породы во всех направлениях. Это указывает на то, что конечная форма зон оглеения была достигнута в отложениях, испытывавших полное уплотнение под воздействием литостатического давления. В противном случае наблюдалось бы значительное искажение форм зон оглеения по вертикали (уплощение) в результате усадки пород, особенно пелитолитов, изменяющих объем в разы (Фролов, 1993). При этом вся седиментационная вода должна быть отжата.

Здесь уместно коротко рассмотреть историю геологического становления девонской толщи на территории Среднего Тимана. Как уже упоминалось, максимальное развитие красноцветные отложения на Цилемской площади получили на завершающем этапе устьиркинского времени конца среднего девона. После этого наступил продолжительный этап перерыва в осадконакоплении. В этот период произошла тектоническая активизация района, в результате которой некоторые блоки были в значительной мере дислоцированы. Затем длительное время территория экспонировалась на дневной поверхности, в результате чего произошла ее пенепленизация (Шумилов, Тельнова, 2017). Лишь затем наступили следующие трансгрессив-

но-регрессивные циклы, осадки которых погребли рассматриваемые породы. Таким образом, оглеение пород происходило на протяжении длительного времени, измеряемого тысячами или даже сотнями тысяч лет.

Возникает вопрос: могло ли разложение органического материала происходить с участием анаэробных бактерий на протяжении указанного времени? Или биохимические процессы начального этапа сменились физико-химическими? Дело еще в том, что углефицированная органика района также обладает специфическими особенностями: сочетает в себе свойства двух угольных антагонистов – фюзена и гагата (Шумилов, 2015). В результате каких процессов получились такие объекты, непонятно до сих пор. Эти обстоятельства обуславливают проблему выделенных захороненной органикой реагентов, приведших к оглеению вмещающих пород.

Вернемся к форме и характеру границ зон оглеения. Если бы реагенты были в виде жидкости, то она либо стекала вниз под воздействием гравитации, либо поднималась вверх по капиллярам. В том и другом случаях было бы искажение форм зон оглеения в вертикальном направлении. Следует заметить, что красноцветные глинистые породы обладают превосходными консервирующими свойствами. Так, псевдоморфозы джарлеита по растительной органике, находясь даже в русле реки на глубине первых сантиметров, не несут никаких признаков окисления. Это при том, что джарлеит, относясь к высшим сульфидам меди, неустойчив в зоне гипергенеза. Следовательно, рассматриваемые глинистые породы непроницаемы для жидкостей. Если реагенты были бы газообразными, то они поднимались бы вверх, что также приводило бы к увеличению верхних частей зон оглеения. Кроме того, ранее описано, что в случае развития глеевых процессов в слоистых породах не отмечается более интенсивного восстановления по более проницаемым песчанистым слоям и слойкам.

Учитывая перечисленные факты, мы считаем, что основным способом движения реагентов, приведших к оглеению красноцветов, была диффузия молекул, атомов, ионов. Не исключено, что главным агентом оглеения (восстановления) был водород в ионной H^+ (своеобразная протонная эмиссия) или молекулярной форме H_2 . Именно в силу малых размеров для их диффузии не существует преград. С такой точки зрения можно объяснить, почему, казалось бы, в более проницаемых песчанниках зоны оглеения развиты на расстояние, вдвое меньшее от органики, чем в глинистых отложениях. Скорее всего, дело в кристаллической плотности минералов, слагающих породы, – обломки кварца и вулканического стекла менее проницаемы для диффузии, чем минералы глин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования оглеения девонских красноцветных пород были сделаны следующие выводы.

Процесс глееобразования протекал длительное время и завершился на стадии катагенеза отложений после их полного уплотнения, т. е. в течение многих тысяч лет. Окончание преобразований пород, по-видимому, обусловлено полной углефикацией растительной органики и прекращением выделения ею реагентов, отвечающих за процессы оглеения пород.

Основным механизмом перераспределения и миграции химических элементов была диффузия. Главным агентом, ответственным за восстановительные процессы в зонах оглеения, судя по всему, был водород в ионной и молекулярной формах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко Е.Н. (1971) О поведении химических элементов при катагенезе в верхнепермских красноцветах Приуралья. *Геохимия*, (6), 710-718.
- Борисенко Е.Н. (1973) О перераспределении химических элементов при оглеении в верхнепермских красноцветах Приуралья. *Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза*. (Отв. ред. С.Г. Батулин). М.: Наука, 116-131.
- Борисенко Е.Н. (1980) Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 163 с.
- Борисенко Е.Н., Никитина И.Б. (1973) Миграция и концентрация меди при глеевом катагенезе в породах красноцветной формации. *Очерки геохимии отдельных элементов*. (Отв. ред. К.М. Феодотьев). М.: Наука, 205-224.
- Зайдельман Ф.Р. (2010) Теория образования светлых кислых элювиальных горизонтов почв и ее прикладные аспекты. М.: Красанд, 239 с.
- Касаткин В.Г. (1947) Подвижность железа и кальция и реакция среды при анаэробных процессах в условиях лабораторного опыта. *Сб. науч. работ Ивановского сельскохозяйственного ин-та*. Иваново, 9-13.
- Непомилуев В.Ф., Козырев М.А. (1970) Глеевый процесс почвообразования и участие в нем микроорганизмов. *Почвоведение*, (10), 56-61.
- Перельман А.И. (1959) Катагенез. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (6), 10-19.
- Перельман А.И. (1972) Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 288 с.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Т. 2. М.: МГУ, 432 с.
- Шумилов И.Х. (2014) Оглеение и палеопочвы в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 323-335.
- Шумилов И.Х. (2015) Необычный уголь девона – новый тип гагата. *Геология и геофизика*, **56**(10), 1854-1870.
- Шумилов И.Х., Симакова Ю.С. (2009) Локальные диагенетические зоны оглеения. *Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах*. Уфа: ИГ УНЦ РАН; ДизайнПолиграфСервис, 135-138.
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2017) История геологического развития бассейна р. Цильма (Средний Тиман) в девоне. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 266-282.

REFERENCES

- Borisenko E.N. (1971) On the behavior of chemical elements in catagenesis in Upper Permian reds of the Urals. *Geokhimiya*, (6), 710-718. (In Russ.)
- Borisenko E.N. (1973) On the redistribution of chemical elements during gleization in the Upper Permian reds of the Urals. *Landscape geochemistry and hypergenesis processes*. (Ed. by S.G. Batulin). Moscow, Nauka Publ., 116-131. (In Russ.)
- Borisenko E.N. (1980) Geochemistry of gley catagenesis in rocks of red-colored formation. Moscow, Nauka Publ., 163 p. (In Russ.)
- Borisenko E.N., Nikitina I.B. (1973) Migration and concentration of copper during gley catagenesis in rocks of the red-colored formation. *Essays on the geochemistry of individual elements*. (Ed. by K.M. Feodot'ev). Moscow, Nauka Publ., 205-224. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1993) Lithology. V. 2. Moscow, MGU, 432 p. (In Russ.)
- Kasatkin V.G. (1947) Iron and calcium mobility and media response in anaerobic processes under laboratory experience. *Collection of scientific works of the Ivanovo Agricultural Institute*. Ivanovo, 9-13. (In Russ.)
- Nepomiluev V.F., Kozыrev M.A. (1970) Gley process of soil formation and participation of microorganisms in it. *Pochvovedenie*, (10), 56-61. (In Russ.)
- Perelman A.I. (1959) Catagenesis. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, (6), 10-19. (In Russ.)
- Perelman A.I. (1972) Geochemistry of elements in the hypergenesis zone. Moscow, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh. (2014) Gley and palaeosols in Devonian red-colored sediments of Middle Timan. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (4), 323-335. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh. (2015) The unusual Devonian coal is a new type of get. *Geologiya i Geofizika*, **56**(10), 1854-1870. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh., Simakova Y.S. (2009) Local diagenetic zones of gleization. *Minerals and mineral formation in natural and technological processes*. Ufa, IG UNC RAN; DizajnPoligrafServis, 135-138. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh., Telnova O.P. (2017) The history of the geological development of the basin of the river Zilma (Middle Timan) in the Devonian. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (3), 266-282. (In Russ.)
- Zaydelman F.R. (2010) Theory of formation of bright acidic eluvial horizons of soils and its applied aspects. Moscow, Krasand Publ., 248 p. (In Russ.)

Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири)

Ф. И. Жимулев¹, А. В. Котляров¹, И. С. Новиков¹, Н. В. Сенников², К. К. Колесов¹

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

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 16.02.2023 г., принята к печати 06.04.2023 г.

Объект исследования. Неня-Чумышский прогиб – длительно развивавшийся внутриконтинентальный мезозойский осадочный бассейн, приуроченный к зоне регионального разрывного нарушения, отделяющего Салаир от структур Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого прогиба. **Цель.** Геологическая и структурно-кинематическая характеристика импульсов внутриконтинентального орогенеза, имевших место в течение мезозоя и кайнозоя на территории СЗ части Алтае-Саянской складчатой области. **Материалы и методы.** Использовались геологические карты района, геофизические данные о положении подошвы палеозойского фундамента, спутниковые снимки и цифровые модели рельефа. Осадочное выполнение бассейна рассмотрено как летопись тектонических движений СЗ части Алтае-Саянской складчатой области на внутриконтинентальном этапе развития. **Результаты.** Выделяются раннеюрский, раннемеловой, поздне меловой-палеогеновый и неоген-четвертичный тектонические этапы развития Неня-Чумышского прогиба. В раннеюрское время Неня-Чумышский прогиб представлял собой бассейн пулл-апат в зоне левого сдвига. С данным этапом связано накопление грубообломочных терригенных отложений глушинской свиты, мощность которых в Неня-Чумышском прогибе достигает около 1900 м. В раннемеловое время в результате изменения поля напряжений Неня-Чумышский прогиб был преобразован в принадлежавший бассейну, сложенный терригенными отложениями илекской свиты, образующими осадочный бассейн клиновидной формы, характерной для форландовых прогибов, например кайнозойских межгорных принадлежавших впадин Тянь-Шаня. Неотектоническая структура Неня-Чумышского прогиба, сформированная в поле напряжений Индо-Евразийской коллизии, наследует более древний структурный план в общих чертах, но отличается от него деталями. Новообразованной структурой является поперечное неотектоническое поднятие Сары-Чумышского вала. **Выводы.** Раннеюрский этап обусловлен закрытием Палеотетиса и коллизией серии киммерийских террейнов с южной окраиной Евразии, раннемеловой этап – закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Евразии с Северо-Китайским континентом, кайнозойский этап происходил на фоне продолжающейся Индо-Евразийской коллизии. Геологическая эволюция континентальных осадочных бассейнов, контролируемых региональными разломами, может использоваться как источник информации об интенсивности и кинематической картине импульсов внутриконтинентального орогенеза в геологическом прошлом.

Ключевые слова: осадочные бассейны, коррелятные отложения, внутриконтинентальный орогенез, Западная Сибирь, Центрально-Азиатский складчатый пояс, мезозой, сдвиги, бассейны пулл-апат

Источник финансирования

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (проекты 122041400057-2, 122041400214-9). Работа Н.В. Сенникова проделана в рамках государственного задания РАН (проект FW ZZ-2022-0003)

Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Nanya-Chumysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia)

Fedor I. Zhimulev¹, Alexey V. Kotlyarov¹, Igor S. Novikov¹, Nikolay V. Sennikov², Konstantin K. Kolesov¹

Для цитирования: Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Новиков И.С., Сенников Н.В., Колесов К.К. (2023) Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири). *Литосфера*, 23(5), 820–843. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-820-843>

For citation: Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Novikov I.S., Sennikov N.V., Kolesov K.K. (2023) Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Nanya-Chumysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 820–843. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-820-843>

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptuga av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mails: zhimulev@gmail.com; zhimulev@igm.nsc.ru

²A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptuga av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 16.02.2023, accepted 06.04.2023

Research subject. The Nanya-Chumysh basin is a long-term Mesozoic intracontinental sedimentary basin confined to the zone of a regional fault separating the Salair from the structures of Gornyy Altai, Gornaya Shoria, and the Kuznetsk basin. **Aim.** To establish the geological and structural-kinematic characteristics of impulses of intracontinental orogeny that took place during the Mesozoic and Cenozoic in the territory of the northwestern part of the Altai-Sayan Folded Area. **Materials and Methods.** Geological maps of the area, geophysical data on the position of the base of the Paleozoic basement, satellite images and digital elevation models were used. The sedimentary filling of the basin is considered as a chronicle of tectonic movements in the NW part of the Altai-Sayan Folded Area at the intracontinental stage of development. **Results.** The Early Jurassic, Early Cretaceous, Late Cretaceous-Paleogene, and Neogene-Quaternary tectonic stages of the development of the Nanya-Chumysh basin were distinguished. In the Early Jurassic, the Nanya-Chumysh basin was a pull-apart basin in a left-hand strike-slip zone. This stage is associated with the accumulation of coal-bearing deposits of the Glushinskaya Formation, the thickness of which in the Nanya-Chumysh basin reaches about 1900 m. In the Early Cretaceous, as a result of changes in the stress field, the Nanya-Chumysh basin was transformed into a thrust basin, composed of terrigenous deposits of the Ileik Formation, forming a wedge-shaped sedimentary basin characteristic of foreland troughs. The neotectonic structure of the Nanya-Chumysh basin, formed in the stress field of the Indo-Eurasian collision, inherits an older structural plan in general terms, although differing in details. A non-inherited structure is the transverse neotectonic uplift of the Sary-Chumysh swell. **Conclusions.** The Early Jurassic stage is related with the closure of the Paleo-Tethys and the collision of a series of Cimmerian terranes with the southern margin of Eurasia, Early Cretaceous stage is caused with Mongol-Okhotsk collision, and the Cenozoic stage proceeds with the ongoing Indo-Eurasian collision. The geological evolution of continental sedimentary basins controlled by regional faults can be used as a source of information about the intensity and kinematic pattern of impulses of intracontinental orogeny in the geological past.

Keywords: sedimentary basins, correlative deposits, intracontinental orogeny, Western Siberia, Central Asian orogenic belt, Mesozoic, strike-slip, pull-apart basins

Funding information

The work was carried out within the state assignment of IGM SB RAS (projects 122041400057-2, 122041400214-9). The work of N.V. Sennikov was supported in the framework of the state assignment of the Russian Academy of Sciences (project FW ZZ-2022-0003)

Acknowledgements

The authors are grateful to E.S. Zhimuleva for assistance in editing the text.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим методом выявления древних эпизодов тектонической активизации и горообразования на континентах является изучение осадочных бассейнов, смежных с тектоническими зонами, испытывавшими поднятие. Горные сооружения эродированы, а в результате их размыва в сопряженных с поднятиями осадочных бассейнах происходит быстрое накопление мощных терригенных последовательностей, нередко включающих в себя грубообломочные породы. Эти отложения называются коррелятными по отношению к одновозрастным эпизодам тектонической активности. Форма осадочного бассейна, сопряженного с активным поднятием, определяется кинематическим типом разрывных нарушений, разделяющих тектонические блоки: опущенный, занятый осадочным бассейном и поднимающийся, в пределах которого господствуют процессы денудации.

СЗ часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представляет собой регион, последние 250 млн лет геологической истории находившийся во внутриконтинентальных условиях. Тектонические движения, происходившие в регионе после становления орогенов Обь-Зайсанской складчатой области и преобразования каледонид АССО в конце палеозоя, реконструированы в ряде работ (Боголепов, 1967; Малолетко, 1972, 2008; Адаменко, 1974, 1976; Башарина и др., 1974; Башарина, 1975; Вдовин, 1976; Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2004; Беляев и др., 2005; Le Heron et al., 2008; Новиков, Сокол, 2009; Davies et al., 2010; Метелкин, 2012; Новиков и др., 2019, 2022; Гутак, 2021; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021).

Однако слабое развитие мезозойских отложений затрудняет изучение мезозойской тектонической истории региона и корреляцию импульсов денудации, выявляемых термохронологическим мо-

делированием по породам фундамента (De Grave et al., 2007; Glorie, De Grave, 2016; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021) с накоплением синорогенных осадочных толщ. В целях выявления и изучения фаз внутриконтинентального орогенеза, имевших место в течение мезозоя и кайнозоя на территории СЗ части АССО, нами рассмотрены данные о геологическом строении Неня-Чумышского прогиба (НЧП), называемого также Ненинско-Чумышским, Ненинским или Солтонским (Вдовин, 1976; Бабин и др., 2007). Прогиб расположен в зоне сочленения складчатых сооружений Салаира, Горной Шории, Горного Алтая и Кузнецкого прогиба и выполнен преимущественно мезозойскими терригенными отложениями (рис. 1). На основе изучения структурно-вещественных особенностей прогиба предлагается модель тектонического развития СЗ части АССО в мезозое и кайнозое.

Выбор НЧП в качестве объекта исследования определяется следующими особенностями этого бассейна, выделяющими его на фоне других наложенных мезозойских прогибов южной Сибири и Казахстана. Один из геологических комплексов НЧП представляет собой изолированное поле развития меловых отложений на палеозойском фундаменте. Ближайшие поля выходов меловых отложений расположены на ЮВ периферии Западно-Сибирской плиты (ЗСП), в других частях ЗСП они трансгрессивно перекрыты кайнозойскими отложениями. Существование верхнемеловых морских отложений на Горном Алтае (Зыкин и др., 1999) не подтверждено позднейшими исследованиями (Новиков, 2004). НЧП расположен внутри крупного региона, где в течение мела господствовали процессы денудации. Другие наложенные мезозойские впадины юга Западной Сибири образуют обособленный нижнесреднеюрский структурный этаж между палеозойским фундаментом и кайнозойским чехлом (см. рис. 1). Раннесреднеюрские осадочные бассейны приурочены к осевым частям позднепалеозойских прогибов или же зонам долгоживущих разломов палеозойского фундамента (Башарина, 1975). В течение мела они не проявляли признаков самостоятельного тектонического развития, а подвергались размытию вместе с породами палеозойского основания. Меловые отложения в регионе в структурном отношении являются частью плитного комплекса ЗСП. НЧП представляет собой осадочный бассейн, развивавшийся в пространственной и структурно-парагенетической связи с системой разрывных нарушений, ограничивающих ЮВ фланг аллохтонной пластины Салаира и в юрское, и в меловое время. НЧП имеет узкую и вытянутую форму в плане и исключительно высокое отношение глубины к ширине (около 1/10), что характерно для осадочных бассейнов, непосредственно контролируемых разломами. В неотектонической структуре данному прогибу примерно соответству-

ет понижение в рельефе, называемое Неня-Чумышской котловиной или долом. Это и ряд других геологических и геоморфологических особенностей свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП и подчеркивают его значение как структуры, прошедшей длительное и многоэтапное развитие. Далее мы используем следующие названия геологических структур: НЧП – для мел-палеоценового осадочного бассейна, Неня-Чумышская котловина (НЧК) – для обозначения современного сквозного понижения рельефа, разделяющего Салаир и Горную Шорию и Солтонский грабен глубокой тектонической впадины, выполненной нижнесреднеюрскими отложениями в основании НЧП.

ФОРМА НЕНЯ-ЧУМЫШСКОГО ПРОГИБА

При рассмотрении формы и размеров прогиба мы ограничиваем его по подошве нижнемеловых отложений как занимающих наибольшую площадь – около 2 тыс. км². Длинная ось прогиба ориентирована в СВ направлении примерно по азимуту 35° (рис. 2). Протяженность прогиба составляет ≈100 км, ширина – ≈20 км, в расширенной СВ части – до 30 км. СВ борт прогиба образован разрывным нарушением – Баркинским надвигом (Токарев и др., 2019б), по которому палеозойские комплексы Салаира надвинуты на меловые отложения осадочного выполнения прогиба. Надвиг прослеживается примерно на 150 км в СВ направлении, буровыми скважинами установлено тектоническое перекрытие отложений илекской свиты породами девона и карбона (Токарев и др., 2019б). Вдоль плоскости разлома в глинах илекской свиты наблюдаются зеркала скольжения. Надвиг характеризуется крутым падением сместителя на СЗ, вертикальная амплитуда превышает 500 м. В плане Баркинский надвиг имеет ступенчатую форму: общее СВ простирание нарушается двумя резкими изгибами. Вблизи д. Сары-Чумыш простирание границы палеозойских и меловых отложений меняется на ЮВ, далее после еще одного линейного отрезка СВ простирания в районе 86°07' граница между палеозойским фундаментом Салаира и меловыми отложениями впадины резко меняет простирание на меридиональное, повторяя изгиб палеозойских структур Салаира.

ЮВ борт прогиба пологий, меловые отложения на ЮВ стороне прогиба имеют небольшую мощность, залегают субгоризонтально и образуют серию эрозионных останцев, приуроченных к возвышенностям. Поэтому форма границ бассейна здесь сложная, следующая за рельефом. Чаще всего меловые отложения залегают непосредственно на девонских вулканитах палеозойского фундамента, реже – на нижнесреднеюрских отложениях. Учитывая малую мощность мезозойских отложений на

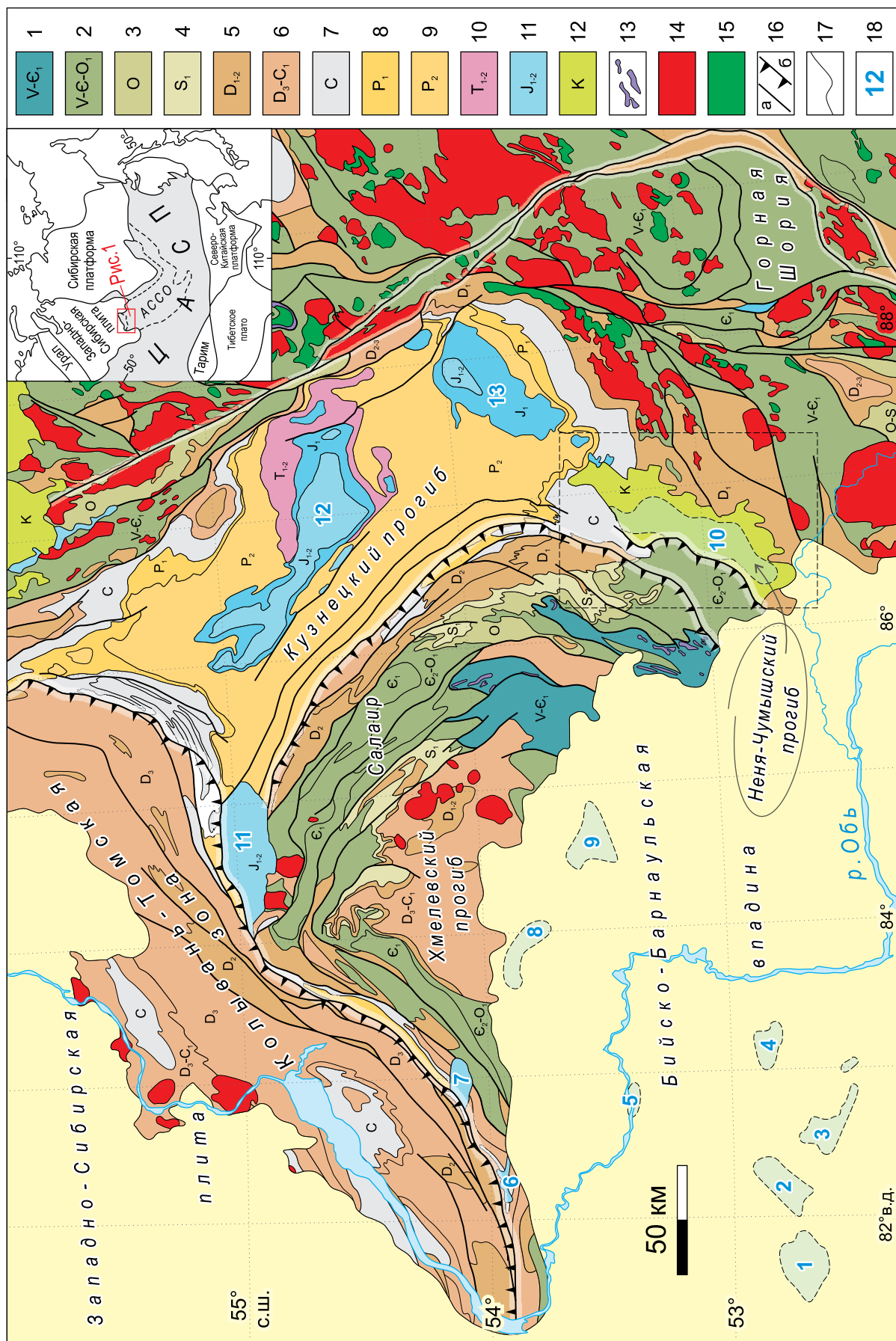


Рис. 1. Геологическая схема Салаирского кряжа, по (Бабин и др., 2007).

1, 2 – венд (?) – раннеордовикский складчатый фундамент: 1 – Аламбайская офиолитовая зона, 2 – палеоостроводужные комплексы нерасчлененные; 3–6 – деформированный палеозойский осадочный чехол: 3 – карбонатно-терригенный ордовик, 4 – карбонатно-терригенный силур, 5 – вулканогенный девон, 6 – терригенный верхний девон и нижний карбон; 7–9 – осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов: 7 – терригенный карбон, 8 – угленосная нижняя пермь, 9 – безугольная терригенная верхняя пермь; 10 – триасовые платобазальты; 11 – нижнесреднеюрские терригенные угленосные отложения наложенных впадин; 12 – нижний мел, глинистые сланцы и песчаники; 13 – тела гипербазитов; 14 – гранитоидные интрузии; 15 – диорит-габровые интрузии; 16 – разрывные нарушения (а), фронтальные надвиги (б) Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны; 17 – стратиграфические границы; 18 – юрские впадины, перекрытые мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины; цифрами обозначены следующие впадины (названия впадин – по (Адамenko, 1974; Беляев и др., 2005)): 1 – Мамонтовская, 2 – Серебрянниковская, 3 – Алейская, 4 – Топчихинская, 5 – Шелаболихинская, 6 – Бобровская, 7 – Карагузевская, 8 – Тальменская, 9 – Глушинская, 10 – Солтонский грабен в основании Неня-Чумышского прогиба, 11 – Доронинская, 12 – Центральная-Кузбасская, 13 – Тутуевская.

Fig. 1. Geological map of Salair Ridge, according to (Babin et al., 2007).

1–2 – Vendian (?) – Early Ordovician folded basement: 1 – Alambay ophiolite zone, 2 – paleo-island-arc complexes, undivided; 3–6 – deformed Paleozoic sedimentary cover: 3 – carbonate-clastic Ordovician, 4 – carbonate-clastic Silurian, 5 – volcanic Devonian, 6 – clastic Upper Devonian and Lower Carboniferous; 7–9 – sediments of Late Paleozoic basins: 7 – clastic Carboniferous, 8 – coal-bearing Lower Permian, 9 – clastic Upper Permian; 10 – Triassic basalts; 11 – Lower-Middle Jurassic clastic coal-bearing deposits of the overprinted basins; 12 – Lower Cretaceous, shales and sandstones; 13 – bodies of ultramafic rocks; 14 – granitoid intrusions; 15 – diorite-gabbro intrusions; 16 – faults (a), frontal thrusts (b) of Salair and Kolyvan-Tomsk fold zone; 17 – stratigraphic boundaries; 18 – Jurassic basins overlain by the Mesozoic-Cenozoic sediments of the Bysk-Bar-naul depression; the following depressions are indicated by numbers (names of depressions according to (Adamenko, 1974; Belyaev et al., 2005)): 1 – Mamontovskaya, 2 – Serbrennikovskaya, 3 – Aleiskaya, 4 – Topchikhinskaya, 5 – Shelabolikhskaya, 6 – Bobrovskaya, 7 – Karaguzhevskaya, 8 – Talmenskaya, 9 – Glushinskaya, 10 – Solton graben at the base of the Nenya-Chumyshysh trough, 11 – Doroninskaya, 12 – Central Kuzbass, 13 – Tutuyevskaya.

ЮВ борту прогиба, можно полагать, что до поднятия неотектонического рельефа Горной Шории мезозойские отложения занимали большую площадь.

ЮЗ замыкание прогиба скрыто под чехлом кайнозойских отложений. На СЗ меловые отложения НЧП образуют в плане узкий выступ в направлении ЮЗ края Кузнецкого прогиба. В этом районе пологопадающие меловые отложения с несогласием перекрывают смятые в складки карбоновые и пермские отложения. Нижнесреднеюрские отложения в этой части структуры залегают также полого, образуя серию приуроченных к возвышенностям эрозионных останцев, но между юрой и мелом наблюдается азимутальное несогласие и меловые отложения залегают преимущественно на палеозойском фундаменте.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ НЧП

Информация о глубине залегания и рельефе палеозойского фундамента для наиболее глубоких частей прогиба получена геофизическими методами и отражена на структурной карте подошвы мезозойско-кайнозойского чехла (изолинии поверхности палеозойского фундамента на рис. 4), составленной для территории Степного Алтая (Сеников, Конторович, 2003; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007). Менее глубокие части структуры разбурены в ходе картировочного колонкового бурения и поисковых работ на уголь (Малолетко, 2008; Первухин, 2009).

В поперечном разрезе НЧП имеет резко асимметричную форму и может быть подразделен на две структурные части: западную и восточную (см. рис. 2). Западная часть прогиба, протягивающаяся вдоль Баркинского надвига, представляет собой очень узкий и глубокий грабен с крутопадающими бортами. Данную структуру ниже мы называем Солтонским грабеном. В плане грабен имеет форму открытой дуги, обращенной выпуклой стороной на ЮВ и осложненной несколькими ступенчатыми перегибами. Границы грабена в плане повторяют ступенчатые изгибы Баркинского надвига, а восточный борт грабена субпараллелен западному борту, что характерно для структур раскрытия. Западный, вогнутый в плане, борт грабена имеет более крутое падение, чем восточный. В структуре грабена выделяется четыре глубоких впадины, приуроченных к вогнутым изгибам сместителя Баркинского разлома и разделенных участками воздымания фундамента, представляющими собой узкие диагональные горсты. Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента составляет ≈ 2.2 км ниже уровня моря. Морфология раннесреднеюрского Солтонского грабена подобна морфологии тектонической котловины оз. Байкал. Восточная часть НЧП характеризуется меньшими глубинами и более простой струк-

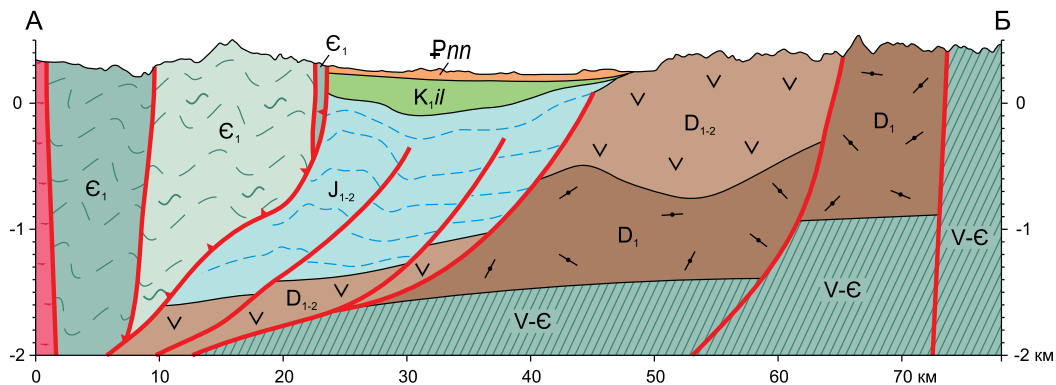
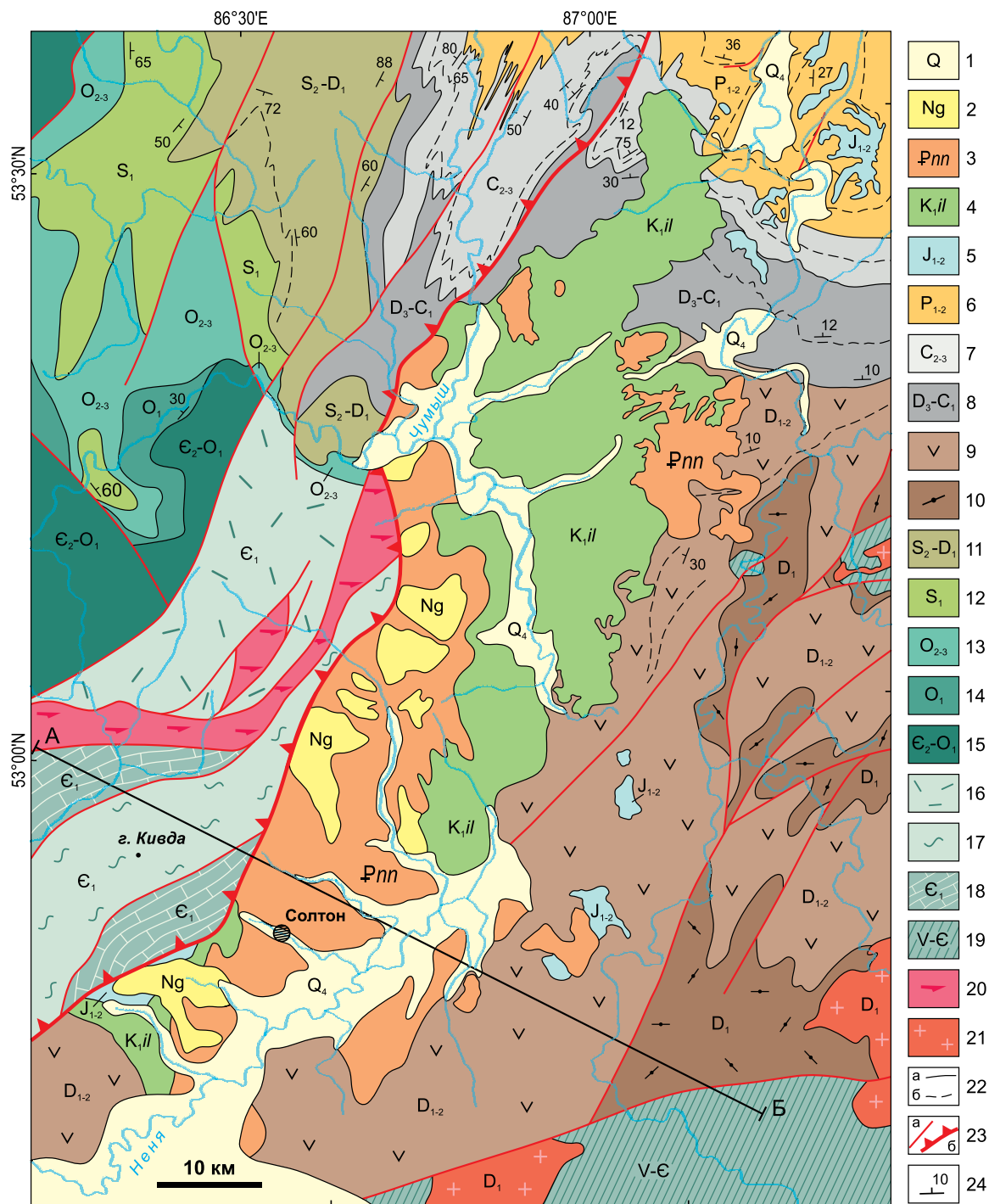


Рис. 2. Геологическая схема и разрез Неня-Чумышского прогиба, по материалам (Захаров и др., 1964; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – палеогеновые отложения ненинской свиты; 4 – нижнемеловые отложения илекской свиты; 5 – нижнесреднеюрские отложения глушинской свиты; 6, 7 – осадочное выполнение Кузнецкого прогиба; 6 – нижнесреднепермские, 7 – средневерхнекарбоновые; 8 – верхнедевонско-нижнекарбоновые карбонатные и терригенные отложения Салаира; 9, 10 – нижнесреднедевонские вулканогенные отложения тельбесской серии (Горная Шория); 9 – трахириолиты и их туфы, 10 – дациты и андезиты и их туфы; 11 – силурийско-нижнедевонские карбонатно-терригенные отложения; 12 – нижнесилурийские отложения; 13 – среднепозднеордовикские отложения; 14 – нижеордовикские отложения; 15 – среднекембрийско-раннеордовикские вулканические и обломочные отложения; 16 – нижекембрийские риолиты и дациты; 17 – нижекембрийские глинисто-кремнистые сланцы и кварциты; 18 – нижекембрийские известняки; 19 – венд-кембрийские известняки и глинистые сланцы; 20 – амфиболиты раннекембрийского ангурепского метаморфического комплекса; 21 – девонские гранитоиды; 22 – стратиграфические границы между картируемыми подразделениями: а – показанными на схеме, б – объединенными при генерализации; 23 – разрывные нарушения (а) и Баркинский надвиг (б); 24 – элементы залегания слоистости.

Fig. 2. Geological map and profile of the Nenya-Chumysh basin, based on (Zakharov et al., 1964; Belayaev et al., 2005; Babin et al., 2007).

1 – Quaternary deposits; 2 – Neogene deposits; 3 – Paleogene deposits of the Neninskaya suite; 4 – Lower Cretaceous deposits of the Ilel Formation; 5 – Lower-Middle Jurassic deposits of the Glushinskaya suite; 6, 7 – sedimentary filling of the Kuznetsk trough; 6 – Lower-Middle Permian; 7 – Middle-Upper Carboniferous; 8 – Upper Devonian-Lower Carboniferous carbonate and clastic deposits of Salair; 9, 10 – Lower-Middle Devonian volcanogenic deposits of the Telbes Group (Gornaya Shoria); 9 – trachyrhyolites and their tuffs, 10 – dacites and andesites and their tuffs; 11 – Silurian-Lower Devonian carbonate-terrigenous deposits; 12 – Lower Silurian deposits; 13 – Middle-Late Ordovician deposits, 14 – Lower Ordovician deposits; 15 – Middle Cambrian-Early Ordovician volcanic and clastic deposits; 16 – Lower Cambrian rhyolites and dacites; 17 – Lower Cambrian argillaceous siliceous shales and quartzites; 18 – Lower Cambrian limestones; 19 – Vendian-Cambrian limestones and shales; 20 – amphibolites of the Early Cambrian Angurep metamorphic complex; 21 – Devonian granitoids; 22 – stratigraphic boundaries between the units being mapped: a – shown in the map, b – united during generalization; 23 – faults (a) and Barka thrust (b); 24 – bedding.

турой: рельеф палеозойского фундамента полого, под углами 2–5°, погружается на СЗ. Мощность осадочных толщ прогиба закономерно возрастает в СЗ направлении. По данным магнитотеллурического зондирования, НЧП соответствует аномалия повышенной электропроводности асимметричной формы (Жимулев и др., 2023).

ОСАДОЧНОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ ПРОГИБА

Осадочные отложения НЧП подразделяются на четыре геологических комплекса, охватывающих мезозой и кайнозой: 1) нижнесреднеюрский, 2) нижнемеловой, 3) верхнемеловой(?)–палеоценовый, 4) неогеновый (рис. 3). При этом большая часть осадочных отложений сформирована в мезозое и приходится на нижнесреднеюрский и нижнемеловой комплексы. Все перечисленные комплексы разделены стратиграфическими перерывами, подчеркнутыми разновозрастными корами выветривания и структурными несогласиями, проявленными преимущественно в краевых частях бассейна. Наиболее резкие изменения морфологии осадочного бассейна, выраженные превращением узкого грабена в широкий полурамп, произошли между отложением нижнесреднеюрского и нижнемелового осадочных комплексов, что позволяет подразделить отложения прогиба на два структурных яруса: нижнесреднеюрский и мел-кайнозойский.

Нижнесреднеюрские отложения целиком выполняют глубокий грабен в западной части проги-

ба, где, согласно данным о глубине залегания палеозойского фундамента (Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007), мощность их должна достигать 1900–2000 м. В восточной части прогиба юрские отложения образуют пологопадающую по направлению к грабену моноклиальную толщу мощностью до 250 м (Малолетко, 2008; Первухин, 2009). Меловые отложения слагают широкий полурамп, имеющий в разрезе клиновидную форму и ограниченный на западе Баркинским надвигом (Токарев и др., 2019а). Мощность меловых отложений постепенно возрастает по направлению к надвигу, достигая 450 м. Такие закономерные изменения мощности типичны для принадвиговых прогибов, образованных в результате погружения земной коры под нагрузкой аллохтонной пластины (DeCelles, Giles, 1996). На фоне общего увеличения мощности мела по направлению к надвигу на нескольких участках вблизи Баркинского надвига встречаются породы юры. Слабая обнаженность затрудняет определение их структурной позиции. Возможно, они образуют тектонические линзы в зоне разлома или же выходят в пределах поднятых блоков, где меловые отложения подверглись размыву.

Нижняя–средняя юра, глушинская свита (J₁₋₂gl)

Нижнесреднеюрские отложения НЧП, представленные серыми песчаниками, галечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей, относятся к глушинской свите (Адаменко, 1974). Кроме НЧП, отло-

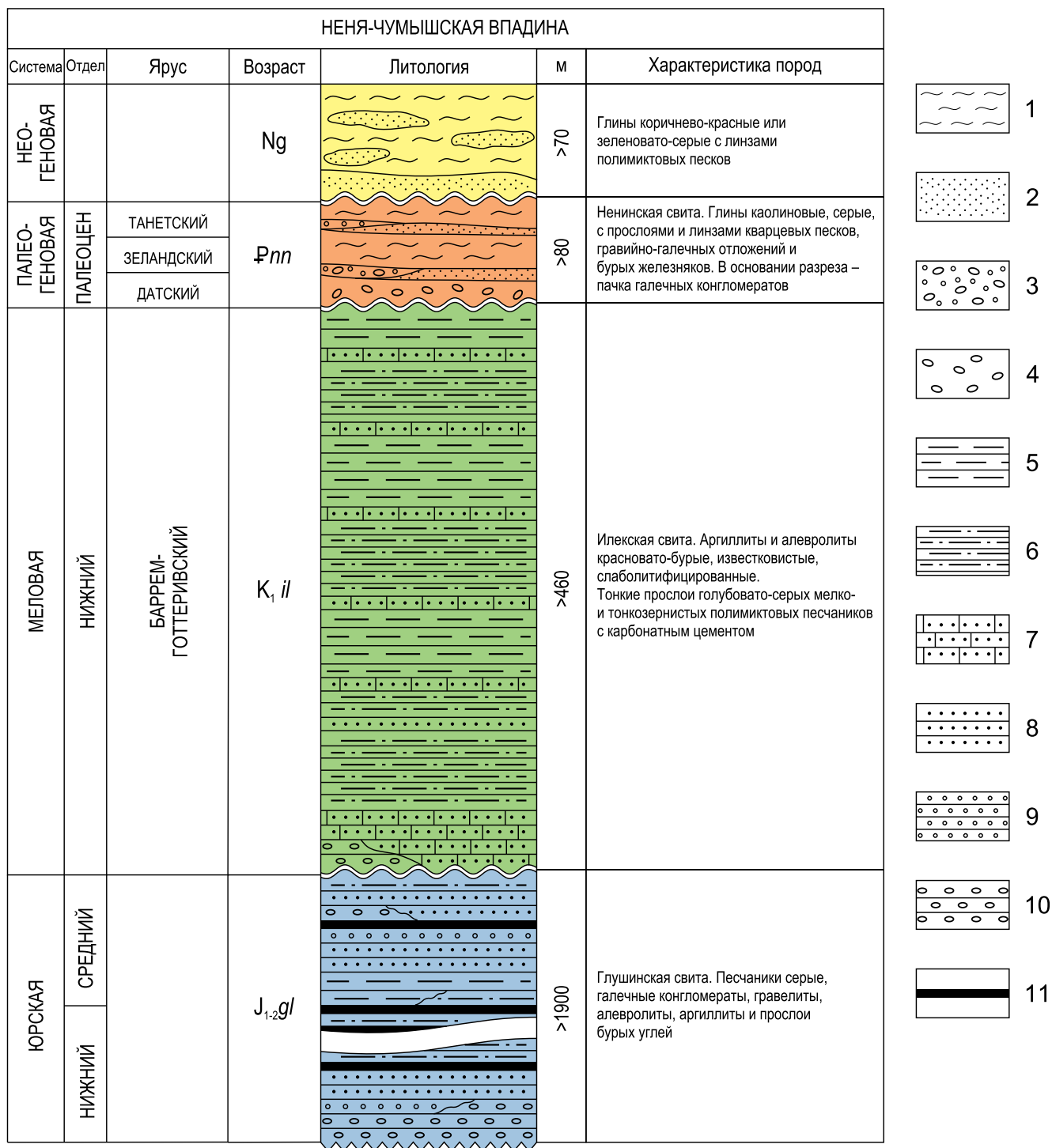


Рис. 3. Стратиграфическая колонка Неня-Чумышского прогиба, по (Захаров и др., 1964; Сенников, Конторович, 2003; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007; Токарев и др., 2019б).

1 – глины, 2 – пески, 3 – гравийно-галечные отложения, 4 – галечники, 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – песчаники тонкозернистые с карбонатным цементом, 8 – песчаники, 9 – гравелиты, 10 – конгломераты, 11 – бурые угли.

Fig. 3. Stratigraphic column of the Neny-Chumysh basin, according to (Sennikov, Kontorovich, 2003; Belyaev et al., 2005; Babin et al., 2007; Tokarev et al., 2019b).

1 – clays, 2 – sands, 3 – gravel-pebble deposits, 4 – pebbles, 5 – mudstones, 6 – siltstones, 7 – fine-grained sandstones with carbonate cement, 8 – sandstones, 9 – grits, 10 – conglomerates, 11 – brown coals.

жения глушинской свиты выполняют многочисленные грабен-синклинали в подошве осадочного чехла Бийско-Барнаульской впадины (см. рис. 1). Мощность отложений свиты в этих впадинах, по геофизическим данным, может достигать 800 м (Адаменко, 1974; Малолетко, 2008). Отложения глушинской свиты изучены в результате бурения на Мулнайском бурогольном месторождении и Шабуровском угольном проявлении в восточной части НЧП и у пос. Караган. Терригенные отложения глушинской свиты залегают на породах палеозоя. Нередко в палеозойских породах ниже подошвы глушинской свиты сохраняется доюрская кора выветривания, а материал переотложенной коры выветривания встречается в нижней части юрского разреза (Рагозин, 1938). Юрские отложения со следами размыва перекрыты либо нижнемеловыми отложениями илекской свиты, либо мел-палеогеновыми ненинской свиты.

Для юрских отложений характерна очень высокая фациальная изменчивость. На расстоянии между поисковыми скважинами 1 км на некоторых участках разрез юрских отложений полностью меняется с грубообломочного до глинистого, и корреляция отдельных пачек становится невозможной (Первухин, 2009). Обычно в основании разреза залегает безугольная грубообломочная пачка, а выше – более тонкозернистая угленосная пачка. Безугольный разрез нижней части свиты почти полностью сложен конгломератами, часто валунными, с прослоями гравелитов, гравийных песчаников и в подчиненном количестве глинисто-алевритовых пород. Отложения имеют ритмично-слоистое строение, причем в нижних частях разреза отдельные ритмы заканчиваются углистыми аргиллитами либо маломощными прослоями угля. Цвет пород серый, зеленовато-серый, зеленый, углистых пород – черный. Галечные конгломераты образуют линзы до 15 м мощностью и составляют 13% разреза глушинской свиты (Малолетко, 2008). Цемент конгломератов представлен слаболитифицированной песчано-глинистой массой, реже – прочным кварцево-известково-железистым материалом. В обломочном материале распространены две группы пород, преобладают черные, серые и светло-серые кремни и микрокварциты, известняки и хлоритизированные песчаники, слагающие Кивдинскую грядку Салаира. В подчиненном количестве присутствуют эффузивы девона, характерные для Горной Шории. Галька и гравий хорошо окатаны. Мощность свиты в восточной части НЧП составляет 100–250 м, в пределах Солтонского грабена мощность юрских отложений достигает 1.9–2 км (Беляев и др., 2005). Раннесреднеюрский возраст глушинской свиты определяется по палеоботаническим данным (Адаменко, 1974). Глубинные уровни Солтонского грабена не вскрыты бурением. По

анalogии с другими юрскими впадинами (Адаменко, 1974; Башарина, 1975; Бувалкин, 1978; Бабин и др., 2007; Davies et al., 2010) можно предполагать, что большая часть Солтонского грабена выполнена грубообломочными отложениями безугольного разреза, а пласты углей появляются только в верхней части разреза.

Нижний мел. Илекская свита (K₁il)

Нижнемеловые отложения НЧП сопоставляются с одновозрастными отложениями Чулымо-Енисейского прогиба и выделяются в илекскую свиту (Рагозин, 1936). Эта свита несогласно залегает на породах палеозойского фундамента или на глушинской свите и с несогласием перекрывается ненинской свитой палеоцена. С подстилающими нижнекаменноугольными терригенными и карбонатными отложениями граница свиты резкая, с большим количеством угловатых слабоокатанных обломков пород фундамента в приконтактной зоне.

Разрез илекской свиты представлен однообразной толщей слаболитифицированных терригенных пород: красноцветных алевритов и аргиллитов с тонкими прослоями голубовато-серых или красновато-бурых мелко- и тонкозернистых песчаников. Отложения свиты полого (5–10°) погружаются на СЗ в сторону Баркинского надвига. Наибольшая неполная мощность илекской свиты составляет 459 м (Токарев и др., 2019б). Аргиллиты, преобладающие в разрезе свиты, содержат пылеватый карбонатный материал и тонкие карбонатные прожилки. В аргиллитах наблюдаются трещины усыхания, заполненные песчаным материалом. Песчаники в составе отложений составляют около 10%, они представлены мелко- и тонкозернистыми разностями и имеют полимиктовый состав. Цемент песчаников известковистый. Песчаники образуют прослой мощностью 10–20 см, реже – пачки мощностью до 10 м. Также в разрезе свиты присутствуют линзы конгломератов мощностью до 22 м. Конгломераты состоят из плохо окатанных обломков кварцитов, кварца и известняка, слабосцементированных известково-глинистым материалом.

Возраст илекской свиты принимается нижнемеловым на основании находок остракод готерив-барремского возраста: *Origoilcypris* aff. *fidis* Mand., *Licopthercypris* (?) sp., *Palaycytheridea*, *Mangolijnella palmosa*, *Darwinula barabinskiensis*, *Cypriidea faveolata*, *C. consulata*, *C. planata* (Токарев и др., 2019б). Для стратотипа илекской свиты, расположенного в Чулымо-Енисейском бассейне, в последнее время установлен баррем-раннеальбский возраст (Лещинский и др., 2019), что позволяет сопоставлять раннемеловые отложения НЧП с терригенными отложениями ЮВ окраины Западно-Сибирской плиты.

Палеоцен, ненинская свита (P_{1nn})

Отложения ненинской свиты представлены субгоризонтально залегающими пластовыми телами серых каолиновых глин с прослоями и линзами кварцевых песков, гравийно-галечных отложений и бурых железняков. Основание разреза ненинской свиты повсеместно образовано пачкой галечных конгломератов и песчаников аллювиального генезиса. Галька представлена преимущественно кварцем и кварцитами. Максимальная неполная мощность свиты достигает 80 м, чаще составляя 20–30 м. Ненинская свита залегает на отложениях илесской свиты, перекрывая допозднемеловую кору выветривания, сформированную по породам илесской свиты. На СВ НЧП ненинская свита трансгрессивно залегает на эффузивах девона Горной Шории. В некоторых случаях отложения ненинской свиты перекрывают изолированные останцы нижнесреднеюрских пород, фиксируя следы допозднемелового размытия последних. Подошва отложений ненинской свиты полого погружается в сторону Баркинского надвига.

Возраст свиты установлен на Баркинском месторождении огнеупорных глин, где А.Н. Криштафовичем и П.А. Никитиным выделены и определены позднемеловые флора и пыльца верхнего мела – раннего палеогена, включая *Aquilapollenites asper*, *Proteacidites mollis*, *Triprojectus erassus* (Токарев и др., 2019а). В литературе часто принимается “позднемеловой (дат) – палеоценовый” возраст отложений свиты (Малолетко, 2008). После отнесения датского яруса к палеоцену (Стратиграфический кодекс, 1992; Gradstein et al., 2004; Стратиграфический кодекс России, 2006) данные о позднемеловом возрасте начала накопления ненинской свиты не валидны. На современных геологических картах принят палеоценовый возраст свиты (Федак и др., 2018). Формирование осадков ненинской свиты происходило за счет переотложения продуктов коры выветривания.

Неогеновые отложения

Неогеновые отложения мощностью до 70 м представлены толщей плотных коричневатокрасноватых или зеленоватосерых глин с линзами полимиктовых песков. Они приурочены к западной части НЧП, образуя полосу шириной до 15 км, с СВ поле их распространения ограничено Баркинским надвигом. Неогеновые отложения пространственно ассоциируют с мелпалеогеновыми, располагаясь вдоль СВ борта прогиба. Органические остатки в толще не обнаружены. Неогеновый возраст принят условно, из-за сходства с павлодарской свитой позднего миоцена–раннего плиоцена (Захаров и др., 1964; Федак и др., 2018).

Коры выветривания в разрезе НЧП

В пределах Неня-Чумышской впадины выделяются четыре эпохи: доюрская, дораннемеловая, меловая и мелпалеогеновая кора выветривания (Кужельный, 1979). Кора выветривания доюрского возраста устанавливается по перекрытию структурного элювия палеозойских пород юрскими отложениями. Переотложенные продукты доюрской коры выветривания установлены в виде прослоев желтых и белых глин в юрских отложениях Мунайского угольного месторождения НЧП (Рагозин, 1938). Дораннемеловый возраст коры выветривания устанавливается по налеганию на нее отложений илесской свиты готтерив-баррема (Захаров, Максимов, 1962). Илесская свита также содержит переотложенные продукты коры выветривания. Кора выветривания по терригенным породам илесской свиты нижнего мела отмечена в районе сел Караган и Солтон. Меловая кора выветривания развита по породам илесской свиты и перекрывается палеоценовыми отложениями ненинской свиты. Палеогеновая кора выветривания формируется по породам ненинской свиты (Кужельный, 1979).

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ НЧП

Современному рельефу НЧП приблизительно соответствует сквозное понижение, разделяющее низкотеррасы Салаира и Горной Шории, соединяющее равнинные территории Бийско-Чумышской возвышенности с Кузнецкой впадиной и называемое Неня-Чумышской котловиной (НЧК), или долом (рис. 4). Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Козырек надвига в рельефе выражен Кивдинской грядой, в пределах которой расположена высочайшая точка Салаира – гора Кивда (621 м).

В современной структуре НЧК распадается на две впадины, разделенные поперечными поднятиями – Сары-Чумышским валом (СЧВ) – и занятые речными долинами Нени и Чумыша (Малолетко, 2008). Южная впадина соответствует нижнему течению р. Неня. Длина этой впадины, которая может быть названа Ненинской, принятая по anomalously расширенному и заболоченному участку долины р. Неня, составляет ~30 км, ширина – 10 км. Расширение речных долин с заболоченными плоскими днищами рассматривается нами как признак некомпенсированного прогибания днищ впадин, освоенных речной сетью. Восточное замыкание впадины соответствует резкому изменению направления долины р. Неня с СВ на северное. Длинная ось впадины простирается в СВ направлении по азимуту 60° (азимут простирания НЧП по длинной оси поля распространения меловых отложений – 30°). Плоское днище впадины лежит

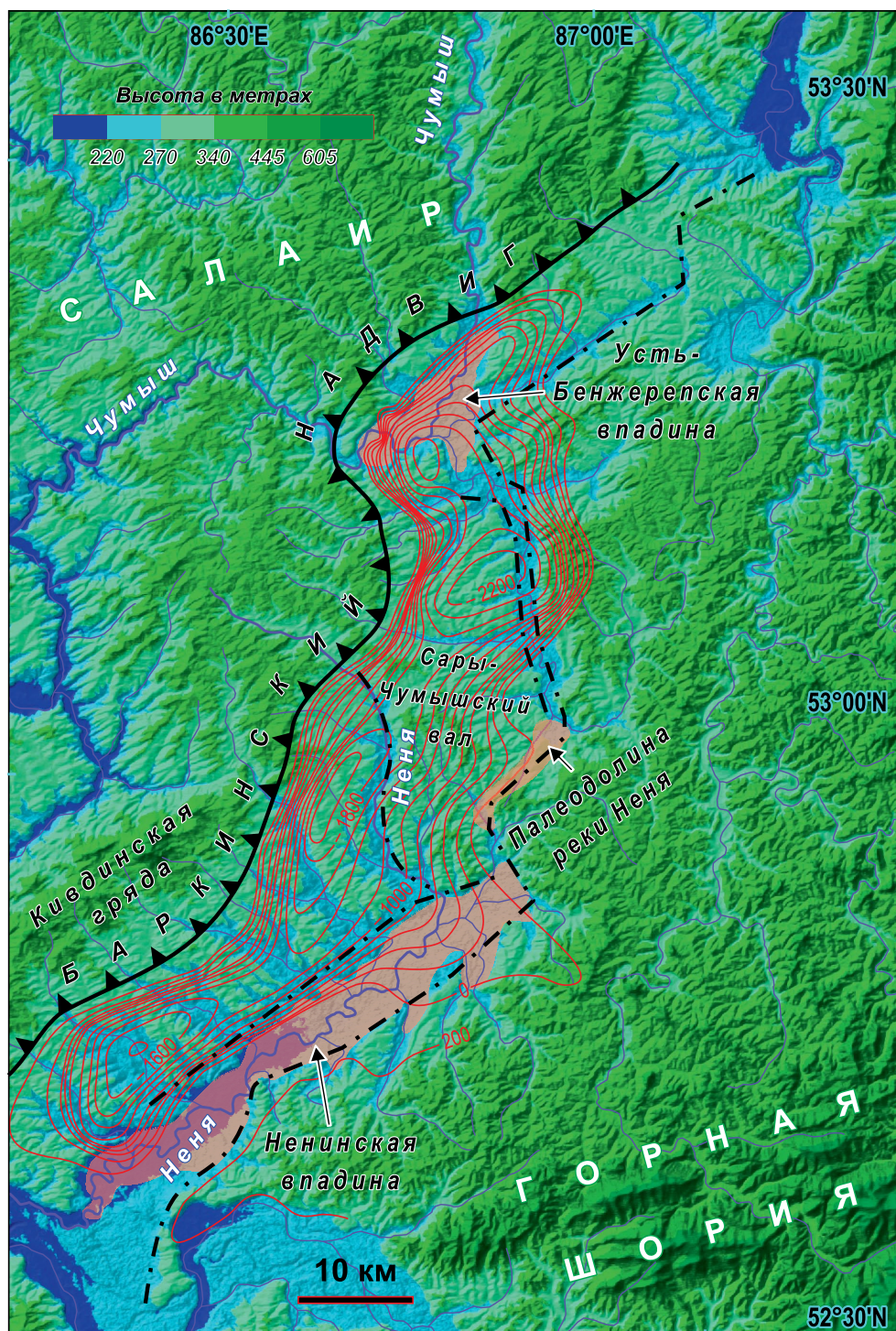


Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Салаирского кряжа и Горной Шории на цифровой модели рельефа.

Пунктирными линиями показаны неотектонические разломы, розовой заливкой – современные впадины. Розовыми линиями показаны изолинии поверхности палеозойского фундамента под НЧП.

Fig. 4. Structural-geomorphological map of the junction zone between Salair Ridge and Gornaya Shoria on the digital elevation model.

Dotted lines show neotectonic faults, pink shading shows modern depressions. The pink lines show the isolines of the Paleozoic basement surface under the NCB.

на высоте около 230 м над уровнем моря. Впадина расположена на ЮЗ краю НЧП в зоне выклинивания меловых отложений. Депоцентр НЧП проектируется на западный борт современной впадины. Западный борт впадины прорезан долинами правых притоков р. Неня – Караган, Солтонка, Уруна. Долины этих рек врезаны в неогеновые и меловые отложения, а в долине р. Караган даже выходят породы юрского возраста. В современной структуре наблюдается миграция депоцентра погружения в южном направлении.

Меридиональному отрезку течения р. Неня и водоразделу Нени и Сары-Чумыша соответствует поднятие СЧВ, представляющее собой неотектонический горст, в пределах которого р. Неня и ее притоки врезаются в меловые отложения прогиба (Малолетко, 2008). Водораздельная поверхность этого горстового поднятия лежит на высотах 300–350 м. Распространение лесной растительности подчеркивает границы приподнятого участка.

По данным (Малолетко, 2008), подошва палеоценовых отложений в пределах современной Ненинской впадины находится на высотах 189 м (скв. 43 у пос. Караган) и 186 м (скв. 38 у пос. Солтон), на СЧВ она приподнята до высоты 268 м, а в северной впадине в 2 км западнее пос. Сары-Чумыш эта же геологическая поверхность залегает на высоте 186 м, что позволяет оценить амплитуду поднятия СЧВ в 80 м. Толща неогеновых глин приподнята в пределах СЧВ относительно котловин. Ее присутствие на поднятом блоке и смещение ее подошвы указывают на неоген-четвертичный возраст данного поднятия.

На СВ приподнятого участка расположена вторая современная котловина, охватывающая небольшой участок долины р. Чумыш, где он принимает в себя левые притоки Бенжереп и Сары-Чумыш, а также довольно протяженный участок долины р. Сары-Чумыш. Данная впадина, называемая нами Усть-Бенжерепской, вытянута в СВ направлении по азимуту 35° на ≈22 км при ширине ≈4 км на замыканиях и до 10 км в средней части. Днище впадины, образованное расширенным и заболоченным участком долины р. Чумыш, подпруженным Баркинским надвигом, лежит на высоте 230–240 м.

Учитывая, что высотные отметки подошвы палеоценовых отложений и донных уровней современного рельефа идентичны в Ненинской и Усть-Бенжерепской впадинах, можно заключить, что они представляли собой единую депрессию, разделенную в четвертичное время поперечным поднятием субмеридионального СЧВ. Как было показано (Малолетко, 2008), воздымание СЧВ привело к разрыву речной системы р. Неня и перехвату ее верховий (рр. Мостовая и Кара-Чумыш) рекой Чумыш. Палеодолина р. Неня пересекает СЧВ, между истоками рр. Черный и Сары-Чумыш.

Неотектонический структурный ансамбль, включающий в себя Ненинскую и Усть-Бенжерепскую впадины и разделяющий их СЧВ, представляет собой сдвиговый структурный парагенез из приподнятых и опущенных блоков, приуроченных к изгибам и зонам сочленения активных сегментов сдвиговой зоны. Учитывая одинаковое значение высотных уровней в разделенных впадинах, можно предположить, что СЧВ является активной положительной структурой в зоне ограничивающего изгиба зоны правого сдвига. Таким образом, неотектонический структурный план характеризуется взбросовым поднятием Кивдинской гряды по Баркинскому надвигу, комбинированным с правосдвиговым смещением (правосторонняя транспрессия). Данный структурный парагенез соответствует сжатию в ССВ направлении.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НЧП

Пермский этап

Главные черты структурного рисунка региона были заложены в перми при надвигании Салаирской аллохтонной пластины на Кузнецкий прогиб (рис. 5а) в условиях закрытия Палеоазиатского океана и коллизии Казахстанского, Восточно-Европейского и Сибирского континентов (Зоненшайн и др., 1990; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012). С учетом смещения Салаирской пластины в СВ направлении ЮВ фланг пластины (где позднее будет заложен НЧП) должен был представлять собой правый торцовый сдвиг. Данный разлом мы предлагаем называть Алтае-Салаирским сдвигом (Жимулев и др., 2022).

Величина амплитуды надвига аллохтонной пластины Салаира является дискуссионной. В работе (Токарев и др., 2019а) на основании сопоставления девонских разрезов Присалаирской (Бачатско-Чумышской) фациальной зоны Кузнецкого прогиба с аналогичными разрезами СЗ Алтая (верховье р. Ануй) горизонтальная амплитуда надвига оценивается в 200–250 км. Это смещение компенсируется ороклинальным изгибом структур Салаира в южной части, а также складчатостью и смещением по другим разрывам. Однако часть этого смещения приходится на сдвиговую систему, отделяющую Салаир от Горного Алтая и Горной Шории. Резкие различия состава девонских отложений Салаира и Горной Шории свидетельствуют о существенных сдвиговых перемещениях между этими орогенами. Структурный рисунок Салаира, а также продолжение Аламбайской сутурной зоны Салаира в Каимском блоке Горного Алтая указывают на правосторонние смещения, точная оценка амплитуды которых затруднена ввиду широкого развития мезозойских и кайнозойских отложе-

тоидов жерновского комплекса в конце перми, наступил период тектонической стабильности, свидетельством которого служит доюрская кора выветривания.

Раннеюрский этап

Начало следующей тектонической активизации, по-видимому, следует датировать концом триаса (рис. 5б). На это указывают следующие факты: базальные горизонты юрских отложений в обрамляющих Салаир впадинах сложены галечными и валунно-галечными конгломератами (Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021), возраст их оценивается как геттанг-синемюрский (Бабин и др., 2007). Таким образом, уже в самом начале юры мы находим свидетельства разрушения горного рельефа, который, очевидно, должен был сформироваться ранее, в позднем триасе.

Морфологические особенности грабена в основании западной части НЧП определенно указывают на его формирование в зоне левого сдвига как пулл-апарт (сосдвигового) грабена (изолинии поверхности палеозойского фундамента на рис. 4). Субпараллельные борта грабена, имеющие ступенчатую форму в плане, позволяют “закрыть” грабен правосторонним смещением на 17–20 км вдоль сдвига. При этом истинная амплитуда сдвига значительно меньше этого кажущегося смещения и может быть оценена как сумма горизонтальных амплитуд смещений по листрическим сбросам, ограничивающим грабен с юга-востока, согласно методике, использованной для Каратау-Талассо-Ферганского сдвига (Алексеев и др., 2017). Вероятно, амплитуда сдвига лежит в интервале сотни м – первые км.

Раскрытие юрского бассейна было связано с мезозойской реактивацией древнего разлома: пермский правый сдвиг преобразовался в ранней юре в левый сдвиг. В раннеюрское время в зоне НЧП, вероятно, существовал узкий и глубокий пресноводный озерный водоем, подобный Телецкому озеру Горного Алтая (Dehandschutter et al., 2002) или юрскому Ферганско-Яркентскому прогибу в зоне Талассо-Ферганского разлома (De Pelsmaeker et al., 2018). В это время в Солотонском грабене накапливались ритмично-слоистые грубообломочные терригенные осадки, вероятно представлявшие собой пресноводные турбидиты и отложения фан-дельта. По мере заполнения бассейна осадками и затухания терригенного сноса безугольный разрез сменился угленосным с преобладанием мелкозернистых песчаников. Кивдинская гряда представляла собой приподнятый блок, служивший главным источником обломочного материала: с него сносились продукты размыва коры выветривания и обломки кварцитов (Вдовин, 1976). Левый сдвиг СВ простирания мог образоваться при сжатии в суб-

меридиональном направлении. В то же время при создании структурно-кинематической модели раннеюрской тектонической активизации региона следует учитывать, что Салаир был приподнят над окружающими впадинами более чем на 1 км (Вдовин, 1976), а пермские надвиги, по крайней мере на севере и СВ Салаира, реактивированы как надвиги и взбросы. В качестве сценария, объясняющего наблюдаемую кинематическую картину раннеюрского времени, можно предположить вращательное движение Салаирской пластины по часовой стрелке при общем субмеридиональном сжатии сложной мозаики тектонических блоков. С этим предположением хорошо согласуется форма глубокого грабена в основании НЧП. Она имеет не ромбовидную форму, характерную для простых пулл-апарт бассейнов, а представляет эшелонированную систему грабенов и разделяющих их поднятий, подобную Байкальской рифтовой системе, геометрия которой связывается с вращательным движением Сибирской платформы и активизацией сдвиговых разломов в ее складчатом обрамлении (Метелкин, 2012). Средняя и поздняя юра в западной части АССО и Казахстане была периодом затухания тектонических процессов, свидетельством чего является повсеместное уменьшение размерности обломочного материала юрских терригенных отложений (Башарина, 1975; Бувалкин, 1978; Le Heron et al., 2008).

Раннемеловой этап

Следующая реактивация, отраженная в осадочной летописи и структуре НЧП, произошла в раннем мелу (готтерив–баррем) после длительного периода денудации и формирования домеловой коры выветривания. В раннем мелу сдвиговый разлом на южном фланге Салаира был реактивирован как надвиг (Баркинский надвиг), а НЧП был преобразован из пулл-апарт в односторонний форландовый прогиб, что выразилось, в частности, в расширении бассейна (рис. 5в). Основная фаза надвигания приходится на ранний мел – время накопления мощной терригенной последовательности илекской свиты. Закономерное увеличение мощности илекской свиты по направлению к Баркинскому надвигу указывает на синтетектонический характер накопления последней. В это же время произошла реактивация пермского Томского надвига, ограничивающего Колывань-Томскую складчатую зону (КТСЗ) с юга и также имеющего СВ простирание. По Томскому надвигу палеозойские комплексы КТСЗ были надвинуты на нижнесреднеюрское осадочное выполнение Доронинской впадины (Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021). Надвиговые смещения вдоль разломов СВ простирания указывают на СЗ сжатие во время раннемеловой активизации.

Палеоценовый этап

В позднемеловое и кайнозойское время амплитуда тектонических движений уменьшается, а Баркинский надвиг испытывает неоднократную реактивацию. Он контролирует области накопления палеоценовых отложений ненинской свиты и неогеновых глин и выражен в современном рельефе. Отложение осадков ненинской свиты в палеоцене связано с переотложением продуктов коры выветривания, что может интерпретироваться как результат слабой тектонической дифференциации существовавшего длительное время выровненного рельефа. Несогласное залегание ненинской свиты на илекской и непосредственно на девонских вулканитах указывает на тектоническую перестройку бассейна. Структурно-кинематический характер данной активизации не определен. Можно только сказать, что НЧП продолжал развиваться как отрицательная морфоструктура, в пределах которой сохранялись зоны осадконакопления на фоне регионального господства процессов выветривания и денудации, а также отметить невысокую интенсивность тектонических процессов в указанном интервале времени.

Неоген-четвертичный этап

Выражением неоген-четвертичных тектонических движений является рельеф района (см. рис. 4). На неотектоническом этапе произошла реактивация дугообразных палеозойских разломов, ограничивающих Салаирский аллохтон (Новиков и др., 2022). Геоморфологические особенности свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП. Всяческое крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Вертикальная амплитуда четвертичных тектонических движений в районе составляет 50–100 м. Характер речных долин меняется при пересечении ими Баркинского надвига: в лежащем крыле это расширения, занятые заболоченной поймой, в всяческом крыле – узкие долины с крутыми бортами. Возраст поднятия СЧВ снизу ограничен накоплением неогеновой толщи, приподнятой в пределах вала. Учитывая большое количество данных о раннечетвертичном поднятии Салаирского кряжа (Новиков и др., 2019), можно предположить, что СЧВ как морфоструктура имеет раннечетвертичный возраст. Форма Неня-Чумышской котловины в общих чертах соответствует форме одноименного мезозойского прогиба. Поднятие СЧВ указывает на сдвиговый характер деформаций, а поднятие Кивдинской гряды – на надвиговой. Современная кинематическая обстановка интерпретируется нами как правосторонняя транспрессия.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭТАПОВ СЕДИМЕНТАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НЧП С РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

В последние десятилетия при помощи методов низкотемпературной геохронологии получен большой массив термохронологических датировок пород домезозойского фундамента разных регионов Центральной Азии и Сибири. Наибольшее количество датировок получено трековым методом по апатиту. Согласование термохронологических и геологических данных об импульсах внутриконтинентальной тектонической активности представляется важной задачей.

Позднетриасово-раннеюрские трековые возрасты пород фундамента редки для юга Сибири, так как термическая история этого времени в значительной мере стерта более молодыми событиями. Между тем позднетриасово-раннеюрский этап быстрой эксгумации пород уверенно реконструируется при моделировании термических историй наиболее древних образцов, отобранных на доорогенной равнинной поверхности в ряде регионов Средней Азии (Jolivet et al., 2007; De Grave et al., 2011a, b; Glorie, De Grave, 2016; Morin et al., 2019). Позднетриасовый этап быстрого охлаждения является при трековом датировании детритового апатита из юрских осадочных отложений Центральной Азии (Nachtergaele et al., 2018; Chen et al., 2020). В НЧП раннеюрская эпоха денудации соответствует раскрытию Солтонского грабена и накоплению глушинской свиты.

Раннемеловые трековые возрасты апатита наиболее широко распространены на юге Сибири и в Центральной Азии и характерны для большей части поверхности доорогенного пенеплена вне зон динамического воздействия главных разломов фундамента. Моделирование термической истории также практически повсеместно указывает на эпоху позднеюрско-раннемеловой быстрой эксгумации (De Grave et al., 2011b, 2014; Аржанникова и др., 2013; Tang et al., 2015; Glorie, De Grave, 2016; Nachtergaele et al., 2018; Chen et al., 2020; Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021). Если позднетриасово-раннеюрский этап в Средней Азии проявлен сильнее, чем на юге Сибири, то для позднеюрско-раннемелового наблюдается обратная ситуация. В ряде районов Тянь-Шаня меловой этап не выражен (Morin et al., 2019; см. также ссылки в этой работе), в то время как на юге Сибири раннемеловой этап подъема в большинстве случаев представляет собой наиболее древнее реконструируемое термальное событие. На юге Западной Сибири раннемеловой

вой этап быстрой эксгумации пород фундамента (140–130 млн лет назад) реконструируется для гранитоидов КТСЗ (Жимулев и др., 2021; Vetrov et al., 2021). Структурным выражением этих событий является позднемезозойская активизация палеозойского Томского надвига, по которому палеозойские породы КТСЗ надвинуты на юрские отложения Доронинской впадины (Гутак, 2021; Жимулев и др., 2021). Геологические методы позволяют датировать эту реактивацию только в очень широком диапазоне – между средней юрой и поздним мелом. В НЧП возраст тектонической активизации Баркинского надвига определяется возрастом илекской свиты (~140–110 млн лет), область седиментации которой контролировалась данным разломом. В геологической летописи позднеюрско-раннемеловой этап выражен крупным несогласием и длительным перерывом осадконакопления. Коррелятные обломочные отложения для данного этапа представлены илекской свитой, мощность которой в Чулымо-Енисейской впадине превышает 740 м.

Поздний мел и палеоцен–эоцен является эпохой тектонической стабильности и образования кор выветривания. Накопление в раннем палеогене глинистых красноцветных толщ, представляющих собой переотложенную кору выветривания (коктурпакская свита и ее аналоги Северного Тянь-Шаня, карачумская свита Чуйской впадины Горного Алтая и т. д.), является индикатором некоторой вертикальной дифференциации рельефа. К позднему мелу, согласно имеющимся палеомагнитным данным, прекращаются смещения по внутриконтинентальным сдвигам региона, фиксируемые данным методом (Метелкин, 2012). Между тем в последние годы появляется все больше термохронологических данных о позднемеловом–раннепалеогеновом эпизоде быстрого охлаждения пород фундамента. Данный этап выявлен для Восточного Казахстана, Горного и Рудного Алтая и Тувы (De Pelsmaecker et al., 2015; Glorie et al., 2019; Vetrov et al., 2020; Gillespie et al., 2021). Трековые датировки этого возраста и импульсы быстрого подъема и охлаждения пород в данном интервале фиксируются по образцам, отобраным вблизи разломных зон регионального масштаба. В отличие от раннемеловых датировок, встречающихся повсеместно на доорогенных пенепплах, позднемеловые приурочены к активизированным разломам или же, как, например, в современных высокогорных районах Тянь-Шаня, к глубоким ущельям и нижним частям тектоногенных уступов (Glorie, De Grave, 2016; Glorie et al., 2019; Chen et al., 2020; Gillespie et al., 2021). Палеоценовый импульс денудации соответствует времени накопления ненинской свиты НЧП.

СООТНОШЕНИЕ ЭТАПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НЧП И КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА ОКРАИНАХ ЕВРАЗИИ

После формирования покровной структуры Салаира в перми в результате закрытия Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990; Buslov et al., 2004; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012) регион испытал ряд тектонических перестроек, нашедших отражение в изменении характера осадконакопления НЧП. Внутриконтинентальная тектоническая динамика рассматривается нами в рамках представлений о дальнейшем воздействии коллизионных событий, происходивших на окраинах континента, на неоднородную по возрасту, составу и тектоническому строению земную кору ЦАСП (Molnar, Tapponnier, 1975). Позднетриасово-раннеюрский импульс внутриконтинентального орогенеза большинством исследователей связывается с закрытием океана Палеотетиса и столкновением серии континентальных “киммерийских” блоков, наиболее крупным из которых является Цайтанг (Qiangtang), с южной окраиной Евразии (Sengor, 1979; Metcalfe, 2021). Также в это время происходит коллизия Бадахшанского блока и образуются складчато-покровные сооружения Памира (Robinson, 2015). В западном секторе ЦАСП киммерийская орогения связывается с коллизией Иранской плиты с Евразией (Zanchi et al., 2016). Данная коллизия привела к формированию горного рельефа на территории современной Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири в обстановке субмеридионального сжатия. Одним из ее результатов стала реактивация палеозойских сдвиговых систем Центральной Азии (Алексеев и др., 2017; De Pelsmaecker et al., 2018) и сдвига, отделяющего Салаир от Алтая и Горной Шории, – Алтае-Салаирского разлома. В результате сдвигового смещения по разлому произошло раскрытие глубокого приразломного грабена, выполненного отложениями глушинской свиты. Существует также интерпретация раннеюрской тектонической активизации как эпизода растяжения (Jolivet, 2015; Morin et al., 2020), однако почти полная амагматичность юрского этапа свидетельствует в пользу модели коллизионного сжатия.

Раннемеловой этап внутриконтинентального орогенеза связывается с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и столкновением Северо-Китайского континента с Евразией (Yang et al., 2015; Jolivet et al., 2017; Arzhannikova et al., 2022). Данная коллизия развивалась с поздней юры (на западе) до раннего мела (на востоке), с ней связана тектоническая активизация Южной Сибири (Боголепов, 1967; Башарина и др., 1974; Jolivet et al., 2017). С учетом взаимного расположения рассматриваемого региона и Северо-Китайского кон-

тинента коллизионное сжатие должно было иметь СЗ направление, что и привело к преобразованию сдвигового разлома в надвиг, а НЧП из присдвигового бассейна (pull-apart) – в принадлежковый (форландовый). Надвиговые смещения по разломам СВ простирания свидетельствуют, что тектоника региона определялась в это время в первую очередь закрытием Монголо-Охотского океана, а не позднеюрско-раннемеловыми коллизионными событиями на южной окраине Евразии, такими как коллизия блока Лхаса (Kapp et al., 2007; Zhu et al., 2016).

Интерпретация причин позднемеловых и раннепалеогеновых тектонических событий в Центральной Азии и Южной Сибири в настоящее время затруднена низкой интенсивностью этих тектонических движений, недостаточно точным датированием отложений указанного интервала, а также неопределенностью геодинамического сценария развития южной окраины Евразии (Kapp et al., 2007; Hinsbergen van et al., 2012; Zhu et al., 2016; Searle, 2019). Достаточно сказать, что время коллизии блока Лхаса разными исследователями определяется в широком интервале – от средней юры до позднего мела (Zhu et al., 2016).

В последние годы импульс мелового подъема пород вдоль крупных разломных зон Средней Азии связывается с процессами задугового растяжения в результате смещения зон субдукции (roll-back) в Мезотетисе (Glorie et al., 2019; Gillespie et al., 2021). С нашей точки зрения, подобная интерпретация обоснована для позднемелового этапа, так как в Центральной Азии и Южной Сибири отсутствуют мощные толщи позднемеловых обломочных отложений, которые должны были бы сформироваться при эксгумации в условиях сжатия и денудации орогена. При эксгумации в режиме растяжения (extension unroofing) возможна тектоническая денудация без эрозии и переотложения фронтальных частей тектонических покровов. Раннемеловой этап денудации связан с обстановкой сжатия в зоне Монголо-Охотской коллизии, на что указывают реактивация надвигов северо-восточного простирания и накопление мощных обломочных толщ раннемелового–сеноманского возраста в чехле Западно-Сибирской плиты. Раннемеловые датировки характерны для неактивизированных частей пенепплена Южной Сибири (Glorie, De Grave, 2016) и рассматриваются как результат пенеппленизации последней срезанной эрозией горной страны. Позднемеловой–раннепалеогеновый этап тектонического подъема проявлен главным образом вблизи разломов регионального масштаба.

Палеоценовый этап обычно связывается с реакцией на начало Индо-Австралийской коллизии. Однако возраст столкновения Индийского субконтинента с Азиатской окраиной Евразии принимается раннеэоценовым (≈ 50 млн лет (Searle, 2019)), а время накопления комплекса красноцветных осадков

определяется в довольно широком интервале – конец мела–эоцен, поэтому геодинамическая интерпретация раннепалеогеновой активизации представляется открытым вопросом. Позднеолигоценовый рубеж (≈ 25 млн лет), повсеместно знаменующий начало неотектонической активизации ЦАСП, не фиксируется в структурах и отложениях НЧП. Возможно, с этим этапом связано накопление неогеновых глин в осевой части прогиба и реактивация Баркинского надвига, контролирующего конфигурацию поля распространения неогеновой толщи. Плиоцен-четвертичный этап привел к подъему Салаирского кряжа и формированию современной орографической структуры района, в том числе СЧВ, разделившего НЧК на две впадины. По геологическим и геохронологическим данным, этот этап проявился как кратковременное одноактное орогеническое событие 1–2 млн лет назад (Novikov, Sokol, 2007; Новиков, Сокол, 2009; Новиков и др., 2019). Неоген-четвертичный структурный план в общих чертах наследует более древние структуры: происходят реактивация Баркинского надвига, оформление НЧП как отрицательной морфоструктуры. Мелкие детали неотектонического ансамбля являются новообразованными: это смещение областей погружения в южную часть прогиба и формирование СЧВ. Раннечетвертичный тектонический этап также проявлен на огромных территориях Центральной Азии формированием грубообломочных сероцветных моласс. По мнению большинства исследователей, данный этап связывается с субмеридиональным сжатием в зоне влияния Индо-Евразийской коллизии, однако причины его четкой обособленности во времени неизвестны.

ВЫВОДЫ

Неня-Чумышский прогиб – длительно и прерывисто развивавшийся внутриконтинентальный осадочный бассейн, приуроченный к зоне регионального разрывного нарушения, отделяющего Салаир от структур Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого прогиба, – Алтае-Салаирского разлома (Жимулев и др., 2022). Осадочное выполнение бассейна может рассматриваться как летопись тектонических движений западной части АССО на внутриконтинентальном этапе развития, охватывающем мезозой и кайнозой. Образованный в перми Алтае-Салаирский разлом представлял собой правый сдвиг, ограничивающий с юга Салаирскую аллохтонную пластину. Амплитуда правосдвигового смещения по разлому в перми, вероятно, составляла около 200 км. Тектоническая активизация каждый раз приводила к перестройке бассейна. При анализе тектонической истории НЧП выделяются раннеюрский, раннемеловой, мел-палеогеновый и неоген-четвертичный тектонические этапы. Наибольшее значение имеют первые два этапа.

В ранней юре разлом был реактивирован как левый сдвиг с амплитудой до нескольких км. В ранней-средней юре в зоне разлома был заложен узкий пулл-апарт бассейн – Солтонский грабен, выполненный толщей юрских континентальных обломочных отложений мощностью до 2 км (глушинская свита).

В раннемеловое время в результате изменения поля напряжений сдвиговый разлом, ограничивавший юрский осадочный бассейн, был реактивирован как Баркинский надвиг, перед фронтом которого накапливались отложения илекской свиты готтерив-барремского возраста. В раннемеловое время НЧП развивался как принадвиговый бассейн клиновидной формы, а палеозойские породы Салаира были надвинуты на нижнемеловые осадки прогиба. Вертикальная амплитуда смещения по Баркинскому надвигу превышала 450 м (Токарев и др., 2019б). В позднем мелу–палеоцене НЧП подвергся тектонической реактивации малой интенсивности, проявившейся в накоплении отложений ненинской свиты.

Формирование неотектонической структуры НЧП, включая формирование СЧВ и Кивдинской гряды, произошло в раннечетвертичное время. Неотектоническая структура НЧП наследует более древний структурный план в общих чертах, но отличается в деталях. Вертикальная амплитуда четвертичных движений составляет ≈ 100 м.

Общий структурный план региона, определивший структурно-кинематический характер последующих реактиваций, был сформирован в перми в результате закрытия Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990; Buslov et al., 2004; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012). Раннеюрский этап реактивации обусловлен закрытием Палеотетиса и коллизией Киммерийских блоков с южной окраиной Евразии (Sengor, 1979; Metcalfe, 2021), раннемеловой – закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Северо-Китайского континента с юго-восточной окраиной Евразии (Yang et al., 2015; Arzhannikova et al., 2022).

Благодарности

Авторы благодарны Е.С. Жимулевой за помощь в подготовке рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. (1974) Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 168 с.
- Адаменко О.М. (1976) Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 184 с.
- Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. (2017) Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань). *Геотектоника*, (2), 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0016853X17020023>
- Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. (2013) Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне. *Геология и геофизика*, **54**(7), 894–905.
- Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Булычев А.В., Радюкевич Н.М., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Шипов Р.В., Сулова С.В., Сазонов В.А., Юрьева В.В., Хлебникова Т.В., Кондрашова А.К., Тереха Н.Ф. (2007) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (3-е поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист N-45 Новокузнецк. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 665 с.
- Башарина Н.П. (1975) Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей (геологические формации и структура). Новосибирск: Наука, 124 с.
- Башарина Н.П., Боголепов К.В., Ермиков В.Д., Заболотский Е.М. (1974) Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 77 с.
- Беляев В.И., Нечаев В.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснит. записка. Новосибирск, 275 с.
- Беляев С.Ю., Сенников Н.В., Букреева Г.Ф., Зайцев А.И., Клец А.Г., Филонов А.В. (2005) Пликативная тектоника подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Степной Алтай) и структурные предпосылки нефтегазоносности. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (7), 18–26.
- Боголепов В.К. (1967) Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 328 с.
- Бувалкин А.К. (1978) Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 164 с.
- Вдовин В.В. (1976) Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 270 с.
- Гутак Я.М. (2021) Становление структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (мезозойский этап). *Геосферн. исследования*, (1), 123–129. <https://doi.org/10.17223/25421379/18/10>
- Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Новиков И.С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С.А., Де Гравэ И. (2021) Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита. *Геология и геофизика*, **62**(9), 1227–1245. <https://doi.org/10.15372/GiG2020151>
- Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В., Потапов В.В., Новиков И.С., Котляров А.В. (2023) Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Салаира и Горной Шории (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) по результатам магнитотеллурического зондирования. *Геология и геофизика*, **64**(5), 674–690.

- <https://doi.org/10.15372/GiG2022135>
- Захаров А.П., Захаров В.А., Кузьмин Ю.В. (1964) Государственная геологическая карта СССР. М-6 1:1 200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XXVII. Объяснит. записка. М.: Недра, 88 с.
- Захаров А.П., Максимов И.П. (1962) Меловые и кайнозойские отложения Неня-Чумышского прогиба. *Вестн. ЗСГУ и НТГУ*, (3), 1-10.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 т. М.: Недра, 325 с.
- Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. (1999) Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае. *Докл. РАН*, **366**(5), 669-671.
- Кужельный Н.М. (1979) Неня-Чумышская впадина. *Коры выветривания Сибири. Формации коры выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области*. М.: Недра, 221 с.
- Лещинский С.В., Файнгерц А.В., Иванцов С.В. (2019) Большой Илек – стратотип илекской свиты нижнего мела и новое местонахождение динозавровой и мамонтовой фаун юго-востока Западной Сибири. *Докл. АН*, **488**(5), 513-516. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524885513-516>
- Малолетко А.М. (1972) Палеогеография предальтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Национ. исслед. Томск. гос. ун-т, 230 с.
- Малолетко А.М. (2008) Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Национ. исслед. Томск. гос. ун-т, 288 с.
- Метелкин Д.В. (2012) Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: СО РАН, 460 с.
- Новиков И.С. (2004) Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 312 с.
- Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. (2019) Геологическая история и рельеф Северо-Западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое. *Геология и геофизика*, **60**(7), 988-1003. <https://doi.org/10.15372/GiG2019054>
- Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В. (2022) Нео-тектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов. *Геология и геофизика*, **63**(1), 3-19. <https://doi.org/10.15372/GiG2021113>
- Новиков И.С., Сокол Э.В. (2009) Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование. *Геоморфология*, **3**, 77-93.
- Первухин О.В. (2009) Геологическое строение и характеристика угленосности восточной окраины Неня-Чумышской впадины на примере Мунайского месторождения и Шабуровского проявления бурых углей. *Природные ресурсы Горного Алтая*, (10), 1-6.
- Рагозин Л.А. (1936) Геологический очерк района трассы Ачинск–Енисейск. Томск: Изд-во ЗСГТ, 47 с.
- Рагозин Л.А. (1938) Мунайский бурогольный район. *Вестн. ЗСГУ*, (5), 37-50.
- Сенников Н.В., Конторович А.Э. (2003) Оценка перспектив нефтегазоносности территории Алтайского края. Отчет по договору № 55-02 в 3 кн. и 1 папке. Новосибирск: Геол. фонды ИНГТ СО РАН, 216 с.
- Стратиграфический кодекс. (1992) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 120 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 95 с.
- Токарев В.Н., Шатилова Г.А., Котик О.П. (2019а) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XIV (Гурьевск). М.: Моск. фил. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 233 с.
- Токарев В.Н., Юрьев А.А., Косякова Л.Н., Глаас Г.А. (2019б) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 195 с.
- Федак С.И., Гусев А.И., Туркин Ю.А., Русанов Г.Г., Карабицына Л.П., Поважук Г.А. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Изд-е 2-е. Сер. Горно-Алтайская. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Объяснит. записка. М.: Моск. филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 140 с.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. (2022) Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin. *Geosci. Front.*, **13**(1), 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>
- Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N. (2004) Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia. *Gondw. Res.*, **7**(3), 791-808. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71064-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71064-9)
- Chen Y., Wang G., Kapp P., Shen T., Zhang P., Zhu C., Cao K. (2020) Episodic exhumation and related tectonic controlling during Mesozoic in the Eastern Tian Shan, Xinjiang, northwestern China. *Tectonophysics*, **796**, 228647. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228647>
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. (2010) Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian–Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **295**(1-2), 307-322. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.008>
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. (2007) Meso-Cenozoic Evolution of Mountain Range – Intramontane Basin Systems in the Southern Siberian Altai Mountains by Apatite Fission-Track Thermochronology. *Thrust Belts and Foreland Basins*. (Eds O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, J. Vergés). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 457-470. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_24
- De Grave J., De Pelsmaecker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. (2014) Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region. *Tectonophysics*, **621**, 44-59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.039>
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den haute P. (2011a) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondw. Res.*, **20**(4), 745-763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.011>
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. (2011b) Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau base-

- ment (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins: Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau crystalline basement. *Terra Nova*, **23**(4), 248-256. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01006.x>
- De Pelsmaecker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. (2015) Late-Paleozoic emplacement and Mesozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. *Tectonophysics*, **662**, 416-433. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014>
- De Pelsmaecker E., Jolivet M., Laborde A., Poujol M., Robin C., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Glorie S., De Clercq S., Batalev V.Yu., De Grave J. (2018) Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses. *Gondw. Res.*, **54**, 180-204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.09.004>
- DeCelles P.G., Giles K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**(2), 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Dehandschutter B., Vysotsky E.M., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V., Batist M. (2002) Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai). *Tectonophysics*, **351**(1-2), 139-167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00129-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00129-4)
- Dobretsov N., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N., Ermikov V. (1996) Meso and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes. *Int. Geol. Rev.*, **38**(5), 430-466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
- Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Zhimulev F., Gurevich D., Danišik M., Collins A.S. (2021) Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan. *J. Geol. Soc.*, **178**(6), jgs2020-121. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-121>
- Glorie S., De Grave J. (2016) Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology. *Geosci. Front.*, **7**(2), 155-170. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.04.003>
- Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., Jepson G., Danišik M., Zhimulev F.I., Gurevich D., Zhang Z., Song D., Xiao W. (2019) Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U-Th)/He thermochronology. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2153-2166. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.005>
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes: J. Int. Geosci.*, **27**(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>
- Hinsbergen D. van, Lippert P., Dupont-Nivet G., McQuarrie N., Doubrovine P., Spakman W. (2012) Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **109**(20), 7659-64. <https://doi.org/10.1073/pnas.1117262109>
- Jolivet M. (2015) Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis. *Spec. Publ.*, **427**(1), 19-55. <https://doi.org/10.1144/SP427.2>
- Jolivet M., Arzhannikova A., Frolov A., Arzhannikov S.G., Kulagina N., Akulova V., Vassallo R. (2017) Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Transbaikalian basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny. *Bull. Soc. Geol. France*, **188**(1-2), 101-118. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017010>
- Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Chauvet A., Arnaud N., Vicente R. De, Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Sue C., Arzhannikova A., Arzhannikov S. (2007) Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, **35**(10), 871-874. <https://doi.org/10.1130/G23758A.1>
- Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. (2007) Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **119**(7-8), 917-933. <https://doi.org/10.1130/B26033.1>
- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. (2008) Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sediment. Geol.*, **208**(1-2), 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.001>
- Metcalf I. (2021) Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia. *Gondw. Res.*, **100**, 87-130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.012>
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, **189**(4201), 419-426.
- Morin J., Jolivet M., Barrier L., Laborde A., Dautheil O. (2019) Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **177**(2), 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.03.011>
- Morin J., Jolivet M., Shaw D., Bourquin S., Bataleva E. (2020) New sedimentological and palynological data from the Yarkand-Fergana Basin (Kyrgyz Tian Shan): Insights on its Mesozoic paleogeographic and tectonic evolution. *Geosci. Front.*, **12**(1), 183-202. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.010>
- Nachtergaele S., De Pelsmaecker E., Glorie S., Zhimulev F., Jolivet M., Danišik M., Buslov M.M., De Grave J. (2018) Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology. *Geosci. Front.*, **9**(5), 1495-1514. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.007>
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007) Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrol. Sinica*, **23**(7), 1561-1572.
- Robinson A.C. (2015) Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. *J. Asian Earth Sci.*, **102**, 170-179. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.09.012>
- Searle M.P. (2019) Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India-Asia collision in the Himalaya. *Spec. Publ.*, **483**(1), 19-37. <https://doi.org/10.1144/SP483.8>
- Sengor A.M.C. (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, **279**, 590-594.
- Tang W., Zhang Z., Li J., Li K., Luo Z., Chen Y. (2015) Mesozoic and Cenozoic uplift and exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from apatite fission track analysis. *Geosci. Front.*, **6**(4), 617-625. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.006>

- Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P. (2020) Tectonic history of the south Tannuol fault zone (Tuva region of the Northern Central Asian orogenic belt, Russia): constraints from multi-method geochronology. *Minerals*, **10**(1), 56. <https://doi.org/10.3390/min10010056>
- Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. (2021) Tectonic evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): evidence from apatite fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement. *Minerals*, **11**(6), 604. <https://doi.org/10.3390/min11060604>
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altaiids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Sci. Rev.*, **113**(3-4), 303-341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.001>
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc.*, **164**(1), 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Yang Y.-T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S. (2015) A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous. *Gondw. Res.*, **28**(3), 1096-1116. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.010>
- Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M. (2016) Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. *Gondw. Res.*, **38**(1), 149-170. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.008>
- Zhu D.-C., Li S.-M., Cawood P.A., Wang Q., Zhao Z.-D., Liu S.-A., Wang L.-Q. (2016) Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, **245**, 7-17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.023>
- Savina Zh.N., Egorov A.S., Shor G.M., Alekseenko V.D., Bulychiev A.V., Radyukevich N.M., Nikolaeva L.S., Bogomolov V.P., Shipov R.V., Suslova S.V., Sazonov V.A., Yur'eva V.V., Khlebnikova T.V., Kondrashova A.K., Tereda N.F. (2007) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (3rd generation). Altai–Sayan series. Sheet N-45 Novokuznetsk. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 665 p. (In Russ.)
- Basharina N.P. (1975) Mesozoic depressions of the Altai-Sayan and Kazakh folded regions (geological formations and structure). Novosibirsk, Nauka Publ., 124 p. (In Russ.)
- Basharina N.P., Bogolepov K.V., Ermikov V.D., Zabolotskii E.M. (1974) An essay on Mesozoic tectonics of the Central Asian folded belt. Novosibirsk, Nauka Publ., 77 p. (In Russ.)
- Belyaev V.I., Nechaev V.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-VII (Toguchin). Explanatory note. Novosibirsk, 275 p. (In Russ.)
- Belyaev S.Yu., Sennikov N.V., Bukreeva G.F., Zaitsev A.I., Klets A.G., Filonov A.V. (2005) Plicative tectonics of the sole of the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover of the southeastern part of the West Siberian geosyncline (Steppe Altai) and structural prerequisites of oil and gas potential. *Geology. Geologiya, Geofizika i Razrabotka Neftnyanykh i Gazovykh Mestorozhdenii*, (7), 18-26. (In Russ.)
- Bogolepov V.K. (1967) Mesozoic tectonics of Siberia. Moscow, Nauka Publ., 328 p. (In Russ.)
- Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N. (2004) Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia. *Gondw. Res.*, **7**(3), 791-808. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71064-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71064-9)
- Buvalkin A.K. (1978) Jurassic deposits of East Kazakhstan. Alma-Ata, Nauka KazSSR, 164 p. (In Russ.)
- Chen Y., Wang G., Kapp P., Shen T., Zhang P., Zhu C., Cao K. (2020) Episodic exhumation and related tectonic controlling during Mesozoic in the Eastern Tian Shan, Xinjiang, northwestern China. *Tectonophysics*, **796**, 228647. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228647>
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. (2010) Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **295**(1-2), 307-322. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.008>
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. (2007) Meso-Cenozoic Evolution of Mountain Range – Intramontane Basin Systems in the Southern Siberian Altai Mountains by Apatite Fission-Track Thermochronology. *Thrust Belts and Foreland Basins*. (Eds O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, J. Vergés). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 457-470. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_24
- De Grave J., De Pelsmaecker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. (2014) Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region. *Tectonophysics*, **621**, 44-59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.039>
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den haute P. (2011a) The thermo-tectonic history

REFERENCES

- of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondw. Res.*, **20**(4), 745-763. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.011>
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. (2011b) Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins: Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau crystalline basement. *Terra Nova*, **23**(4), 248-256. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01006.x>
- De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. (2015) Late-Paleozoic emplacement and Mesozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. *Tectonophysics*, **662**, 416-433. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014>
- De Pelsmaeker E., Jolivet M., Laborde A., Poujol M., Robin C., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Glorie S., De Clercq S., Batalev V.Yu., De Grave J. (2018) Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses. *Gondw. Res.*, **54**, 180-204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.09.004>
- DeCelles P.G., Giles K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**(2), 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Dehanschutter B., Vysotsky E.M., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V., Batist M. (2002) Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai). *Tectonophysics*, **351**(1-2), 139-167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00129-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00129-4)
- Dobretsov N., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N., Ermikov V. (1996) Meso and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes. *Int. Geol. Rev.*, **38**(5), 430-466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
- Fedak S.I., Gusev A.I., Turkin Yu.A., Rusanov G.G., Karabitsyna L.P., Povazhuk G.A. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. 2 ed. Gorno-Altayskaya series. Sheet N-45-XXXIII (Krasnogorskoe). Explanatory note. Moscow, Moscow branch of FSB "VSEGEI", 140 p. (In Russ.)
- Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Zhimulev F., Gurevich D., Danišik M., Collins A.S. (2021) Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan. *J. Geol. Soc.*, **178**(6), jgs2020-121. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-121>
- Glorie S., De Grave J. (2016) Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology. *Geosci. Front.*, **7**(2), 155-170. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.04.003>
- Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., Jepson G., Danišik M., Zhimulev F.I., Gurevich D., Zhang Z., Song D., Xiao W. (2019) Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U-Th)/He thermochronology. *Geosci. Front.*, **10**(6), 2153-2166. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.05.005>
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes: J. Int. Geosci.*, **27**(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>
- Gutak Ya.M. (2021) Formation of the structure of the western part of the Altai-Sayan folded region (Mesozoic stage). *Geosfernye Issledovaniya*, (1), 123-129. (In Russ.) <https://doi.org/10.17223/25421379/18/10>
- Hinsbergen D. van, Lippert P., Dupont-Nivet G., McQuarrie N., Doubrovine P., Spakman W. (2012) Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **109**(20), 7659-64. <https://doi.org/10.1073/pnas.1117262109>
- Jolivet M. (2015) Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis. *Spec. Publ.*, **427**(1), 19-55. <https://doi.org/10.1144/SP427.2>
- Jolivet M., Arzhannikova A., Frolov A., Arzhannikov S.G., Kulagina N., Akulova V., Vassallo R. (2017) Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Transbaikalian basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny. *Bull. Soc. Geol. France*, **188**(1-2), 101-118. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017010>
- Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Chauvet A., Arnaud N., Vicente R. De, Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Sue C., Arzhannikova A., Arzhannikov S. (2007) Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, **35**(10), 871-874. <https://doi.org/10.1130/G23758A.1>
- Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. (2007) Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **119**(7-8), 917-933. <https://doi.org/10.1130/B26033.1>
- Kuzhel'nyi N.M. (1979) Nenya is the Chumysh Depression. *The Weathering Crust of Siberia. Formations of the weathering crust of the West Siberian Plate and the Altai-Sayan folded region*. Moscow, Nedra Publ., p. 221. (In Russ.)
- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. (2008) Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sediment. Geol.*, **208**(1-2), 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.001>
- Leshchinskii S.V., Faingerts A.V., Ivantsov S.V. (2019) The Great Ilek stratotype of the Ilek formation of the Lower Cretaceous and the new location of the dinosaur and mammoth faunas of the south-east of Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(5), 513-516. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524885513-516>
- Maloletko A.M. (1972) Paleogeography of the pre-Altai part of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic. Tomsk, Publishing House of the Nat. Res. Tomsk St. Univ., 230 p. (In Russ.)
- Maloletko A.M. (2008) Evolution of river systems of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic. Tomsk, Publishing House of the Nat. Res. Tomsk St. Univ., 288 p. (In Russ.)
- Metelkin D.V. (2012) Evolution of Central Asian structures and the role of shear tectonics according to paleomagnetic data. Novosibirsk, SB RAS, 460 p. (In Russ.)
- Metcalfe I. (2021) Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia. *Gondw. Res.*, **100**, 87-130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.03.011>

- org/10.1016/j.gr.2021.01.012
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, **189**(4201), 419-426.
- Morin J., Jolivet M., Barrier L., Laborde A., Dauteuil O. (2019) Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, **177**(2), 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.011>
- Morin J., Jolivet M., Shaw D., Bourquin S., Bataleva E. (2020) New sedimentological and palynological data from the Yarkand-Fergana Basin (Kyrgyz Tian Shan): Insights on its Mesozoic paleogeographic and tectonic evolution. *Geosci. Front.*, **12**(1), 183-202. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.04.010>
- Nachtergaele S., De Pelsmaeker E., Glorie S., Zhimulev F., Jolivet M., Danišik M., Buslov M.M., De Grave J. (2018) Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology. *Geosci. Front.*, **9**(5), 1495-1514. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.007>
- Novikov I.S. (2004) Morphotectonics of Altai. Novosibirsk, Publishing house of the SB of the RAS, branch "Geo", 312 p.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007) Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrol. Sinica*, **23**(7), 1561-1572.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2009) Geochronometry of Cenozoic mountain formation in the Altai-Sayan region by pyrometamorphic complexes: geological justification. *Geomorfologiya*, **3**, 77-93. (In Russ.)
- Novikov I.S., Zhimulev F.I., Pospeeva E.V. (2022) Neotectonic structure of Salair (south of Western Siberia) and its relation to the Pre-Cenozoic fault system. *Geol. Geofiz.*, **63**(1), 3-19. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2021113>
- Novikov I.S., Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Savel'eva P.Yu. (2019) Geological history and relief of the Northwestern part of the Altai-Sayan region in the Mesozoic and Cenozoic. *Geol. Geofiz.*, **60**(7), 988-1003. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2019054>
- Pervukhin O.V. (2009) Geological structure and characteristics of the coal bearing capacity of the eastern margin of the Nyenya-Chumysh depression on the example of the Munai deposit and the Shaburov manifestation of brown coals. *Prirodnye Resursy Gornogo Altaya*, (10), 1-6. (In Russ.)
- Ragozin L.A. (1936) Geological sketch of the Achinsk-Yeniseisk highway area. Tomsk, Izd-vo ZSGT, 47 p. (In Russ.)
- Ragozin L.A. (1938) Munai brown coal district. *Vestn. ZSGU*, (5), 37-50. (In Russ.)
- Robinson A.C. (2015) Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. *J. Asian Earth Sci.*, **102**, 170-179. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.012>
- Searle M.P. (2019) Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India-Asia collision in the Himalaya. *Spec. Publ.*, **483**(1), 19-37. <https://doi.org/10.1144/SP483.8>
- Sengor A.M.C. (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, **279**, 590-594.
- Sennikov N.V., Kontorovich A.E. (2003) Assessment of the prospects of oil and gas potential of the Altai Territory. Report on contract No. 55-02 in 3 books and 1 folder. Novosibirsk, Geological funds of INGG SB RAS, 216 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code. (1992) St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 120 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2006) St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 95 p. (In Russ.)
- Tang W., Zhang Z., Li J., Li K., Luo Z., Chen Y. (2015) Mesozoic and Cenozoic uplift and exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from apatite fission track analysis. *Geosci. Front.*, **6**(4), 617-625. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.006>
- Tokarev V.N., Shatilova G.A., Kotik O.P. (2019a) State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-XIV (Guryevsk). Moscow, Moscow branch of FSBI "VSEGEI", 233 p. (In Russ.)
- Tokarev V.N., Yur'ev A.A., Kosyakova L.N., Glaas G.A. (2019b) State Geological map of the Russian Federation scale 1:200 000. 2nd ed. Kuzbass series. Sheet N-45-XXI (Prokopyevsk). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 195 p. (In Russ.)
- Vdovin V.V. (1976) The main stages of relief development. Moscow, Nauka Publ., 270 p. (In Russ.)
- Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P. (2020) Tectonic History of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region) of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia: Constraints from Multi-Method Geochronology. *Minerals*, **10**(1), 56. <https://doi.org/10.3390/min10010056>
- Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. (2021) Tectonic Evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): Evidence from Apatite Fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement. *Minerals*, **11**(6), 604. <https://doi.org/10.3390/min11060604>
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Sci. Rev.*, **113**(3-4), 303-341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.001>
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc.*, **164**(1), 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Yang Y.-T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S. (2015) A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic-earliest Cretaceous. *Gondw. Res.*, **28**(3), 1096-1116. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.010>
- Zakharov A.P., Maksimov I.P. (1962) Cretaceous and Cenozoic deposits of the Nyenya-Chumysh trough. *Vestn. ZSGU i NTGU*, (3), 1-10. (In Russ.)
- Zakharov A.P., Zakharov V.A., Kuz'min Yu.V. (1964) State Geological map of the USSR. Scale 1:1 200 000. Kuzbass series. Sheet N-45-XXVII. Explanatory note. Moscow, Nedra Publ., 88 p. (In Russ.)
- Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M. (2016) Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. *Gondw. Res.*, **38**(1), 149-170. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.008>
- Zhimulev F.I., Pospeeva E.V., Potapov V.V., Novikov I.S., Kotlyarov A.V. (2023) Deep structure and tectonics of the junction zone of Salair and Mountain Shoria (north-

- west of the Central Asian folded belt) according to the results of magnetotelluric sounding. *Geol. Geofiz.*, **64**(5), 674-690. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2022135>
- Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Novikov I.S., Van Ranst G., Nachtergaele S., Dokashenko S.A., De Grave I. (2021) Mesozoic intracontinental orogeny in the tectonic history of the Kolyvan-Tomsk folded zone (Southern Siberia), synthesis of geological data and results of apatite track analysis. *Geol. Geofiz.*, **62**(9), 1227-1245. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2020151>
- Zhu D.-C., Li S.-M., Cawood P.A., Wang Q., Zhao Z.-D., Liu S.-A., Wang L.-Q. (2016) Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, **245**, 7-17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.023>
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR: a monograph in 2 v. Moscow, Nedra Publ., 325 p. (In Russ.)
- Zykin V.S., Lebedeva N.K., Buslov M.M., Marinov V.A. (1999) Discovery of marine Upper Cretaceous in Gornyy Altai. *Dokl. Akad. Nauk*, **366**(5), 669-671. (In Russ.)

УДК 552+550.4

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-844-867

Комплексная характеристика зювитов р. Б. Вануйта (Карская астроблема, Россия)

Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова, В. В. Уляшев

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: nadiamaximenko@mail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2022 г., принята к печати 20.02.2023 г.

Объектом исследований являются зювиты восточного сектора Карской астроблемы, расположенные в бассейне р. Большая Вануйта. *Цель исследования.* Определение типовой принадлежности и установление фациальных особенностей зювитов на р. Б. Вануйта. *Материал для исследований* представлен штучными образцами зювитов, отобранными в бассейнах рек Б. Вануйта, Анарога, Кара и Сопчаю, а также образцами алевролитов, отобранными за пределами Карского кратера (рр. Халмерью, Саяха, Путью, Анарога и руч. Лавовый). Пробы использованы для изготовления полированных шлифов и порошковых препаратов для химического и других видов анализа. *Методы исследования* включают в себя полевое изучение, оптическую и электронную сканирующую микроскопию и силикатный анализ методом “мокрой химии”. *Результаты и выводы.* Впервые детально охарактеризованы структурно-текстурные и петрохимические особенности зювитов р. Б. Вануйта. Выявлено, что матрикс зювитов имеет интенсивно спекшийся характер и состоит из полевых шпатов, кварца, кальцита, хлорита, мусковита, глауконита, титанита. Литокласты включают в себя алевролиты, песчаники, известняки, аргиллиты и сланцы. Витрокласты отличаются угловатой и неправильной морфологией с различным характером границ, пятнистыми, флюидальными и пористыми текстурами. Выявленное сходство вещественного состава кластов алевролитов и аналогичных исходных пород подтверждает генетическую взаимосвязь и ведущую роль этого типа пород мишени в образовании изученных зювитов. Установлено, что зювиты р. Б. Вануйта являются породами аэродинамической фации, сформированными в относительно высокотемпературных условиях, в структурном плане залегают в нижней части разреза толщи обломочных импактитов аэродинамической фации.

Ключевые слова: зювит, импактит, ударный метаморфизм, импактитогенез, Карская астроблема

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90011. Аналитические работы выполнены в ЦКП “Геонаука” (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) при частичном финансировании НИР ГР № 122040600009-2

Complex characteristics of suevites at the B. Vanuyta river (Kara astrobleme, Russia)

Nadezhda I. Maksimenko, Tatyana G. Shumilova, Vasily V. Ulyashev

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: nadiamaximenko@mail.ru

Received 01.04.2022, accepted 20.02.2023

Research subject. Suevites from the eastern sector of the Kara astrobleme, located in the basin of the Bolshaya Vanuyta river. *Aim.* To identify the suevitic type and to clarify the facial features of the suevites from the B. Vanuyta River. *Materials.* Hand-size samples of suevites collected in the basins of B. Vanuyta, Anaroga, Kara, and Sopchay rivers, as well as samples of siltstones collected outside the Kara crater (rivers Halmeryu, Sayakha, Putyu, Anaroga and the creek Lavovyi). The samples were used for preparing polished thin sections and powder specimens for analytical works. *Methods.* Field observations, optical and electron scanning microscopy, and silicate analysis by the wet chemical method. *Results and conclusions.* The structural-textural and petrochemical features of the matrix, fragments of impact glasses, and lithoclasts of suevites from the B. Vanuyta river were characterized. The suevite matrix was found to exhibit an in-

Для цитирования: Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Уляшев В.В. (2023) Комплексная характеристика зювитов р. Б. Вануйта (Карская астроблема, Россия). *Литосфера*, 23(5), 844–867. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-844-867>

For citation: Maksimenko N.I., Shumilova T.G., Ulyashev V.V. (2023) Complex characteristics of suevites at the B. Vanuyta river (Kara astrobleme, Russia). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 844–867. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-844-867>

© Н.И. Максименко, Т.Г. Шумилова, В.В. Уляшев, 2023

tensely sintered character and to be presented by feldspar, quartz, calcite, chlorite, muscovite, glauconite, and titanite. Lithoclasts include siltstones, sandstones, limestones, mudstones, and shales. Vitroclasts are characterized by angular and irregular morphology with different border patterns, and spotted, fluid, and porous textures. The similarity of the chemical composition of siltstone clusters and similar target rocks confirms the genetic relationship and the leading role of this type of target rocks in the formation of the studied suevites. The proximity in the composition of the impact glasses of the studied suevites and the glasses of type I and II suevites indicates the formation of suevite vitroclasts in the river B. Vanuyta by a similar protolith – siltstones and a clay component of the limestones. The matrix lithification character, morphology and nature of the vitroclast outlines indicate that the suevites from the B. Vanuyta river are the rocks of an aerodynamic facies formed under relatively high-temperature conditions, which structurally lie at the lower part of the detrital impactites sequence of the aerodynamic facies. The studied rocks are close to the type I suevites by the composition of the protolith and differ in the conditions of their formation. With the type II suevites, they have similar facies characteristics, but differ in the composition of the target rocks fragments. It is determined that the leading factor in the typification of suevites from the Kara astrobleme is the chemical composition, at the same time, the types can be subdivided more fractionally based on the specifics of the facies environments of their formation.

Keywords: *suevite, impactite, impactite genesis, impact metamorphism, Kara astrobleme*

Funding information

The reported study was funded by RFBR according to the research project No. 20-35-90011. Analytical studies were carried out at the Center for Collective Use "Geoscience" (Institute of geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar) partially funded through NIR No. 122040600009-2

Acknowledgements

The authors are grateful to N.S. Kovalchuk for providing thin sections and analytical material on the target rocks of the Kara astrobleme, O.V. Koksharova and E.M. Tropnikov for analytical work. The authors especially appreciate the contribution of referees for their attention and comments.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на Земле насчитывается около 200 достоверно установленных импактных кратеров (Kenkmann, 2021; Gottwald et al., 2020; Schmieder, Kring, 2020). Импактиты представляют собой горные породы метеоритных кратеров. Сегодня импактные породы исследуются весьма активно (Kenkmann et al., 2014; Osinski et al., 2008; Reimold, Koeberl, 2014; Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018; и мн. др.). Многие крупные метеоритные кратеры содержат полезные ископаемые (Grieve, 2005; 2013; Grieve, Masaitis, 1994), в связи с чем исследование импактитов гигантских астроблем и импактитогенеза в целом является актуальным.

Зювиты представляют собой полимиктовые импактные брекчии, состоящие из фрагментов импактного стекла, обломков пород и минералов, и тонкодисперсной матрицы (Геологический словарь, 2010; Stöffler, Grieve, 2007). Зювиты подразделяются на фации – породы донной фации, сформированные при движении центробежных потоков, и отложения аэродинамической фации, образованные при выбросе и перемещении материала по бал-

листическим траекториям (Фельдман, 1990). Относительно подробное описание фаций импактитов представлено в исследованиях В.И. Фельдмана (1990), С.А. Вишневого (1992, 2013) и В.Л. Масайтиса (Masaitis et al., 2018) по импактитам Попигайской астроблемы. Вопросы классификации зювитов по условиям формирования затрагивались в работах (King et al., 1999; Stöffler et al., 2013). Донная фация зювитов описана в работе Л.В. Сазоновой (1984) для астроблемы Янисъярви.

Зювиты кратера Рис изучались наиболее детально, в свое время подразделялись по температурным условиям образования и положению в коптогенном комплексе (Stöffler et al., 2013). Рассматривались разные точки зрения на механизмы формирования этих пород, в том числе образование из материала султана выбросов и движущихся "пирокластических потоков" (Meyer, 2012; Osinski et al., 2004). Тем не менее относительно происхождения зювитов на сегодняшний день нет единого мнения. Фациальные особенности этих пород в целом и сегодня остаются недостаточно изученными, не до конца ясно их положение в разрезе коптогенного комплекса астроблем.

Активное изучение импактитов Карской структуры проводилось с начала 70-х гг. XX в. Проведены производственные изыскания с поисковым бурением, выполнены геолого-минералогические и структурно-текстурные исследования карских импактных пород (Масайтис и др., 1980; Фельдман и др., 1981; Селивановская и др., 1990; Фельдман, 1990; и др.). Зювиты Карской астроблемы подразделялись по размеру обломков и составу составных компонентов (Масайтис и др., 1980; Селивановская и др., 1990), содержанию импактного стекла и положению в разрезе (Назаров и др., 1993). Исследователями отмечалось, что зювиты в разных участках Карской астроблемы имеют существенные различия (Селивановская и др., 1990). Указывалось, что состав зювитов часто связан с составом пород мишени, развитых в областях распространения зювитов (Масайтис и др., 1980; Машак и др., 1983; Селивановская и др., 1990). Тем не менее до настоящего времени карские зювиты описывались лишь при общей характеристике обломочных импактитов Карского кратера (Масайтис и др., 1980; Машак и др., 1983; Селивановская и др., 1990). Детального описания зювитов из конкретных участков импактной структуры не было представлено, не проводилось и сопоставления состава отдельных литокластов в зювитах и породах мишени. До сих пор фациальные особенности зювитов Карской астроблемы не были детально охарактеризованы.

С 2015 г. нами проводится системное изучение импактитов Карской астроблемы (Шумилова и др., 2016; 2019; Shumilova et al., 2019; Максименко и др., 2020; Zubov et al., 2021). В южной части импактной структуры по комплексу признаков было выделено три типа зювитов, расположенных соответственно на рр. Анарога (I), Кара (II) и Сопчаю (III) (рис. 1). Предполагалось, что образование каждого типа могло быть связано с разным преобладающим типом протопород зювитов: I типа – преимущественно с алевролитами и песчаниками, II типа – с карбонатными породами, III типа – с углистыми отложениями (Шумилова и др., 2016). В результате углубленного и многоуровневого изучения разнovidностей зювитов нами подтверждено принципиальное различие исследованных пород по вещественному составу, связанное с различием их протолита (Максименко и др., 2020). Дальнейшие исследования показали, что помимо состава три типа зювитов могут отличаться также фациальными обстановками образования (Максименко, Шумилова, 2022). В связи с этим на сегодняшний день представляет интерес изучение зювитов других секторов импактной структуры для определения их типовой и фациальной принадлежности, что важно для выяснения характера распространения типов зювитов в пределах астроблемы и уточнения строения коп-

тогенного комплекса Карской астроблемы в целом. Цель данной работы заключается в выявлении типовой принадлежности и установлении фациальных особенностей зювитов восточного борта Карской астроблемы, расположенных в бассейне р. Б. Вануйта. В статье представлены результаты всестороннего изучения зювитов р. Б. Вануйта, их сравнительного анализа с тремя выделенными ранее типами зювитов Карского кратера и с неизменными осадочными породами мишени.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Карская астроблема располагается в западной части арктической зоны России, в 200 км к северу от г. Воркуты (см. рис. 1). Она имеет диаметр ≈ 65 км и является вторым по величине кратером на территории России, входит в десятку крупнейших кратеров мира. Возраст астроблемы по разным данным оценивается в интервале от 60 до 81 млн лет (Koeberl et al., 1990; Nazarov et al., 1989), согласно последним датировкам Ar-Ar методом составляет 70.3 ± 2.2 млн. лет (Tieloff et al., 1998).

Кратер в структурном плане находится в Карском синклинории (Карской впадине), который имеет размеры 65×180 км (Юдин, 1994). Границы Карской впадины тектонические, на северо-востоке она ограничена Байдарацкой сутурой, на севере – Предуральским краевым прогибом, с юга и запада – Северопайхойским надвигом, с востока – Карским надвигом (Юдин, 1994). Дно астроблемы представляет собой плоскую, местами всхолмленную эрозионно-аккумулятивную равнину. В рельефе истинного дна выделяется центральное поднятие размером в плане 8×10 км, возвышающееся над поверхностью дна более чем на 2 км. Поднятие окружено кольцевым желобом, имеющим широкое плоское днище, осевой диаметр 22–26 км и глубину по отношению к современному рельефу 0.6–2 км (Машак, 1990б).

Мишень Карской астроблемы имеет смешанный характер и представлена двумя структурными этажами: нижним – верхнепротерозойскими, и верхним – палеозойским (Машак, 1990а). Породы верхнего протерозоя имеют мощность более 6 км, выходят лишь в ядре Пай-Хойского антиклинория, в пределах Карской астроблемы вскрыты скважинами на глубине ≈ 500 м в области центрального поднятия. Они представлены слюдисто-глинистыми, кремнистыми и актинолитовыми филлитовидными сланцами.

Палеозойские образования имеют мощность более 5 км и включают в себя два структурных яруса. Нижний ярус объединяет различные сланцы, песчаники, известняки и другие отложения ордовика–карбона. Верхний ярус включает в себя песчаники,

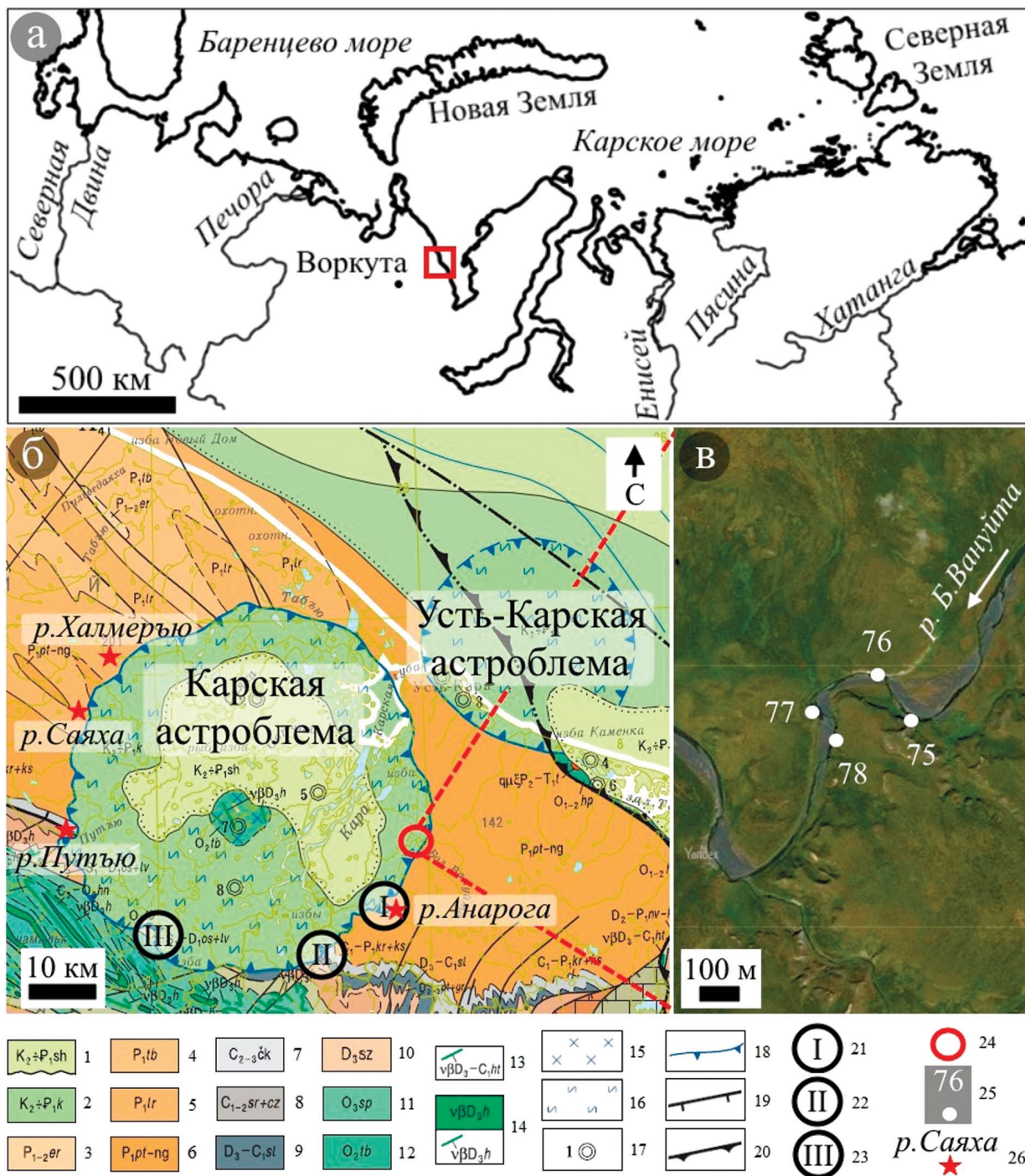


Рис. 1. Расположение изученных обнажений. а – географическое положение (квадратом выделен район исследований); б – геологическое строение района Карской астроблемы (фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации, по (Шишкин и др., 2012)); в – расположение изученных обнажений зювитов на р. Б. Вануйта (спутниковая карта Yandex, ориентировка аналогична фрагменту “б”)

1–12 – осадочные отложения (1 – сааяхинская толща: глины, алевролиты, переотложенные коптокластиты; 2 – карский коптогенный комплекс: аллогенные брекчии, тагамиты, зювиты, коптокластиты; 3 – ерзягинская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 4 – табьюская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 5 – лиурьягинская свита: песчаники и алевролиты с песчано-кальцитовыми конкрециями; 6 – пэтаркинская свита и нгебетаяхинская толща: аргиллиты с прослоями кремнистых мергелей, известковистых песчаников и алевролитов; 7 – чайкинская толща: известняки мшанково-брахиоподовые, детритовые; 8 – сартюская и цементнозаводская свиты: известняки органогенно-детритовые, доломиты; 9 – силоваяхинская свита: фтаниты, черные сланцы, силициты, углеродисто-кремнистые известняки; 10 – сезымюнкошорская толща: известняки, прослои доломитов; 11 – сопчинская свита: известняки и сланцы

глинисто-кремнистые; 12 – тальбейтивисская свита: песчаники, алевролиты, известняки, кремнисто-глинистые сланцы; 13, 14 – интрузивные образования (13 – хойтальбейский комплекс габбродолеритов и долеритов; 14 – хенгурский комплекс габбродолеритов, пикродолеритов и долеритов); 15, 16 – импактные породы (15 – автохтонные породы, копточаклазиты; 16 – аллохтонные породы, зювиты, глыбовые брекчии); 17 – буровые скважины; 18 – границы астроблем; 19, 20 – разрывные нарушения (19 – надвиги, 20 – шарьяжи); 21–24 – области распространения зювитов (21 – зювиты I типа, 22 – зювиты II типа, 23 – зювиты III типа, 24 – зювиты р. Б. Вануйта); 25 – точки наблюдения зювитов на р. Б. Вануйта; 26 – места отбора проб пород мишени.

Fig. 1. Arrangement of study outcrops. а – geographical position (square); б – geological structure of the area of the Kara astrobleme (fragment of the State Geological Map of the Russian Federation after (Shishkin et al., 2012)); в – the location of the studied outcrops of suevites on the Vanuyta river (в) (Yandex satellite map, oriented similar to fragment “б”).

1–12 – sedimentary deposits (1 – Saayakha sequence: clays, siltstones, redeposited coptoclastites; 2 – Kara coptogenic complex: allogenic breccias, tagamites, suevites, coptoclastites; 3 – Er’yaga formation: sandstones, siltstones, mudstones, coals; 4 – Tab’yu formation: sandstones, aleurolites, argillites, coals; 5 – Liur’yaga formation: sandstones and aleurolites with sandy-calcite concretions; 6 – Petarka formation and Ngebetayakha sequence: argillites with intercalations of siliceous marls, calcareous sandstones and aleurolites; 7 – Chaykin sequence: bryozoan-brachiopod, detrital limestones; 8 – Sartyu and Cementozavodskaya formations: organogenic-detrital limestones, dolomites; 9 – Silovayakha formation: phtanites, black shales, silicites, carbonaceous-siliceous limestones; 10 – Sezmyunkoshor sequence: limestones, dolomite intercalations; 11 – Sopchinskaya formation: limestones and argillaceous-siliceous shales; 12 – Talbeytyvis formation: sandstones, aleurolites, limestones, siliceous-argillaceous shales); 13, 14 – Intrusive formations (13 – Khoytalbey complex of gabbrodolerites and dolerites; 14 – Khengur complex of gabbrodolerites, picrodolerites and dolerites); 15, 16 – Impact rocks (15 – autochthonous rocks, coptocataclases; 16 – allochthonous rocks, suevites, blocky breccias); 17 – boreholes; 18 – borders of astroblemes; 19, 20 – dislocations (19 – thrusts, 20 – shariages); 21–24 – areas of distribution of suevites (21 – suevites of type I, 22 – suevites of type II, 23 – suevites of type III, 24 – suevites of the B. Vanuyta river); 25 – observation points of suevites at the B. Vanuyta river; 26 – sampling sites of target rocks.

алевролиты, сланцы и другие породы нижней перми. Интрузивные образования представлены хенгурскими долеритами и габбро-долеритами верхнего девона, которые в пределах астроблемы имеют немногочисленные выходы в области центрального поднятия (Мащак, 1990а).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал для исследований отобран в ходе экспедиционных работ на территории Карской астроблемы и ее окружения в 2015, 2017 и 2019 гг. (см. рис. 1). Коллекция включает в себя более 70 образцов зювитов и пород мишени, в том числе штучные образцы, полированные шлифы и порошковые препараты. Анализируемые породы отобраны в среднем течении р. Б. Вануйта, откуда исследовано 12 шлифов зювитов. Для сравнительного анализа с тремя типами зювитов использовались образцы обломочных импактитов, отобранные в бассейнах рр. Анарога (Нганоракхяха), Кара и Сопчаю. Для сопоставления вещественного состава литокластов зювитов и неизмененных пород мишени использовались образцы алевролитов, отобранные за пределами Карского кратера – в долинах рр. Халмерью, Саяха, Путью, Анарога и руч. Лавовый (см. рис. 1).

Методика исследований включала в себя полевое и лабораторное изучение зювитов. Геологические и структурно-текстурные особенности пород исследовались в коренных обнажениях и штучках. С помощью оптической микроскопии анализировался литологический состав и структурно-текстурные особенности пород мишени. С исполь-

зованием оптической и электронной сканирующей микроскопии детально изучались петрографические и структурно-текстурные особенности зювитов и их составных компонентов на микроуровне. В зювитах анализировались составляющие обломочных импактитов (Геологический словарь, 2010; Porigai ..., 2019) – обломки пород мишени (литокласты), фрагменты импактного стекла (витрокласты) и тонкодисперсный вмещающий материал (матрикс). В данной работе под витрокластами понимаются стекловатые и раскристаллизованные продукты застывания импактного расплава по (Stöffler, Grieve, 2007).

Петрографические исследования проводились в полированных шлифах под оптическим микроскопом Nikon ECLIPSE E400 POL в проходящем и отраженном свете. Электронно-микроскопическое изучение произведено на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN, оснащенном энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max, в шлифах с углеродным напылением. С помощью локального и площадного микрозондового анализа исследовался вещественный состав матрикса, отдельных литокластов и фрагментов импактных стекол зювитов. Анализ распределения основных петрогенных элементов в матрице зювитов производился методом поэлементного энергодисперсионного картирования. Химический состав зювитов и неизмененных пород мишени астроблемы изучался с помощью силикатного анализа на 14 компонентов по методике “Силикатные породы. Инструкция № 163-Х” (ВИМС).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Зювиты в среднем течении р. Б. Вануйта образуют массивные коренные выходы по правому и левому берегам реки (см. рис. 1, 2). Обнажения имеют крутые (до субвертикальных) склоны. В верхней части они, как правило, задернованы и перекрыты осыпью дезинтегрированного зювитового материала. В нижней части коренные выходы образуют отчетливо выдающиеся подушкообразные выступы, которые продолжаются в донной части русла. Стенки обнажений разбиты промоинами и грубыми разнонаправленными трещинами на крупные блоки. Мощность выходов достигает 6 м, протяженность – до 160 м. Контакт зювитов с породами мишени и расплавленными импактитами в исследованном районе р. Б. Вануйта не обнаружено.

Зювиты р. Б. Вануйта характеризуются черепитчатой отдельностью, хорошо проявленной в нижних частях обнажений. С выветрелой поверхности они представляют собой хрупкие светло-серые породы, часто с бурыми пятнами гидроокислов железа (см. рис. 2в). По величине кластогенных компонентов породы являются лапиллиевыми, средний размер обломков достигает 1 см (Геологический словарь, 2010).

Петрографические исследования показали, что зювиты имеют витро-лито- и лито-витрокластическую структуру и брекчиевую текстуру. Содержание компонентов в зювитах изменчиво, как правило, в составе преобладают лито- и витрокласты, занимающие по 15–25 об. % каждый; иногда матрикс преобладает, достигая 50–65 об. %, количество кристаллокластов невелико (10–15 об. %). На микроуровне (в шлифах) кластогенные компоненты в целом характеризуются относительно крупными размерами, в среднем около 0.6–1.0 мм.

Компоненты зювитов

Литокласты. В изученных зювитах представлены преимущественно обломками алевролитов, в меньшей степени алевропесчаников и песчаников. Реже отмечаются известняки, аргиллиты, сланцы, единично – угли. Содержание и размер литокластов в зювитах неоднородны, содержание составляет от 15 до 25 об. %, а размеры в шлифах – от 0.2 до 7.0 мм, в среднем – 0.8–0.9 мм.

Литоидные фрагменты имеют преимущественно четкие очертания. Морфология и характер границ кластов часто связаны с литологическим составом: алевропесчаники, песчаники и известняки, как правило, изометричные или слабоудлиненные, имеют неровные угловатые контуры; удлиненные, таблитчатые и клиновидные обломки алевролитов, аргиллитов и сланцев, как правило, характеризуются сглаженными очертаниями.

Алевролиты часто известковистые, глинистые коричневатого-серого и коричневого цвета, характеризуются массивной, прерывисто-волнистой и неправильной волнисто-слоистой текстурой. Алевролиты отличаются достаточно однообразным минералогическим составом, они сложены зернами полевых шпатов, кварца и кальцита размером от 0.01 до 0.1 мм и тонкорассеянными глинистыми и слюдистыми минералами в различных соотношениях, иногда содержат хлорит, титанит, пирит и углистые частицы уплощенной таблитчатой формы. Алевропесчаники и песчаники по минеральному составу в целом аналогичны алевролитам, отличаются более крупными размерами зерен (от 0.1 мм). Они полимиктовые, как правило, известковистые, слюдистые или глинисто-слюдистые, характеризуются массивной или неправильной волнисто-слоистой текстурой и нередко пятнистой текстурой за счет присутствия глинистого вещества и частичной витрификации. Известняки глинистые и окремненные, массивные, прозрачные, светло-серого цвета, глинистые известняки – коричневатого-серые. Аргиллиты и сланцы отличаются темным коричневатого-серым, до черного, цветом и сланцеватой текстурой. Редкие черные клас-ты углей имеют кластогенную форму.

По периферии литокластов иногда отмечаются аккреционные каймы темного буровато-коричневого цвета. Обломки алевролитов могут иметь зону изменения, отличающуюся от центральной части окраской (рис. 3а). Часто отдельные зерна или участки в кластах алевропесчаников и песчаников изменены до стекловатого состояния (витрифицированы) – приобретают более темную серую окраску и становятся оптически изотропными (рис. 3б). При этом часто сохраняются первичные очертания витрифицированных зерен и структурно-текстурные особенности исходных пород. Иногда в кластах алевропесчаников, песчаников и сланцев наблюдаются слабопроявленные планарные деформационные элементы (рис. 4).

Витрокласты. Как упоминалось выше, содержание и размер витрокластов в зювитах изменчивы. Содержание стекол в породах варьируется от 15 до 25 об. %, их размер в шлифах – от 0.1 мм до 1.0 см и более, в среднем – ≈ 0.7 мм.

Форма витрокластов в зювитах весьма разнообразная. В породах преобладают импактные стекла обломочной, угловатой формы, как правило имеющие достаточно ровные очертания. В то же время отмечаются витрокласты неправильной формы, характеризующиеся весьма неровными, извилистыми очертаниями. Среди последних наблюдаются относительно мелкие каплевидные и более крупные изогнутые, скрученные, разветвленные, лепешкообразные и другой формы фрагменты. В редких случаях встречаются импактные стекла в виде каймы, обволакивающей литоидные облом-

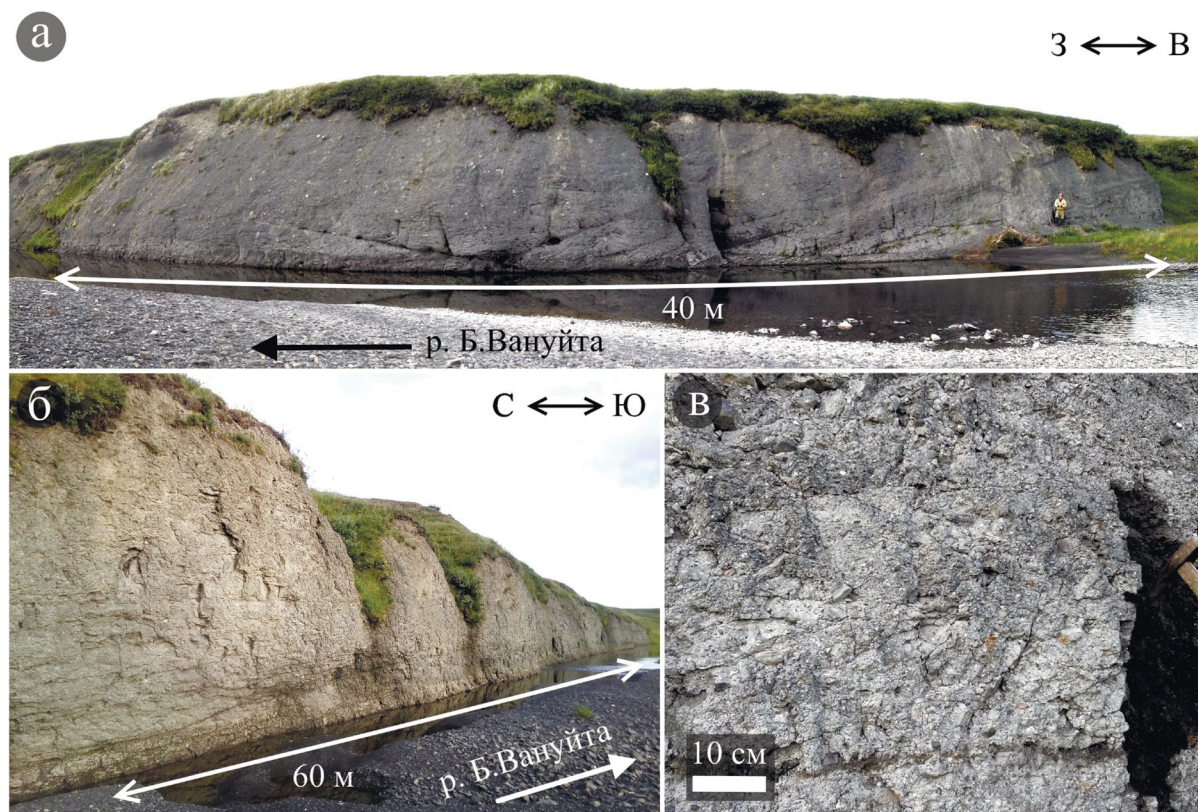


Рис. 2. Коренные выходы зювитов на р. Б. Вануйта.

а – обнажение зювитов на правом берегу реки (т.н. 76), б – обнажение зювитов на левом берегу реки (т.н. 78), в – зювиты в естественном выходе: выветрелые светло-серые с поверхности и обводненные темно-серые в свежей зачистке (т.н. 76).

Fig. 2. Bedrock outcrops of the suevites on the B. Vanuyta river.

а – outcrop of suevites at the right bank of the river (point 76), б – outcrop of suevites at the left bank of the river (point 78), в – suevites in their natural outcrop: weathered light gray from the surface and flooded dark gray in fresh stripping (point 76).

ки. Изредка присутствуют стекла в виде “бомбочек” аэродинамической (шаро- или каплевидной) формы с резко закаленными границами и полосчато-зональным строением, как бы закрученным вокруг центральной части (рис. 5а). Для таких стекол характерна скорлуповатая отдельность. Размеры подобных образований в изученных образцах не превышают 2.0–2.5 мм.

Среди фрагментов импактных стекол встречаются оптически прозрачные, светло-серые, розовато- или коричневатые (единично – бурые и темно-серые) разновидности с пятнистыми, флюидальными, пористыми, реже массивными текстурами. Иногда стекла имеют хорошо оформленные округлые “трещины усыхания”, обуславливающие их перлитовую текстуру (см. рис. 5а). Наиболее распространены прозрачные и светло-серые импактные стекла. Пористые стекла содержат большое количество пор, которые могут занимать до половины объема, часто формируют неровные, изъеденные границы витрокластов (см. рис. 5в).

Форма пор изометричная, округлая или неправильная. В стеклах с флюидальной текстурой поры, как правило, сильно удлинены, имеют линзовидную форму и расположены по направлению флюидальности. В стеклах отмечаются округлые включения материала матрикса (см. рис. 5в), изредка поровое пространство залечено сноповидными кристаллами цеолитов.

Характер границ витрокластов различен, у кластогенных стекол преимущественно четкий, закаленный (см. рис. 5а–в), что свидетельствует об их твердом состоянии при литификации зювита. Витрокласты неправильной формы часто имеют неотчетливые, как бы сваренные с матриксом очертания (см. рис. 5г–е), указывающие на горячее и пластичное состояние расплава в момент литификации зювита. При этом любопытно, что разный характер контактов с матриксом может присутствовать в одном и том же фрагменте стекла (см. рис. 5е). Нередко в стеклах присутствуют реликты пород мишени – преимущественно крупные

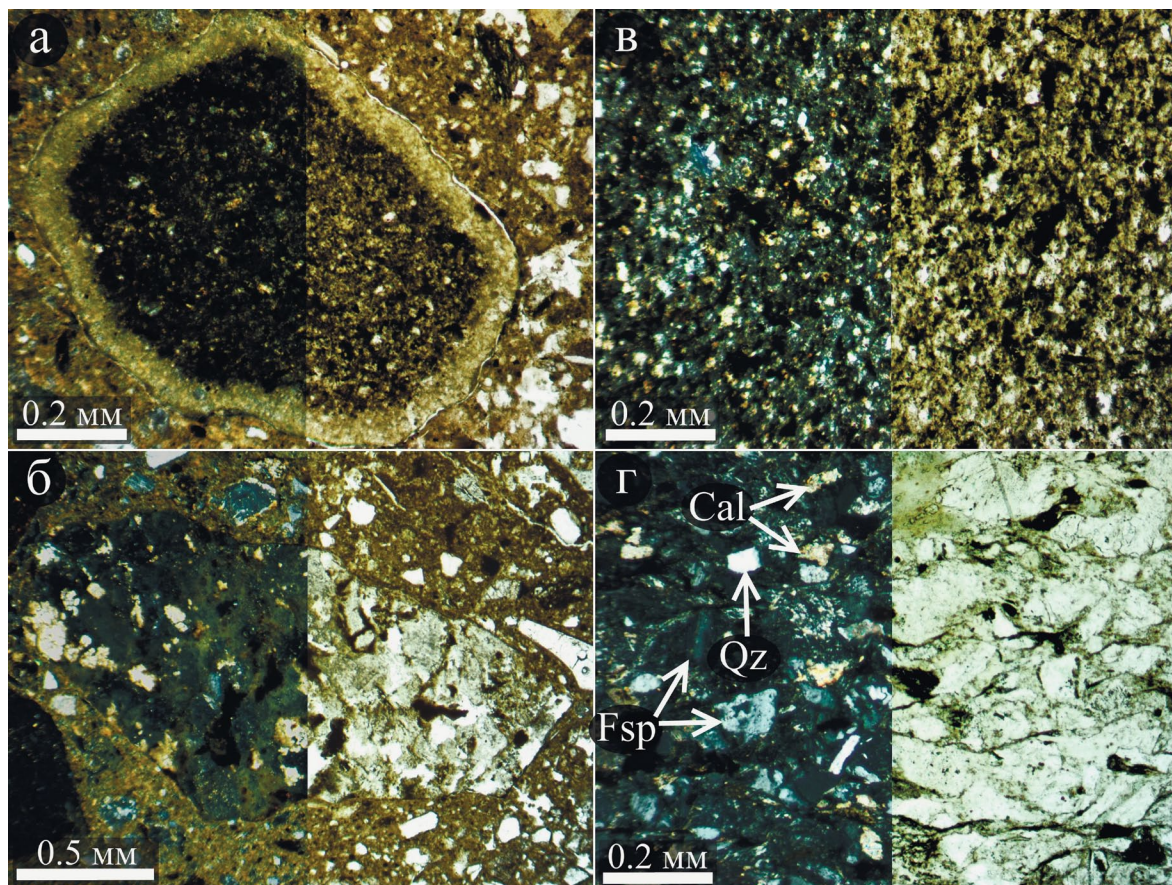


Рис. 3. Литокласты зювитов р. Б. Вануйта (а, б) и исходные породы мишени Карской астроблемы (в, г) (фото полированных петрографических шлифов (правая часть – без поляризатора, левая часть – с поляризатором)).

а – фрагмент мелкозернистого глинистого алевролита с зоной изменения на контакте с матриксом, б – крупнозернистый известково-глинистый алевролит мишени (р. Саяха), в – фрагмент витрифицированного песчаника с реликтовой волнисто-слоистой текстурой, г – алевропесчаник мишени с прерывисто-волнисто-слоистой текстурой (р. Анарога). *Cal* – кальцит, *Fsp* – полевошпат, *Qz* – кварц.

Fig. 3. Lithoclasts of B. Vanuyta suevites (a, б) and original target rocks of the Kara astrobleme (в, г) (photo of polished petrographic thin sections (right side without a polarizer, left side with a polarizer)).

а – a fragment of fine argillaceous aleurolite with a zone of alteration at the contact with the matrix, б – coarse-grained calcareous-argillaceous aleurolite of the target (Sayakha River), в – a fragment of vitrified sandstone with a relic wavy-layered texture, г – aleurosandstone of the target with discontinuous wavy-layered texture (Anaroga river). *Cal* – calcite, *Fsp* – feldspar, *Qz* – quartz.

(0.5–1.0 мм и более) фрагменты алевролитов, песчаников и сильноизмененных минералов (кварца, полевошпатов), включения кальцита.

Отдельно следует упомянуть довольно широко распространенные в зювитах класты интенсивно ударно-метаморфизованных пород – витрифицированных алевролитов, алевропесчаников, песчаников и сланцев, которые, в отличие от импактных стекол, существенно или частично сохраняют свои исходные структурно-текстурные особенности (см. рис. 3б). Такие фрагменты идентифицируются по темному серому или коричнево-му цвету, обломочной форме и оптической изотропности.

Матрикс. Оптически матрикс зювитов р. Б. Вануйта представляет собой достаточно однородную тонкодисперсную преимущественно глинистую массу коричневого и участками светло-коричневого цвета. Содержание матрикса в зювитах изменяется от 40 до 65 об. %.

Матрикс зювитов имеет интенсивно спекшийся характер (рис. 6), образует массу плотного строения с низким содержанием порового пространства. Поры в матриксе редкие, изолированные, некрупные (до 5–10 мкм), часто изометричные, имеют правильную округлую форму. Матрикс выполнен мельчайшими (1–5 мкм) реликтами спекшихся минеральных частиц и относительно

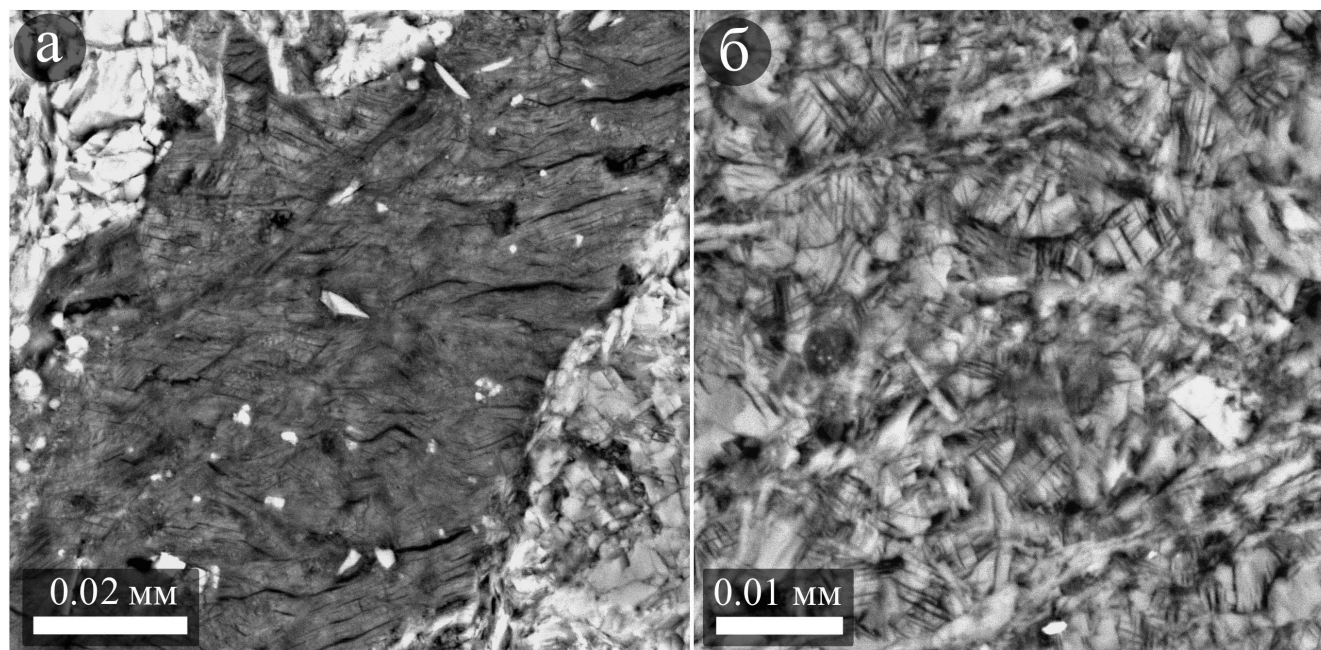


Рис. 4. Признаки импактного метаморфизма в зювитах р. Б. Вануйта.

а – системы планарных деформационных элементов в кварце из фрагмента песчаника, б – планарные элементы в кварце из фрагмента интенсивно измененного углисто-кремнистого сланца. Электронно-микроскопические изображения в режиме отраженных электронов.

Fig. 4. Features of impact metamorphism in suevites of B. Vanuyta River.

а – systems of planar deformation elements in quartz from a sandstone fragment, б – planar elements in quartz from a fragment of altered carboniferous siliceous shale. Backscattered electron images.

но более крупными (5–50 мкм) минеральными кластами и их спекшимися агрегатами.

Минеральные фрагменты в матрице зювитов представлены полевыми шпатами (большей частью кислым плагиоклазом – альбитом), кварцем, кальцитом, хлоритом, мусковитом и серицитом, глауконитом, титанитом (см. рис. 6). В матрице повсеместно развиты мелкие (≈ 1 –10 мкм) реликтовые фрамбоиды пирита, изредка – биотит (в ассоциации с хлоритом), фрагменты апатита, эпидота, ильменита, частицы углистого вещества. В целом более крупные и угловатые фрагменты с четкими очертаниями представлены кварцем, реже – полевыми шпатами. Довольно часто встречаются органические остатки.

Анализ распределения петрогенных компонентов показал, что основная часть матрикса представлена железистыми и магнезиальными алюмосиликатами (рис. 7), что хорошо согласуется с широким развитием в нем хлорита. Выявленное распределение калия, по всей видимости, определяется присутствием слюистых минералов в матрице (в особенности мусковита). Локально высокие концентрации кальция и титана, судя по всему, обусловлены вкрапленниками титани- та и кальцита.

Петрохимический состав зювитов

В целом зювиты р. Б. Вануйта характеризуются достаточно выдержанным содержанием основных петрогенных компонентов (табл. 1). Породы содержат от 57.02 до 58.86 мас. %, SiO_2 и по концентрации кремнекислоты относятся к среднекислым разностям. По уровню содержания щелочей зювиты могут быть отнесены к породам нормальной щелочности: Na_2O – от 1.56 до 1.72, K_2O от 1.73 до 2.08 мас. %. Остальные компоненты, вес. %: Al_2O_3 – 12.38–13.93, MgO – 3.84–4.4, CaO – 3.72–4.34, FeO – 3.17–3.59, H_2O – 2.14–2.51, CO_2 – 1.81–2.43. В незначительном количестве установлены TiO_2 (0.78–0.89), P_2O_5 (0.15–0.21) и MnO (≈ 0.1 мас. %).

С помощью площадного микрозондового анализа в зювитах исследован состав обломочных (табл. 2) и расплавных (табл. 3) компонентов. Проанализирован состав преобладающих типов литокластов зювитов, представленных алевролитами. В исследованных кластах содержание кремнезема составляет от 54.7 до 60.2 мас. %, а концентрация глинозема – от 13.9 до 16.7 мас. % (см. табл. 2). Обращает на себя внимание тот факт, что для изученных фрагментов алевролитов свойственно достаточно высокое содержание оксида железа – от 6 до 7.3 мас. %. При этом

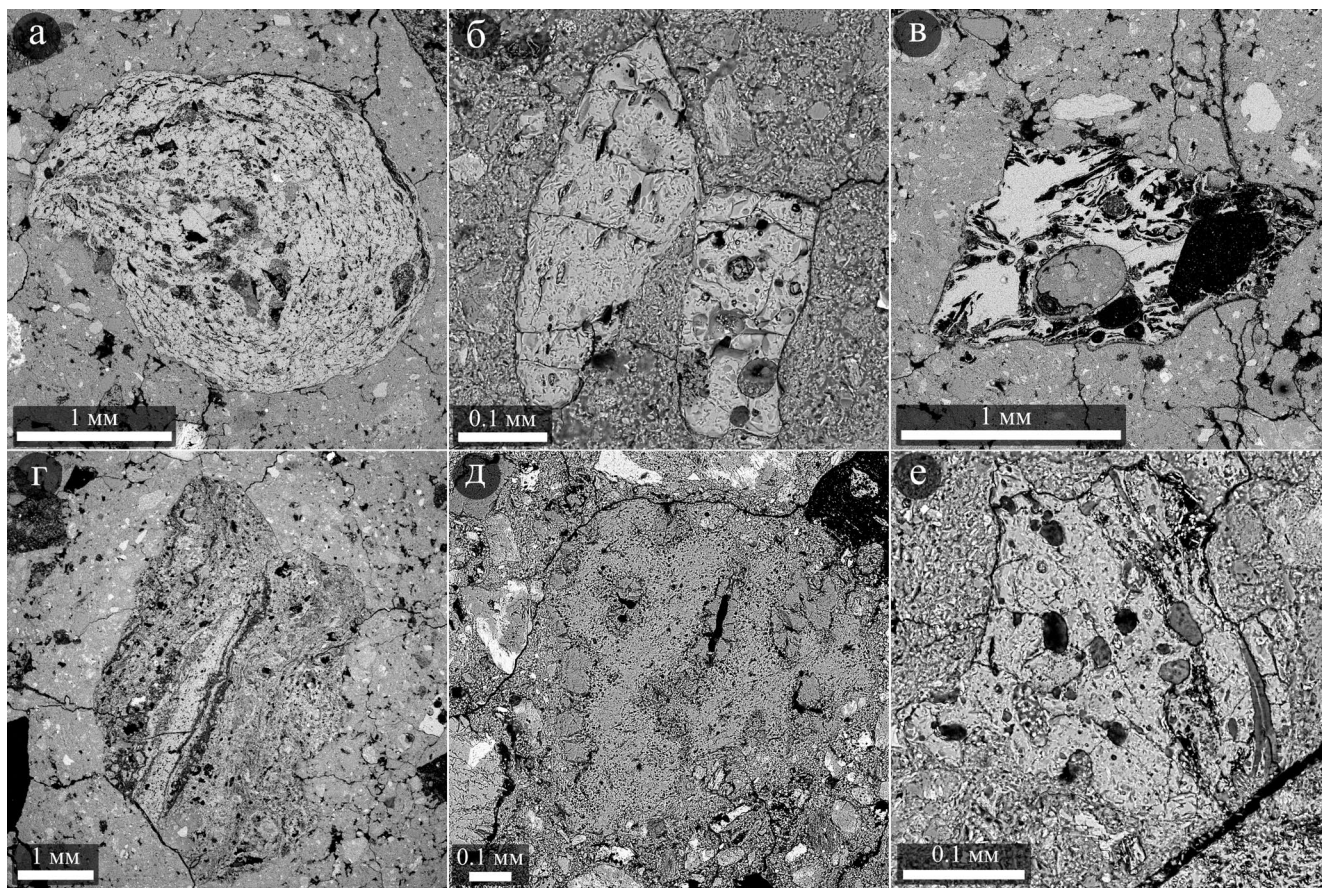


Рис. 5. Многообразие импактных стекол зювитов р. Б. Вануйта (электронно-микроскопические изображения в режиме отраженных электронов).

а–в – витрокласты с резко закаленными очертаниями: а – “бомбочка” стекла с полосчато-зональным строением и перлитовой текстурой; б – кластогенные стекла (во фрагменте слева частично сохранилась аэродинамическая лепешкообразная форма); в – пористое стекло с крупным включением матрикса; г–е – стекла с неотчетливыми очертаниями: г – крупный фрагмент флюидального стекла с извилистыми очертаниями, д – стекло с “горячим” характером контакта с матриксом, е – фрагмент пористого стекла неправильной формы.

Fig. 5. Variety of impact glasses of B. Vanuyta suevites (backscattered electron images).

а–в – vitroclasts with sharply hardened outlines: а – glass “bomb” with a banded-zonal structure and perlite texture; б – clastogenic glasses (aerodynamic oblate shape is partially preserved in the fragment on the left); в – porous glass with a large matrix inclusion; г–е – glasses with indistinct outlines: г – large fragment of fluidal glass with sinuous outlines, д – glass with a “hot” nature of contact with the matrix, е – fragment of porous glass of irregular shape.

концентрация оксида магния в кластах алевролитов составляет от 3.8 до 4.9 мас. %. Исследованные литокласты имеют широкие вариации состава по содержанию оксида кальция – от 1.3 до 3.8 мас. %.

Фрагменты импактных стекол в зювитах характеризуются среднекислым составом с содержанием кремнезема от 54.8 до 61.5 мас. % и глинозема от 11.9 до 15.6 мас. % (см. табл. 3). Витрокласты имеют довольно широкий разброс содержаний и, в целом, повышенную концентрацию компонентов, мас. %: FeO – 3.9–7.4, MgO – 2.6–5.3 и CaO – 0.7–5.1, и относительно низкое содержание оксидов щелочей: Na₂O – 2.4–3.3 и K₂O – 1.6–2.2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности распространения зювитов в пределах ударного кратера ранее рассматривались в ряде работ, посвященных импактитогенезу в целом (Фельдман, 1990; Stöffler et al., 2018), а также импактитам отдельных ударных структур – кратера Рис (Stöffler et al., 2013), Попигайской астроблемы (Масайтис и др., 1998), Карской структуры (Селивановская и др., 1990), кратера Жаманшин (Sergienko et al., 2021) и других. Как правило, структурно-текстурные различия зювитов связывают с различиями фациальной обстановки формирования (Ser-

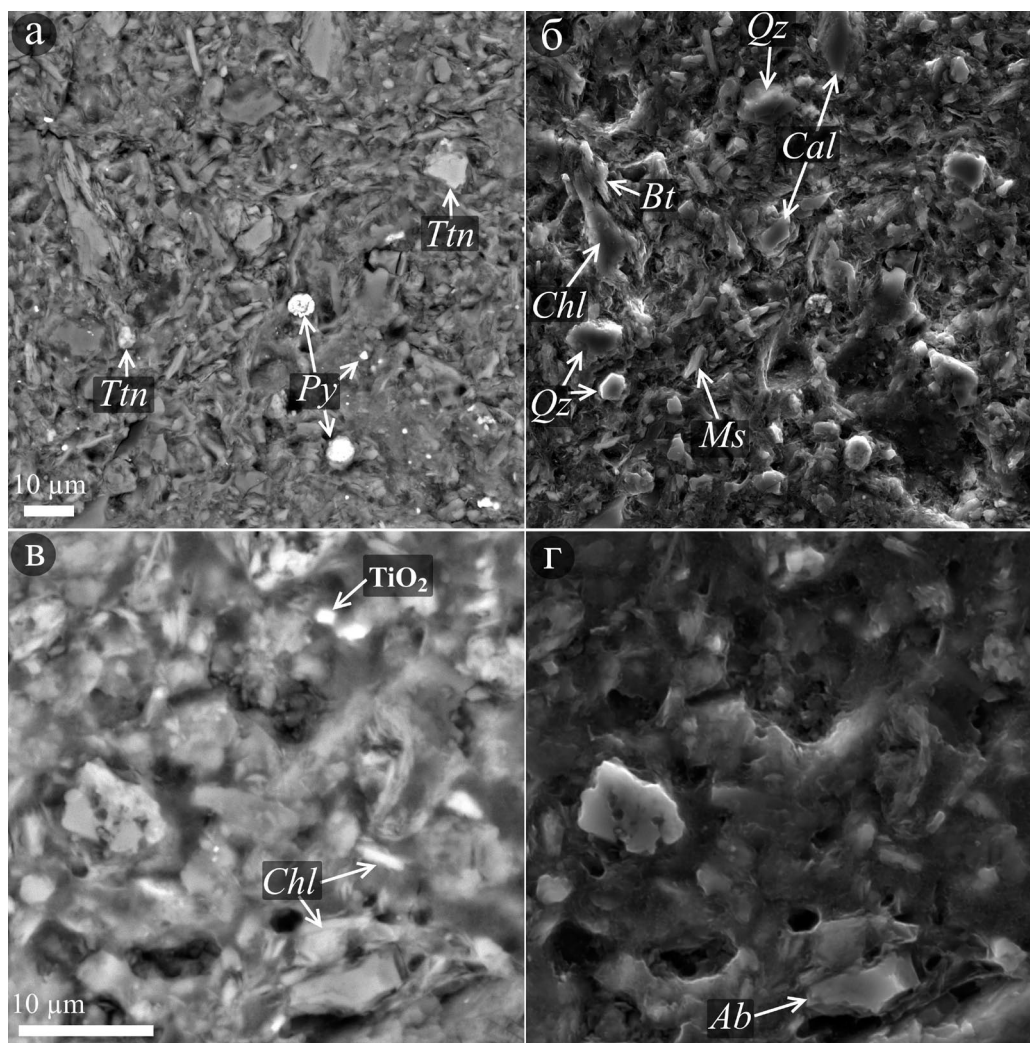


Рис. 6. Электронно-микроскопические изображения матрикса зювитов р. Б. Вануйта.

а, в – в режиме отраженных электронов (BSE); б, г – в режиме вторичных электронов (SE). *Ab* – альбит, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Ms* – мусковит, *Py* – пирит, *Ttn* – титанит, *Qz* – кварц.

Fig. 6. Electron microscopical images of B. Vanuyta matrix suevites.

а, в – backscattered electron image (BSE), б, г – secondary electrons image (SE). *Ab* – albite, *Bt* – biotite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Ms* – muscovite, *Py* – pyrite, *Ttn* – titanite, *Qz* – quartz.

gienko et al., 2021, Stoffler et al., 1979). Согласно В.И. Фельдману, изменения физико-механических и физико-химических условий образования пород должны отражаться на фациальных признаках. Он выделял пять фаций импактитов по местоположению в кратере: цокольную, донную, фацию внутрикратерных выбросов (аэродинамическую), фацию ближних закратерных выбросов и фацию тектитов, представленную дальними выбросами импактного расплава (Фельдман, 1990). При этом фациальная характеристика зювитов ранее рассматривалась фрагментарно, вероятно, ввиду отсутствия достаточно информативных взаимоотношений раз-

новидностей импактитов в коренном залегании в изучаемых объектах (Sergienko et al., 2021), что не позволяло сформировать достаточно полный комплекс критериев для характеристики данного специфического типа горных пород. Последний является особенно важным для петрографической диагностики фаций зювитов при изучении строения кратеров по скважинному материалу, в том числе для погребенных ударных структур.

На территории Карской астроблемы наблюдаются обширные коренные выходы зювитов в непосредственных контактах с расплавленными импактитами (тагамидами), а также зювиты с разными

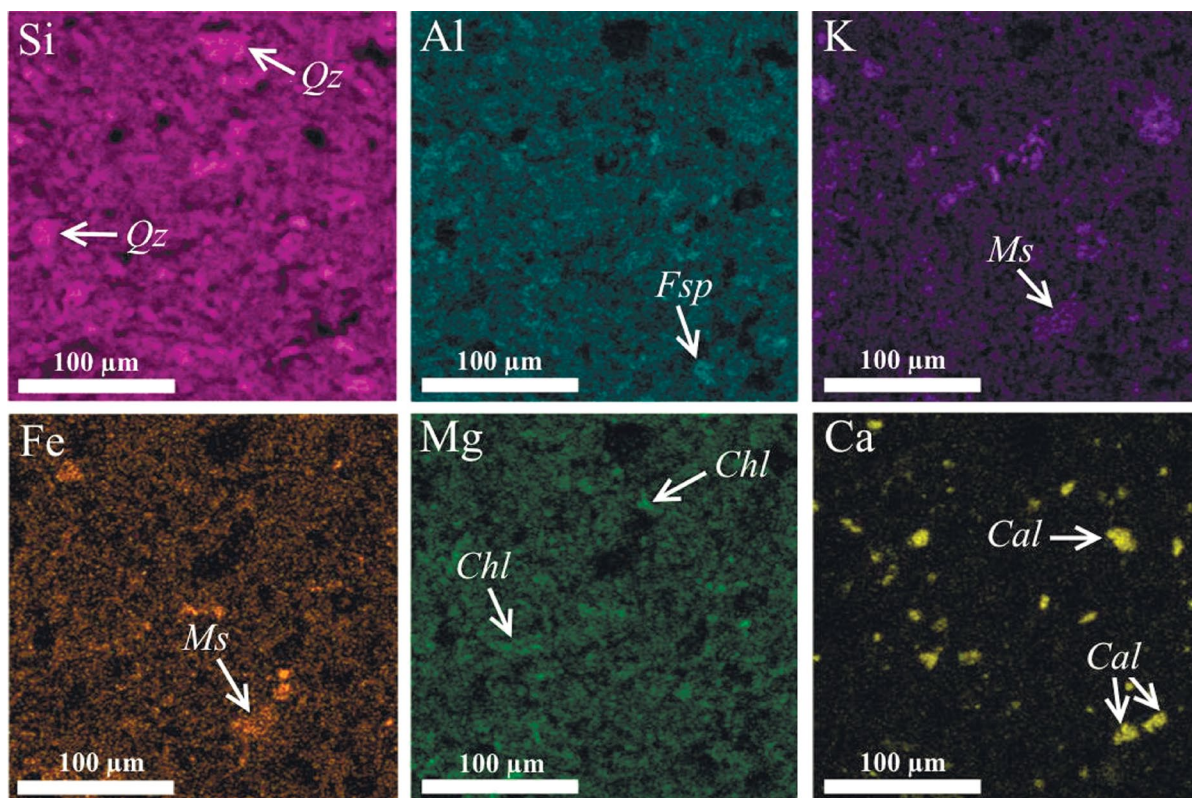


Рис. 7. Карты распределения основных химических элементов в матриксе зювитов р. Б. Вануйта.

Fig. 7. Elemental maps of matrix of the B. Vanuyta suevites.

Таблица 1. Петрохимический состав зювитов района р. Б. Вануйта (силикатные анализы) мас. %

Table 1. Petrochemical composition of suevites of the B. Vanuyta river (silicate analyses) wt %

Компонент	Образцы					Среднее содержание
	Кр19-75-558	Кр19-76-560	Кр19-76-560a	Кр19-77-562	Кр19-78-563	
SiO ₂	58.86	58.03	58.28	57.5	57.02	57.94
TiO ₂	0.78	0.85	0.81	0.87	0.89	0.84
Al ₂ O ₃	13.17	12.38	13.93	12.86	13.1	13.09
Fe ₂ O ₃ общ	5.96	6.4	6.37	6.4	6.48	6.32
MnO	0.09	0.12	0.09	0.1	0.1	0.1
CaO	4.17	4.34	3.72	4.22	4.11	4.11
MgO	3.84	4.4	4.4	4.29	4.38	4.26
K ₂ O	1.82	1.73	1.75	1.78	2.08	1.83
Na ₂ O	1.62	1.56	1.63	1.7	1.72	1.65
P ₂ O ₅	0.15	0.2	0.16	0.21	0.19	0.18
П.п.п.	9.1	9.03	8.78	8.77	9.17	8.97
Сумма с п.п.п.	99.56	99.04	99.92	98.7	99.24	99.29
FeO	3.17	3.54	3.59	3.26	3.42	3.4
H ₂ O	2.14	2.3	2.51	2.22	2.43	2.32
CO ₂	2.43	2.2	1.89	2.19	1.81	2.1

Таблица 2. Петрохимический состав кластов алевролитов в зювитах бассейна р. Б. Вануйта (площадные микрозондовые анализы) мас. %**Table 2.** Petrochemical composition of siltstone layers in the suevites of the basin of the river B. Vanuyta (areal microprobe analyses) wt %

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Кр-76-559/11_S1	54.32	0.88	13.9	6.44	4.75	3.84	1.98	2.14	88.26
Кр-76-559/13_S1	58.57	0.86	15.52	7.22	3.97	1.72	2.5	2.23	92.58
Кр-76-559/13_1_S2	57.79	0.73	16.74	6.69	4.73	1.3	2.93	2.96	93.87
Кр-76-559/13_1_S1	60.18	0.54	14.21	5.96	3.81	3.67	2.25	2.29	92.92
Кр-76-559/14_S2	55.51	1.27	14.78	7.25	4.08	3.48	2.29	2.22	90.89
Кр-77-562/20_S1	54.68	0.99	14.61	6.73	4.15	2.87	2.13	2.08	88.23
Кр-77-562/22_S1	58.22	1.03	15.25	6.19	4.18	2.62	1.89	2.75	92.55
Кр-77-562/25_S1	56.93	0.84	15.73	6.86	4.88	2.88	2.37	2.09	92.58

Таблица 3. Петрохимический состав фрагментов импактных стекол в зювитах бассейна р. Б. Вануйта (площадные микрозондовые анализы) мас. %**Table 3.** Petrochemical composition of fragments of impact glasses in the suevites of the river B. Vanuyta basin (areal microprobe analyses) wt %

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Кр-76-559/4_1_S1	60.6	0.82	15.55	6.91	5.11	4.65	3.23	2.02	98.89
Кр-76-559/5_1_S1	60.09	0.64	14.04	6.0	4.14	0.72	2.9	1.95	90.47
Кр-76-559/6_1_S1	58.02	0.6	12.26	3.95	2.61	2.73	2.35	2.15	84.67
Кр-76-559/7_1_S1	58.24	0.97	14.9	6.56	4.67	4.12	3.05	2.0	94.52
Кр-76-559/8_1_S1	54.81	0.85	14.39	3.86	2.71	4.23	3.04	1.62	85.5
Кр-76-559/10_1_S1	61.55	0.96	15.44	6.55	5.14	4.81	3.09	1.89	99.44
Кр-77-562/8_1_S1	60.22	0.91	14.88	6.32	4.76	4.65	3.31	2.1	97.16
Кр-77-562/8_2_S1	65.8	0.75	11.88	5.66	3.91	3.33	2.76	1.93	96.01
Кр-77-562/9_S1	58.19	0.91	14.9	7.43	5.28	4.42	2.93	2.01	96.07
Кр-77-562/10_1_S1	60.29	0.96	15.08	6.36	5.13	4.87	3.31	2.03	98.02
Кр-77-562/10_2_S1	60.7	0.94	15.6	6.7	4.94	5.1	3.13	2.03	99.14
Кр-77-562/10_2_S2	56.29	0.91	14.32	6.57	4.58	4.58	2.67	2.13	92.04
Кр-77-562/10_3_S1	58.65	0.81	14.1	6.25	4.59	4.04	2.75	1.91	93.1
Кр-77-562/11_S1	57.32	0.88	14.59	6.53	4.4	4.57	3.1	1.96	93.35
Кр-77-562/12_S1	55.92	0.88	14.62	7.25	4.93	4.69	2.71	1.79	92.8
Кр-77-562/13_S1	59.75	0.85	14.82	5.73	4.2	4.21	3.14	1.91	94.84
Кр-77-562/13_1_S1	59.6	0.99	15.3	6.44	4.73	4.77	3.22	1.97	97.02

структурно-текстурными характеристиками в пределах одного и того же обнажения (Максименко, Шумилова, 2022). Это позволяет не только выделить, но и охарактеризовать разные фации зювитов полным диагностическим комплексом критериев, который может быть использован при изучении других астроблем. Результаты исследований зювитов р. Б. Вануйта способствуют более целостной характеристике фацальных особенностей зювитов Карской астроблемы и подтверждают спра-

ведливость фацального деления зювитов и импактитов в целом.

Выявленные структурно-текстурные и петрохимические особенности позволяют выяснить специфику типизации обломочных импактитов р. Б. Вануйта на основе сравнения с выявленными ранее тремя типами зювитов Карской астроблемы (табл. 4), а также дают возможность установить фацальные особенности и положение изученных зювитов в структуре коптогенного комплекса кратера в целом.

Таблица 4. Характеристика составных компонентов зювитов р. Б. Вануйта и трех типов зювитов Карской астроблемы, по (Максименко, Исаенко, 2019; Максименко и др., 2020; Максименко, Шумилова, 2022)

Table 4. Characteristics of the rock components of suevites of the river B. Vanuyta and three types of suevites of the Kara astrobleme by (Maksimenko, Isaenko, 2019; Maksimenko et al., 2020; Maksimenko, Shumilova, 2022)

Характеристики составных компонентов	Зювиты р. Б. Вануйта	Зювиты I типа (р. Анарога)	Зювиты II типа (р. Кара)	Зювиты III типа (р. Сопчаю)
Литокласты				
Содержание, об.%	15–25	16–24	23–28	19–24
Размер в шлифах, см	0.02–0.7	0.01–1.5	0.01–2	0.001–1.5
Состав	Алевролиты, в меньшей степени алевропесчаники и песчаники, реже известняки, аргиллиты, сланцы, единично угли	Алевролиты, песчаники и алевропесчаники, аргиллиты, реже сланцы, редко известняки и силициты	Сланцы, известняки, в меньшей степени песчаники, алевролиты, силициты и угли	Сланцы, угли, в меньшей степени алевролиты, известняки, песчаники, силициты (яшмоиды, кварциты, реже радиоляриты) единично кварцевые долериты
Витрокласты				
Содержание, об.%	15–25	25–30	4–15	6–11
Размер в шлифах, см	0.01–1.1	0.01–1	0.07–0.4	0.006–0.5
Цвет	Светло-серый, реже розовато- и коричневатосерый, редко бурый и темно-серый	Светло- и темно-коричневый	Желтовато-серый, зеленовато-коричневатосерый	Светло-желтый, коричневатобурый, иногда светло-голубовато-серый
Форма	Преимущественно угловатая, изометричная, реже аэродинамическая – каплевидная, скрученная, удлиненная лепешкообразная, в виде “бомбочек”; иногда неправильная	Неправильная – причудливая ленто- и кляксообразная, удлиненная, пламенивидная	Преимущественно изометричная, аэродинамическая – лепешки, лапилли, ленты, каплевидные и другие образования; угловатая, неправильная	Угловатая, таблитчатая, клиновидная; неправильная изометричная слабоокруглая, изредка паутино- и лентообразная; аэродинамическая лепешкообразная, изогнутая, каплевидная
Очертания	Преимущественно ровные, иногда неровные, бугристые, рваные	Неровные – извилистые, пламенивидные, расщепленные	Преимущественно неровные – бугристые, волнистые	Как ровные, так и неровные – волнистые, “изъеденные”, бугристые
Характер контактов с матриксом	Преимущественно четкий, реже неотчетливый, спекшийся	Нечеткий, спекшийся	Преимущественно четкий, в меньшей степени нечеткий, спекшийся	Четкий
Текстура	Пятнистая, флюидальная, пористая (поры до 50 об. %), реже массивная, иногда скорлуповатая	Флюидальная, массивная, полосчатая, иногда пористая (поры до 20 об. %), изредка очковая	Пятнистая, массивная, реже пористая (поры до 40 об. %) и флюидальная, изредка комковатая и очковая	Массивная, пористая, пузыристая (поры до 60 об. %), флюидальная, реже пятнистая и глобулярная
Матрикс				
Содержание, об.%	40–65	44–50	49–57	56–64
Цвет	Коричневый и светло-коричневый	Желтовато-коричневый, рыжевато-коричневый	Серый, темно-серый	Коричневато-серый
Минеральный состав	Полевой шпат (преимущественно альбит), кварц, кальцит, хлорит, мусковит, глауконит, титанит, пирит. Изредка биотит, апатит, эпидот, ильменит, углеродистое вещество	Полевой шпат (анортотлаз, калиевый полевой шпат), кварц, пироксен, углеродистое вещество, смектит, хлорит, кальцит, рутил, пирит, титанит, титаномагнетит	Кварц, полевой шпат (преимущественно альбит), кальцит, углеродистое вещество, мусковит, апатит, хлорит, пирит, магнетит, анатаз	Кварц, полевой шпат (преимущественно ортоклаз), углеродистое вещество, мусковит, пренит
Содержание пор, об.%	Относительно низкое – 2–5	Относительно низкое – 1–3	Относительно низкое – 5–8	Относительно высокое – 15–20
Размер пор, мкм	До 10	До 10	До 20	До 60
Форма и тип пор	Поры изометричные, правильной округлой формы, изолированного типа	Поры округлой формы, изолированные	Поры преимущественно неправильной формы, замкнутого и открытого типа	Поры неправильной формы, вытяженные, открытого типа

Компоненты зювитов

Литокласты. По петрографическому составу – преобладанию кластов алевролитов и алевропесчаников, – зювиты р. Б. Вануйта близки зювитам I типа; сходны с зювитами II типа существенным количеством обломков известковистых пород (Максименко и др., 2020) (рис. 8, табл. 4). При этом в сравнении с зювитами I типа в составе зювитов р. Б. Вануйта выявлена существенно лучшая сохранность и большее разнообразие литотипов пород мишени, а в сравнении с зювитами II типа – меньшее содержание обломков карбонатных пород (см. рис. 8).

Класты алевролитов и алевропесчаников в зювитах р. Б. Вануйта и соответствующие неизменные породы мишени астроблемы в целом характеризуются сходными структурно-текстурными характеристиками и минералогическим составом. Вместе с тем литокласты зювитов, в отличие от исходных пород, в ряде случаев имеют особенности, указывающие на их интенсивное преобразование. К числу таких особенностей, как указывалось выше, относятся потемнение, появление зональности, наличие планарных элементов и витрификация отдельных зерен и участков, вплоть до полного остеклования литокластов (см. рис. 3).

В результате сравнительного анализа вещественного состава кластов алевролитов в рассматриваемых разновидностях зювитов с потенциальными прототипами неизменных пород мишени астроблемы установлено сходство их петрохимического состава (рис. 9). Литокласты и породы мишени характеризуются близостью вещественного состава по содержанию главных породообразующих компонентов SiO_2 и Al_2O_3 . Класты алевролитов в зювитах так же, как исходные алевролиты мишени, характеризуются довольно выдержанными концентрациями оксидов щелочей и магния, близки неизменным породам по содержанию оксида кальция. При этом литокласты в зювитах, в отличие от исходных алевролитов мишени, в целом характеризуются несколько более высоким содержанием оксида железа (см. рис. 9).

Установленная близость составов исследованных литокластов и неизменных пород мишени свидетельствует об их генетической связи, что позволяет рассматривать алевролиты в качестве преобладающего протолита зювитов р. Б. Вануйта. Выявленные незначительные расхождения петрохимического состава импактокластов и неизменных пород по содержанию оксида железа, судя по всему, обусловлены постимпактным гидро-

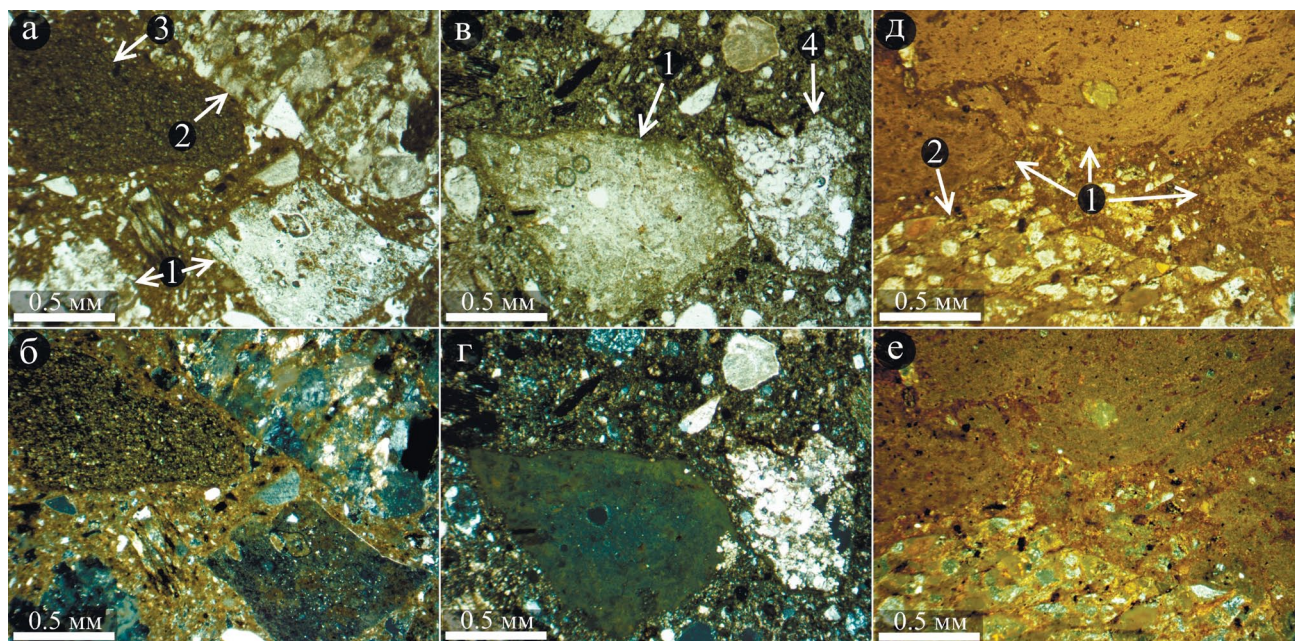


Рис. 8. Фото полированных петрографических шлифов зювитов Карской астроблемы в проходящем свете (а, в, д – без поляризатора; б, г, е – с поляризатором).

а, б – зювиты р. Б. Вануйта; в, г – зювиты II типа; д, е – зювиты I типа. 1 – импактные стекла, 2–4 – литокласты (2 – песчаник, 3 – алевролит, 4 – известняк).

Fig. 8. Image of polished petrographic thin sections of suevites of the Kara astrobleme in transmitted light (а, в, д – without a polarizer; б, г, е – with a polarizer).

а, б – B. Vanuyta suevites; в, г – type II of the suevites; д, е – type I of the suevites. 1 – impact glass, 2–4 – lithoclasts (2 – sandstone, 3 – aleurolite, 4 – limestone).

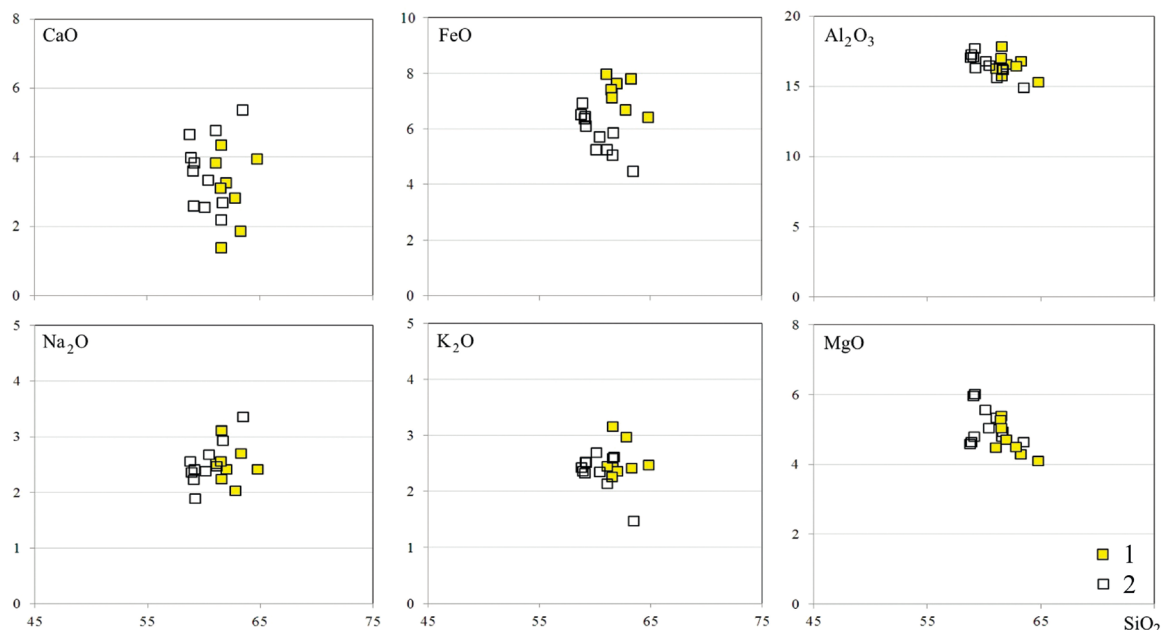


Рис. 9. Вариационные диаграммы химического состава литокластов зювитов р. Б. Вануйта (площадные микрозондовые анализы) и исходных осадочных пород окружения Карской астроблемы (данные силикатных анализов по (Ковальчук, Шумилова, 2020), нормированные без учета п.п.п.), мас. %.

1 – класты алевролитов в зювитах р. Б. Вануйта, 2 – алевролиты мишени.

Fig. 9. Variation diagrams of the chemical composition of lithoclasts of the B. Vanuyta river suevites (areal microprobe analyzes) and original sedimentary rocks of the area of the Kara astrobleme (data of silicate analyzes according to (Koval'chuk, Shumilova, 2020a), normalized without considering ignition loss), wt %.

1 – siltstone clusters in the suevites of the B. Vanuyta, 2 – target siltstone.

термальным преобразованием зювитов с интенсивным развитием в них гидроксидов железа. Выявленные признаки импактного метаморфизма – системы планарных деформационных элементов в кварце песчаников и сланцев, по (Stöffler, Grieve, 2007), указывают на умеренную ударную нагрузку с давлением от 20 до 35 ГПа и постимпактной температурой от 170 до 300°C.

Витрокласты. По морфологии и структурно-текстурным особенностям фрагменты импактных стекол в зювитах р. Б. Вануйта имеют сходство с витрокластами зювитов II типа (см. рис. 8а–г, табл. 4 (Максименко и др., 2020)), характеризуются относительно крупными размерами, имеют аэродинамическую и угловатую форму, преимущественно пятнистую и пористую текстуру, часто содержат включения кальцита, могут иметь как резкозакаленные, так и неотчетливые очертания. При этом витрокласты зювитов р. Б. Вануйта в целом имеют более светлую окраску, обладают светло-серым цветом, в отличие от импактных стекол зювитов II разновидности, которые, как правило, коричневатого или желтовато-серые. В сравнении с зювитами I типа в зювитах р. Б. Вануйта содержание импактных стекол существен-

но ниже, при этом в зювитах I разновидности они в большинстве своем имеют неправильную форму и флюидальную текстуру. В отличие от импактных стекол зювитов III типа (Максименко и др., 2020) витрокласты анализируемых пород более однообразны по своим структурно-текстурным особенностям и морфологии.

По вещественному составу витрокласты зювитов р. Б. Вануйта близки импактным стеклам зювитов II типа и имеют некоторое сходство с витрокластами зювитов I типа (Максименко и др., 2020). В импактных стеклах зювитов р. Б. Вануйта содержание SiO_2 соответствует содержанию кремнезема в импактных стеклах зювитов I типа (рис. 10).

Импактные стекла зювитов р. Б. Вануйта по содержанию FeO и MgO близки витрокластам зювитов II типа, а по концентрации CaO – сходны со стеклами зювитов I типа (см. рис. 10). Витрокласты зювитов р. Б. Вануйта характеризуются относительно низким содержанием оксидов щелочей и в целом довольно выдержанным составом по концентрации данных компонентов, о чем можно судить по хорошо локализованным полям их фигуративных точек на вариационных диаграммах (см. рис. 10). По содержанию оксида калия импактные

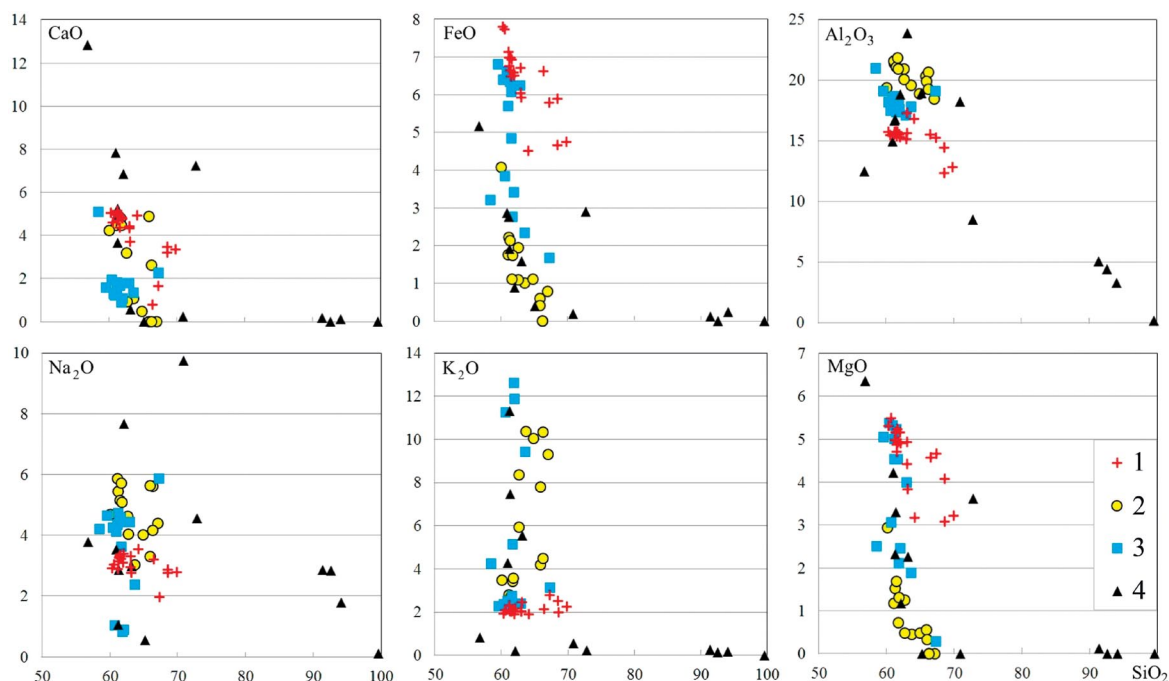


Рис. 10. Вариационные диаграммы основных петрогенных компонентов импактных стекол зювитов Карской астроблемы (площадные микрозондовые анализы), вес. %.

Импактные стекла зювитов: 1 – р. Б. Вануйта, 2 – I типа, 3 – II типа, 4 – III типа.

Fig. 10. Variation diagrams of main petrogenic components of impact glasses of suevites of the Kara astrobleme (areal microprobe analyses), wt %.

Impact glasses of the suevites: 1 – of the B. Vanuyta river, 2 – of the I type, 3 – of the II type, 4 – of the III type.

стекла изученных зювитов близки группе низкокальциевых стекол зювитов II типа (см. рис. 10). По окиси натрия однозначного соответствия изученных импактных стекол с витрокластами определенного типа зювитов не наблюдается. Поле фигуративных точек Na_2O витрокластов зювитов р. Б. Вануйта имеет перекрытия с полями витрокластов трех типов зювитов. Поле распространения фигуративных точек витрокластов зювитов р. Б. Вануйта по содержанию глинозема частично перекрывает поле импактных стекол зювитов II типа, что также сближает анализируемые породы с вышеуказанным типом зювитов (см. рис. 10).

Близость структурно-текстурных особенностей импактных стекол зювитов р. Б. Вануйта и зювитов II типа свидетельствует о том, что формирование расплавных компонентов происходило в близких фациальных обстановках (Максименко, Шумилова, 2022). Преобладание витрокластов угловатой и аэродинамической формы преимущественно с четкими закаленными очертаниями указывает на то, что основная часть импактного расплава при формировании зювитов перемещалась аэробаллистическим путем и отлагалась в остывшем состоянии, а другая при литификации была еще горячей и пластичной и

отвердевала с образованием импактных стекол неправильной формы, спекшихся с матрицей зювита (Базилевский и др., 1983; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). Установленные характеристики импактных стекол являются надежным критерием типизации и свидетельствуют о принадлежности зювитов р. Б. Вануйта к отложениям аэродинамической фации (Максименко, Шумилова, 2022).

Выявленное сходство составов импактных стекол исследованных зювитов с составом витрокластов зювитов I и II типов указывает на то, что в образовании расплавных компонентов зювитов принимали участие аналогичные типы пород мишени. Полученные данные, с учетом результатов исследований импактных стекол карских зювитов (Максименко и др., 2020), позволяют предполагать, что изученные витрокласты зювитов р. Б. Вануйта образованы преимущественно по алевролитам и глинистой составляющей известняков, что хорошо согласуется с обилием этих пород в составе литокластов анализируемых зювитов.

Матрикс. Анализ особенностей матрикса обломочных импактитов при сравнении структурно-вещественных характеристик зювитов является наиболее информативным (Максименко, Исаенко,

2019). По структурно-текстурным характеристикам и распределению химических элементов матрица зювитов р. Б. Вануйта, в целом, имеет сходство с зювитами I и II типов (см. табл. 4). С матриксом зювитов I и II разновидности матрикс пород р. Б. Вануйта сближает интенсивный характер спекания – плохая сохранность кристаллокластов и относительно слабая пористость. При этом буровато-коричневый цвет, преимущественно округлая форма и закрытое состояние пористости, рассредоточенный тонкодисперсный характер распределения кремнезема, глинозема, оксидов магния и железа в матриксе исследованных зювитов аналогичны матриксу зювитов I типа. В то же время локализованное распределение кальция и относительно высокое содержание кристаллокластов кальция близки матрице зювитов II типа.

При этом в отличие от зювитов I типа с весьма плотной однородной низкопористой матрицей матрикс зювитов р. Б. Вануйта содержит большее количество пор, а также большее количество тонкодисперсного кластического материала, имеющего лучшую сохранность микрокластов. В сравнении с зювитами II типа, матрица которых имеет темно-серый цвет, довольно крупные поры и изобилует карбонатным веществом, матрикс изученных зювитов характеризуется буроватым цветом (см. рис. 8), меньшей пористостью, существенно меньшими размерами кристаллокластов и меньшим количеством вещества, в то же время содержит более высокую долю слюдистых минералов и хлорита.

Необходимо отметить, что матрикс зювитов р. Б. Вануйта принципиально отличается от матрикса зювитов III типа по ряду характеристик. Так, матрица зювитов III типа отличается от матрицы изученных пород более высоким содержанием порового пространства (до 15–20 об. %), более крупным размером (до 60 мкм), типом и морфологией пор, которые в матриксе зювитов III типа практически повсеместно открытые, неправильной формы и часто протяженные. Кроме того, минеральные класты в матриксе зювитов III типа, в сравнении с минеральными составляющими матрицы изученных пород, довольно крупные (до 20–30 мкм), относительно хорошо сохранившиеся, имеют четкие обломочные очертания (Максименко, Исаенко, 2019).

При выяснении фациальных обстановок формирования полимиктовых брекчий матрикс и степень его спекания имеет большое значение (Структуры..., 1983; Фельдман, 1990). Важнейшим источником сведений об условиях образования импактитов являются их пороодообразующие минералы (Фельдман, 1990). Для установления температурных условий образования зювитов в качестве маркеров могут использоваться кварц, полевые шпаты, магнетит, циркон, ильменит и другие минералы (Stöffler et al., 2013). Иные минеральные компоненты, присутствующие в зювитовой матрице, та-

кие как слюды, хлорит, эпидот и др., учитывая пористый характер и интенсивное гидротермальное преобразование пород (Наумов, 1996), скорее всего, имеют вторичную природу и не являются надежными реперами температуры формирования зювитов.

В матриксе зювитов р. Б. Вануйта преобладают кварц и альбит. Кварц обнаружен в виде угловатых и слабоокруглых кластов с четкими очертаниями без признаков спекания. Альбит часто характеризуется плохой сохранностью, присутствует в виде обособлений преимущественно с плохо различимыми очертаниями, между которыми изредка прослеживаются перемычки (“шейки”), указывающие на спекание этих компонентов (Гиршов и др., 2010). Спекание альбитовых зерен и отсутствие такового у зерен кварца свидетельствуют о том, что температура при формировании зювита могла достигать температуры плавления альбита, но не достигала температуры плавления кварца. При этом отсутствие полностью расплавленных альбитовых зерен в матриксе может указывать на относительно кратковременное температурное воздействие. Соответственно, образование зювитов могло происходить при температуре, достигающей $\approx 1100^\circ\text{C}$ (Navrotsky et al., 1982). В сравнении с установленными параметрами формирования зювитов кратера Рис с температурным интервалом $\approx 200\text{--}600^\circ\text{C}$ (Stöffler et al., 2013), литификация зювитов р. Б. Вануйта происходила в относительно высокотемпературных условиях.

Петрохимический состав зювитов

Сравнительный анализ петрохимических особенностей зювитов р. Б. Вануйта с тремя типами зювитов (Максименко и др., 2020) показал, что изученные породы по вещественному составу имеют сходство с зювитами I и II типа (рис. 11). Зювиты р. Б. Вануйта соответствуют зювиту I типа по содержанию кремнезема, глинозема и оксида кальция. Так, содержание SiO_2 в изученных зювитах, в среднем, составляет 57.94 мас. %, а в зювитах I типа – 57.64 мас. %. Содержания Al_2O_3 и CaO в зювитах р. Б. Вануйта в среднем равны 13.09 и 4.11%, что близко среднему количеству этих компонентов в зювитах I типа (Максименко и др., 2020) – 13.71 мас. % Al_2O_3 и 3.04 мас. % CaO (см. табл. 1). Выявленное сходство хорошо отражается на вариационных диаграммах практически полным наложением полей фигуративных точек изученных пород и зювитов I типа по указанным компонентам (см. рис. 11).

По концентрации оксидов щелочей изученные породы аналогичны зювиту II типа – средние содержания Na_2O и K_2O в зювитах р. Б. Вануйта составляют 1.65 и 1.83 мас. %, а в зювитах II типа (Максименко и др., 2020) – 1.45 и 2.02 мас. % соответственно (см. табл. 1). Изученные породы име-

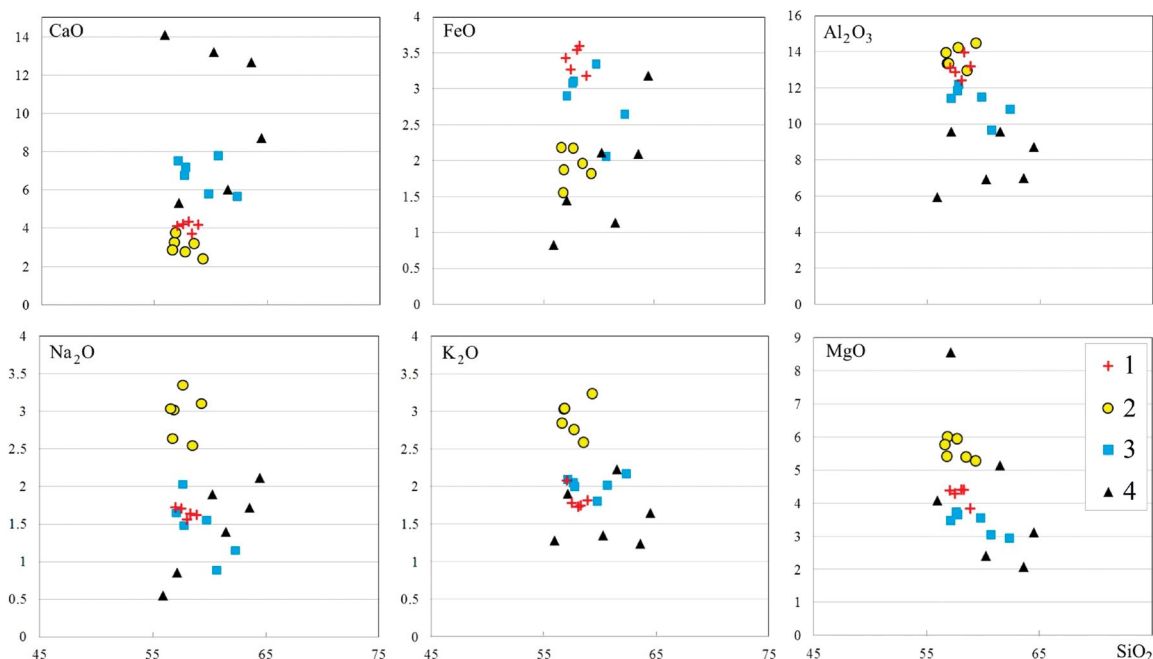


Рис. 11. Вариационные диаграммы вещественного состава зювитов Карской астроблемы по основным петрохимическим компонентам (силикатные анализы), мас. %.

Зювиты: 1 – р. Б. Вануйта, 2 – I типа, 3 – II типа, 4 – III типа.

Fig. 11. Variation diagrams of chemical composition of the suevites of the Kara astrobleme by main petrochemical components (silicate analyses), wt %.

Suevites: 1 – of the B. Vanuyta river, 2 – of the I type, 3 – of the II type, 4 – of the III type.

ют перекрытие полей фигуративных точек по содержанию оксидов железа и магния со второй разновидностью зювитов, однако в целом можно отметить, что в зювитах р. Б. Вануйта концентрация этих компонентов несколько выше, чем в зювитах II типа (см. рис. 11). В анализируемых породах содержание FeO в среднем составляет 3.4 мас. %, MgO – 4.26 мас. %, а в зювитах II типа установлены средние содержания FeO и MgO 2.85 и 3.39 мас. % соответственно.

Выявленная близость вещественного состава исследованных пород с зювитами I и II типа свидетельствует о сходстве их протопород. С учетом полученных данных по петрографическому изучению зювитов, можно заключить, что преобладающим протолитом зювитов р. Б. Вануйта являлись алевролиты и в меньшей степени известняки (Максименко и др., 2020).

Таким образом, установленное преобладание алевролитов среди литокластов зювитов, близость состава этого типа кластов и соответствующих неизмененных пород подтверждают их генетическую связь. Сходство составов литокластов зювитов р. Б. Вануйта и зювитов I типа, близость вещественного состава этих зювитов свидетельствуют о том, что они были образованы по аналогичным типам

протопород. С учетом результатов исследования зювитов Карской астроблемы (Максименко и др., 2020) можно заключить, что преобладающим протолитом зювитов р. Б. Вануйта являлись алевролиты.

Выявленное сходство зювитов р. Б. Вануйта и зювитов I типа по составу также указывает на близость их протопород и может быть связано с их территориальным расположением в области распространения нижнепермских песчаников и алевролитов (Шишкин и др., 2012), а различия в структурно-текстурных особенностях – разными обстановками их формирования (Максименко, Шумилова, 2022). Установленная близость зювитов р. Б. Вануйта и зювитов II типа по структурно-текстурным характеристикам, судя по всему, связана с фациальной общностью этих пород (Максименко, Шумилова, 2022), а различия состава – со спецификой разреза пород мишени, затронутых при формировании кратера в конкретных секторах. Таким образом, из полученных данных следует, что зювиты р. Б. Вануйта на данном этапе исследований могут быть отнесены к переходной разновидности между I и II типом. Выявленные особенности подтверждают, что ведущим фактором типизации зювитов Карской астроблемы является вещественный состав, в то же время типы могут подраз-

деляться более подробно исходя из специфики фациальных обстановок образования.

Установленные особенности морфологии и характера очертаний витрокластов свидетельствуют о том, что преобладающая часть расплавных компонентов при формировании зювитов отлагалась аэробаллистическим путем преимущественно в остывшем состоянии, а другая в момент литификации была еще горячей и пластичной (Базилевский и др., 1983; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). Обнаруженные в кварце литокластов зювитов планарные деформационные элементы по (Stöffler, Grieve, 2007), указывают на умеренную ударную нагрузку с давлением 20–35 ГПа и постимпактной температурой 170–300°C. В то же время, выявленное спекание альбитовых зерен в матриксе указывает на то, что температура литификации зювитов р. Б. Вануйта могла кратковременно достигать $\approx 1100^\circ\text{C}$. Из этого следует, что зювиты р. Б. Вануйта представляют собой породы аэродинамической фации, сформированные в относительно высокотемпературных условиях. Подобные условия могут соответствовать нижней части взрывного облака, при литификации материала которой высокие температуры могли сохраняться достаточно долго. Соответственно, зювиты р. Б. Вануйта в структурном плане могут занимать нижнюю часть разреза толщи обломочных импактитов аэродинамической фации (Максименко, Шумилова, 2022).

ВЫВОДЫ

На основе комплексных исследований впервые установлены петрологические и петрохимические особенности зювитов р. Б. Вануйта. Выявлено, что зювиты весьма разнообразны по содержанию, размеру и количеству расплавных и обломочных компонентов. Матрикс зювитов характеризуется интенсивно спекшимся характером, минеральные компоненты матрицы представлены полевыми шпатами, кварцем, кальцитом, хлоритом, мусковитом, глауконитом, титанитом. Литокласты включают в себя алевролиты, песчаники, известняки, аргиллиты и сланцы. Витрокласты характеризуются обломочной и неправильной морфологией с различным характером границ, пятнистыми, флюидальными и пористыми текстурами.

Выявлено, что зювиты р. Б. Вануйта по характеристикам составных компонентов в определенной степени имеют сходство с зювитами I и II типа, и на данном этапе исследований могут относиться к переходной разновидности между I и II типами. Наблюдающиеся отличия исследованных пород от указанных типов зювитов могут быть связаны с разными особенностями обстановок их формирования и отчасти, возможно, локальной спецификой мишени. Выявленные особенности подтверж-

дают, что ведущим фактором типизации зювитов Карской астроблемы является вещественный состав, в то же время типы могут подразделяться далее исходя из специфики фациальных обстановок образования.

Установленное преобладание алевролитов среди литокластов зювитов р. Б. Вануйта, близость состава этих кластов и соответствующих неизмененных пород подтверждают их генетическую связь и ведущую роль данного типа пород мишени в образовании исследованных зювитов. Близость состава витрокластов исследованных пород и зювитов I и II типов свидетельствует о том, что образование расплавных компонентов зювитов р. Б. Вануйта происходило по соответствующим протолитам – алевролитам и глинистой составляющей известняков.

По выявленной специфике матрикса определено, что температура литификации зювитов р. Б. Вануйта могла достигать $\approx 1100^\circ\text{C}$. Особенности морфологии и характер очертаний витрокластов свидетельствуют, что расплавные компоненты зювитов образовались преимущественно аэробаллистическим путем и отлагались главным образом в остывшем состоянии. Комплекс полученных данных указывает на то, что зювиты р. Б. Вануйта представляют собой породы аэродинамической фации, сформировавшиеся из нижней части взрывного облака и в структурном плане занимают нижнюю часть разреза толщи обломочных импактитов аэродинамической фации.

Результаты исследований могут быть использованы при изучении фаций импактитов и анализе геологического строения других крупных импактных структур, в том числе погребенных, что имеет значение для прогноза и оценки полезных ископаемых в подобных геологических объектах и является важным для лучшего понимания импактиогенеза в целом.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Н.С. Ковальчук за предоставленные шлифы и аналитический материал по породам мишени Карской астроблемы, О.В. Кокшаровой и Е.М. Тропникову – за проведение аналитических работ, а также рецензентам – за важные замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базилевский А.Т., Грановский Л.В., Иванов Б.А., Фельдман В.И., Флоренский К.П., Яковлев О.И. (1983) Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука, 232 с.
Вишневский С.А. (1992) Зювиты Попигайской астроблемы: некоторые парадоксы и мнимо-вторичные взаимоотношения. Новосибирск, СО РАН НИЦ ОИГТМ, 53 с.
Вишневский С.А. (2013) Попигайская астроблема – уникальный объект изучения и использования

- (специфика больших импактных событий, общепознавательное значение, экономический потенциал). *Уральский геол. журн.*, **3**(93), 23-45.
- Геологический словарь. (Гл. ред. О.В. Петров) (2010) СПб.: ВСЕГЕИ. Т.1, А-Й, 432 с.
- Гиршов В.Л., Котов С.А., Цеменко В.Н. (2010) Современные технологии в порошковой металлургии. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 385 с.
- Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. (2020) Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). *Литосфера*, **20**(2), 168-183. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-2-168-183>
- Максименко Н.И., Исаенко С.И. (2019) Структурно-текстурные особенности и фазовый состав матрикса разновидностей зювитов Карской астроблемы. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, Т.III, 206-207.
- Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. (2020) Петрологическая характеристика разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия). *Петрология*, **28**(6), 628-649. <https://doi.org/10.31857/S0869590320050039>
- Максименко Н.И., Шумилова Т.Г. (2022) Критерии фациального деления зювитов (на примере зювитов Карской астроблемы). *Международ. науч.-исслед. журн.*, **10**(124). <https://doi.org/10.23670/IRJ.2022.124.69>
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Машак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. (1980) Геология астроблем. Л.: Недра, 231 с.
- Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шафрановский Г.И. (1998) Алмазоносные импактиты Попигаийской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 179 с.
- Машак М.С. (1990а) Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое. *Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 24-37.
- Машак М.С. (1990б) Морфология и структура Карской и Усть-Карской астроблем. *Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 37-55.
- Машак М.С., Селивановская Т.В., Масайтис В.Л. (1983) Особенности строения зювитов и аллогенных брекчий Карской астроблемы и динамика распределения в них обломочного материала. *Метеоритика*, **42**, 149-157.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С., Колесников Е.М., Кашкаров Л.Л., Барсукова Л.Д., Супонева И.В., Колесов Г.М. (1993) Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием. *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, **68**(3), 13-32.
- Наумов М.В. (1996) Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса. *Астрономич. вестн.*, **30**(1), 25-32.
- Сазонова Л.В. (1984) Петрография импактитов астроблемы Янисьярви. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 271 с.
- Селивановская Т.В., Машак М.С., Масайтис В.Л. (1990) Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем. *Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 55-96.
- Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов. (1983) Л., 159 с. (Тр. ВСЕГЕИ, Т. 316).
- Фельдман В.И. (1990) Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 299 с.
- Фельдман В.И., Глазовская Л.И. (2018) Импактитогенез. М.: КДУ, 151 с.
- Фельдман В.И., Грановский Л.Б., Сазонова Л.В., Коротаева Н.Н., Наумова И.Г. (Ред. А.А. Маракушев) (1981) Импактиты. М.: Изд-во МГУ, 240 с.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В., Маркина Н.В., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Калаус С.В., Козлов С.А., Костин Д.А., Котляр Г.В., Парамонова М.С., Певзнер В.С., Попов М.Я., Пухонто С.К., Савенкова Г.Б., Солонина С.Ф., Чудакова Д.В., Шпилов Э.В., Яковлева Т.В. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Южно-Карская. Лист R-41. Амдерма. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 383 с.
- Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Ковальчук Н.С., Уляшев В.В., Макеев Б.А. (2016) Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы. *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016)*. Материалы минералог. семинара с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 270-271.
- Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С., Макеев Б.А. (2019) Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой). *Докл. АН*, **486**(2), 233-236. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524862233-236>
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 283 с.
- Fel'dman V.I., Sazonova L.V., Granovskiy L.B. (1983) A classification of impactites based on petrographic and geological features *Int. Geol. Rev.*, **25**:11, 1246-1254, <https://doi.org/10.1080/00206818309466826>
- Gottwald M., Kenkmann T., Reimoldt U.W. (2020) Terrestrial impact structures: The TanDEM-X Atlas. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, Vol. 1, 2. 608 p.
- Grieve R.A.F. (2005) Economic natural resource deposits at terrestrial impact structures. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **248**(1), 1-29. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.248.01.01>
- Grieve R.A.F. (2013) Economic deposits at terrestrial impact structures Impact cratering: Processes and products. (Eds G.R. Osinski, E. Pierazzo). Oxford, UK: Wiley-Blackwell, 177-194. <https://doi.org/10.1002/9781118447307>
- Grieve R.A.F., Masaitis V.L. (1994) The economic potential of terrestrial impact craters *Int. Geol. Rev.*, **36**, 105-151. <https://doi.org/10.1080/00206819409465452>
- Kenkmann T. (2021) The terrestrial impact crater record: A statistical analysis of morphologies, structures, ages, lithologies, and more. *Meteor. Planet. Sci.*, **56**(5), 1024-1070.
- Kenkmann T., Poelchau M.H., Wulf G. (2014) Structural geology of impact craters. *J. Struct. Geol.*, **62**, 156-182. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.015>
- King Jr.D.T., Neathery T.L., Petruny L.W. (1999) Impactite Facies Within the Wetumpka Impact-Crater Fill, Alabama. Abstracts of the 30th Lunar and Planetary Sci. Conf., 1634.
- Koeberl C., Sharpton V.L., Murali A.V., Burke K. (1990) Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event. *Geology*, **18**, 50-53.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2)
- Masaitis V.L., Petrov O.V., Naumov M.V. (2018) Impact lithologies – a key for reconstruction of rock-forming processes and a geological model of the Popigai crater, northern Siberia. *Austral. J. Earth Sci.*, **66**(5), 1-14. <https://doi.org/10.1080/08120099.2018.1509372>
- Meyer C. (2012) Sedimentological, structural and geochemical investigations of the suevite of the impact crater Nördlinger Ries, Germany. PhD thesis, Free University, Berlin, Germany, 130 p.
- Navrotsky A., Capobianco C., Stebbins J. (1982) Some thermodynamic and experimental constraints on the melting of albite at atmospheric and high pressure. *J. Geol.*, **90**, 679-698. <https://doi.org/10.1086/628724>
- Nazarov M.A., Badjukov D.D., Alekseev A.S. (1989) Morphology of the Kara and Ust-Kara impact craters, USSR. *Lunar Planet. Sci.* XX, 762-763.
- Osinski G.R., Grieve R.A.F., Collins G.S., Marion C., Sylvester P. (2008) The effect of target lithology on the products of impact melting. *Meteorit. Planet. Sci.*, **43**(12), 1939-1954. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2008.tb00654.x>
- Osinski G.R., Grieve R.A.F., Spray J.G. (2004) The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure, Germany, and constraints on its origin. *Meteor. Planet. Sci.*, **39**(10), 1655-1683. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00065.x>
- Popigai impact structure and its diamond-bearing rocks. (Ed. V.L. Masaitis). (2019) Impact studies, Springer: Cham, 205 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77988-1>
- Reimold U.W., Koeberl C. (2014) Impact structures in Africa: A review. *J. Afr. Earth Sci.*, **93**, 57-175. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.01.008>
- Schmieder M., Kring D.A. (2020) Earth's Impact Events Through Geologic Time: A List of Recommended Ages for Terrestrial Impact Structures and Deposits. *Astrobiology*, **20**(1), 91-141. <https://doi.org/10.1089/ast.2019.2085>
- Sergienko E.S., Yanson S.Yu., Kosterov A., Khariton-skii P.V., Frolov A.M. (2021) Suevites and Tagamites of Zhamanshin Astrobleme: Distribution in the Crater and Petrographic Features. *IOP Conf. Ser.: Earth Environm. Sci.*, **666**, 042080. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/666/4/042080>
- Shumilova T., Maximenko N., Zubov A., Kovalchuk N., Ulyashov V., Kis V. (2019) Varieties of Impactites and Impact Diamonds of the Kara Meteorite Crater (Pay-Khoy, Russia). *IOP Conf. Ser.: Earth Environm. Sci.*, **362**, 012043. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/362/1/012043>
- Stöffler D., Artemieva N.A., Wünnemann K., Reimold U.W., Jacob J., Hansen K.B., Summerson I.A.T. (2013) Ries crater and suevite revisited – Observations and modeling Pt I: Observations. *Meteorit. Planet. Sci.*, **48**(4), 515-589. <https://doi.org/10.1111/maps.12086>
- Stöffler D., Grieve R.A.F. (2007) Impactites, Ch. 2.11. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences*. (Eds D. Fettes, J. Desmons). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 82-92.
- Stöffler D., Hamann C., Metzler K. (2018) Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteorit. Planet. Sci.*, **53**, 5-49. <https://doi.org/10.1111/maps.12912>
- Stöffler D., Knöll H.D., Maerz U. (1979) Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Sci. Conf.*, 639-675.
- Trieloff M., Deutsch A., Jessberger E.K. (1998) The age of the Kara impact structure, Russia. *Meteorit. Planet. Sci.*, **33**, 361-372. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1998.tb01640.x>
- Zubov A.A., Shumilova T.G., Zhuravlev A.V., Isaenko S.I. (2021) X-ray computed microtomography of diamondiferous impact suevitic breccia and clast-poor melt rock from the Kara astrobleme (Pay-Khoy, Russia). *Amer. Mineral.*, **106**, 1860-1870. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7578>

REFERENCES

- Bazilevskii A.T., Granovskii L.V., Ivanov B.A., Fel'dman V.I., Florenskii K.P., Yakovlev O.I. (1983) Impact craters on the Moon and planets. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Fel'dman V.I. (1990) Petrology of impactites. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 299 p. (In Russ.)
- Fel'dman V.I., Glazovskaya L.I. (2018) Impactogenesis. Moscow, KDU Publ., 151 p. (In Russ.)
- Fel'dman V.I., Granovskii L.B., Sazonova L.V., Korotava N.N., Naumova I.G. (1981) Impactites. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 240 p. (In Russ.)
- Fel'dman V.I., Sazonova L.V., Granovskii L.B. (1983) A classification of impactites based on petrographic and geological features. *Int. Geol. Rev.*, **25**:11, 1246-1254. <https://doi.org/10.1080/00206818309466826>
- Geological Dictionary. (Ed. Petrov O.V.) (2010) St.Petersburg, VSEGEI Publ. V.1, A-I, 432 p. (In Russ.)
- Girshov V.L., Kotov S.A., Tsemenko V.N. (2010) Modern technology in powder metallurgy. St.Petersburg, Politekhn. Un-t, 385 p. (In Russ.)
- Gottwald M., Kenkmann T., Reimoldt U.W. (2020) Terrestrial impact structures: The TanDEM-X Atlas. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München. Vol. 1 and 2, 608 p.
- Grieve R.A.F. (2005) Economic natural resource deposits at terrestrial impact structures. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **248**(1), 1-29. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.248.01.01>
- Grieve R.A.F. (2013) Economic deposits at terrestrial impact structures. *Impact cratering: Processes and products*. (Eds G.R. Osinski, E. Pierazzo). Oxford, UK: Wiley-Blackwell, 177-194. <https://doi.org/10.1002/9781118447307>
- Grieve R.A.F., Masaitis V.L. (1994) The economic potential of terrestrial impact craters. *Int. Geol. Rev.*, **36**, 105-151. <https://doi.org/10.1080/00206819409465452>
- Kenkmann T. (2021) The terrestrial impact crater record: A statistical analysis of morphologies, structures, ages, lithologies, and more. *Meteorit. Planet. Sci.*, **56**(5), 1024-1070. <https://doi.org/10.1111/maps.13657>
- Kenkmann T., Poelchau M.H., Wulf G. (2014) Structural geology of impact craters. *J. Struct. Geol.*, **62**, 156-182. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.015>
- King Jr.D.T., Neathery T.L., Petruny L.W. (1999) Impactite Facies Within the Wetumpka Impact-Crater Fill, Alabama. *Abstracts of the 30th Lunar and Planetary Sci. Conf.*, 1634.
- Koeberl C., Sharpton V.L., Murali A.V., Burke K. (1990) Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their rel-

- evance to the K/T boundary event. *Geology*, **18**, 50-53. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2)
- Koval'chuk N.S., Shumilova T.G. (2020) Mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy). *Lithosphere (Russia)*, **20**(2), 168-183. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-2-168-183>
- Maksimenko N.I., Isaenko S.I. (2019) Structural and textural features and phase composition of the matrix of suevite varieties in the Kara astrobleme. *Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia*. Materials of the XVII Geological Congress of Komi Republic. Syktyvkar, IG KSC UB RAS, V. III, 206-207. (In Russ.)
- Maksimenko N.I., Shumilova T.G. (2022) Criteria for fascies division of Suevites on the example of Suevites of the Kara Astrobleme. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2022.124.69>
- Maksimenko N.I., Shumilova T.G., Kovalchuk N.S. (2020) Petrological Characteristics of Suevite Varieties in the Kara Astrobleme, Pay-Khoy, Russia. *Petrology*, **28**(6), 549-568, (translated from *Petrologiya*, **28**(6), 628-649). <https://doi.org/10.1134/S0869591120050033>
- Masaitis V.L., Danilin A.N., Mashchak M.S., Raikhlin A.I., Selivanovskaya T.V., Shadenkov E.M. (1980) The geology of astroblems. Leningrad, Nedra Publ., 231 p. (In Russ.)
- Masaitis V.L., Mashchak M.S., Raikhlin A.I., Selivanovskaya T.V., Shafranovskii G.I. (1998) Diamont-bearing impactites of the Popigian astrobleme. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 179 p. (In Russ.)
- Masaitis V.L., Petrov O.V., Naumov M.V. (2018) Impact lithologies – a key for reconstruction of rock-forming processes and a geological model of the Popigai crater, northern Siberia. *Austral. J. Earth Sci.*, **66**(5), 1-14. <https://doi.org/10.1080/08120099.2018.1509372>
- Mashchak M.S. (1990a) Geological setting of the time of impact craters generation on Pai-Khoi. *The impact craters at the turn of the Mesozoic and Cenozoic*. Leningrad, Nauka Publ., 24-37. (In Russ.)
- Mashchak M.S. (1990b) Morphology and structure of the Kara and Ust'-Kara astrobleme. *The impact craters at the turn of the Mesozoic and Cenozoic*. Leningrad, Nauka Publ., 37-55. (In Russ.)
- Mashchak M.S., Selivanovskaya T.V., Masaitis V.L. (1983) Fiture of the structure of suevites and allogenic breccias of the Kara astrobleme and the dynamics of the distribution of clastic material in them. *Meteoritika*, **42**, 149-157. (In Russ.)
- Meyer C. (2012) Sedimentological, structural and geochemical investigations of the suevite of the impact crater Nördlinger Ries, Germany. PhD thesis, Free University, Berlin, Germany, 130 p.
- Naumov M.V. (1996) Osnovnye zakonomernosti postimpaktnogo gidrotermal'nogo protsesssa. *Astronom. Vestn.*, **30**(1), 25-32. (In Russ.)
- Nazarov M.A., Badjukov D.D., Alekseev A.S. (1989) Morphology of the Kara and Ust-Kara impact craters, USSR. *Lunar Planet. Sci. XX*, 762-763.
- Nazarov M.A., Badyukov D.D., Alekseev A.S., Kolesnikov E.M., Kashkarov L.L., Barsukova L.D., Suponeva I.V., Kolesov G.M. (1993) Kara imhact structure and its relatuionship with the Cretaceous-Paleogene event. *Bull. MOIP, Sec. Geol.*, **68**(3), 13-32. (In Russ.)
- Navrotsky A., Capobianco C., Stebbins J. (1982) Some thermodynamic and experimental constraints on the melting of albite at atmospheric and high pressure. *J. Geol.*, **90**, 679-698. <https://doi.org/10.1086/628724>
- Osinski G.R., Grieve R.A.F., Collins G.S., Marion C., Sylvester P. (2008) The effect of target lithology on the products of impact melting. *Meteorit. Planet. Sci.*, **43**(12), 1939-1954. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2008.tb00654.x>
- Osinski G.R., Grieve R.A.F., Spray J.G. (2004) The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure, Germany, and constraints on its origin. *Meteorit. Planet. Sci.*, **39**(10), 1655-1683. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00065.x>
- Popigai impact structure and its diamond-bearing rocks. (Ed. V.L. Masaitis). (2019) Impact studies, Springer: Cham, 205 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77988-1>
- Selivanovskaya T.V., Mashchak M.S., Masaitis V.L., (1990) Impact breccias and impactites of the Kara and Ust'-Kara astroblemes. *Impact craters at the turn of the Mesozoic and Cenozoic*. Leningrad, Nauka Publ., 55-96. (In Russ.)
- Sergienko E.S., Yanson S.Yu., Kosterov A., Khariton-skii P.V., Frolov A.M. (2021) Suevites and Tagamites of Zhamanshin Astrobleme: Distribution in the Crater and Petrographic Features. *IOP Conf. Ser.: Earth Environm. Sci.*, **666**, 042080. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/666/4/042080>
- Reimold U.W., Koeberl C. (2014) Impact structures in Africa: A review. *J. Afr. Earth Sci.*, **93**, 57-175. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.01.008>
- Sazonova L.V. (1984) Petrography of impactites of astrobleme Yanis'yarvi: Cand. geol. and min. nauk dis. Mjscow, MGU, 271 p. (In Russ.)
- Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Molchalova E.V., Markina N.V., Vanshtein B.G., Zinchenko A.G., Zuikova O.N., Kalas S.V., Kozlov S.A., Kostin D.A., Kotlyar G.V., Paramonova M.S., Pevzner V.S., Popov M.Ya., Pukhonto S.K., Savenkova G.B., Solonina S.F., Chudakova D.V., Shipilov E.V., Yakovleva T.V. (2012) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series South Kara. Sheet R-41. Amderma. Explanatory letter. St.Petersburg, Kartograf. fabrika VSEGEI Publ., 383 p. (In Russ.)
- Schmieder M., Kring D.A. (2020) Earth's Impact Events Through Geologic Time: A List of Recommended Ages for Terrestrial Impact Structures and Deposits. *Astrobiology*, **20**(1), 91-141. <https://doi.org/10.1089/ast.2019.2085>
- Shumilova T.G., Isaenko S.I., Koval'chuk N.S., Ulyashev V.V., Makeev B.A. (2016) Varieties of impactites, after-coal diamonds and associated carbon phases of the Kara astrobleme. *Modern Problems on Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy (Yushkin Readings-2016)*. Proc. Min. Sem. with International Participation. Syktyvkar, IG KSC UB RAS, 270-271. (In Russ.)
- Shumilova T.G., Koval'chuk N.S., Makeev B.A. (2019) Geochemical Features of the Diamondiferous suevites of the Kara Astrobleme (Pay-Khoy). *Dokl. Earth Sci.*, **486**(1), 545-548 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(2), 233-236). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19050167>
- Shumilova T., Maksimenko N., Zubov A., Kovalchuk N., Ulyashev V., Kis V. (2019) Varieties of Impactites and Impact Diamonds of the Kara Meteorite Crater (Pay-Khoy, Russia). *IOP Conf. Ser.: Earth Environm. Sci.*, **362**,

012043. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/362/1/012043>
- Stöffler D., Artemieva N.A., Wünnemann K., Reimold U.W., Jacob J., Hansen K.B., Summerson I.A.T. (2013) Ries crater and suevite revisited – Observations and modeling Part I: Observations. *Meteorit. Planet. Sci.*, **48**(4), 515-589. <https://doi.org/10.1111/maps.12086>
- Stöffler D., Hamann C., Metzler K. (2018) Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteorit. Planet. Sci.*, **53**, 5-49. <https://doi.org/10.1111/maps.12912>
- Stöffler D., Knöll H.D., Maerz U. (1979) Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Sci. Conf.*, 639-675.
- Stöffler D., Grieve R.A.F. (2007) Impactites, Ch. 2.11. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences*. (Eds D. Fettes, J. Desmons). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 82-92.
- Structures and textures of explosive breccias and impactites. Leningrad, 159 p. (Tr. VSEGEI, V. 316). (In Russ.)
- Trieloff M., Deutsch A., Jessberger E.K. (1998) The age of the Kara impact structure, Russia. *Meteorit. Planet. Sci.*, **33**, 361-372. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1998.tb01640.x>
- Vishnevskii S.A. (1992) Suevites of Popigai astrobleme: some paradoxes and imaginary-secondary relationships. Novosibirsk, SO RAN NITs OIGGM, 53 p. (In Russ.)
- Vishnevskii S.A. (2013) Popigai astrobleme – unique object of study and use (the specifics of large impact events the general cognitive significance of the economic potential) *Ural'skii Geol. Zhurnal*, **3**(93), 23-45. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogenez of the north Urals and Pay-Khoy. Ekaterinburg, Nauka, 283 p. (In Russ.)
- Zubov A.A., Shumilova T.G., Zhuravlev A.V., Isaenko S.I. (2021) X-ray computed microtomography of diamondiferous impact suevitic breccia and clast-poor melt rock from the Kara astrobleme (Pay-Khoy, Russia). *Amer. Mineral.*, **106**, 1860-1870. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7578>

УДК 549.514.81+550.42(470.21)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886

Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неоархейской щелочной провинции Кольского полуострова

В. Р. Ветрин^{1,2}, С. Г. Скублов^{3,4}

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, e-mail: vetrin.val@gmail.com

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

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, e-mail: skublov@yandex.ru

⁴Санкт-Петербургский горный университет, 199106, г. Санкт-Петербург, В.О., 21-я линия, 2

Поступила в редакцию 28.02.2023 г., принята к печати 19.04.2023 г.

Объект исследования. Циркон из гранитоидов А- и I-типов неоархейской Кольской щелочной провинции Балтийского (Фенноскандинавского) щита. **Цель.** Определение редкоэлементного состава циркона для характеристики условий его образования в разных типах гранитоидов. Использование этих данных совместно с имеющимися результатами U-Pb датирования и Lu-Hf изотопного состава изученных кристаллов циркона в целях оценки количества мантийного и корового вещества в составе протолитов и влияния условий кристаллизации на редкоэлементный состав циркона. **Материалы и методы.** Изучены 50 кристаллов циркона из 5 образцов главных разновидностей гранитоидов провинции. Концентрации редких элементов определены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль). Точки для анализов выбирались при помощи оптических и катодолюминесцентных снимков. Размер кратера не превышал 20 мкм, относительная ошибка измерений для преобладающей части элементов установлена в 10–15%, порог обнаружения элементов – 10 мг/т. **Результаты.** Установлены два главных типа циркона неоархейского возраста – циркон-1 и циркон-2, образованных соответственно на магматической и автометасоматической стадиях кристаллизации, циркон-4 во включениях в цирконе-1 и палеопротерозойский циркон-3 метаморфического генезиса. Средний изотопный состав Hf в цирконе-1 и цирконе-2 различных массивов изменяется незначительно, количество мантийного компонента (X_m) – в пределах от 23 до 30%, что может свидетельствовать об относительно постоянном и существенно коровом составе их протолитов. **Выводы.** Изменение редкоэлементного состава неоархейских цирконов контролировалось главным образом составом протолитов и окислительно-восстановительными условиями кристаллизации. В восстановительных условиях наибольшую химическую активность приобретали легкие (La–Nd) лантаноиды, для которых установлена прямая зависимость от величины Ce/Ce*. Для тяжелых лантаноидов с близкими размерами ионов относительно Zr⁴⁺ кристаллохимические факторы имели более важное значение и определяли уменьшение зависимости концентраций тяжелых лантаноидов в цирконе от Ce/Ce*.

Ключевые слова: циркон, щелочные гранитоиды, редкие элементы, изотопный состав Hf, Кольский полуостров

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках тем НИР FMEZ-2022-0025 (ГИ КНЦ РАН) и FMUW-2022-0005 (ИГГД РАН)

Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoarchean alkaline province of the Kola Peninsula

Valery R. Vetrin^{1,2}, Sergey G. Skublov^{3,4}

¹Geological Institute, Kola Science Centre RAS, 14 Fersmana st., Apatity 184209, Russia, e-mail: vetrin.val@gmail.com

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

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, 2 Makarova emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: skublov@yandex.ru

⁴Saint Petersburg Mining University, 21 line st., V.O., St. Petersburg 199106, Russia

Received 28.02.2023, accepted 19.04.2023

Research subject. Zircon from granitoids of the A- and I-types of the Neorchean Kola alkaline province of the Baltic (Fennoscandian) shield. **Aim.** To determine the trace element composition of zircon in order to characterize the conditions of its formation in different types of granitoids. To use these data, along with the available results of U-Pb dating and

Для цитирования: Ветрин В.Р., Скублов С.Г. (2023) Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неоархейской щелочной провинции Кольского полуострова. *Литосфера*, 23(5), 868–886. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886>

For citation: Vetrin V.R., Skublov S.G. (2023) Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoarchean alkaline province of the Kola Peninsula. *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 868–886. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886>

Lu-Hf isotope composition of the studied zircon crystals, to assess the amount of mantle and core matter in the protolith composition and the effect of crystallization conditions on the rare element composition of zircon. *Materials and Methods.* 50 zircon crystals from 5 samples of the main types of granitoids of the province were studied. Concentrations of trace elements were determined using a Cameca IMS-4f ion microprobe (NF FTIAN, Yaroslavl). Points for analysis were selected using optical and cathodoluminescent images. The size of the crater did not exceed 20 μm , the relative measurement error for the predominant part of the elements was set at 10–15%, the threshold for detecting elements was 10 ppb. *Results.* There are two main types of zircon of Neoproterozoic age – zircon-1 and zircon-2, formed, respectively, at the magmatic and autometamorphic stages of crystallization, zircon-4 in inclusions in zircon-1, and Paleoproterozoic zircon-3 of metamorphic genesis. The average isotopic composition of Hf in zircon-1 and zircon-2 of different arrays varies slightly, with the amount of mantle component (X_m) ranging from 23 to 30%, which may indicate a relatively constant and significantly core composition of their protoliths. *Conclusions.* The change in the trace element composition of Neoproterozoic zircons was controlled mainly by the composition of protoliths and redox crystallization conditions. Under reducing conditions, the greatest chemical activity was acquired by light (La-Nd) lanthanides, for which a direct dependence on the Ce/Ce* value was established. For heavy lanthanides with similar ion sizes relative to Zr^{+4} , crystallochemical factors were more important and a decrease in the dependence of heavy lanthanide concentrations in zircon on Ce/Ce* was determined.

Keywords: zircon, alkaline granitoids, trace elements, Hf isotope composition, Kola Peninsula

Funding information

The work was carried out within the framework of research and development: FMEZ-2022-0025 (GI KSC RAS) and FMUW-2022-0005 (IPGG RAS)

Acknowledgements

The authors are grateful to M.A. Vetrina for assistance in the preparation of the pictures and anonymous reviewers of the manuscript for comments and recommendations.

ВВЕДЕНИЕ

На большинстве континентов Земли наиболее древние геологически значимые проявления щелочных пород имеют позднеархейский возраст. Возникновение щелочного магматизма в неоархее и на границе архей–протерозой предполагается в результате смены геодинамического режима Земли в связи с активизацией процессов субдукции, приводящих к погружению материала коры до границы мантия–ядро и последующему подъему огромных масс горячего материала – источников суперплюмов, формирующих ряд провинций изверженных горных пород (Когарко, Асавин, 2007).

Неоархейская Кейвская щелочная провинция (НКЩП) расположена в пределах Кейвского мегаблока, входящего в состав юго-восточной части эллипсоидной региональной структуры, образованной в результате плюм-литосферного взаимодействия в возрастном интервале ≈ 2.79 –2.5 млрд лет (Mints, Eriksson, 2016). Преобладающая часть мегаблока сложена гнейсами и гранитоидами кольской и лебяжинской серий, массивами габбро-лабрадоритов и гранитоидами известково-щелочного, субщелочного и щелочного состава (Геологическая карта..., 1996; рис. 1). Наиболее ранние магмати-

ческие производные провинции представлены породами ассоциации латитов–монцититов–гранитов (АЛМГ), образующих ксенолиты в более поздних гранитах. Щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами сложены массивы площадью до 1300 km^2 . Возраст наиболее крупных массивов – Западно-Кейвского, Понойского, Белые Тундры – общей площадью более 2400 km^2 определен U-Pb методом как равный 2674–2666 млн лет (Митрофанов и др., 2000; Ветрин, Родионов, 2009). Породы АЛМГ и щелочные граниты разделены внедрением известково-щелочных гранитов Марьинского массива возрастом 2667 ± 8 млн лет (Ветрин, Белоусова, 2021). Щелочной магматизм провинции завершился образованием массивов щелочных и нефелиновых сиенитов соответственно 2645 ± 7 и 2613 ± 35 млн лет назад. По данным В.В. Балаганского с соавторами (Balagansky et al., 2021), в состав НКЩП частично или полностью могут входить метавулканы лебяжинской серии, занимающие около 40% площади Кейвского мегаблока, местами испытывавшие щелочной метасоматоз и превращенные в щелочные гнейсы-метасоматиты.

Щелочные и субщелочные граниты так же, как и породы АЛМГ, по химическому составу относятся к калиевым высокожелезистым породам, недо-

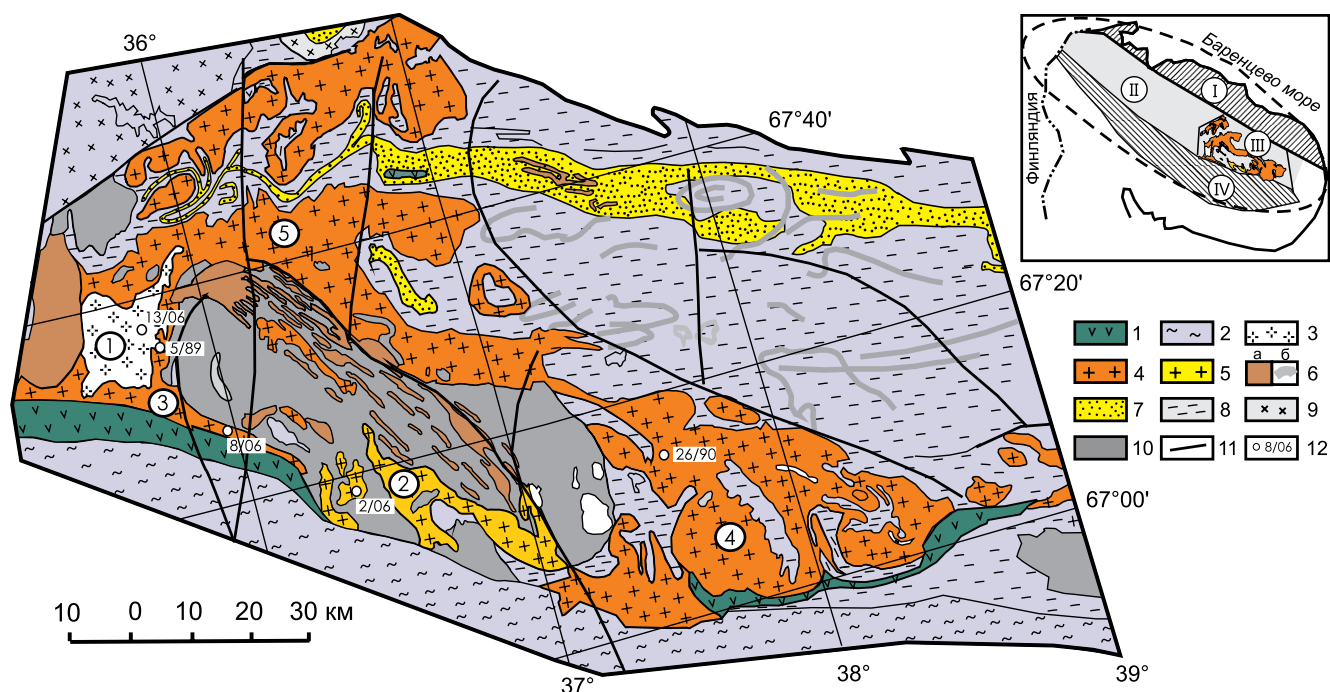


Рис. 1. Схема геологического строения Кейвского мегаблока, по (Геологическая карта..., 1996) с упрощениями.

1, 2 – палеопротерозойские образования: 1 – перидотиты–пироксениты–габбро–нориты Федорова–Панского массива, 2 – эффузивно–осадочные породы структуры Имандра–Варзуга; 3–8 – породы неоархейского возраста: 3 – известково–щелочные граниты; 4 – щелочные граниты; 5 – субщелочные граниты (цифры в кружках – массивы гранитов: 1 – Марь–йокский, 2 – Кукшинский, 3 – Белые Тундры, 4 – Понойский, 5 – Западные Кейвы); 6 – габбро, габбро–лабродориты; 7, 8 – породы соответственно верхнего и нижнего структурных ярусов Кейвской структуры: 7 – сланцы, метапесчаники, кварциты песчовотундровской серии; 8 – гнейсы лебяжинской серии; 9 – эндербиты, граниты, гранодиориты, монцодиориты; 10 – тоналиты, гранодиориты, граниты; 11 – проекции разломов; 12 – номера и места отбора образцов. На врезке – схема тектонического районирования северной части Кольской субпровинции Балтийского щита. Мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско–Норвежский, III – Кейвский, IV – Имандра–Варзугская зона карелид. Пунктиром оконтурена область обусловленных плюмом проявлений высокотемпературного метаморфизма, магматизма и осадконакопления в интервале ≈ 2.79 –2.5 млрд лет (Mints, Eriksson, 2016).

Fig. 1. Schematic map of the geological composition of the Keivy megablock, by (Geological map..., 1996) with simplification.

1, 2 – Paleoproterozoic formations: 1 – peridotites–pyroxenites–gabbro–norites of the Fedorovo–Pansky massif, 2 – volcanic–sedimentary rocks of the Imandra–Varzuga structure; 3–8 – rocks of Neoarchean age: 3 – calc–alkaline granites; 4 – alkaline granites; 5 – subalkaline granites (numbers in circles – massifs of granites: 1 – Maryok, 2 – Kuksha, 3 – White Tundra, 4 – Ponoj, 5 – Western Keivy); 6 – gabbro, gabbro–labradorites; 7, 8 – rocks, respectively, of the upper and lower structural parts of the Keivy structure: 7 – shales, metapeschaniacs, quartzites of the Pescovotundra series; 8 – gneiss of the Lebyazhinsky series; 9 – enderbites, granites, granodiorites, monzodiorites; 10 – tonalites, granodiorites, granites; 11 – projections of faults; 12 – numbers and places of sampling. On the insert is a tectonic zoning diagram of the northern part of the Kola subprovince of the Baltic Shield. Megablocks: I – Murmansk, II – Kola–Norwegian, III – Keivy, IV – Imandra–Varzuga Karelid zone. The dotted line delineates the plume–induced manifestations of high–temperature metamorphism, magmatism and sedimentation in the range of ≈ 2.79 –2.5 billion years (Mints, Eriksson, 2016).

сыщенным алюминием, содержащим повышенные концентрации Rb, Cs, Th, Nb, U, Zr, Hf, Y, редкоземельных элементов (РЗЭ), и соответствуют гранитам A_2 -типа (Ебу, 1992). Известково–щелочные граниты представлены перглиноземистыми гранитами I-типа и, по сравнению со щелочными гранитами, характеризуются более высокими концентрациями Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 и более низкими – крупноионных литофильных (Cs, Rb, K), высокозарядных (Y, Zr, Hf), редкоземельных и радиоактивных элементов.

Образование пород провинции предполагается в режиме тектономагматической активизации неоархейской протоплатформы. При декомпрессии и плавлении вещества плюма образованы значительные объемы базальтовых магм, внедрявшихся в породы различных уровней разреза континентальной коры. Пространственная и возрастная связь пород основного и щелочного состава позволяет предполагать возникновение исходных расплавов гранитоидов провинции в результате дифференциации толеит–базальтовых магм нормальной

ной или повышенной щелочности (Батиева, 1976; Зозуля и др., 2007; Balagansky et al., 2021) или в результате плавления пород нижней и средней коры при андерплейтинге в них базитовых магм плюмового генезиса (Ветрин, Белоусова, 2021). Поскольку микроэлементы магматических цирконов отражают состав и условия кристаллизации исходных магм (Levashova et al., 2023), а изотопный состав Hf позволяет оценить вклад мантийного и корового компонентов в состав циркона (Griffin et al., 2002; Belousova et al., 2006), нами выполнено определение концентраций элементов примесей и проведено сопоставление изотопного и редкоэлементного состава циркона из гранитоидов НКЩП.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из пяти образцов пород, представляющих все главные типы гранитоидов НКЩП (табл. 1), выделен в тяжелых жидкостях в ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты. Зерна цирконов впрессовывались в эпоксидную смолу, шлифовались и полировались приблизительно на половину своей толщины. Концентрации редких элементов (РЭ) в кристаллах циркона определены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль). Точки для анализов выбирались при помощи оптических и катодолюминесцентных (CL) снимков. Размер кратера не превышал 20 мкм, относительная ошибка измерений для преобладающей части элементов установлена в 10–15%, порог обнаружения элементов составлял 10 мг/т. Определения концентраций РЭ сделаны в тех же точках или в непосредственной близости от мест локализации выполненных ранее и опубликованных определений U-Pb возраста (Ветрин, Родионов, 2009) и Lu-Hf изотопного состава циркона (Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021). Определение количества мантийного компонента в цирконах (Xm, %) выполнено по методике, изложенной в работе (Ветрин, Белоусова, 2021).

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ

Во всех изученных образцах бесцветные, светло-коричневые, розоватые прозрачные или полупрозрачные в проходящем свете кристаллы циркона размером 0.05–3.0 мм образованы главным образом комбинацией граней {110} и {111}. Удлиненность кристаллов (l/h) варьируется от 5 до 1 с ее уменьшением от известково-щелочных гранитов Марьинского массива и субщелочных гранитов Кукшинского массива (2.1–5.0, среднее 3.2) к щелочным гранитам массива Белые Тундры (2.1–3.3, среднее 2.7) и Понойского (1.0–3.0, среднее 2.0) массивов. А-граниты содержат повышенные концентрации Zr, и цирконы в этих породах кристалли-

зовались на протяжении всей магматической стадии (Ветрин, Кременецкий, 2020). По морфологии, окраске на CL-снимках и составу во всех образцах установлены два главных типа циркона неогархейского возраста, обозначенных как циркон-1 и циркон-2. В щелочных гранитах Понойского массива ядра циркона неогархейского возраста окружены оболочками палеопротерозойского циркона-3 и содержат единичные включения циркона-4.

Циркон-1 и циркон-2 представлены обособленными зернами или частями единых кристаллов, различающихся по цвету, структуре и составу образуемых индивидов. Циркон-1 слагает монокристаллы или главным образом центральные части сложных по строению зерен и имеет в катодолюминесценции более светлую окраску и тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность. Для циркона-2, обычно находящегося в промежуточных и краевых частях кристаллов, свойственна более темная серая окраска (рис. 2). В направлении от центра зерен, сложенных цирконом-1, к их краевым частям на CL-снимках прослеживается неравномерное, часто зональное распределение серой окраски с постепенным увеличением ее интенсивности в периферических частях кристаллов. В этом же направлении часто происходит увеличение размера зон роста кристаллов от 5–10 до 50–100 мкм при уменьшении четкости их границ. В некоторых зернах наблюдается чередование светлых и темных зон роста с резкими границами между зонами. Обособленные кристаллы циркона-2 характеризуются слабопроявленной зональностью или имеют однородное строение. В некоторых кристаллах циркона-2 обнаруживаются реликты циркона-1, имеющие повышенный рельеф и более яркую окраску по сравнению с окружающим цирконом-2. Циркон-3 образует незональные оболочки толщиной ≤100 мкм во внешних частях неогархейских кристаллов циркона из щелочных гранитов Понойского массива. Границы оболочек, имеющих в катодолюминесценции темную окраску, резкие, часто неровные, извилистые. В некоторых зернах ядра “разбиты” трещинами на отдельные фрагменты, сцементированные веществом оболочки. В цирконе-1 из щелочных гранитов Понойского массива установлены два включения унаследованных изометричных зерен циркона-4 размером 50–100 мкм с округлыми, местами прямолинейными ограничениями.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

В изученных образцах концентрации редких элементов определены в 25 точках циркона-1, в том числе в 2 включениях циркона-4 и 25 точках циркона-2 (табл. 2). Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту CI (Sun, McDonough, 1989), показаны на рис. 3. Редкоэлементный состав циркона-2 и цир-

Таблица 1. Химический состав образцов гранитоидов, из которых выделялся циркон (главные компоненты – в мас. %, элементы-примеси – в ppm)**Table 1.** Chemical composition of granitoid samples, of which zircon was released (main components in wt %, trace elements in ppm)

Компонент	5/89	13/06	2/06	8/06	29/90
SiO ₂	67.69	71.27	71.23	73.87	76.35
TiO ₂	0.79	0.5	0.45	0.32	0.21
Al ₂ O ₃	12.89	13.17	12.19	11.29	10.16
Fe ₂ O ₃	2.05	0.53	1.13	0.43	1.70
FeO	3.72	3.91	4.02	3.55	1.23
MnO	0.09	0.06	0.07	0.08	0.04
MgO	0.66	0.56	0.24	0.10	0.06
CaO	1.8	1.66	1.46	0.81	0.37
Na ₂ O	4.4	2.94	3.42	3.56	3.29
K ₂ O	4.31	4.09	4.34	4.76	5.18
H ₂ O ⁻	0.1	0.13	0.17	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.91	0.49	0.67	0.50	0.62
Zr	506	247	633	547	700
Nb	15	15	19	20	42
Th	12	15	22	40	40
La	76.5	42.3	104	98.7	135
Ce	157	94.6	222	214	254
Pr	18.9	9.83	25.5	24.1	Н.о.
Nd	71.0	36.5	94.3	84.9	110
Sm	13.2	6.58	17.4	16.1	17.3
Eu	1.99	0.72	1.80	1.20	0.93
Gd	11.2	5.80	16.1	14.0	Н.о.
Tb	1.70	0.83	2.55	2.19	2.70
Dy	9.80	4.63	15.2	13.4	Н.о.
Ho	2.01	0.94	3.01	2.70	Н.о.
Er	5.69	2.55	8.22	7.75	Н.о.
Tm	0.87	0.38	1.18	1.18	Н.о.
Yb	5.63	2.25	7.34	7.44	9.40
Lu	0.87	0.35	1.14	1.15	1.40

Примечание. Образцы: 5/89 – авгит-ферроэденитовый кварцевый сиенит АЛМГ, 13/06 – роговообманково-биотитовый известково-щелочной гранит Марьинского массива, 2/06 – порфировидный геденбергит-ферроэденитовый гранит Кукшинского массива, 8/06 – порфировидный эгирин-арфведсонитовый гранит массива Белые Тундры, 26/90 – среднезернистый гнейсовидный эгирин-арфведсонитовый гранит Понойского массива.

Места отбора образцов – см. рис. 1.

Главные компоненты определены в химлаборатории ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), элементы-примеси – в ФГБУ ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS на приборе Elan 6100.

Note. Samples: 5/89 – augite-ferroedenite quartz syenite ALMG, 13/06 – hornblende-biotite calc-alkaline granite of the Maryok massif, 2/06 – porphyritic hedenbergite-ferroedenite granite of the Kuksha massif, 8/06 – porphyritic aegirine-arfvedsonite granite of the White Tundra massif, 26/90 – medium-grained gneissic aegirine-arfvedsonite granite of the Ponoï massif.

Sampling locations see Fig. 1.

The main components were determined in the chemical laboratory of the Geological Institute of the KSC RAS (Apatity), trace elements – at the IMGRE (Moscow) by the ICP-MS method on the Elan 6100 equipment.

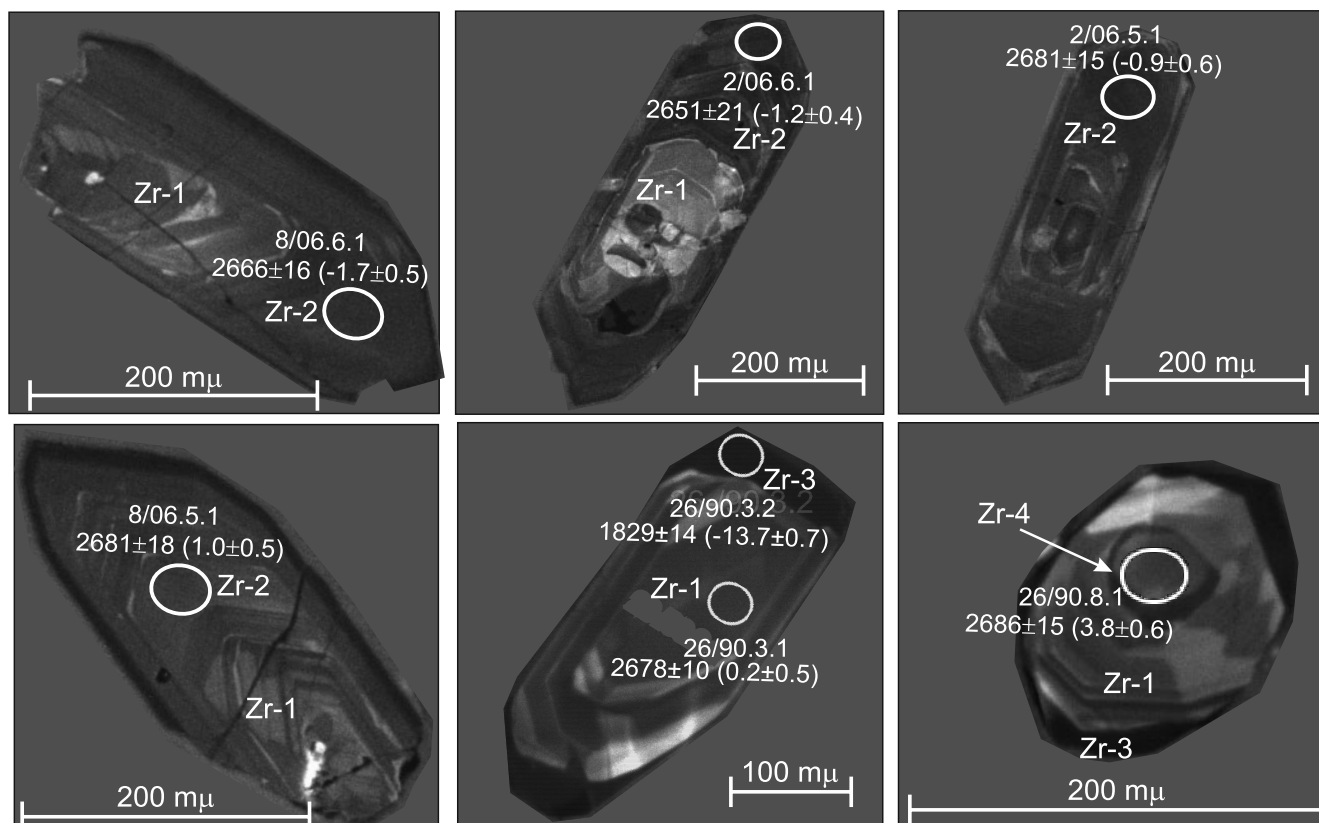


Рис. 2. Морфология кристаллов и CL-снимки циркона-1 (Zr-1), циркона-2 (Zr-2), циркона-3 (Zr-3) и циркона-4 (Zr-4).

Окружностями показаны места и результаты определения состава элементов примесей, возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (млн лет) и ϵHf (в скобках).

Fig. 2. Morphology of crystals and CL-images of zircon-1 (Zr-1), zircon-2 (Zr-2), zircon-3 (Zr-3), and zircon-4 (Zr-4).

The circles show the places and results of determining the composition of the trace elements, age by isotope ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and ϵHf (in brackets).

кона-3 из обр. 26/90 приведен по данным (Балашов, Скублов, 2011), их изотопный состав – по (Ветрин, Кременецкий, 2020). Характеристика цирконов выполнена в соответствии с уменьшением возраста вмещающих гранитоидов, установленным по геологическим данным и результатам U-Pb датирования циркона из пород НКЩП (Ветрин, Родионов, 2009).

Циркон из кварцевого сиенита АЛМГ (обр. 5/89, см. рис. 3а). Циркон-1 из кварцевого сиенита имеет пониженные концентрации La (0.05–0.23 г/т) и повышенные значения отношений $(\text{Lu}/\text{La})_N$ и $(\text{Sm}/\text{La})_N$ (средние 4040 и 66 соответственно). Кристаллам свойственны особенности состава, характерные для магматических цирконов: существенное превышение концентраций тяжелых РЗЭ над легкими (средние 670 и 23 г/т соответственно), отчетливо проявленные положительные Ce- и отрицательные Eu-аномалии (30.8 и 0.10 соответственно). Графики нормированных

содержаний РЗЭ имеют крутой наклон от Lu к La и находятся в области составов магматического циркона из А-гранитов. Концентрации Th и U составляют 37–142 и 132–422 г/т соответственно ($\text{Th}/\text{U} = 0.28\text{--}0.81$, среднее 0.40) и определяют расположение точек состава на диаграммах в координатах $\text{Th}/\text{U}\text{--Nb}/\text{Hf}$ и $\text{Th}_N\text{--Nb}_N$ также в поле циркона из А-гранитов (рис. 4). Концентрация Ti в цирконе-1 8–71 г/т. Величина $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$ варьируется от –3.1 до 1.4, возраст циркона-1, определенный по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 2675–2695 млн лет.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет в 1.5–2 раза более высокое содержание легких РЗЭ, обогащен тяжелыми РЗЭ и другими совместимыми с цирконом элементами (Y, Th, U), а также некоторыми неформульными элементами-примесями – P, Nb, Ti, Ca, Ba, Sr. Спектры распределения РЗЭ имеют более пологую конфигурацию левой части кривых ($(\text{Sm}/\text{La})_N$ от 0.8 до 15.9, среднее 6.2),

Таблица 2. Концентрации редких элементов в цирконе из гранитоидов НКЦП, г/т
Table 2. Concentrations of trace elements in zircons from granitoids of NKAP, ppm

Компонент	Обр. 5/89, кварцевый сиенит АЛМГ										Обр. 13/06, известково-щелочной гранит Марьинского массива										
	Циркон-1					Циркон-2					Циркон-1					Циркон-2					
	1.1	4.1	7.1	9	10	2.1	3.1	3.2	5.1	6.1	8.1	1.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	2.1	8.1	9.1	10.1
La	0.08	0.23	0.18	0.05	0.23	22.7	12.1	6.77	7.80	2.30	1.11	0.11	0.23	0.82	0.57	0.57	1.38	6.72	2.98	16.0	14.1
Ce	17.6	15.0	18.4	24.6	20.6	58.2	78.5	29.5	46.6	36.1	31.7	22.8	20.9	21.5	21.0	22.4	27.2	69.8	31.1	28.7	54.1
Pr	0.21	0.14	0.55	0.14	0.26	8.51	4.75	1.43	2.94	2.28	1.17	0.18	0.61	0.68	0.62	0.48	1.32	5.45	2.80	5.19	6.76
Nd	1.99	1.68	7.81	2.03	3.24	40.1	22.9	9.7	19.0	20.7	11.4	1.71	9.42	4.94	6.03	4.49	9.27	44.9	26.4	19.3	45.6
Sm	3.08	2.88	10.3	4.31	4.45	11.1	11.5	7.63	16.5	19.5	11.0	3.51	14.9	5.22	7.90	5.11	9.53	30.7	16.0	4.65	25.6
Eu	0.26	0.20	0.73	0.27	0.43	0.62	0.60	0.53	1.34	1.61	0.86	0.33	1.10	0.54	0.85	0.75	1.36	3.45	5.50	0.40	6.58
Gd	16.0	15.7	44.9	25.5	24.1	30.8	42.0	22.9	55.8	74.5	49.4	22.1	71.1	21.0	42.2	23.8	25.8	78.9	30.5	16.6	55.5
Dy	61.9	68.8	146	116	100	94.4	146	78.1	184	259	173	91.0	250	85.1	178	107	92.6	259	91.5	67.4	127
Er	116	136	267	249	210	163	259	143	375	494	311	187	425	160	324	210	165	459	195	129	231
Yb	179	209	439	372	320	244	355	227	667	789	521	303	584	258	503	347	275	661	331	215	412
Lu	26.8	31.6	73.0	55.3	48.4	36.4	53.8	38.3	105	130	84.9	45.3	83.7	38.6	71.7	51.5	41.3	95.2	47.9	31.7	64.8
P	108	127	263	124	90.0	248	731	104	217	228	161	264	320	619	599	589	306	421	402	435	1140
Ca	6.33	185	24.1	4.11	99.4	179	123	22.5	30.8	12.0	16.8	377	452	554	766	881	507	456	603	688	887
Ti	13.1	71.4	16.4	8.21	11.0	62.5	10.2	16.6	69.2	26.7	29.2	12.0	30.0	34.5	15.7	18.0	42.2	30.5	21.7	598	90
Sr	0.29	0.63	0.68	0.41	0.58	0.66	0.52	0.46	1.17	0.95	0.39	3.04	3.83	4.31	7.02	6.28	2.09	2.48	4.09	5.52	3.69
Y	707	899	1587	1287	1132	1086	1526	859	2207	2947	2094	1048	2453	1011	2060	1271	970	2563	1060	886	1501
Nb	88.5	45.0	22.2	26.0	24.4	40.4	27.4	17.1	47.1	46.1	46.6	67.6	52.0	36.5	38.9	54.0	39.1	61.4	78.9	47.9	32.1
Ba	0.82	4.95	2.11	1.17	1.14	2.04	1.04	1.33	3.39	2.05	4.04	2.81	3.15	3.78	5.39	4.02	2.76	3.42	3.14	9.07	5.30
Hf	6497	7077	9651	11342	10449	6640	7386	7676	11326	11061	8415	10854	8061	7689	9776	10440	7983	10660	11948	7127	12145
Th	36.8	56.0	105	142	86.4	47.7	92.6	42.4	463	289	167	95.5	102	66.0	110	116	73.1	216	150	53	160
U	132	187	130	422	292	145	235	157	382	378	225	295	255	171	284	344	204	587	549	156	404
Th/U	0.28	0.30	0.81	0.34	0.30	0.33	0.39	0.27	1.21	0.76	0.74	0.32	0.40	0.39	0.39	0.34	0.36	0.37	0.27	0.34	0.40
Eu/Eu*	0.11	0.09	0.10	0.08	0.13	0.10	0.08	0.12	0.13	0.13	0.11	0.11	0.10	0.16	0.14	0.21	0.26	0.21	0.76	0.14	0.53
Ce/Ce*	32.3	19.9	14.3	67.0	20.4	1.01	2.51	2.30	2.36	3.82	6.74	38.7	13.5	6.97	8.52	10.3	4.88	2.79	2.61	0.76	1.34
ΣREE	423	481	1008	849	732	710	986	564	1481	1829	1196	677	1461	596	1156	772	651	1714	781	534	1043
ΣLREE	19.9	17.0	27.0	26.8	24.3	129	118	47.5	76.3	61.4	45.4	24.8	31.1	27.9	28.2	28.0	39.2	126.8	63.3	69.1	120.4
ΣHREE	400	461	970	818	703	569	855	509	1387	1747	1139	648	1414	562	1119	738	601	1553	696	460	890
(Lu/La) _N	3148	1329	3980	9740	2002	15.5	42.9	54.5	130.2	546	738	3811	3551	454	1202	864	289	136	155	19.1	44.4
(Lu/Gd) _N	13.6	16.3	13.2	17.6	16.3	9.56	10.4	13.5	15.3	14.2	13.9	16.6	9.52	14.9	13.8	17.5	12.9	9.76	12.7	15.5	9.45
(Sm/La) _N	60.3	20.1	93.8	126	30.6	0.78	1.52	1.80	3.39	13.5	15.9	49.2	104.8	10.2	22.0	14.3	11.1	7.31	8.62	0.47	2.92
T, млн лет	2695	2688	2675	H.o.	H.o.	2668	2658	2698	2659	2680	2674	2651	2672	2689	2686	2681	2677	2666	2663	2671	2656
±1σ	24	10	14	H.o.	H.o.	11	11	13	11	13	10	11	16	22	13	13	23	9	12	17	11
εHf(T)	1.4	-1.9	-3.1	H.o.	H.o.	-0.6	1.1	0.6	-3.0	1.6	-1.4	-0.1	1.6	0.6	0.2	1.1	0.4	-0.7	-0.1	0.13	-0.7
±1σ	0.6	0.7	0.9	H.o.	H.o.	0.7	0.6	0.5	0.6	0.9	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Xm, %	40	12	1.4	H.o.	H.o.	23	38	33	2.6	42	16	27	42	33	30	37	32	22	28	29	22

Таблица 2. Окончание
Table 2. Ending

Компонент	Обр. 2/06, субщелочной гранит Кукшинского массива										Обр. 8/06, щелочной гранит массива Белые Тундры										Обр. 26/90, щел. гранит Понийского массива		
	Циркон-1					Циркон-2					Циркон-1					Циркон-2					Цир- кон-1	Цир- кон-2	Включения в цирконе-1 (циркон-4)
	2.1	9.1	1.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	10.1	1.1	4.1	6.1	7.1	10.1	2.1	5.1	8.1	9.1	6.1	5.1	8.1	
La	0.23	0.21	10.3	144	92.7	33.5	100	2.2	145	11.3	4.37	2.32	1.38	0.64	1.74	65	218	130	11	2.28	14.5	0.88	45.1
Ce	22.3	20.5	334	139	594	287	272	31.8	652	79.8	33.1	21.0	19.4	22.5	21.9	174	398	295	30	16.9	68.9	32.0	347
Pr	0.47	0.17	8.27	30.2	25.4	24.5	38.7	1.28	51.1	4.88	1.98	0.76	0.60	0.36	0.76	21.1	46.9	42.7	4.20	1.48	5.76	1.35	27.6
Nd	7.77	1.90	47.4	143	119	123	206	7.23	245	27.5	9.53	8.77	6.45	2.94	6.12	100	160	194	18.5	6.20	28.1	14.4	138
Sm	12.2	3.30	28.8	48.8	37.5	61.8	84.1	5.24	77.1	12.7	8.55	12.7	10.8	4.70	8.12	28.3	20.6	45.5	9.14	3.19	14.3	19.5	94.9
Eu	0.76	0.36	3.21	5.13	4.46	9.14	10.2	0.65	4.91	1.46	1.01	1.22	1.11	0.47	0.71	1.91	1.55	2.01	0.81	0.21	0.98	1.18	9.91
Gd	56.2	19.9	60.4	106	66.5	91.7	153	17.5	123	36.2	37.04	61.6	57.6	28.4	39.6	70.0	75.4	84.3	28.1	6.75	36.3	71.9	204
Dy	192	92.6	142	215	134	150	237	73.2	228	96.7	159	244	220	117	160	161	176	164	113	40	120	225	510
Er	341	180	237	344	215	139	307	132	365	177	313	420	412	227	282	276	331	269	205	137	194	394	611
Yb	502	275	354	489	325	189	470	214	540	284	441	567	569	323	392	386	455	374	298	237	300	535	664
Lu	72.7	43.7	54.3	70.6	50.1	32.4	67.8	31.4	78.0	43.9	59.5	81.3	76.5	46.0	55.8	55.0	60.7	54.7	40.0	27.9	45.6	80.4	80.2
P	277	249	230	275	513	260	518	242	258	224	241	436	421	164	273	861	424	646	165	219	199	138	247
Ca	596	335	575	434	2312	916	1577	1615	608	376	789	631	838	370	1171	2644	1715	1000	898	25.5	151	9.48	256
Ti	8.89	14.9	20.0	13.1	95.1	497	82.5	57.5	38.0	82.8	44.7	27.0	32.3	32.6	576.5	453	401	72.0	318	6.68	19.57	28.2	1784
Sr	4.54	2.93	4.36	4.48	18.3	7.12	12.0	8.17	3.62	3.34	5.26	5.61	6.81	2.25	7.78	13.1	14.7	5.82	5.42	0.27	4.23	0.28	18.3
Y	1966	1065	1389	2020	1339	1021	1987	955	2029	948	1768	2489	2430	1268	1774	1628	2031	1583	1287	591	1180	2098	4157
Nb	17.8	38.6	27.9	27.6	51.4	12.9	34.1	22.2	31.0	32.8	48.5	36.4	42.9	43.7	26.4	26.7	18.7	45.4	46.8	58.6	14.9	50.3	306
Ba	3.61	2.54	4.94	7.41	11.3	11.0	14.5	4.40	6.46	6.38	5.34	5.06	5.19	2.09	5.76	16.7	15.7	6.08	5.88	2.89	1.17	1.86	162
Hf	9907	11917	10238	9500	11386	6706	10440	6397	11361	13038	8205	7869	8006	7533	6341	6554	6373	7544	5539	13057	7245	9699	10305
Th	109	75.2	107	135	146	173	187	70.3	230	102	80.4	100	94.5	79.9	80.7	79	92	92	80	28.7	79.5	129	135
U	230	217	297	376	468	236	603	227	598	366	286	282	308	265	236	232	282	219	226	1194	229	295	532
Th/U	0.47	0.35	0.36	0.36	0.31	0.73	0.31	0.31	0.38	0.28	0.28	0.36	0.31	0.30	0.34	0.34	0.33	0.42	0.36	0.02	0.35	0.44	0.25
Eu/Eu*	0.09	0.14	0.23	0.22	0.27	0.37	0.28	0.21	0.15	0.21	0.17	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13	0.12	0.10	0.15	0.14	0.13	0.10	0.22
Ce/Ce*	16.6	25.9	8.76	0.51	2.97	2.42	1.06	4.60	1.83	2.60	2.72	3.83	5.15	11.34	4.60	1.14	0.95	0.96	1.06	2.23	1.82	7.08	2.38
ΣREE	1207	638	1279	1735	1663	1141	1948	516	2510	775	1068	1421	1374	773	969	1338	1942	1655	758	479	829	1376	2731
ΣLREE	30.8	22.8	400	456	831	468	618	42.4	1093	123	48.9	32.8	27.8	26.4	30.5	360	823	662	63.7	26.9	117	48.7	557
ΣHREE	1164	612	847	1225	790	602	1236	468	1335	638	1010	1374	1335	741	930	948	1098	946	684	449	697	1307	2069
(Lu/La) _N	3100	1996	50.9	4.74	5.20	9.31	6.52	140	5.20	37.5	131	337	535	693	310	8.21	2.69	4.05	34.7	118	30.3	877	171
(Lu/Gd) _N	10.5	17.8	7.28	5.39	6.09	2.86	3.58	14.5	5.12	9.80	13.0	10.7	10.7	13.1	11.4	6.36	6.51	5.25	11.5	33.5	10.2	9.05	3.18
(Sm/La) _N	86.6	25.1	4.48	0.54	0.65	2.95	1.34	3.87	0.85	1.80	3.1	8.8	12.5	11.8	7.49	0.70	0.15	0.56	1.32	2.24	1.58	35.4	3.37
T, млн лет	2707	2675	2646	2650	2678	2681	2651	2672	2682	2679	2686	2683	2666	2660	2684	2669	2681	2685	2660	2670	2660	2686	2661
±1σ	16	17	14	20	16	15	21	26	13	17	16	16	16	16	15	15	18	16	15	18	13	15	28
εHf(T)	-0.1	0.7	-2.9	H.o.	1.1	-0.9	-1.2	-0.2	1.1	-0.3	-0.8	1.0	-1.7	-1.3	0.1	-1.1	1.0	-0.5	-1.0	-0.4	-0.4	3.8	3.6
±1σ	0.7	0.5	0.6	H.o.	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.5	0.7	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.8
Xm, %	27	34	3.5	H.o.	38	21	18	27	37	26	22	37	14	17	29	19	37	24	20	25	25	61	59

Примечание. Определение возраста выполнено по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ветрин, Родионов, 2009). $Xm, \% = 100(3.3 + \epsilon\text{Hf(T)})/11.7$ (Ветрин, Белоусова, 2021).
Результаты выполненных ранее анализов циркона из обр. 26/90 приведены в (Балашов, Скублов, 2011).

Note. The age was determined from the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotope ratio (Vetrin, Rodionov, 2009). Results of previous zircon analyses from the sample 26/90 are given in (Balashov, Skublov, 2011). $Xm, \% = 100(3.3 + \epsilon\text{Hf(T)})/11.7$ (Vetrin, Belousova, 2021).

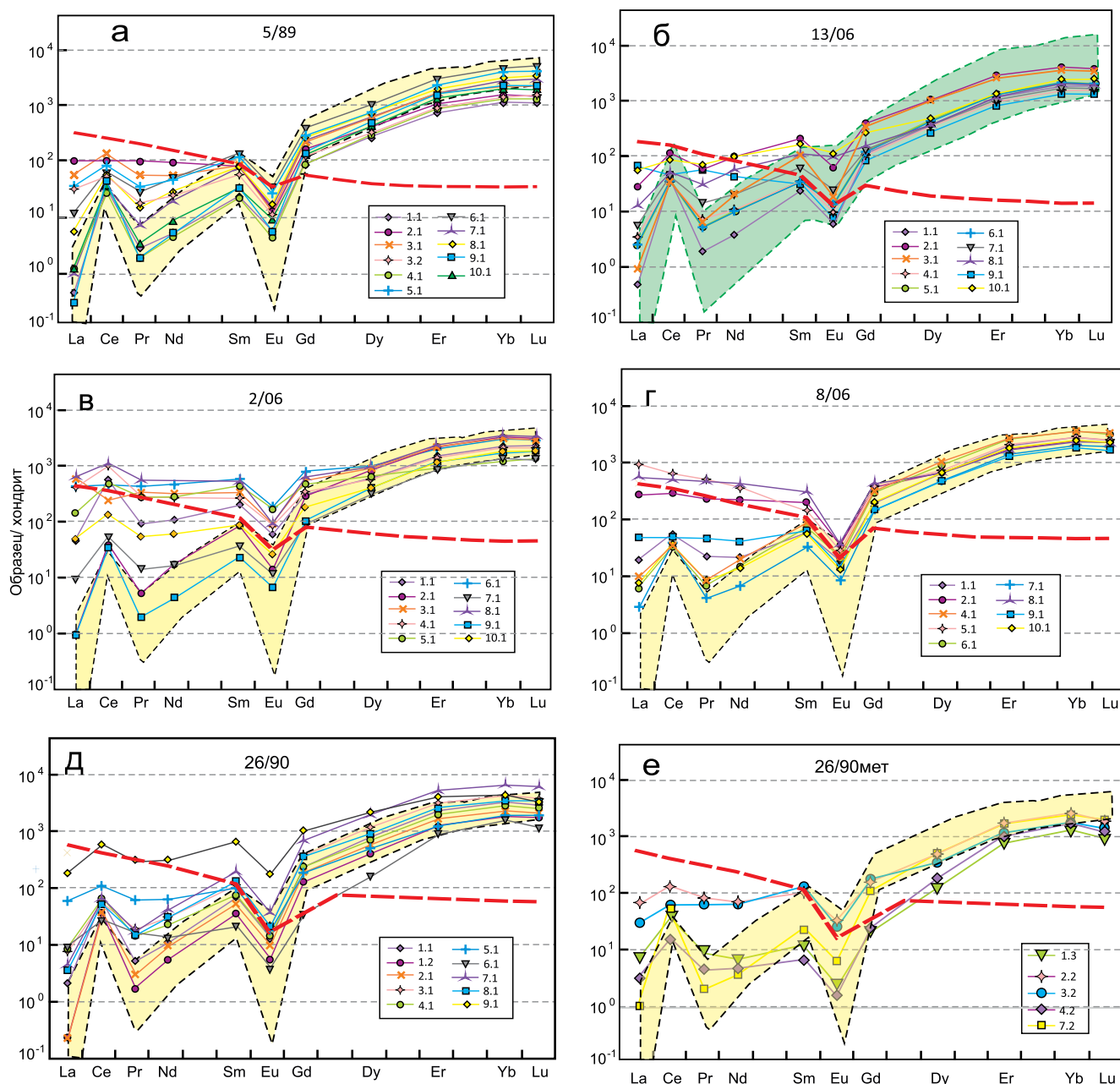


Рис. 3. Спайдер-диаграммы нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких элементов в цирконе из кварцевого сиенита АЛМГ (а; обр. 5/89), известково-щелочного гранита ММ (б; обр. 13/06), субщелочного гранита КМ (в; обр. 2/06), щелочных гранитов БТ (г; обр. 8/06) и ПМ (д; обр. 26/90), в цирконе-3 из щелочного гранита ПМ (е; обр. 26/90 мет).

Желтым цветом обозначены области составов циркона из А-гранитов, зеленым – из I-гранитов (обр. 13/06), по (Wang et al., 2012). Цифры у значков соответствуют номерам образцов в табл. 2. Красной пунктирной линией показан состав РЗЭ в гранитах каждого образца. Здесь и в дальнейшем помимо результатов, приведенных в табл. 2, при построении диаграмм использованы данные из (Балашов, Скублов, 2011; Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021).

Fig. 3. Spider diagrams of chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) concentrations of trace elements in zircon from quartz syenite ALMG (a; sample 5/89), calc-alkaline granite MM (б; sample 13/06), subalkaline granite KM (в; sample 2/06), alkaline granites БТ (г; sample 8/06) and ПМ (д; sample 26/90), in zircon-3 from alkaline granite ПМ (е; sample 26/90 met).

Areas of zircon composition from A-granites are marked in yellow, and zircons from I-granites (sample 13/06) are marked in green, after (Wang et al., 2012). The numbers at the icons correspond to the sample numbers in Table 1 and Fig. 3. Hereinafter, in addition to the results given in Table 2, data from (Balashov, Skublov, 2011; Vetrin, 2018; Vetrin, Kremenetskii, 2020; Vetrin, Belousova, 2021) were used in constructing the diagrams.

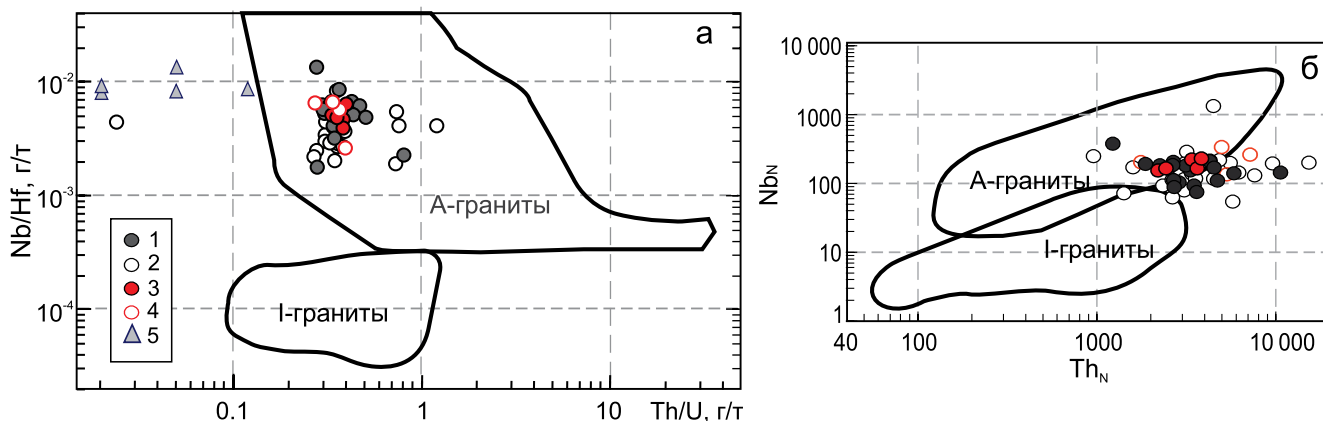


Рис. 4. Диаграммы классификации цирконов из А- и I-гранитов.

а – в координатах Th/U–Nb/Hf, по (Hawkesworth, Kemp, 2006); б – в координатах Th_N–Nb_N (Nardi et al., 2013). 1, 2 – циркон-1 и циркон-2 соответственно из А-гранитов (обр. 5/89, 2/06, 8/06, 26/90); 3, 4 – циркон-1 и циркон-2 из I-гранитов (обр. 13/06); 5 – метаморфогенный циркон (обр. 26/90мет). Нормирование выполнено по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 4. Zircon classification diagrams from A- and I-granites.

а – in Th/U–Nb/Hf coordinates, according to (Hawkesworth, Kemp, 2006); б – in Th_N–Nb_N coordinates (Nardi et al., 2013). 1, 2 – zircon-1 and zircon-2 respectively of A-granites (samples 5/89, 2/06, 8/06, 26/90); 3, 4 – zircon-1 and zircon-2 respectively of I-granites (sample 13/06); 5 – metamorphic zircon (sample 26/90met). Normalization was performed according to (Sun, McDonough, 1989).

и редуцированную Ce-аномалию ($Ce/Ce^* = 1.0–6.7$, среднее 3.1). По концентрациям La и величине отношения $(Sm/La)_N$ точки составов изученных кристаллов располагаются в полях составов “пористых” или “гидротермальных” цирконов (рис. 5), образование которых предполагается как в процессе кристаллизации насыщенных флюидом расплавов кремнекислого и среднего состава, так и в результате гидротермальной переработки первично магматических цирконов (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005; Смолькин и др., 2020). Величина отношения Th/U находится в пределах 0.27–1.21 (среднее 0.62) и соответствует его значениям в цирконе из магматических пород (≥ 0.5 (Hoskin, Schaltegger, 2003)). Значения $\epsilon_{Hf}(T)$ и возраст циркона-2 в пределах ошибок определения близки таковым в цирконе-1.

Циркон из известково-щелочного гранита Марьинского массива (обр. 13/06; см. рис. 36). Циркон-1 из известково-щелочного гранита близок по составу циркону-1 из кварцевого сиенита АЛМГ, но отличается от последнего на 10–15% более высоким содержанием тяжелых (Gd–Lu) и легких (La–Nd) лантаноидов (средние 847 и 30 г/т соответственно), повышенными концентрациями Y, P, Nb, Ca, Sr, Ba. Для него характерны пониженные значения отношений $(Lu/La)_N$ и $(Sm/La)_N$ (средние 1695 и 35), менее выраженные Ce- и Eu-аномалии, вследствие чего спектры РЗЭ циркона-1 имеют более пологую конфигурацию и располагаются в поле составов I-гранитов. В то же время для рассматриваемого циркона-1 установлены

повышенные концентрации Nb (37–68 г/т, среднее 48 г/т) и Th (66–116 г/т, среднее 92 г/т) и на рис. 4 точки его состава находятся в поле составов циркона из А-гранитов. Концентрации U составляют 171–344 г/т, и пониженная, по сравнению с цирконами магматического генезиса, величина отношения Th/U (0.32–0.40, среднее 0.34) обусловлена, вероятно, воздействием на циркон палеопротерозойского метаморфизма с сопутствующим привносом урана. Содержание Ti в цирконе-1 составляет 12–42 г/т. Возраст циркона-1, установленный по изотопным отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляет 2651–2689 млн лет, величина $\epsilon_{Hf}(T)$ варьируется от –0.1 до 1.6.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет более высокие концентрации легких РЗЭ (средние 95 и 30 г/т соответственно) при близких концентрациях тяжелых лантаноидов (средние 900 и 847 г/т) и характеризуется повышенным содержанием P, Hf, Th, Nb, Ti, U, Ca, Ba. Спектры РЗЭ имеют пологую конфигурацию со слабопроявленными Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 0.8–2.8$, среднее 1.9), Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.14–0.76$, среднее 0.41) и располагаются в верхней части поля составов I-гранитов. Циркон-2 характеризуется повышенными концентрациями La и пониженными значениями отношений $(Sm/La)_N$, определяющими положение точек состава в поле гидротермально измененных “пористых” цирконов, и по величине отношений Th/U и Nb/Hf соответствует циркону из А-гранитов. Концентрация Ti варьируется от 22 до 31 г/т. Для двух образцов (9.1, 10.1) установлены бо-

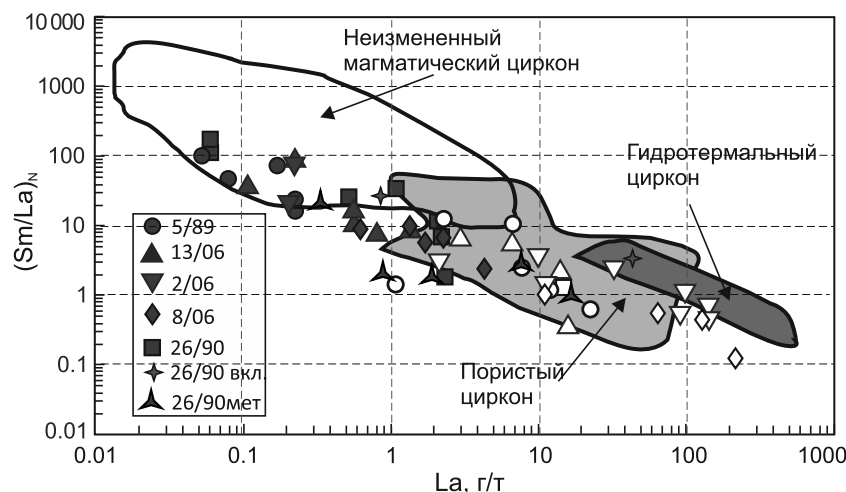


Рис. 5. Состав циркона в координатах La–(Sm/La)_N.

Залитые значки – циркон-1, незалитые – циркон-2; 26/90 вкл – включения в цирконе-1 обр. 26/90. Поля составов циркона – по (Смолькин и др., 2020).

Fig. 5. Composition of zircon in coordinates La–(Sm/La)_N.

Filled marks – zircon-1, not filled – zircon-2; 26/90 вкл – inclusions in zircon-1 sample 26/90. Zircon composition fields – after (Smolkin et al., 2020).

более высокие содержания титана – 90 и 598 г/т, коррелируемые с повышенными концентрациями в них кальция (688 и 887 г/т соответственно). Наличие указанной корреляции позволяет предполагать привнос рассматриваемых элементов в процессе гидротермального изменения цирконов (Geisler, Schleicher, 2000; Romano et al., 2004). Возраст циркона-2 составляет 2656–2671 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ изменяется от –0.7 до 0.1.

Циркон из субщелочного гранита Кукшинского массива (обр. 2/06; рис. 3в). Редкоэлементный состав циркона-1 из субщелочного гранита представлен результатами двух анализов. По концентрации характерных редких элементов и их соотношению ($\text{La} = 0.21\text{--}0.23$ г/т, $\text{Nb} = 18\text{--}39$ г/т, $(\text{Lu/La})_N = 1996\text{--}3100$, $\text{Ce/Ce}^* = 17\text{--}26$, $\text{Eu/Eu}^* = 0.09\text{--}0.14$, $\text{Th/U} = 0.35\text{--}0.47$) циркон-1 близок составу магматических цирконов из образцов кварцевых сиенитов и известково-щелочных гранитов, и на диаграммах рис. 3, 4 точки его состава располагаются в полях составов магматических цирконов из А-гранитов. Возраст циркона, установленный по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 2675 и 2707 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ изменяется от –0.1 до 0.7.

Результаты определения редкоэлементного состава восьми кристаллов циркона-2 показали его значимое отличие от циркона-1. Величина средних значений для элементов в отношениях циркон-2/циркон-1 составляет: La – 319, Ce – 14, Pr – 72, Nd – 24, Eu – 9, Sm – 6, Ti, Ba – 3, Th, U, Gd, Ca, Sr – 2 при близких к 1 значениях для Dy,

Er, Yb, Lu, P, Y, Nb, Hf. Левые части спектров РЗЭ имеют близкую к горизонтальной конфигурацию (среднее $(\text{Sm/La})_N = 2.1$). По величине этого отношения циркон-2 существенно отличается от циркона-1 (среднее $(\text{Sm/La})_N = 55.9$), что наряду с повышенной концентрацией La в цирконе-2 (среднее 67.3 г/т) определяет нахождение точек его состава в поле “пористых” цирконов (см. рис. 5). По соотношениям Th/U–Nb/Hf и $\text{Th}_N\text{--Nb}_N$ циркон-2 отвечает составу циркона из А-гранитов (см. рис. 4). Концентрация Ti – 13–497 г/т, цирконы с повышенной концентрацией Ti (обр. 4.1, 5.1, 6.1, 10.1) характеризуются повышенным содержанием Ca (до 2312 г/т, обр. 4.1), что свидетельствует, вероятно, о привносе Ti в процессе гидротермальной переработки циркона. Pb–Pb-изотопный возраст циркона-2 составляет 2646–2682 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ варьируется от –2.9 до 1.1.

Циркон из щелочного гранита массива Белые Тундры (обр. 8/06; см. рис. 3г). При существенном сходстве составов циркона-1 из субщелочных (обр. 2/06) и щелочных (обр. 8/06) гранитов, позволяющем отнести их к цирконам из А-гранитов, циркон из щелочных гранитов характеризуется повышенными концентрациями следующих элементов, г/т: La – 0.64–4.37, среднее 2.1, Nb – 26–48, среднее 40), Y – среднее 1946, легких РЗЭ – среднее 33.3, тяжелых РЗЭ – среднее 1078, а также P, Ca, Ba, U. Концентрации Ti для преобладающей части кристаллов циркона-1 составляют 27–45 г/т. В обр. 10.1 содержание Ti 577 г/т, оно коррелирует с повышенной концентрацией Ca

(1170 г/т). Возраст циркона установлен по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ как равный 2660–2686 млн лет, $\varepsilon\text{Hf}(T)$ изменяется от –1.7 до 1.0.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет более высокие концентрации легких РЗЭ, Р, Са, Sr, Ва, Ti, тогда как величина средних значений для элементов в отношениях циркон-2/циркон-1 составляет: La – 51, Ce – 10, Pr – 32, Nd – 18, Eu – 2, Sm – 3, Ti, Ва, Sr, Р, Са – 2, при ≤ 1 для остальных элементов. Эти значения отношений элементов существенно ниже таковых в парах циркон-2/циркон-1 из субщелочных гранитов Кукшинского массива, что может свидетельствовать о менее интенсивной гидротермальной переработке циркона-1 из щелочных гранитов. В трех из четырех точек определения состава циркона установлены повышенные концентрации Ti (318–453 г/т) и Са (898–1446 г/т). U-Pb возраст циркона-2 и его изотопный Hf-состав близки таковым циркона-1.

Циркон из щелочного гранита Понойского массива (обр. 26/90; см. рис. 3д). По содержанию РЗЭ, Р, Y, Nb, Hf, Th циркон-1 рассматриваемого образца близок составу циркона-1 из щелочных гранитов массива Белые Тундры, но содержит меньшее количество Са, Ti, Sr, Ва, что определялось, вероятно, его менее интенсивной гидротермальной переработкой. Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, существенно обогащен Са и Sr. Величина $\varepsilon\text{Hf}(T)$ в цирконе-1 и цирконе-2 из рассматриваемого образца варьируется в пределах от –2.0 до 1.2. Циркон включений в цирконе-1 имеет состав РЗЭ, близкий составу вмещающего циркона-1 (обр. 8.1; см. рис. 5), но существенно отличается от него наличием повышенных концентраций РЗЭ (обр. 9.1). Оболочки кристаллов, сложенные цирконом-3, по составу образуют две группы – с низкими (группа 1) и повышенными (группа 2) концентрациями легких РЗЭ (см. рис. 3е). По данным Ю.А. Балашова и С.Г. Скублова (2011), циркон группы 1 рассматриваемого образца содержит 14–38 г/т легких РЗЭ и имеет повышенные значения отношения Ce/Ce^* (4.1–38.7). Спектры состава РЗЭ предполагаются главным образом в поле составов магматического циркона из А-гранитов, и образование циркона этой группы происходило, вероятно, в его равновесии с анатектическим расплавом. Содержания легких РЗЭ в цирконе группы 2 составляют 86–145 г/т, величина $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.5\text{--}1.8$, для них установлены также повышенные концентрации Са, Ti, Sr, Nb, Ва. Средние значения отношения Th/U в цирконе обеих групп равны 0.05, что соответствует значению этого отношения в метаморфических цирконах, наиболее характерным отличием составов циркона оболочек кристаллов от таковых центральных частей кристаллов являются пониженные концентрации тяжелых лантаноидов (Gd–Lu) и Y (Балашов, Скублов, 2011). На диаграмме в координатах La–(Sm/La)_N точки состава циркона обо-

лочек находятся в полях составов магматического и “пористого” циркона или занимают между ними промежуточное положение (см. рис. 5).

Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

Редкоэлементный состав циркона определяется рядом факторов, среди которых к числу главных могут быть отнесены состав исходных расплавов и условия их кристаллизации. Вариации изотопного отношения $\varepsilon\text{Hf}(T)$ в цирконе отражают гетерогенную природу протолитов, и в закрытых системах его величина не изменяется в процессах парциального плавления или фракционной кристаллизации магм (Griffin et al., 2002). Показано, что вариации изотопного состава Hf для индивидуальных образцов и частей кристаллов циркона гранитоидов могут достигать $\pm 15 \varepsilon\text{Hf}(T)$ и являются результатом смешивания коровых и мантийных магм во время роста кристаллов без существенной гомогенизации их изотопного состава (Belousova et al., 2006; Kemp et al., 2007).

Определения Lu-Hf изотопного состава выполнены в 50 точках при анализе 47 кристаллов циркона. На рис. 6 видно, что величина $\varepsilon\text{Hf}(T)$, определяющая разницу между значениями этой величины в образце и хондритовом резервуаре во время кристаллизации расплава, для циркона-1 и циркона-2 характеризуется существенными колебаниями (от 1.6 до –3.1) при средних значениях от 0.24 до –0.6 (Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021). Средние содержания мантийного компонента в рассматриваемых цирконах установлены в пределах 23–30% при полностью коровом изотопном составе оболочек циркона-3 палеопротерозойского возраста ($X_m = 0$). Циркон-4 включений в цирконе-1 значительно отличается от него повышенной величиной $\varepsilon\text{Hf}(T) = 3.6\text{--}3.8$, определяющей $X_m = 59\text{--}61\%$ при близких значениях возраста вмещающего циркона и включений по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2653–2683, среднее 2667 ± 12 млн лет и 2661–2686, среднее 2673 ± 21 млн лет соответственно). Генезис унаследованных зерен циркона-4 остается дискуссионным. В то же время высокорadioгенный изотопный состав Hf в цирконе включений, а также близкое время их образования с вмещающим цирконом-1 позволяют предполагать происхождение циркона включений в результате кристаллизации из базальтового расплава, внедрявшегося в породы коры и производившего их плавление с образованием кремнекислых расплавов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные и генетические соотношения различных типов циркона. Наблюдаемая приуроченность преобладающей части циркона-2 к периферическим частям кристаллов, а также наличие релик-

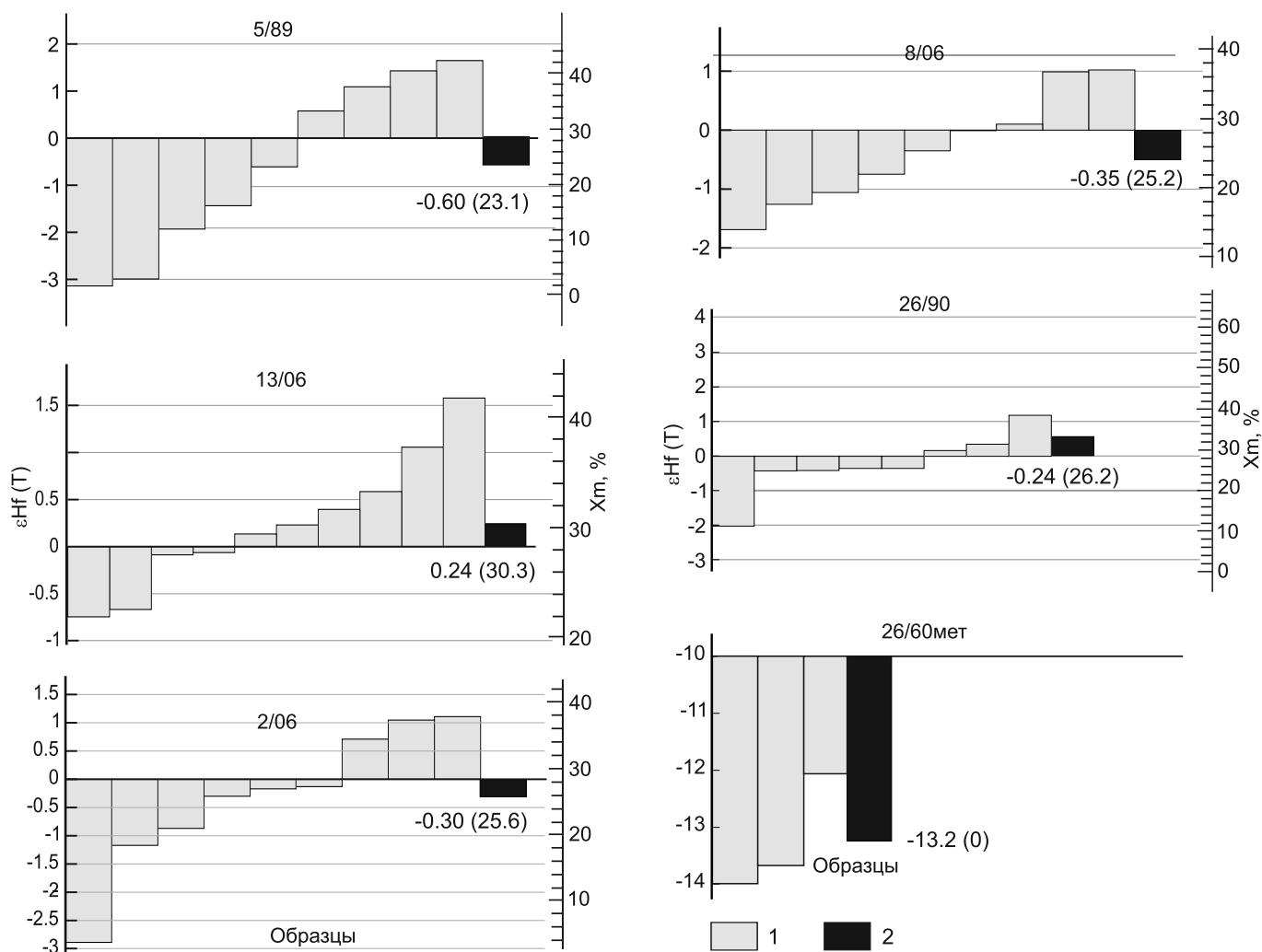


Рис. 6. Гистограммы значений ϵHf и X_m в цирконах различных образцов.

1 – результаты определений, 2 – средние значения. Цифрами показаны средние значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ и X_m (в скобках). Значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ для обр. 26/90 – по (Ветрин, Кременецкий, 2020).

Fig. 6. Histograms of ϵHf and X_m values in zircons of various samples.

1 – results of definitions, 2 – average values. The numbers show the average values of $\epsilon\text{Hf}(T)$ and X_m (in brackets). Values of $\epsilon\text{Hf}(T)$ for sample 26/90 – according to (Vetrin, Kremenetskii, 2020).

тов циркона-1 в кристаллах циркона-2 указывают на более позднее время образования циркона-2. Для некоторых кристаллов на CL-снимках установлено чередование светлых и более темных зон роста, интенсивность окраски которых, как свидетельствуют имеющиеся в литературе данные (Hoskin, Black, 2000; Poller et al., 2001), могла определяться изменением редкоэлементного состава циркона и взаимодействием в решетке кристаллов между такими элементами, как РЗЭ, U, Th, Y, Hf, регулирующими конечный сигнал CL. В ряде работ показано увеличение концентраций U, Hf, Y в участках с темной окраской в катодолюминесценции (Williams et al., 1996) и зависимость интенсивности CL-

сигнала от концентраций РЗЭ и U в цирконе. Эти данные позволяют предполагать, что кристаллизация различных по интенсивности окраски в катодолюминесценции циркона-1 и циркона-2 могла происходить из изменяющихся по составу расплавов с увеличением концентраций преобладающей части элементов-примесей в расплавах конечных этапов кристаллизации, исходных для циркона-2. Увеличение концентраций ряда элементов (легких РЗЭ, U, Th, Y, Hf и др.) от центральных к внешним зонам кристаллов определялось, по-видимому, процессом кристаллизационной дифференциации расплава, сопровождавшейся накоплением флюидной фазы, обусловившей, в свою очередь, процессы ав-

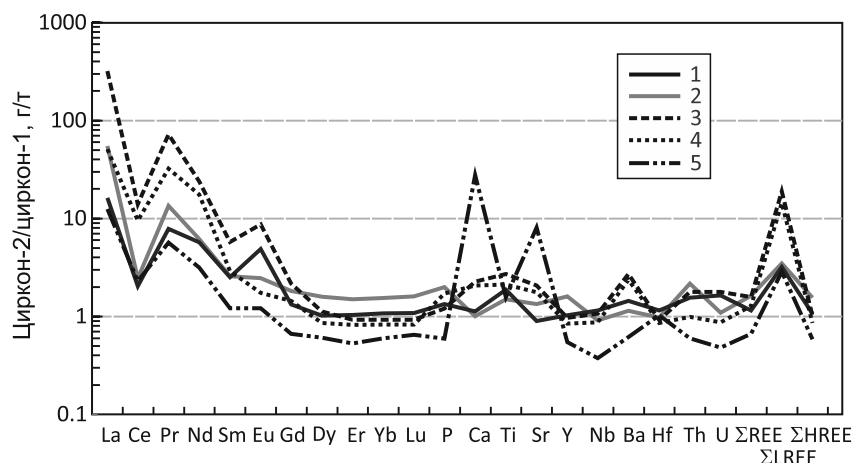


Рис. 7. Отношение концентраций в циркон-2/циркон-1.

Номера образцов: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Fig. 7. Concentration ratio in zircon-2/zircon-1.

Sample numbers: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

тометасоматического изменения ранних фаз и кристаллизацию из насыщенных флюидом расплавов кристаллов циркона-2, по геохимическим данным соответствующих “пористым” или “гидротермальным” цирконам. Интенсивность гидротермальной переработки может оцениваться по соотношению средних концентраций элементов в цирконе-2 и цирконе-1 из различных гранитоидов, и, как видно на рис. 7, наиболее изменен циркон-2 из субщелочных гранитов Кукшинского массива (обр. 2/06). Наименьшая степень переработки установлена для циркона Понойского массива (обр. 26/90), тогда как цирконы других образцов по уровню изменения занимают промежуточное положение между указанными образцами.

Распределение РЗЭ в цирконе всех типов и вмещающих их гранитах существенно различается (см. рис. 2). На представленных графиках линии распределения нормированных концентраций легких РЗЭ в гранитах характеризуются отсутствием Се-аномалии и занимают более высокое положение по отношению к кривым распределения легких РЗЭ в магматических цирконах. Они сходны с кривыми распределения средних РЗЭ и занимают существенно более низкое положение по отношению к линиям распределения тяжелых РЗЭ в цирконах всех типов. Отмеченные различия в распределении РЗЭ объясняются, вероятно, как кристаллохимическими свойствами циркона, определявшими существенное различие коэффициентов распределения в системе циркон–расплав (K_{ds}) для легких, средних и тяжелых РЗЭ, так и геохимией РЗЭ в процессах кристаллизации гранитов. Величина коэффициентов распределения увеличивает-

ся в пределах 1–20 от легких к средним лантаноидам и существенно возрастает в тяжелых РЗЭ, достигая 400–500 для Yb и Lu (Bea et al., 1994; Luo, Ayers, 2009; Nardi et al., 2013). Наличие повышенных концентраций легких РЗЭ в А-гранитах, сопоставимых или более высоких, по сравнению с их содержаниями в цирконе-2 и цирконе-3, объясняется нахождением значительной части этих элементов в составе темноцветных порообразующих и селективно щелочных и комплексных акцессорных минералов гранитов (монацита, чевкинита, бритолита, титанита) с увеличением концентраций РЗЭ в относительно низкотемпературных минералах заключительных этапов кристаллизации (Батиева, 1976).

По имеющимся данным (Hawkesworth, Kemp, 2006; Wang et al., 2012; Nardi et al., 2013), цирконы из I-гранитов характеризуются пониженными концентрациями Y, Nb, Th, Pb по сравнению с цирконами из А-гранитов. Изученные I-граниты (обр. 13/06) имеют относительно низкие концентрации Zr по сравнению с А-гранитами (соответственно, 247 и 547–700 ppm), но цирконы из этих пород характеризуются близкими с цирконами из А-гранитов концентрациями Nb, Th (см. рис. 4), что вызвано, вероятно, образованием циркона из I-гранитов на поздних стадиях кристаллизации расплавов, обогащенных элементами примесей.

Средние значения возраста для циркона-1 различных массивов, определявшиеся по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляют 2691–2676 млн лет и для циркона-2 изменяются в пределах 2673–2660 млн лет, с превышением всех полученных средних значений возраста циркона-1 относитель-

но циркона-2. Минимальная разница по времени образования циркона-1 и циркона-2 установлена для щелочных гранитов массивов Белые Тундры и Понойского (2 и 7 млн лет соответственно), максимальная разница возрастов определена для цирконов субщелочных гранитов Кукшинского массива (24 млн лет; рис. 8). Имеющиеся ошибки определения возраста цирконов не позволяют достоверно определить длительность кристаллизации циркона-1 и циркона-2 в разных массивах, но полученные результаты подтверждают сделанные на основании изучения строения кристаллов выводы о более ранней кристаллизации циркона-1 при находящейся в пределах ошибки определения возраста разницы во времени образования выделенных типов циркона.

Возраст кристаллизации циркона-3 по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ установлен в интервале 1766–1829 млн лет и на диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дискордантный возраст оболочек определен в 1802 ± 22 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). В пределах ошибок определения этот возраст соответствует времени проявления метаморфизма осадочно-вулканогенных пород расположенной южнее палеорифтогенной структуры Имандра-Варзуга (1765 ± 41 млн лет (Балашов, 1995)) и возрасту метаморфогенных кристаллов циркона массива Сахарйок (1784 ± 13 млн лет (Ветрин и др., 2014)).

Зависимость состава циркона от окислительно-восстановительных условий кристаллизации. Вследствие сходства ионных радиусов U^{4+} , Th^{4+} , Hf^{4+} тяжелых редких земель (Gd–Lu) и Y с ионами Zr^{4+} в шестерной координации они являются главными элементами-примесями в цирконе (Shannon, 1976). В то же время, поскольку почти все ионы РЗЭ и Y трехвалентные, при замещении ими Zr^{4+} для компенсации различия в зарядах требуется вхождение в структуру циркона высокозарядных ионов типа P^{5+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} и др. Церий и европий имеют переменную валентность, чем может объясняться появление Ce- и Eu-аномалий на нормированных по хондриту спектрах РЗЭ циркона из гранитоидов. Между тем, если для церия переход из Ce^{3+} в Ce^{4+} может определять появление положительной Ce-аномалии в составе циркона, то вследствие перехода Eu^{2+} в Eu^{3+} трудно представить возникновение обычно отмечаемой в гранитоидах отрицательной Eu-аномалии (Belousova et al., 2002). В изученных цирконах также имеет место хорошо проявленная отрицательная зависимость между Ce/Ce^* и Eu/Eu^* ($r = -0.26$). Для понимания отмеченной зависимости, получившей название “Eu-парадокс”, привлекается главным образом фактор концентрации – обеднение расплава европием вследствие кристаллизации плагиоклаза – носителя Eu^{2+} , предшествующей или сопутствующей образованию циркона.

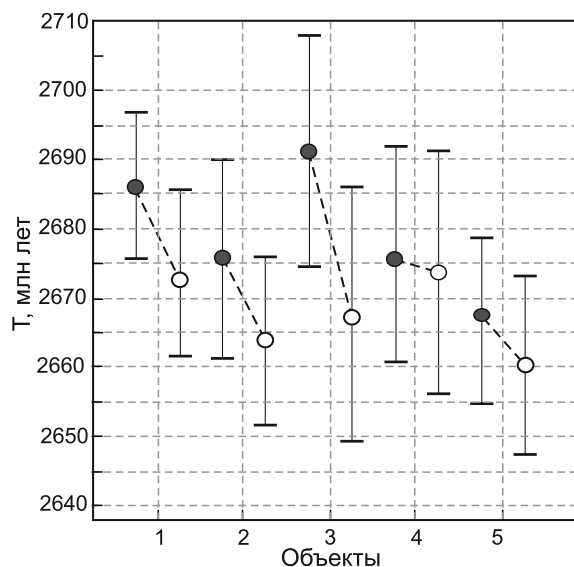


Рис. 8. Возраст циркона-1 (закрашенные кружки), циркона-2 и погрешности их определения ($\pm 1\sigma$) по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Номера образцов: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Fig. 8. Age of zircon-1 (solid circles), zircon-2, and errors of their determination ($\pm 1\sigma$) from the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotope ratio.

Sample numbers: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Одним из показателей окислительно-восстановительных условий кристаллизации циркона выступает величина $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N/\sqrt{\text{La}_N \cdot \text{Pr}_N}$, определяющая зависимость величины отношения $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ от фугитивности кислорода (Hoskin, Schaltegger, 2003). Увеличение активности кислорода способствует переходу ионов Ce^{3+} ($1.14 \text{ \AA}$) в Ce^{4+} ($0.97 \text{ \AA}$) и замещению ими ионов Zr^{4+} ($0.84 \text{ \AA}$), увеличению отношения $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ и появлению положительных Ce-аномалий на спектрах распределения РЗЭ. Выполненный корреляционный анализ для всей совокупности изученных неорархейских цирконов показал на 99%-м уровне значимости наличие обратной корреляционной зависимости между величиной Ce/Ce^* и концентрациями легких и средних лантаноидов (рис. 9). Таким образом, можно полагать, что переход от циркона-1 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 5.5\text{--}30$) к циркону-2 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.0\text{--}3.1$) происходил при снижении фугитивности кислорода, обусловившей изменение редкоэлементного состава циркона. Линии регрессии изученных бинарных совокупностей для Ce/Ce^* и лантаноидов имеют различный наклон с уменьшением угла наклона линий от La к Lu. Известно, что лантаноиды имеют основной характер с уменьшением основности от лантана к лютецию, что связано с уменьше-

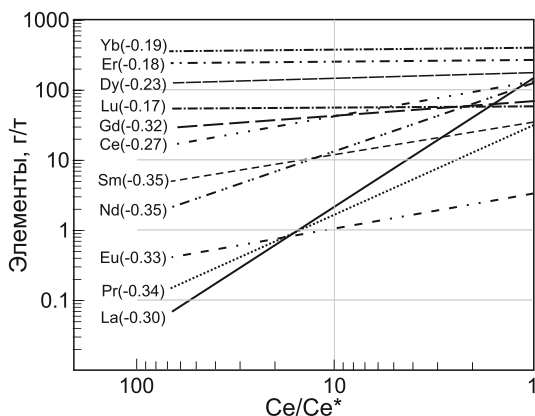


Рис. 9. Линии регрессии зависимости концентраций РЗЭ всей выборки цирконов-1 и цирконов-2 от Ce/Ce^* .

В скобках – значения коэффициентов корреляции.

Fig. 9. Regression lines of REE concentrations for the entire sample of zircon-1 and zircon-2 with on Ce/Ce^* .

In parentheses are the values of the correlation coefficients.

нием радиусов атомов и ионов РЗЭ и увеличением их потенциалов ионизации (Ионова и др., 1990). Вследствие этого в восстановительных условиях наибольшую химическую активность приобретают легкие (La–Nd) и средние (Sm–Eu) лантаноиды, для которых установлена наибольшая зависимость от величины Ce/Ce^* . Для тяжелых лантаноидов со сходными размерами ионов относительно Zr^{+4} этот фактор имеет более важное значение по сравнению с эффектом кислотно-основного взаимодействия и определяет ослабление корреляционных взаимоотношений тяжелых лантаноидов с Ce/Ce^* , графически выраженное в уменьшении наклона линий регрессии.

Исходя из сказанного, следует остановиться на возможности использования концентраций Ti в цирконах для определения температур их кристаллизации. Как показано на рис. 10, для части кристаллов циркона-1 концентрация Ti составляет 8–15 г/т и значимо не коррелирует с величинами отношения Ce/Ce^* . Температура кристаллизации этих цирконов, определенная по Ti-геотермометру (Watson et al., 2006), равна 730–780°C. При величине $Ce/Ce^* < 20$ в кристаллах циркона-1 и преобладающем количестве кристаллов циркона-2 наблюдается увеличение концентраций Ti от 15–20 до >500 г/т, сопровождаемое ростом концентраций Ca, что свидетельствует о привносе рассматриваемых элементов в процессе гидротермальной переработки циркона. Вследствие этого для рассматриваемых кристаллов с повышенными концентрациями Ti и Ca

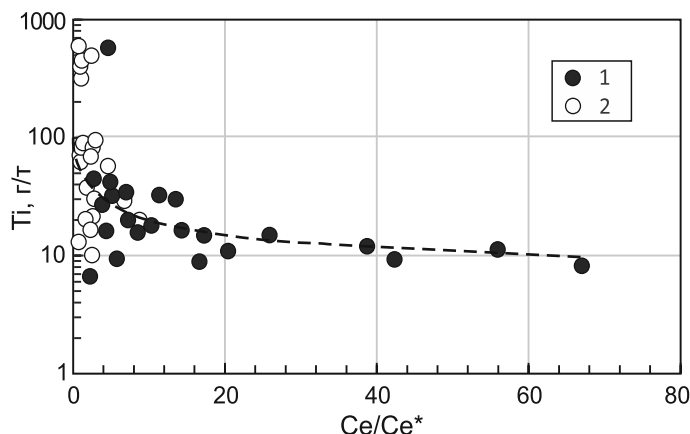


Рис. 10. Соотношение Ce/Ce^* и Ti для циркона-1 (1) и циркона-2 (2).

Fig. 10. Ce/Ce^* and Ti ratio for zircon-1 (1) and zircon-2 (2).

определяемые по Ti-геотермометру температуры (до 1295–1303°C) не могут считаться реальными температурами кристаллизации магматических цирконов гранитоидов.

Сопоставление редкоэлементного и Lu-Hf изотопного состава циркона. Повышенные значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ ($\epsilon Hf \gg 0$) в цирконе указывают на присутствие “ювенильного” компонента в исходном расплаве, образованном при плавлении мантии или путем переплавления молодой нижней коры базитового состава. Пониженные значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ ($\epsilon Hf < 0$) определяют коровое происхождение расплава, и участие процессов смешения корового и мантийного расплавов может быть обнаружено по различию редкоэлементного и изотопного состава Hf в цирконах. Выше было показано, что значения ϵHf в цирконе-1 и цирконе-2 варьируются от –3.1 до 1.6, достигая 3.6–3.8 в цирконе-4. Выполненный корреляционный анализ между значениями ϵHf и концентрациями преобладающей части элементов примесей в цирконе-1 и цирконе-4 показал наличие значимых положительных связей между ними, что свидетельствует о зависимости редкоэлементного состава этих цирконов от состава их протолитов. Для циркона-2 главным фактором увеличения концентраций РЗЭ, по сравнению с цирконом-1, было, вероятно, усиление восстановительных условий его кристаллизации при относительно постоянном изотопном составе Hf циркона-1 и циркона-2.

ВЫВОДЫ

В пяти образцах главных разновидностей гранитоидов неархейской Кейвской щелочной провинции, относящихся к А- и I-типам, изучен ред-

коэлементный состав 50 кристаллов циркона, для которых определены U-Pb возраст и изотопный состав Hf.

По морфологии кристаллов, окраске на CL-снимках и составу установлены два главных типа циркона неогарейского возраста – циркон-1 и циркон-2, образованных соответственно в магматическую и аутометасоматическую стадии кристаллизации расплавов. На ядрах циркона неогарейского возраста, содержащего включения близкого с ним по возрасту циркона-4, диагностированы оболочки палеопротерозойского циркона-3 метаморфического генезиса.

Цирконы I-гранитов, содержащих относительно низкие концентрации Zr, по сравнению с A-гранитами (247 и 547–700 г/т соответственно), характеризуются сходными с цирконами из A-гранитов значениями концентраций Nb, Th и других редких элементов, что было вызвано, вероятно, образованием циркона I-гранитов на поздних стадиях кристаллизации расплавов, обогащенных элементами-примесями.

Вариации редкоэлементного состава неогарейских цирконов в значительной степени определялись окислительно-восстановительными условиями их кристаллизации, выраженными величиной отношения Ce/Ce*. В восстановительных условиях – при образовании циркона-2 – наибольшую зависимость от Ce/Ce* приобретали легкие (La–Nd) и средние (Sm–Eu) лантаноиды. Для тяжелых лантаноидов со сходными размерами ионов относительно Zr⁴⁺ кристаллохимические факторы имели более важное значение по сравнению с эффектом кислотно-основного взаимодействия и определяли уменьшение зависимости концентраций тяжелых лантаноидов в цирконе от Ce/Ce*.

В кристаллах циркона-1 и преобладающем количестве кристаллов циркона-2 при величине Ce/Ce* < 20 установлено увеличение концентраций Ti от 15–20 до >500 г/т, сопровождаемое ростом концентраций Ca, что свидетельствует о приросте рассматриваемых элементов в процессе гидротермальной переработки циркона и ставит под сомнение возможность определения по таким цирконам палеотемператур с использованием цирконового Ti-геотермометра (Watson et al., 2006).

Выполненный корреляционный анализ между значениями εHf и концентрациями преобладающей части элементов примесей в цирконе-1 и цирконе-4 показал наличие значимых положительных связей между ними, что свидетельствует о зависимости редкоэлементного состава этих цирконов от состава их протолитов. Для циркона-2 главным фактором увеличения концентраций REE, по сравнению с цирконом-1, стало, скорее всего, усиление восстановительных условий его кристаллизации при относительно постоянном изотопном составе Hf циркона-1 и циркона-2.

Благодарности

Авторы признательны М.А. Ветриной за помощь в подготовке рисунков, а также анонимным рецензентам рукописи за замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батиева И.Д. (1976) Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 224 с.
- Балашов Ю.А. (1996) Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. *Петрология*, 4(1), 3–25.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, (6), 622–633.
- Ветрин В.Р. (2018) Изотопно-геохимическая систематика (Sm–Nd, Lu–Hf) неогарейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения. *Зап. РМО*, CXLVII(4), 1–13.
- Ветрин В.Р., Белоусова Е.А. (2021) Состав, условия образования известково-щелочных гранитов и проблемы генезиса неогарейской Кейвской щелочной провинции Кольского полуострова. *Зап. РМО*, CL(3), 27–49. <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>
- Ветрин В.Р., Кременецкий А.А. (2020) Lu–Hf изотопно-геохимическая систематика циркона и генезис неогарейских щелочных гранитов Кейвского мегаблока, Кольский полуостров. *Геохимия*, 65(6), 533–547. <https://doi.org/10.31857/S0016752520060126>
- Ветрин В.Р., Родионов Н.В. (2009) Геология и геохронология неогарейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров. *Петрология*, 17(6), 578–600.
- Ветрин В.Р., Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Лялина Л.М., Родионов Н.В. (2014) Время образования и генезис иттрий-циркониевого оруденения массива Сахарйок, Кольский полуостров. *Зап. РМО*, CXLIII(2), 1–22.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) м-ба 1 : 500 000. (1996) (Под ред. Ф.П. Митрофанова). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 54 с.
- Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н. (2007) Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита. *Докл. АН*, 415(3), 383–388.
- Когарко Л.Н., Асавин А.М. (2007) Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана. *Геохимия*, (9), 915–932.
- Ионова Г.И., Вохмин В.Г., Спицын В.И. (1990) Закономерности изменения свойств лантаноидов и актиноидов. М.: Наука, 240 с.
- Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. (2000) Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита. *Докл. АН*, 374(2), 238–241.
- Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р. (2020) Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских террогенных пород Феноскандии. *Зап. РМО*, CXLIX(6), 27–49. <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>

Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N.,

- Gorbunov I.A. (2021) Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos*, **380-381**, 105899. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105899>.
- Bea F., Pereira M.D., Stroh A. (1994) Mineral leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, **117**, 291-312.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**, 329-353.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**, 641-644.
- Geisler T., Schleicher H. (2000) Composition and U-Th-total Pb model ages of polygenetic zircons from the Vanga granite, south Sweden: An electron microprobe study. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **122**, 227-235.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. (2006) Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem. Geol.*, **226**, 144-162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.018>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 423-439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. (2007) Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. *Sci. New Ser.*, **315**(5814), 980-983.
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Luo Y., Ayers J.C. (2009) Experimental measurements of zircon/melt trace element partition coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 3656-3679.
- Mints M.V., Eriksson P.G. (2016) Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*, **7**(2), 173-232.
- Nardi L.V.S., Formoso M.L.L., Müller I.F., Fontana E., Jarvis K., Lamarão C. (2013) Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chem. Geol.*, **335**, 1-7.
- Poller U., Huth J., Hoppe P., Williams I.S. (2001) REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from Western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *Amer. J. Sci.*, **301**, 858-876.
- Romano S.S., Dörr W., Zulauf G. (2004). Cambrian granitoids in pre-Alpine basement of Crete (Greece): evidence from U-Pb dating of zircon. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 844-859.
- Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr.*, **A32**, 751-767.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Wang Q., Zhu D.-C., Zhao Z.-D., Guan Q., Zhang X.-Q., Qing-Lin Sui Q.-L., Hu Z.-C., Moaet X.-X. (2012) Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *J. Asian Earth Sci.*, **53**(7), 59-66.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433.
- Williams I.S., Shah J.S., Stowe S. (1996) Elemental and isotopic microanalysis of zircons and backscattered electron contrast. *Proceedings of the 6-th European Conference of Surface and Interface Analysis*, 1007-1010.

REFERENCES

- Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A. (2021) Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos*, **380-381**, 105899. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105899>
- Balashov Y.A., Skublov S.G. (2011) Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geochem. Int.*, **49**(6), 594-604. (translated from *Geokhimiya*, (6), 622-633).
- Balashov Yu.A. (1996) Paleoproterozoic geochronology of the Pechenga-Varuga structure, Kola Peninsula. *Petrology*, **4**(1), 3-25 (translated from *Petrologiya*, 4(1), 3-25).
- Batieva I.D. (1976) Petrology of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. Leningrad, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Bea F., Pereira M.D., Stroh A. (1994) Mineral leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, **117**, 291-312.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**, 329-353.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**, 641-644.
- Geisler T., Schleicher H. (2000) Composition and U-Th-total Pb model ages of polygenetic zircons from the Van-

- ga granite, south Sweden: An electron microprobe study. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **122**, 227-235.
- Geological map of the Kola region (Northeastern Part of the Baltic Shield) scale 1 : 500 000. (1996) (Ed. F.P. Mitrofanov). Apatity, Publishing House of the KSC RAS, 54 p. (In Russ.)
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. (2006) Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem. Geol.*, **226**, 144-162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.018>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 423-439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Ionova G.I., Vokhmin V.G., Spitsyn V.I. (1990) Patterns of change in the properties of lanthanides and actinoids. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russ.)
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. (2007) Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. *Sci. New Ser.*, **315**(5814), 980-983.
- Kogarko L.N., Asavin A.M. (2007) Regional features of primary alkaline magmas of the Atlantic Ocean. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856 (translated from *Geokhimiya*, (9), 915-932). <https://doi.org/10.1134/S0016702907090017>
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Luo Y., Ayers J.C. (2009) Experimental measurements of zircon/melt trace element partition coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 3656-3679.
- Mints M.V., Eriksson P.G. (2016) Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*, **7**(2), 173-232.
- Mitrofanov F.P., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Levkovich N.V. (2000) The world's oldest anorogenic alkaline granitic magmatism in the Keivy structure of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.*, **374**, 1145-1148 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **374**(2), 238-241).
- Nardi L.V.S., Formoso M.L.L., Müller I.F., Fontana E., Jarvis K., Lamarão C. (2013) Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chem. Geol.*, **335**, 1-7.
- Poller U., Huth J., Hoppe P., Williams I.S. (2001) REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from Western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *Amer. J. Sci.*, **301**, 858-876.
- Romano S.S., Dörr W., Zulauf G. (2004). Cambrian granitoids in pre-Alpine basement of Crete (Greece): evidence from U-Pb dating of zircon. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 844-859.
- Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr.*, **A32**, 751-767.
- Smolkin V.F., Skublov S.G., Vetrin V.R. (2021) Trace Element Composition of Archean detrital Zircons from Jatulian Terrigenous Rocks of Fennoscandia. *Geol. Ore Dep.*, **63**(8), 869-880 (translated from *Zapiski RMO* (2020), **CXLIX**(6), 1-13). <https://doi.org/10.1134/S1075701521080092>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Vetrin V.R. (2018) Isotopic-Geochemical Systematics (Sm-Nd, Lu-Hf) of Neoproterozoic Subalkaline and Alkaline Rocks of the Keivy Structure (Kola Peninsula): Their Age and Genetic Relations. *Geol. Ore Dep.*, **61**(7), 581-588 (translated from *Zapiski RMO*, (4), 1-13).
- Vetrin V.R., Belousova E.A. (2021) Composition and Conditions formation of Calc-Alkaline Granites and Problems of Genesis in the Neoproterozoic Keivy Alkaline Province, Kola Peninsula. *Zapiski RMO*, **CL**(3), 27-49. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>
- Vetrin V.R., Kremensky A.A. (2020) Lu-Hf Isotope-Geochemical Zircon Systematics and Genesis of the Neoproterozoic Alkaline Granites in the Keivy Megablock, Kola Peninsula. *Geochem. Int.*, **58**(6), 624-638 (translated from *Geokhimiya*, **65**(6), 533-547). <https://doi.org/10.1134/S0016702920060129>
- Vetrin V.R., Rodionov N.V. (2009) Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula. *Petrology*, **17**(6), 537-557 (translated from *Petrologiya*, **17**(6), 578-600).
- Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov Yu.A., Lialina L.M., Rodionov N.V. (2014) Time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization in the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Dep.*, **56**(8), 603-616 (translated from *Zapiski RMO*, **CXLIII**(2), 1-22).
- Wang Q., Zhu D.-C., Zhao Z.-D., Guan Q., Zhang X.-Q., Qing-Lin Sui Q.-L., Hu Z.-C., Moat X.-X. (2012) Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *J. Asian Earth Sci.*, **53**(7), 59-66.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433.
- Williams I.S., Shah J.S., Stowe S. (1996) Elemental and isotopic microanalysis of zircons and backscattered electron contrast. *Proceedings of the 6-th European Conference of Surface and Interface Analysis*, 1007-1010.
- Zozulya D.R., Bayanova T.B., Serov P.A. (2007) Age and isotopic geochemical characteristics of Archean carbonates and alkaline rocks of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 874-879 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(3), 383-388).

УДК 553.252.2(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909

Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье)

Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко, Н. А. Антонишин

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

Поступила в редакцию 07.04.2023 г., принята к печати 15.05.2023 г.

Объект исследований. Впервые изучены минеральный состав, петро- и геохимические особенности, условия генерации и постмагматических изменений, флюидный режим (на основе анализа поведения F, Cl, S в апатитах), рудогенерирующий потенциал гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии (Западное Прибалхашье). **Методы и материалы.** Для получения результатов использованы рентгенофлуоресцентный, атомно-эмиссионный методы анализа пород (керна скважины) и микрозондовые (полированные шлифы) исследования состава минералов. **Результаты.** Установлено, что по составу породы отвечают умереннощелочным гранитам, формирование которых шло при давлении не более 2 кбар, $T = 670^\circ\text{C}$. Последующие метасоматические преобразования были среднетемпературными (313–350°C) полистадийными: филлитизация + хлоритизация. Железистый состав хлорита, приуроченность ореолов его развития к зонам трещиноватости указывают на локальный масштаб процесса. Рудная минерализация представлена большей частью халькопиритом, иногда содержащим золото. По облику и составу апатитов из гранитов можно разделить на две группы – магматогенные разности и продукты их преобразования. На диаграмме соотношений F–Cl–S большая часть точек их составов лежит в полях пород, продуктивных на Cu-порфировое оруденение. **Выводы.** Минеральные парагенезисы, анализ поведения F, Cl, SO₃ в апатитах указывают на изменение состава флюидной фазы во времени в условиях открытой системы. Сера накапливается до максимального в апатитах (0.012 мас. % S) уровня синхронно с ростом количества хлора и падением содержания фтора. После достижения этого уровня (по сере) содержание Cl в апатитах снижается, а концентрация F – сильно растет; в результате поздние порции флюида обедняются F, обогащаются Cl, S; но в целом уровень содержания двух последних компонентов не высок по сравнению с таковым для богатых Cu-порфировых систем. Поскольку количество мобилизуемой меди зависит от содержаний во флюиде Cl и S и объема флюида (определяемого величиной самой интрузии, в нашем случае это малое тело), то прогнозируемые запасы меди на верхних горизонтах Южно-Сарышаганской интрузии невелики.

Ключевые слова: Прибалхашье, гранитоиды, медно-порфировое оруденение, хлориты, апатиты, галогены, флюидный режим

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800009-9. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region)

Galina Yu. Shardakova, Anatoly V. Korovko, Nikita A. Antonishin

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

Received 07.04.2023, accepted 15.05.2023

Для цитирования: Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Антонишин Н.А. (2023) Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье). *Литосфера*, 23(5), 887–909. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909>

For citation: Shardakova G.Yu., Korovko A.V., Antonishin N.A. (2023) Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 887–909. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909>

Research subject. For the first time, the mineral composition, petro- and geochemical features, generation and metasomatic alteration conditions, fluid regime (based on the behavior of F, Cl, and S in apatites), and ore-generating potential of granitoids from the South Saryshagan intrusion (Western Balkhash) were studied. **Materials and methods.** X-ray fluorescence and atomic emission methods of rock analysis (drilling well core), as well as microprobe (polished sections) studies of mineral composition. **Results.** The rock composition was found to correspond to moderately alkaline granites, formed at a generation pressure of about 2 kbar and $T = 670^{\circ}\text{C}$. Subsequent metasomatic transformations were medium-temperature ($313\text{--}350^{\circ}\text{C}$) and multistage, i.e., phyllitization followed by chloritization. The ferrous composition of chlorite and the confinement of its development area to fracture zones indicate the local scale of the process. Ore mineralization is mainly represented by chalcopyrite, occasionally containing Au. According to the morphology and composition features, apatites from granites can be divided into two groups, i.e., magmatogenic grains and products of their transformations. In a diagram of F-Cl-S ratios, most points of their composition lie in the fields of rocks productive of Cu-porphyry mineralization. **Conclusions.** Mineral associations and the analysis of F, Cl, and S behavior in apatites indicate changes in the composition of the fluid phase over time under the conditions of an open system. In apatites, sulfur accumulates to the maximum level (0.012 wt % S) simultaneously with an increase in the amount of Cl and a decrease in the amount of F. After S reaches this level, the Cl content in apatites decreases followed by a notable increase in F; as a result, the late portions of the fluid become depleted of F, but enriched with Cl and S. In general, the content of the latter two components is low, compared with that typical of rich Cu-porphyry systems. Since the amount of mobilized copper depends on both the contents of Cl and S in the fluid and the volume of this fluid (determined by the size of the intrusion itself; in our case, it is a small body), the predicted copper reserves in the upper horizons of the South Saryshagan intrusion are small.

Keywords: Balkhash region, granites, porphyry copper mineralization, chlorites, apatites, halogens, fluid regime

Funding information

This work was supported by State contracts of the IGG UB RAS No. 123011800009-9. Reequipment and complex development of the Common Use Center "Geoanalyst" is supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project No. 075-15-2021-680

Acknowledgements

The authors are grateful to the leaders of Shagala Mining company (M.B. Bazhikov, A.V. Antonishin) for permission to use the rock material for scientific research, and express hope for further cooperation.

Посвящается В.В. Холоднову,
коллеге и учителю, который
в 2023 году отмечает 80-летие

ВВЕДЕНИЕ

С гранитоидными интрузиями, особенно с малыми, как известно, пространственно и/или генетически часто связаны месторождения цветных, благородных, редких и других металлов. Сами гранитоиды и породы их ближайших экзоконтактов подвергаются поздне- и постмагматическим изменениям, изучение которых позволяет установить природу, характер, интенсивность, зональность, время и условия проявления метаморфических преобразований и метасоматоза, предварительно оценить потенциальную рудоперспективность конкретных объектов. При этом интрузивные породы могут являться как источником, так и матриксом или флюидопроводником для рудоносных растворов.

Месторождения медно-порфирового рудноформационного типа, которые часто связаны с гранитоидами разной основности, занимают ведущее место в минерально-сырьевой базе современной цветной металлургии. Их генетическим особен-

ностям, рудно-метасоматической зональности посвящена обширная литература (Hollister, 1975; Попов, 1977; Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Кривцов и др., 2001; Seltmann, Porter, 2005; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2010; Севаркин и др., 2011; Chiaradia et al., 2012; Грабежев и др., 2017; Plotinskaya et al., 2017; Lee, Tang, 2020; и мн. др.). Показано, что, помимо меди, в состав рудной ассоциации могут входить Mo, Au, Ag, Fe, полиметаллы, и не всегда ясно, в какую из стадий метасоматических изменений сформирован тот или иной тип месторождений, какими особенностями эволюции флюида он обусловлен, поэтому информация по каждому конкретному объекту вносит определенный вклад в развитие общих представлений о рудно-магматических системах (РМС).

В данной работе мы рассматриваем минеральный состав, петро- и геохимические особенности, условия генерации и локализации, постмагматические изменения, флюидный режим и рудогенерирующий потенциал гранитоидов Южно-Сарыша-

ганской интрузии (Западное Прибалхашье), с которыми, как видно по результатам поисковых работ, связано Cu-порфировое оруденение. Одним из ключевых вопросов является анализ поведения галогенов и серы в апатитах, решение которого может служить дополнительным критерием оценки потенциальной рудоносности и промышленной значимости гранитоидов. Такая работа по апатитам магматитов Казахстана проведена впервые.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения содержания петрогенных элементов производились на рентгенофлуоресцентном спектрометре CPM-18, Rb, Sr – на энергодисперсионном спектрометре EDX-900 HS, Fe₂O₃, Na₂O определены стандартным химическим методом (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова).

Исследование химического состава ряда минералов (апатита, биотита, граната, эпидота) выполнено в полированных шлифах на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX10 (аналитик В.В. Булатов). Поиск апатита в полированных шлифах производился по интенсивности звукового сигнала от рентгеноспектрального излучения атомов фосфора, одновременно с которым анализировались еще два летучих элемента (Cl и F или Cl и S). Методика измерения концентраций галогенов в апатитах приведена в работе (Холоднов, Бушляков, 2002). Предел обнаружения фтора составляет 0.05 мас. %, хлора – 0.01 мас. %. Содержание серы в апатитах определялось в соответствии с методикой (Коновалова и др., 2013). Предел обнаружения серы в апатитах 0.01–0.02 мас. %. Все описанные выше процедуры реализованы на базе ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

Анализы на Cu и Mo выполнены методом AES на приборе OPTIMA 7300DV (Perkin Elmer) в Испытательном центре ТОО “Центргеоаналит” (г. Караганда, Республика Казахстан).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-САРЫШАГАНСКОЙ ИНТРУЗИИ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Объект нашего исследования расположен западнее оз. Балхаш, в 17 км к ЮЗ от пос. Сарышаган (рис. 1). В тектоническом отношении он лежит в контурах Западно-Балхашской ветви Балхаш-Илийского верхнепалеозойского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, к которому приурочены промышленные Cu-порфировые и Cu-Mo-порфировые (Коунрад, Бозшаколь, Борлы, Нурказган и много мелких) и золоторудные (Аксу, Желамбет и др.) месторождения. Датировки ассоциированных с ними магматитов лежат в интервале от девона до триаса (Спиридонов, 1995; Heinhorst et al., 2000; Мазуров, 2003; Гео-

логическая карта Казахстана, 2004; Дегтярев, 2012; Berger et al., 2014; Макат, 2017; и др.).

Массив (ранее – безымянный), названный нами Южно-Сарышаганским, расположен в 2 км южнее более крупного Сарышаганского гранитоидного массива, с которым связано одноименное (Цаплин, 1956; Heinhorst, 2000; Макат, 2017; и др.) Cu-порфировое месторождение. В настоящее время оно считается одним из перспективных объектов Прибалхашья. Магматиты здесь (см. рис. 1б) внедрялись двухэтапно: I этап – малокалиевые биотит-амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры; последние занимают большую часть интрузии; II этап – биотитовые аплитовидные и пегматоидные каликатровые граниты (Геологическая карта СССР, 1970). По данным геологосъемочных работ (разных лет), возраст гранитоидов Сарышагана определяется от D₂₋₃ до C₁. Другие исследователи относят породы данного участка к пермскому торангылыкскому сиенитоидному комплексу (Бахшалиев, 2016; см. также ссылки в данной работе), что, на наш взгляд, необоснованно. Набор аналитических данных по данному объекту и его обрамлению ограничен. Сульфидная Mo-Cu минерализация штокверкового типа на месторождении Сарышаган приурочена к тектоническим зонам в плагиогранит-порфирах, по которым интенсивно развиты окварцевание и серицитизация (Геологическая карта СССР, 1970). Запасы меди, по разным фондовым данным, оценены в 455–570 тыс. т.

Данных о генетическом родстве пород собственно Сарышаганской (рудоносной) и Южно-Сарышаганской (далее – ЮСИ) интрузий не имеется. Последняя представляет собой тело неправильной формы размером около 3 × 1 км, имеющее СЗ простирание (см. рис. 1в). Магматиты секут, метаморфизуя, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего палеозоя (по (Изотов и др., 1983)). ЮСИ сложена большей частью массивными порфировидными биотит-кварц-полевошпатовыми гранитами розовато-серой окраски, структура основной массы аллотриоморфнозернистая, от мелко- до среднезернистой. Пегматоидные и аплитовидные граниты слагают небольшое тело в ЮЗ части массива. Вокруг массива развиты разрывные нарушения СЗ и субмеридионального простирания, трассируемые дайками гранит-порфиров и фельзитов. Каких-либо возрастных датировок для пород ЮСИ до сих пор не имеется. Датировки пород обрамления на картах разных лет также существенно различаются.

Сейчас на участке Шагала, в контурах которого расположена ЮСИ, компанией ООО “Shagala Mining” ведутся поисково-оценочные работы, пробурен ряд скважин. В рамках сотрудничества с данной компанией нами производится дальнейшее геологическое изучение пород и руд южной части ЮСИ.

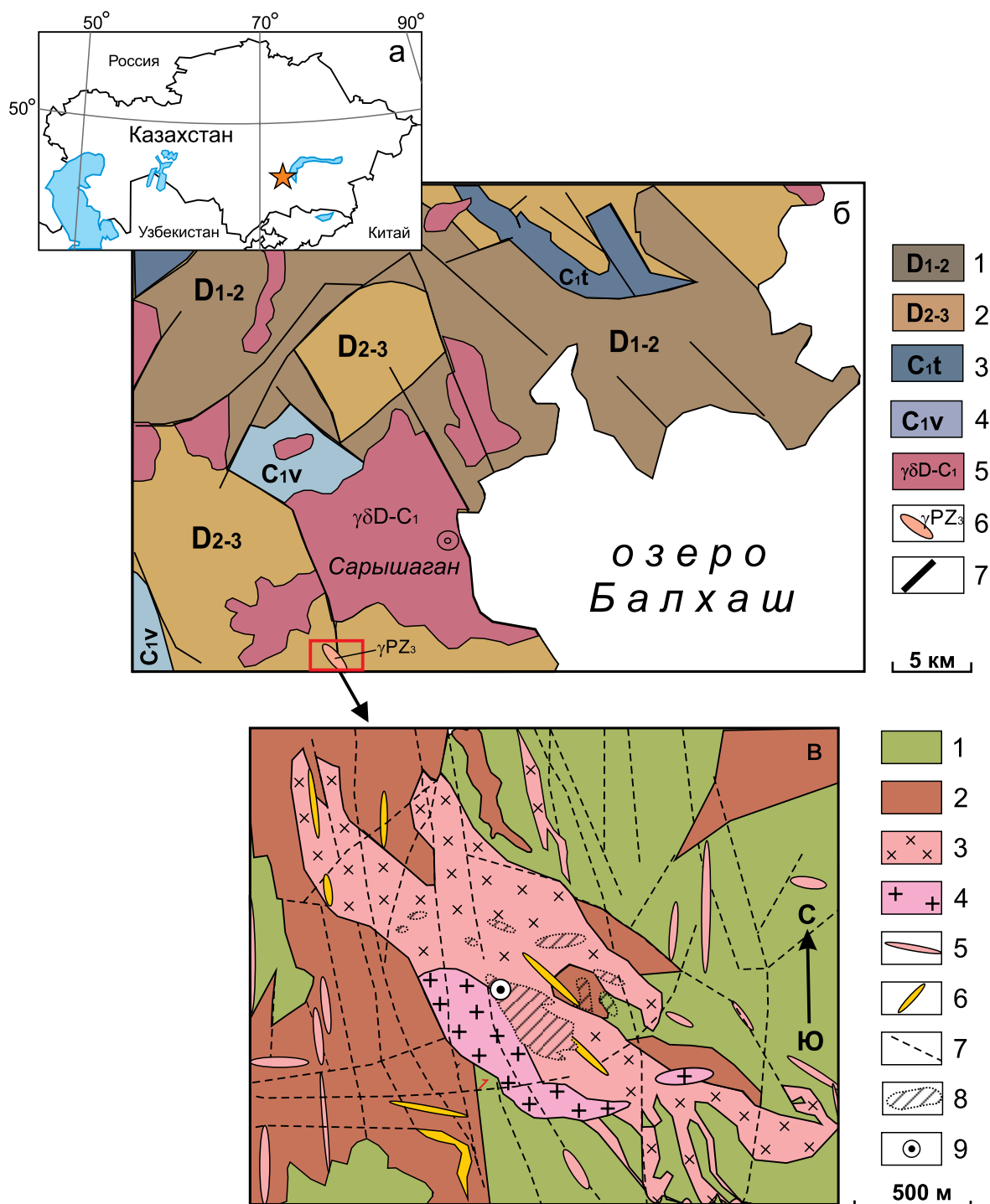


Рис. 1. Географическая позиция (а) и схематические геологические карты участков Западного Прибалхашья (б, в), по (Цаплин, 1956; Геологическая карта..., 1978; Изотов и др., 1983) с упрощениями и дополнениями.

б. Геологическая карта месторождения Сарышаган и его обрамления: 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования смешанного состава: андезитобазальтовые и андезитовые порфиры, красноцветные конгломераты, песчаники, риолит-порфиры и их туфы; 2 – андезитобазальтовые и андезитовые порфиры, риолитовые, дацитовые и трахи-риолитовые туфы, игнимбриты, красноцветные конгломераты, песчаники, прослои алевролитов; 3 – известняки, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, местами доломиты, гипс и каменная соль, редко андезитовые порфиры и существенно туфогенные породы кислого состава; 4 – красноцветные конгломераты, гравелиты, риолиты, дациты, андезито-базальты и их туфы, игнимбриты, реже песчаники, конгломераты, углистые алевролиты, известняки, мергели, глинистые сланцы, местами угленосные отложения; 5 – биотитовые лейкократовые граниты, гранодиориты, плагииграниты, кварцевые диориты, редко кварцевые диориты (космурунский и кылчинский комплексы (названия устаревшие. – прим. авт.), 6 – среднелазернистые плагиигранит-порфиры, 7 – разрывные нарушения.

в. Схематическая геологическая карта Южно-Сарышаганского массива и его обрамления (участок Шагала).

1 – алевролиты, песчаники, туфопесчаники, конгломераты (S?); 2 – туфы и субвулканические тела риодацитов (D); 3 – среднезернистые гранит-порфиры; 4 – среднемелькозернистые плагиогранит-порфиры; 5 – дайки граносиенит-порфиров; 6 – дайки фельзитов, гранит-порфиров; 7 – разрывные нарушения, 8 – проекция расчетных контуров рудных тел; 9 – позиция скв. 88.

В фондовой литературе разных лет, которой вынуждены пользоваться авторы, породы обрамления гранитных массивов датированы и обозначены по-разному.

Fig. 1. Geographical position (a) and schematic geological maps of the areas of the Western Balkhash region (б, в), according to (Tsaplin, 1956; Geological map..., 1978; Izotov et al., 1983) with simplifications and additions.

б. Geological map of the Saryshagan deposit and its framework: 1 – volcanic and volcano-sedimentary formations of different composition: andesite-basalt and andesite porphyrites, red-colored conglomerates, sandstones, rhyolitic porphyries and their tuffs; 2 – andesibasalt and andesite porphyrites, rhyolite, dacite and trachyriolite tuffs, ignimbrites, red-colored conglomerates, sandstones, siltstone interlayers; 3 – limestones, marls, sandstones, siltstones, mudstones, conglomerates, sometimes – dolomites, gypsum and salt, rarely – andesite porphyrites and substantially tuffogenic rocks of acid composition; 4 – red-colored conglomerates, gravelites, rhyolites, dacites, andesbasalts and their tuffs, ignimbrites, less often – sandstones, conglomerates, carbonaceous siltstones, limestones, marls, clay shales, in places – coal-bearing deposits; 5 – biotite leucocratic granites, granodiorites, plagiogranites, quartz diorites, rarely quartz diorites (Kosmurunsky and Kylchinsky complexes, old names); 6 – medium-fine-grained plagiogranite porphyry; 7 – faults.

в. Schematic geological map of the South Saryshagan intrusion (SSI) and hostrocks. 1 – siltstones, sandstones, tuff sandstones, conglomerates (S?); 2 – tuffs and subvolcanic bodies of rhyodacites (D); 3 – medium-grained granite porphyries; 4 – medium-fine-grained plagiogranite porphyries; 5 – dikes of granosienite porphyries; 6 – dikes of felsites, granite porphyries; 7 – discontinuous violations, 8 – projection of the calculated contours of ore bodies, 9 – position of borehole 88.

The authors are forced using of geological reports of different years, where the host rocks for the granite massifs were dated and designated differently.

Ранее нами были приведены единичные анализы магматитов и образований коры выветривания ЮСИ (Шардакова и др., 2019; Прибавкин и др., 2020) и предварительно показано, что по петрогеохимическим признакам гранитоиды близки к островодужным (надсубдукционным) образованиям.

Пройденной в последнее время на участке Шагала скважиной 88 вскрыт рудный интервал жильково-вкрапленной тонкозернистой сульфидной минерализации с содержанием халькопирита до 5–8 мас. %. Ниже рассматриваются результаты исследований образцов керна, вскрытых скважиной 88.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Скважиной 88 (глубина 110 м, мощность коры выветривания до 30 м) вскрыты относительно однородные умереннощелочные биотит-кварц-полевошпатовые гранит-порфиры (табл. 1), неравномерно гидротермально-метасоматически измененные. Текстура их – от массивной до пятнистой, местами – катакластическая, структура порфировидная, до порфировой. Фенокристы размером 0.5–2.5 мм представлены округлыми или неправильными, с извилистыми очертаниями, зернами кварца (или их сегрегациями), таблицами или неправильно-угловатыми зернами плагиоклаза; встречаются лейсты интенсивно измененного биотита. Структура базиса участками варьируется от мелко- до мелкозернистой (0.01–0.1 мм), от аллотриомофнозернистой до лепидогранобластовой. Он состоит из плагиоклаза, кварца, измененного биотита. Аксессуары представлены апатитом

и цирконом, рудные минералы – пирит, халькопирит, рутил, ильменорутит. Породы подвержены неравномерным вторичным изменениям (см. ниже). Редкий молибденит присутствует в виде тонкой вкрапленности в зальбандах кварцевых жил. Последние представлены несколькими генерациями, этапность их образования пока не изучалась.

Плагиоклаз во вкрапленниках изредка зонален, вероятно, отвечает первичному: по оптическим свойствам и составу (по данным микроанализа), соответствует олигоклазу № 12–20. Серицитизирован умеренно, в основном в нарушенных участках. В базисе плагиоклаз более кислый – An 1–9; наиболее кислые зерна представляют, вероятно, уже вторичный альбит. Степень серицитизации плагиоклаза в базисе – от 10 до 25%. Биотит с ростом гидратированности очень редко сохраняет реликтовую бурю окраску, близкие к первичным состав и облик имеют только отдельные зерна или участки в их пределах. Биотит замещается светло-серовато-зеленым хлоритом с аномальными сиреневыми цветами интерференции, в ряде случаев – агрегатом серицит + пирит или серицит + карбонат + кварц. Карбонат (кальцит, по данным микросондового анализа) неравномерно развит в базисе, вероятно, по плагиоклазу. Кое-где в мелкозернистой массе участками отмечается объемное окварцевание.

На разных интервалах скв. 88 породы разбиты сетью субгоризонтальных трещин, залеченных карбонатом и кварцем. Вблизи них изменения гранитоидов максимальны и содержания полезных компонентов (Cu, Mo) увеличиваются. Минимальный суммарный набор вторичных минералов по-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и некоторых малых (г/т) элементов в гранитоидах ЮСИ**Table 1.** Concentrations of the main (wt %) elements and some impurities (ppm) in granites of the South Saryshagan massif

Компо- нент	Пробы											
	32.1*	44.3	48.8	51.7	67.9a	67.9	76.4	83.8	88	88.9	95.7	96.8
SiO ₂	68.95	69.18	69.95	69.41	69.90	67.40	68.90	68.02	70.03	70.16	69.24	69.83
TiO ₂	0.32	0.31	0.35	0.30	0.32	0.28	0.32	0.33	0.33	0.35	0.33	0.35
Al ₂ O ₃	14.52	15.23	14.07	14.57	14.11	14.51	14.60	15.01	14.01	13.65	15.04	14.80
Fe ₂ O ₃	2.11	2.05	1.92	2.14	1.42	0.60	1.38	2.76	2.08	2.18	1.62	1.69
FeO	1.80	1.40	2.10	2.10	1.80	3.60	2.50	2.10	2.50	2.50	2.50	1.40
MnO	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.09	0.08	0.05	0.04
MgO	0.67	0.73	0.90	0.77	0.90	0.81	0.56	0.90	0.74	0.77	0.54	0.45
CaO	1.48	0.86	1.52	0.88	1.79	1.45	1.57	0.82	1.46	1.24	1.17	1.30
Na ₂ O	5.31	4.90	6.55	5.62	4.66	5.71	6.14	4.50	5.31	5.72	5.93	6.10
K ₂ O	1.88	2.61	0.68	1.48	1.54	1.38	1.16	2.06	1.64	1.66	2.28	2.11
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09
П.п.п.	1.80	1.70	1.00	1.60	2.00	1.80	1.90	2.30	1.50	1.30	1.30	1.90
Сумма	99.00	99.11	99.19	99.01	98.56	97.66	99.17	98.94	99.78	99.70	100.09	100.07
Rb	46	70	24	46	48	33	34	66	52	37	57	52
Sr	206	174	307	227	217	137	243	256	186	150	262	253
Cu	470	523	495	1838	2990	3708	3500	1116	433	145	39	10
Mo	5	5	5	5	30	65	45	5	5	5	5	5

*Цифры в нумерации проб обозначают глубину отбора пробы, м (кern скв. 88).

*The digit in the sample number means the depth of sampling, in m (well core 88).

зволюет предварительно относить данные изменения к процессу пропилитизации (см. ниже).

Апатит и хлорит – ключевые минералы в данном исследовании. В шлифах апатит представлен двумя морфологическими типами. I тип – идио-морфные призматически-таблитчатые зерна размером 45–200 мкм с четкими гексагональными поперечными сечениями, чаще – с некорродированными, редко – с разъеденными краями (рис. 2а), в BSE-изображениях имеют серую окраску. II тип – неправильные зерна с извилистыми, до игольчатыми, внешними ограничениями, контактирующие, как правило, с веерным хлоритом, замещающим биотит. Оба типа апатитов на фоне тонкозернистого базиса по размеру сопоставимы с фенокристами.

Хлорит почти повсеместно замещает биотит как во вкрапленниках, так и в тонкозернистом базисе, образуя таблитчатые, игольчатые, веерные формы, имеет плеохроизм в серовато-зеленых тонах. В некоторых зернах сохраняются реликтовые участки светло-бурого гидратированного биотита.

Набор минеральных парагенезисов позволяет предполагать полистадийный характер преобразований исходной породы с формированием нескольких генераций постмагматических минеральных ассоциаций, но решение данного вопроса требует дальнейших исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности химического состава пород и минералов, условия образования и преобразования гранитоидов

Содержание петрогенных компонентов, а также Rb, Sr, Cu, Mo в гранитоидах из скв. 88 приведены в табл. 1, рис. 3. Согласно принятой классификации (Шарпенюк и др., 2013), наименее измененные породы относятся к нормально- и умереннощелочным гранитам (рис. 4). Содержание SiO₂ в них колеблется в интервале 69–70%, K₂O – от 1.1 до 2.6%. Эти граниты соответствуют калиево-натриевым умереннокалиевым разновидностям известково-щелочной серии пералюминиевого типа. Отношение K₂O/Na₂O в породах ЮСИ составляет 0.1–0.4, что характерно для интрузий Cu- и Au-Cu-порфирового типа, по (Кривцов и др., 2001), отвечающих “диоритовой” модели Холлистера (Hollister, 1975). Авторы предшествующих геологических отчетов (на основе макроскопических наблюдений – изменения окраски пород до розовой) отмечают развитие калишпатизации, однако невысокие содержания калия в породах именно ЮСИ предполагают лишь очень слабое развитие этого процесса.

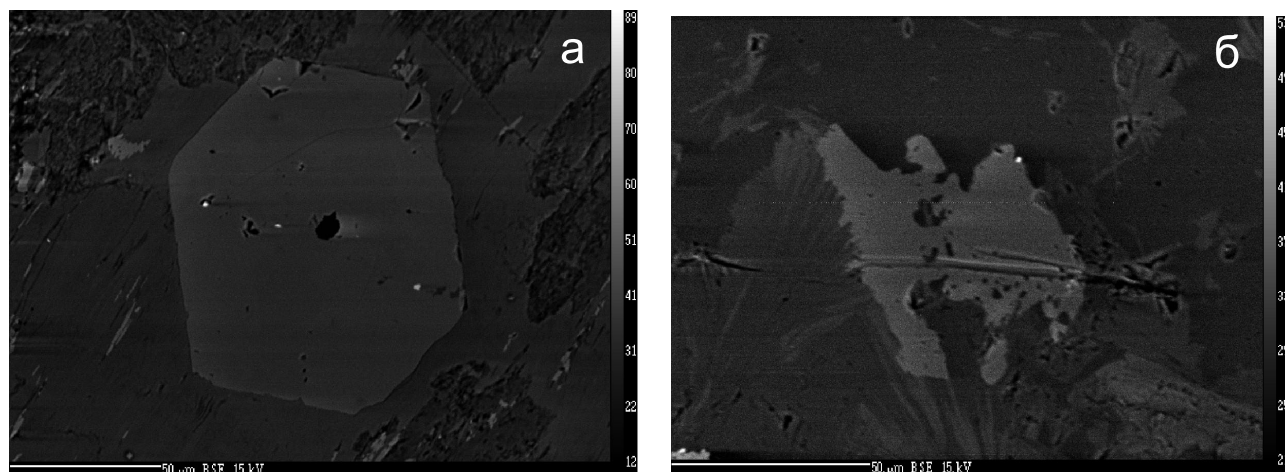


Рис. 2. Морфологические типы апатитов из гранитов ЮСИ.

а – тип I, идиоморфные зерна; б – тип II, неправильные зерна, ассоциирующие с хлоритом. BSE-изображения.

Fig. 2. Morphological types of apatites from SSI granites.

а – type I, correct grains; б – type II, incorrect grains associated with chlorite. BSE-images.

Резко порфировидный облик изучаемых гранитов указывает на небольшие глубины их кристаллизации. Это подтверждается позицией точек нормативных составов гранитов на диаграмме Ab–Q–Or (Ферштатер, 1987). Точки наименее измененных разностей, характеризующихся относительно “основным” составом плагиоклаза, лежат между изолиниями 1–2 кбар, что отвечает условиям, промежуточным между гип- и мезоабиссальной фациями. Остальные сдвинуты в сторону больших значений, по-видимому, из-за последующей альбитизации. На *P-T* диаграмме для тройного минимума гранитной системы (Ферштатер, 1987; см. также другие ссылки в работе) температура кристаллизации пород такого состава составляет около 670°C.

Состав и типизация хлоритов

Для определения параметров постмагматических преобразований изучен химический состав хлорита (табл. 2) из околорудного ореола и рассчитана температура его формирования. На классификационной диаграмме (Heu, 1954) точки составов хлоритов лежат в поле рипидолита, несколько отличаясь по $\text{Si}^{\text{IV}}\text{--Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ и $\text{Mg}\#$, по соотношениям других компонентов (рис. 5, по (Zane, Weiss, 1998)) составы сдвинуты в сторону шамозита. Хлориты из двух проанализированных проб (гл. 79 и 88 м) имеют некоторый разброс составов, что указывает на колебания термических параметров и, возможно, состава флюидной фазы. В целом следует заметить, что изученные хлориты характеризуются относительно высокой железистостью (>0.50)

и $\text{Si}^{\text{IV}} > 5.3$, достигая максимумов (0.65 и 5.68 соответственно) в пр. 88. По уровню содержаний R^{VI} и $(\text{R}^{\text{3+}})^{\text{VI}}$ хлориты всех изученных образцов отвечают химической формуле триоктаэдрических хлоритов – $(\text{R}^{2+}, \text{R}^{3+})_6(\text{Si}_{4-x} \times \text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (Bailey, 1988), в которой трехвалентные катионы – Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , двухвалентные – Mg , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} . При этом Al^{VI} слабо преобладает над Al^{IV} (их отношение близко к 1), что указывает на слабо(?)кислый состав рудообразующего флюида и подтверждается (?) повышенными содержаниями Al в кварце (по независимым данным авторов и (Знаменский и др., 2020), – до 1000 г/т).

Температуры образования хлоритов определены по четырем геотермометрам (см. нижние строки табл. 2 (Kranidiotis, MacLean, 1987; Cathelinau, 1988; Jowett, 1991; Zang, Fyfe, 1995)) Результаты, подсчитанные по формулам двух последних авторов, дают минимальные расхождения. Разброс составов для хлоритов (скв. 88) из проб с разной глубины указывает на некоторую нестабильность температурного режима: 331–346° – для пробы с глубины 79 м, шире – 313–343° для пробы с глубины 88 м; хотя в целом колебания невысокие. У первой группы, сформированной при более высоких температурах, ощутимо возрастает железистость, а магнезиальность, естественно, понижается, у второй – эта тенденция менее заметна. В целом колебания соотношений Fe и Mg (ф.е.) наиболее проявлены в интервале температур 310–340°C, далее различия нивелируются (рис. 6). По результатам замеров в зонах отдельных зерен (ядро-кайма) для кайм установлена более низкая железистость.

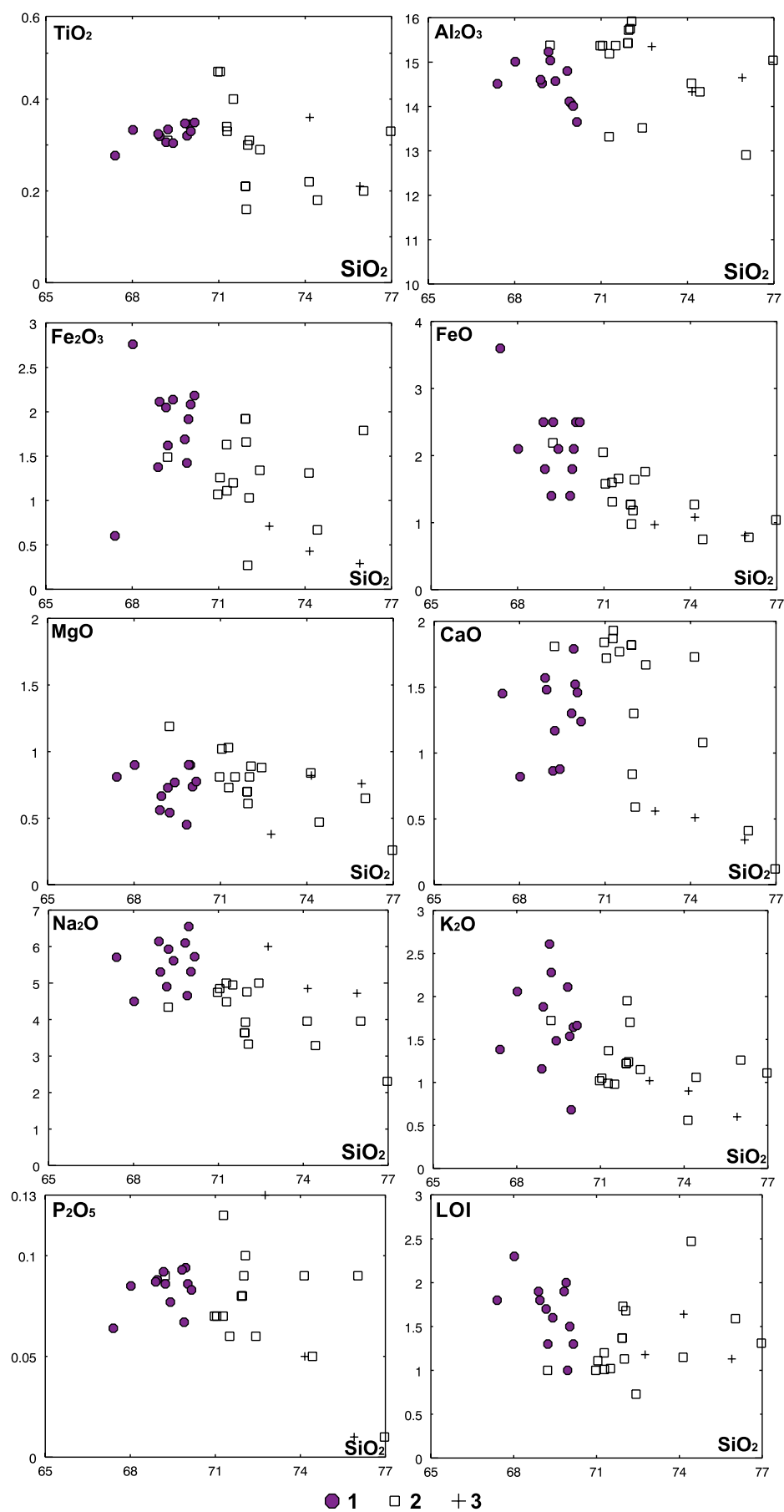


Рис. 3. Диаграммы Харкера для гранитоидов западного Прибалхашья.

1 – граниты Южно-Сарышаганской интрузии (см. табл. 1); 2, 3 – анализы пород Сарышаганского массива (район одноименного месторождения), из фондовых материалов (Полетаев и др., 1983): 2 – плагиогранит-порфиры, 3 – порфировидные плагиограниты.

Fig. 3. Harker diagrams for granitoids of the Western Balkhash region.

1 – granites of the SSI (see Table 1); 2, 3 – analyses of rocks of the main Saryshagan massif (containing eponymous deposit), from geological mapping reports (Poletaev et al., 1983): 2 – plagiogranite-porphyry, 3 – porphyritic plagiogranites.

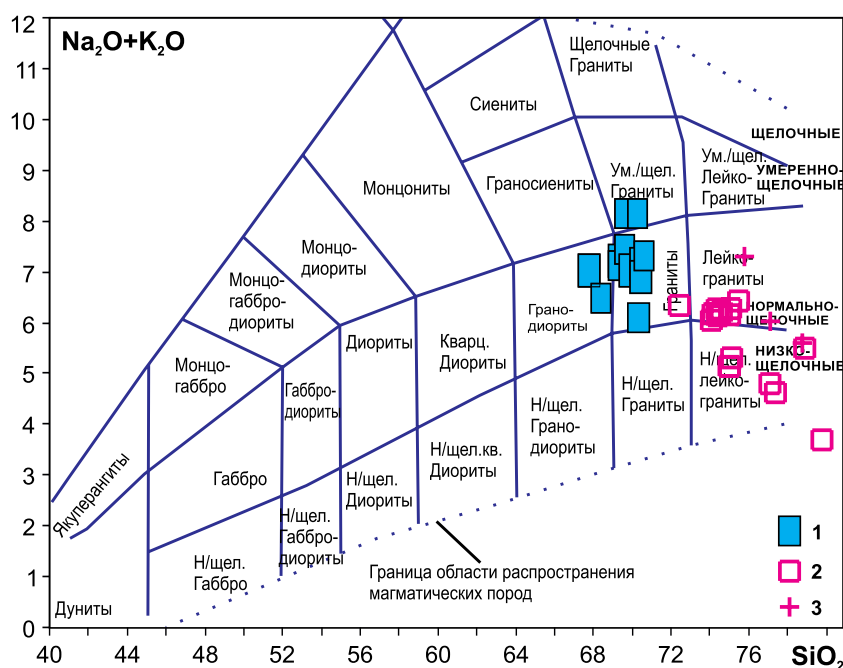


Рис. 4. TAS-диаграмма сумма щелочей–SiO₂ для плутонических пород (Шарпенюк и др., 2013).

1 – граниты Южно-Сарышаганской интрузии; 2, 3 – анализы пород Сарышаганского массива: 2 – плагиогранит-порфиры, 3 – порфировидные плагиограниты.

Fig. 4. TAS diagram for plutonic rocks (Sharpenok et al., 2013).

1 – granites of the SSI; 2, 3 – analyses of rocks of the Saryshagan massif: 2 – plagiogranite-porphyry, 3 – porphyritic plagiogranites.

Вариации состава апатитов

По химическому составу изученные разности отвечают фторапатитам. Всего было произведено 74 замера составов апатитов, особенности которых приведены на рис. 7, 8, 10. В пересчитанных на формульные единицы составах апатитов можно проследить особенности изоморфизма. Как известно, общая формула апатита – $M_1M_{2-3}(TO_4)_3X$, где M – Ca, Mn, REE, Ba, Sr, K, Na, Pb; T – P^{5+} , As^{5+} , Si^{4+} , V^{5+} , S^{6+} , S^{3+} ; X – F^- , Cl^- , $(OH)^-$.

В апатите может иметь место гетеровалентный изоморфизм между анионом $(PO_4)^{3-}$ и компенсирующей его заряд группой $(SO_4)^{2-}$ и $(SiO_4)^{4-}$ по схеме $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$ (Peng et al., 1997; и др.), реже встречается вариант $S^{6+} + Na^+ = P^{5+} + Ca^{2+}$ (Liu, Comodi, 1993).

Соотношения элементов (ф.е.) приведены на рис. 6. Как известно, главными компонентами фторапатитов являются (помимо кислорода) Ca, P, F. В нашем случае хорошо видно, что в позиции М часть кальция замещается комплексом элементов La + Ce + Na + Sr. В позиции X в координатах F–Cl четко проявлена обратная корреляция (см. рис. 7). Для позиции Т в координатах P–(Si + S) прослеживается очень слабая отрицательная корреляция в зернах из пр. 44 и 63, слабая положительная корреляция – в пр. 79, широкое “облако” – в пр. 88. Значимое количество изоморфных примесей в апатитах указывает на специфику состава сформировавшей его флюидной фазы.

Отметим, что уровни содержаний F, Cl, SO₃ несколько различаются в апатитах разных морфологических типов (см. рис. 8). В неправильных зер-

Таблица 2. Химический состав (мас. %), коэффициенты кристаллохимических формул и расчетные температуры (°C) образования хлоритов из гранитов ЮСИ
Table 2. Chemical composition (wt %), formula units and calculated temperatures (°C) for chlorites from granites of SSI

Компонент	Пробы																														
	79_4-1	79_4-2	79_4-3	79_4-4	79_4-8	79_4-9	79_5-12	79_5-13	79_5-14	79_5-15	79_5-26	79_5-29	79_5-30	79_5-31	79_5-37	79_5-38	79_5-39	88_1-45	88_1-47	88_1-49	88_1-53	88_1-56	88_2-59	88_2-60	88_4-67	88_4-68	88_7-73	88_7-74	88_7-78	88_7-79	
SiO ₂	28.55	28.25	28.06	28.27	28.13	28.37	27.82	28.88	28.98	28.93	28.76	28.94	28.09	29.07	28.89	28.62	32.49	29.25	28.74	28.37	28.68	28.53	29.55	29.18	30.11	28.67	28.75	28.19	28.35	28.70	
TiO ₂	0.01	0.07	0.01	0.23	0.02	0.23	0.07	0.05	0.00	0.11	0.05	0.13	0.15	0.17	0.09	0.00	0.02	0.08	0.00	0.17	0.23	0.17	0.00	0.06	0.23	0.65	0.09	0.09	0.34	0.15	
Al ₂ O ₃	24.40	24.51	23.88	23.73	23.91	23.81	24.10	24.06	24.17	24.25	24.06	23.84	24.43	24.14	23.91	23.90	26.14	22.76	22.05	22.25	22.70	24.20	21.75	22.62	24.70	23.17	24.46	24.57	22.62	23.91	
FeO	32.34	31.91	33.19	33.14	33.36	32.08	34.04	30.46	29.76	29.77	30.04	30.62	31.73	29.26	30.23	31.52	26.20	35.84	37.30	37.33	36.68	33.10	36.60	35.52	30.63	33.03	32.52	33.51	36.18	32.41	
MgO	14.09	14.45	14.01	13.39	13.83	14.55	13.00	15.74	16.27	16.28	16.36	15.85	14.82	16.89	16.27	15.36	12.70	10.39	10.82	10.82	10.78	13.31	10.95	11.60	12.76	13.60	13.33	12.78	11.35	13.30	
MnO	0.20	0.16	0.18	0.20	0.18	0.16	0.20	0.21	0.24	0.26	0.21	0.13	0.18	0.15	0.28	0.14	0.22	0.55	0.47	0.46	0.48	0.24	0.47	0.42	0.63	0.53	0.44	0.36	0.56	0.01	
CaO	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.07	0.00	0.06	0.07	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.21	0.11	0.07	0.09	0.03	0.09	0.13	0.06	0.06	0.05	0.02	0.10	0.08	
Na ₂ O	0.07	0.06	0.11	0.10	0.05	0.14	0.05	0.07	0.06	0.03	0.08	0.12	0.06	0.00	0.07	0.06	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.07	0.11	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.05	0.10	
K ₂ O	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.07	0.03	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.01	0.02	0.01	1.52	0.44	0.13	0.11	0.06	0.05	0.14	0.08	0.51	0.05	0.07	0.01	0.05	0.12	
Ф.е. (на 28 ат. О)																															
Si	5.38	5.33	5.33	5.38	5.35	5.35	5.31	5.40	5.40	5.38	5.36	5.40	5.29	5.39	5.38	5.38	5.82	5.59	5.55	5.49	5.52	5.39	5.68	5.58	5.58	5.42	5.41	5.35	5.46	5.46	
Ti	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03	0.09	0.01	0.01	0.05	0.02	
Al	5.41	5.44	5.34	5.32	5.35	5.29	5.42	5.29	5.30	5.31	5.28	5.24	5.42	5.28	5.25	5.29	5.51	5.13	5.02	5.07	5.15	5.39	4.92	5.09	5.39	5.16	5.42	5.49	5.13	5.35	
Fe	5.08	5.02	5.26	5.27	5.29	5.05	5.43	4.75	4.62	4.62	4.67	4.77	4.99	4.53	4.70	4.94	3.92	5.72	6.02	6.03	5.89	5.22	5.87	5.67	4.73	5.21	5.11	5.31	5.81	5.14	
Mg	3.95	4.05	3.96	3.80	3.91	4.09	3.70	4.38	4.51	4.51	4.54	4.41	4.16	4.67	4.51	4.30	3.39	2.96	3.11	3.12	3.09	3.75	3.13	3.30	3.52	3.83	3.74	3.61	3.26	3.76	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.09	0.08	0.07	0.08	0.04	0.08	0.07	0.10	0.08	0.07	0.06	0.09	0.00	
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	
Na	0.05	0.04	0.08	0.08	0.03	0.10	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.08	0.04	0.00	0.05	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.08	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.08	
K	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.70	0.22	0.06	0.06	0.03	0.02	0.07	0.04	0.24	0.02	0.03	0.01	0.02	0.06	
Al ^{VI}	2.79	2.77	2.66	2.71	2.70	2.65	2.74	2.69	2.69	2.69	2.64	2.64	2.71	2.67	2.63	2.67	3.33	2.72	2.57	2.56	2.67	2.78	2.60	2.68	2.97	2.58	2.83	2.84	2.59	2.81	
Al ^{IV}	2.62	2.67	2.67	2.62	2.65	2.65	2.69	2.60	2.60	2.62	2.64	2.60	2.71	2.61	2.62	2.62	2.18	2.41	2.45	2.51	2.48	2.61	2.32	2.42	2.42	2.58	2.59	2.65	2.54	2.54	
Fe (Fe+Mg)	0.56	0.55	0.57	0.58	0.57	0.55	0.59	0.52	0.51	0.51	0.51	0.52	0.55	0.49	0.51	0.53	0.54	0.66	0.66	0.66	0.66	0.58	0.65	0.63	0.57	0.58	0.58	0.60	0.64	0.58	
T1	359	368	368	359	365	363	370	357	356	359	363	356	374	357	358	360	288	323	330	340	335	357	310	326	326	351	353	363	345	348	
T2	366	375	375	366	372	370	378	362	362	364	368	361	380	362	363	366	295	334	340	350	346	365	320	335	333	333	359	361	371	355	355
T3	338	343	344	338	342	339	347	333	332	333	336	332	346	331	333	336	289	322	326	333	330	338	313	321	317	334	335	343	335	330	
T4	338	343	344	339	342	340	347	333	332	334	336	332	346	331	333	336	289	322	326	333	330	338	313	321	317	334	336	343	335	331	

*Температуры T1–T4 рассчитаны для хлоритов из скв. 88 по формулам из работ: 1 – (Cathelineau, 1988), 2 – (Jowett, 1991), 3 – (Kranidiotis, MacLean, 1987), 4 – (Zang, Fyve, 1995). Первая цифра в номере пробы означает глубину отбора (м), вторая – номер зерна, третья – номер точки замера.

*Temperatures T1–T4 were calculated from borehole 88 in according to formulas by: 1 – (Kathelineau, 1988), 2 – (Jowett, 1991), 3 – (Kranidiotis, 1987), 4 – (Zang, Fyve, 1995). The first digit in the sample number means the depth of sampling, in meters, the second digits – number of grain, the third one means number of point for measurement.

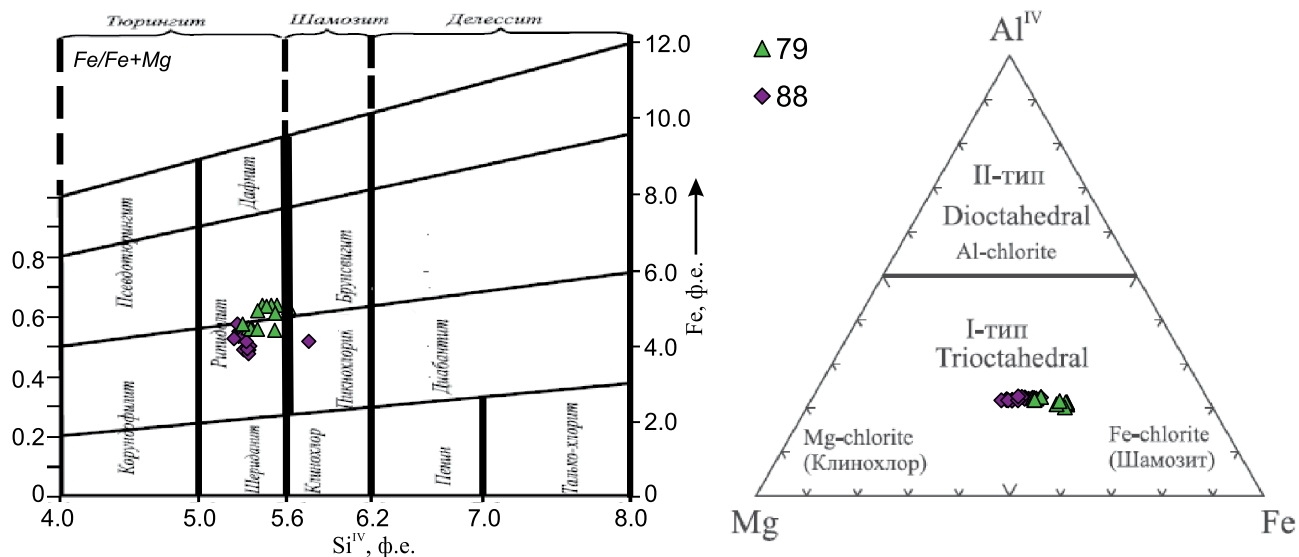


Рис. 5. Классификационные диаграммы для хлоритов (Hey, 1954; Zane, Weiss, 1998).

Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 5. Classification diagrams for chlorites (Hey, 1954; Zane, Weiss, 1998).

The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

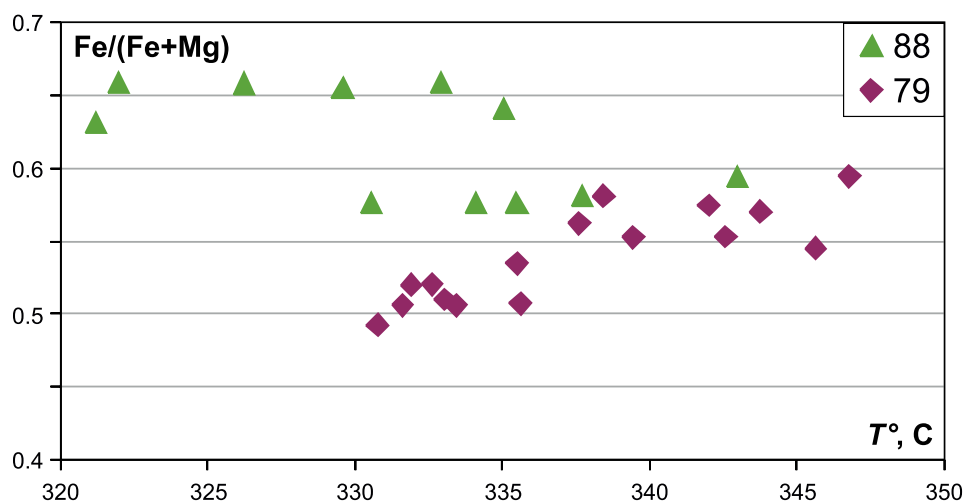


Рис. 6. Вариации железистости хлоритов в зависимости от температуры.

Построено по данным $T3$ из табл. 2. Для наиболее удачного масштабирования с графика убраны две точки с минимальными расчетными величинами. Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 6. Variations of $Fe/(Fe + Mg)$ in chlorites depending on temperature.

It is based on the $T3$ data from Table 2. For the most successful scaling, two points with minimum calculated values have been removed from the graph. The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

нах (II тип) содержится существенно больше фтора (2.7–3.7 мас. %), при этом концентрации его понижаются к краям зерен. В них немного меньше хлора (при разбросе от 0.03 до 0.37 (max 0.5) мас. %) и содержания его растут к краям. Количество SO_3 также несколько ниже, чем в идиоморфных зернах

(I тип), также чаще всего в них не определяется La. Но при этом имеется некоторое общее “облако” перекрывающихся составов (комментарии в разделе “Обсуждение”). Величина отношения Cl/F в неправильных зернах II типа составляет 0.03–0.07 (до 0.14), тогда как в зернах I типа – 0.19–0.43.

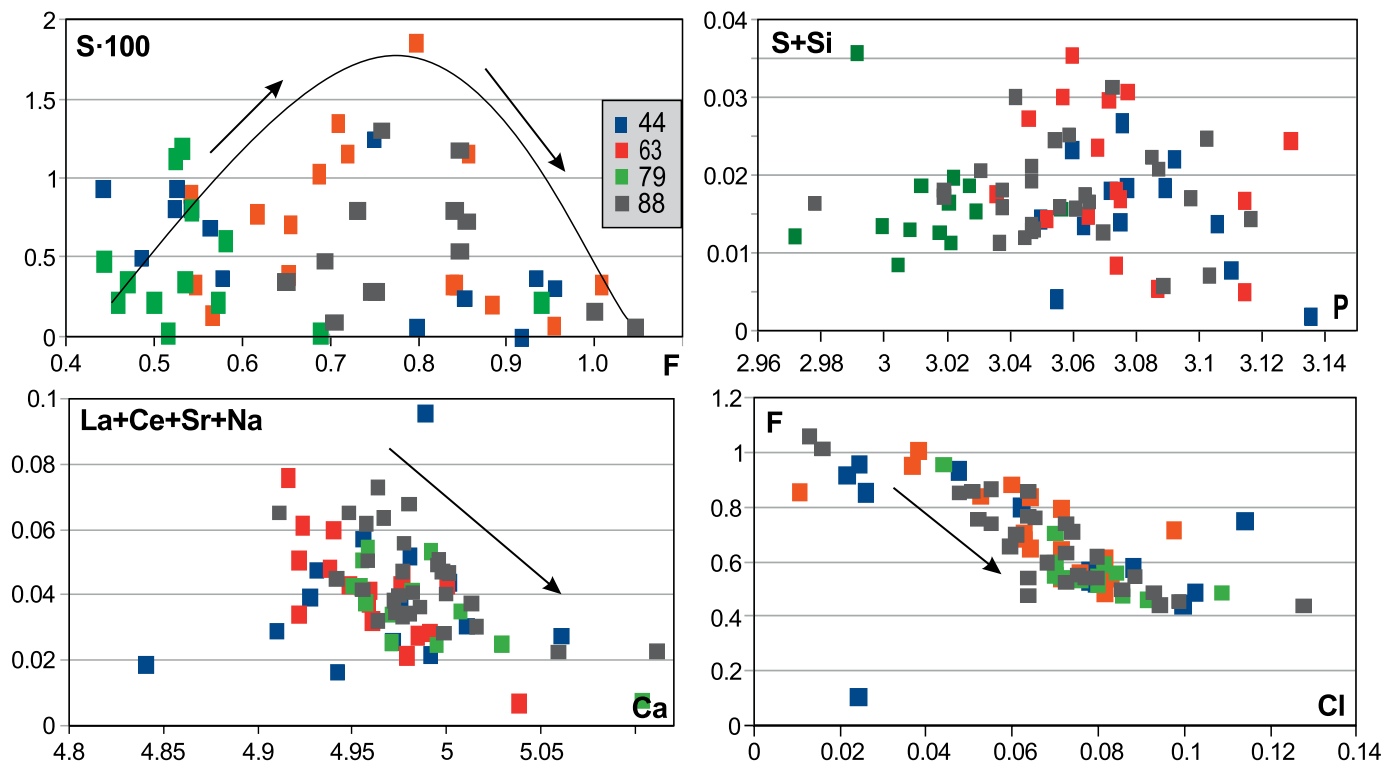


Рис. 7. Диаграмма, иллюстрирующая особенности изоморфизма в апатитах ЮСИ (ф.е.).

Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 7. A diagram illustrating the features of isomorphism in apatites of SSI (apfu, formula units).

The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрогеохимические и геодинамические сопоставления

Анализ имеющихся у нас минералого-петрографических и петрогеохимических данных по породам ЮСИ и ограниченного объема аналитической информации по гранитоидам Сарышаганского месторождения (Полетаев и др., 1983) показал следующее.

1. Сходные по содержаниям SiO_2 породы этих объектов имеют близкий минеральный состав, но разный тип структур, что может быть обусловлено, например, различными как условиями становления, так и уровнем эрозионного среза. 2. Полистадийные метасоматические изменения пород в большей степени проявлены в породах ЮСИ, в частности, в последней интенсивно проявлена хлоритизация. 3. Минимально измененные породы, с которым связано месторождение Сарышаган, существенно более кремнекислые и могут быть классифицированы как нормально- и низкощелочные лейкограниты (см. рис. 3, 4). 4. Позиция точек их

составов на диаграммах Харкера (при отсутствии анализов на микроэлементы) не позволяет говорить об их генетическом родстве с породами ЮСИ. Для этого необходимы данные о поведении микроэлементов. Вопрос об общности происхождения пород этих двух интрузий остается открытым.

По содержаниям Rb и Sr точки пород лежат в поле производных толеитовых магм (рис. 9а), которые были генерированы при мощности коры 20–30 км (рис. 9б). Отсутствие представительного количества анализов пород на микроэлементы не позволяет уверенно говорить о принадлежности изучаемых гранитоидов к адакитам. Тем не менее натровая специфика, низкая магнезиальность, соотношения $(\text{Sr/Y})-\text{Y}$ (Shen et al., 2015) и $(\text{La/Yb})_n-\text{Yb}_n$ и другие (единичные данные, анализы в (Шардакова и др., 2019)) указывают на сходство гранитоидов ЮСИ с адакитами (Лучицкая, 2022), что предполагает связь их источника с базальтоидным материалом океанической коры при небольшой контаминации коровым материалом.

В представлениях о геодинамической обстановке в данном секторе Центрального Казахстана в интервале S_2-D_3 , согласно литературным данным,

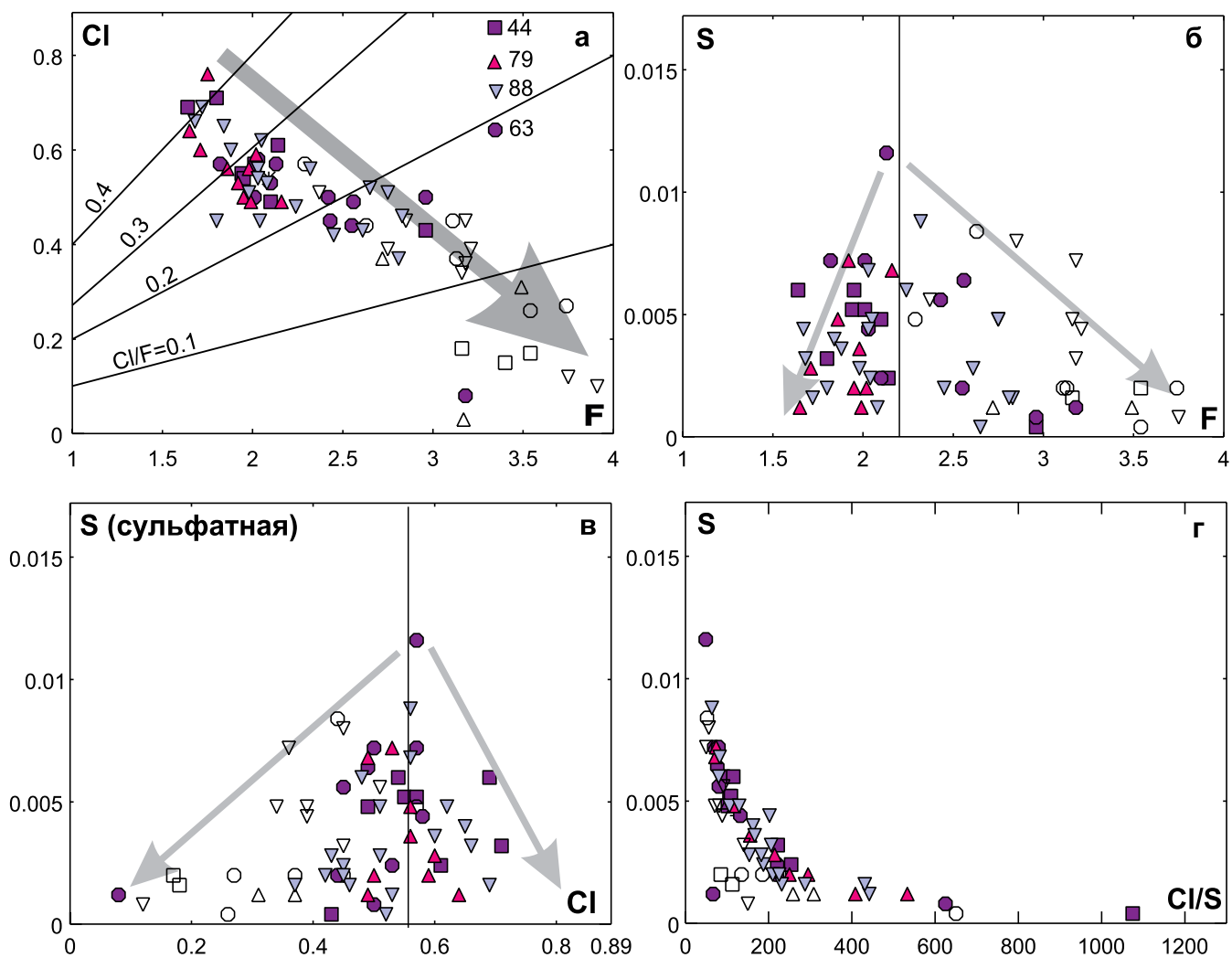


Рис. 8. Бинарные диаграммы соотношений F, Cl, S в апатитах из гранитов ЮСИ, мас. %.

а–г – пояснения см. в тексте.

Fig. 8. Diagrams of the ratios F, Cl, S in apatites from the granite of SSI, wt %.

а–г – see explanations in the text.

также имеются разночтения, поскольку, с одной стороны, первичные составы пород (как и в Уральском орогене) в существенной мере изменены коллизивно-аккреционными процессами, с другой стороны, отсутствуют корректные аналитические данные по конкретным структурно-вещественным комплексам. Ряд исследователей (Геологическое строение Казахстана, 2000; Мазуров, 2003; и др.) относят порфировые меденосные интрузии к островодужным образованиям или “сегментам базальтоидных вулканоплутонических поясов” (Звездов, 2022). Другие (Serykh, Makat, 2017) указывают, что “медно-порфировые месторождения Центрального Казахстана связаны с палеозойским орогенным известково-щелочным гранито-

идным плутолизмом всех тектоно-магматических циклов”, месторождения Нурказган и Сарышаган относятся ими к среднекаледонскому циклу. По нашему мнению, пока нет достаточных геохимических доказательств той или иной точки зрения о режиме формирования пород участка Шагала.

Условия метасоматических преобразований

Постмагматические процессы в РМС ЮСИ, вероятно, были полистадийными (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, см. выше). Нами рассчитаны температуры формирования по составам хлоритов (313–350°C), которые формально отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма. Та-

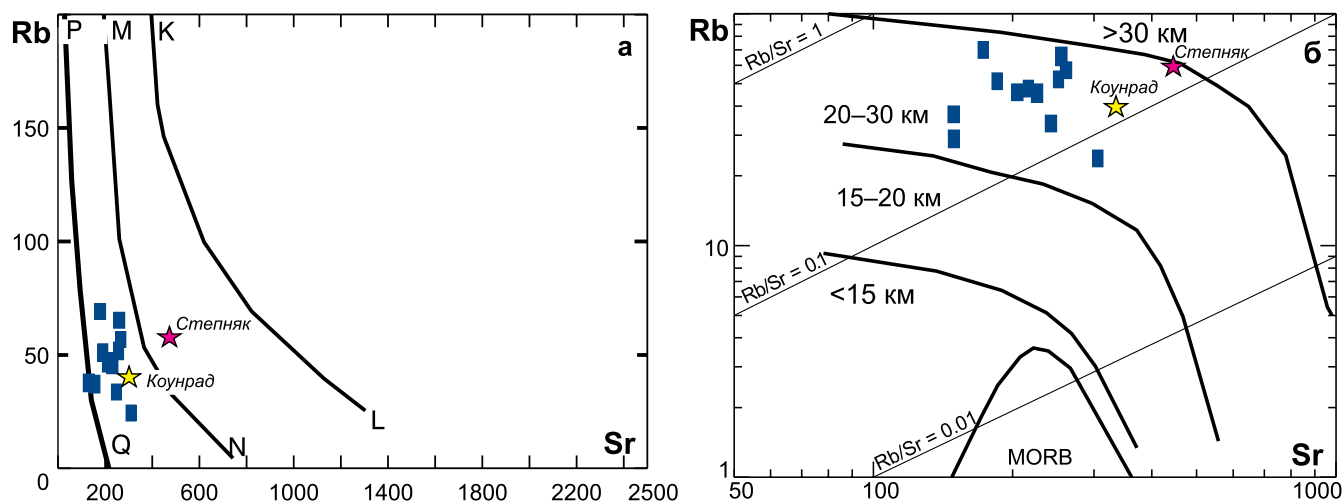


Рис. 9. Петрогенетические диаграммы соотношений Rb–Sr в магматических породах.

а – диаграмма Г.Б. Ферштатера (1987); поля производных магм: QPMN – толеитовой континентальной и островодужной, NMKL – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, выше линии KL – латитовой, щелочно-базальтовой.

б – диаграмма К.С. Конди (1973) для определения мощности континентальной коры.

Для сравнения нанесены точки средних составов гранитоидов близлежащих степняцкого (Au) и коунрадского (Cu) рудоносных комплексов Северного Казахстана по данным (Спиридонов, 1995; Heinhorst et al., 2000).

Fig. 9. Petrogenetic diagrams of Rb–Sr ratios in igneous rocks.

а – G.B. Ferstater diagram (1987); fields of magmatic sources: QPMN – tholeiitic continental and island arc, NMKL – orogenic andesite, tholeiitic, tholeiitic high alkalinity, latite, above the KL – latite, alkaline-basalt melts.

б – Diagram by K.C. Condie (1973) for determining the thickness of the continental crust. For comparison, the points of the average compositions of granitoids of the nearby Stepnyak (Au) and Kounrad (Cu) ore-bearing complexes (of the North Balkhash area, Kazakhstan) are plotted, according to (Spiridonov, 1995; Heinhorst et al., 2000).

кие же вариации температур формирования могут быть присущи и уровню березитизации-лиственизации (Сазонов, 1975; Бардина, Попов, 1991; и др.) или верхам пропилитовой зоны метасоматической колонки, т. е., по (Сазонов, 2007), продуктам “регионального среднетемпературного послемагматического метасоматизма”.

Однако термин “пропилиты” – достаточно расплывчатый, что признается многими авторами (Сазонов, 1975; Грабежев, Белгородский, 1992; Сазонов, 2007; и др.). Все же он более применим для преобразований, эддуктом которых являются породы среднего состава, чаще всего содержащие первичную роговую обманку, а в продуктах обильно присутствуют (помимо наблюдаемых в ЮСИ альбита, серицита, карбоната) эпидот и актинолит. Иногда термин “пропилиты” применяется и к измененным породам более кремнекислого состава, например риолитам (Сазонов, 1975; и др.). В нашем случае интрузия невелика, отсутствует метасоматоз “регионального” масштаба, породы максимально изменены около участков трещиноватости, т.е. процесс носит локальный характер.

К тому же известно, что “хлориты в пропилизированных породах имеют промежуточный магнезиально-железистый состав в ряду дафнит–

клинохлор и отличаются от рудных высокожелезистых разновидностей” (Сазонов, 2007). Магнезиальность-железистость хлорита зависят от ассоциирующих с ним минералов Fe. С пиритом, как в нашем случае, может существовать хлорит с $Fe/(Fe + Mg) \leq 0.6$, с магнетитом – с 0.2–0.4, с ильменитом – более железистые разности, вплоть до дафнита. В пропилитах многих медно-порфировых месторождений Урала в ореолах пропилизации или серицитизации–хлоритизации развит пеннин (Грабежев, Белгородский, 1992).

В ЮСИ распространены железистые разности (с невысоким Si), и это, наряду с “недостатком” других признаков, свидетельствует в пользу локальности процесса, вероятнее всего, аутометасоматических преобразований гранитоидов. Однако составы новообразованных минералов указывают на привнос Ca, Mg, Fe, в составе исходных гранитов минералов-носителей этих элементов недостаточно. Позиция хлорита в ряду метасоматических минералов нам не вполне ясна: возможно, он сингенетичен с образованием альбита, серицита, кварца. В геологических отчетах предшествующих лет отмечается, что медно-сульфидная минерализация развита в ореолах развития серицит-кварцевых метасоматитов по гранитоидам, однако хлорит в

этих ореолах также присутствует. Высокая железистость хлорита указывает на то, что он формировался в относительно восстановительных условиях, которые, как известно, благоприятны и для отложения сульфидов. В нашем случае хлорит часто ассоциирует с пиритом и апатитом II типа (пояснения см. ниже). Микрозондовые исследования показали присутствие золота в пирите (0.25 мас. %). Отношение Cu/Mo в гранитоидах ЮСИ составляет 76–300. В рутилах, ассоциирующих с хлоритом, содержится 0.04–0.18 мас. % Nb₂O₅.

В целом парагенезисы вторичных минералов и оцененные температуры их формирования соответствуют параметрам мезотермального метасоматоза, наложенного на рудовмещающие малые тела гранитоидов, и сопоставимы с температурами формирования метасоматитов порфировых месторождений Ю. Урала и Казахстана, на которых оруденение приурочено большей частью к филлизитовым зонам, образующимся при pH = 2–4 (Попов, 1977; Холоднов, Бушляков, 2002; Шафигуллина и др., 2020). Однако тип метасоматических изменений – недостаточный критерий для того, чтобы говорить о рудоносной специфике магматитов.

Сформировать хотя бы условную модель генерализованного метасоматического ореола для ЮСИ пока не представляется возможным, так как многочисленные генерации разнонаправленных трещин неоднократно служили проводниками для флюидов разного состава, интенсивности и возраста. Напряженная тектоническая обстановка на разных этапах “жизни” интрузии и ее ближайшего обрамления приводила к тому, что минералообразующие флюиды (несколько стадий) неравномерно рассеивались по многочисленным каналам, создавая сложную картину перемежаемости в разной степени измененных пород.

Состав апатитов как критерий оценки флюидного режима и потенциальной рудоносности гранитоидов

Обоснование рудоносности гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии

В работах уральских исследователей (Холоднов, Бушляков, 2002; Коновалова и др., 2013; Шардакова, Замятин, 2017; Коровко и др., 2018; и др.) показано, что поведение F, Cl, S в апатитах может служить косвенным индикатором потенциальной рудоносности содержащих их магматических пород. Этот подход в настоящее время становится все более популярным. В обобщающей монографии (Холоднов, Бушляков, 2002) приведены содержания этих компонентов в апатитах (а также роговых обманках и биотитах) из магматитов, с которыми связаны разные типы оруденения. Там же

представлены классификационные диаграммы соотношений галогенов и поля, позволяющие отличить друг от друга апатиты из пород с разной металлогенической специализацией (Fe-Ti, Cu, Au, редкие металлы). В более поздних работах (Холоднов и др., 2016; Знаменский и др., 2020) охарактеризовано поведение F, Cl, S в апатитах из ряда Cu-порфировых месторождений Урала, не всегда однотипное по ряду важных причин. Попытаемся проследить некоторые аналогии с Южно-Сарышаганским объектом, поскольку главная фаза ЮСИ отчетливо специализирована именно на медь. Кроме того, многие сходные по петрохимии и минеральному составу гранитные интрузии Северного Казахстана (Геологическая карта СССР, 1970; Геологическое строение Казахстана, 2000; и мн. др.) специализированы именно на Cu-порфировое оруденение. В указанном регионе есть комплексы сходного состава, несущие золотосульфидно-кварцевое оруденение, но для проведения аналогий с ними данных не достаточно.

На примере уральских объектов в работах В.В. Холоднова (Холоднов, Бушляков, 2002; Холоднов и др., 2016; и др.) показано, что гранитоидные серии с близким набором пород (диориты, гранодиориты, граниты и т. п.), в частности серии габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа, с которыми связано золотосульфидно-кварцевое оруденение (Верхисетский, Шарташский, Пластовский массивы и др.), отличаются от потенциально медно-порфировых гранитоидов по поведению Cl в апатитах, амфиболах, биотитах. В первых эти минералы практически не содержат Cl, а в поздних членах ГТГГ-серий апатиты несут более высокие начальные содержания SO₃ (до 1 мас. %) (Коновалова и др., 2013). Пониженная хлороносность – это важная черта РМС “окраинно-континентальных ГТГГ-плутонов и связанных с ними поздних продуктивных золотоносных массивов и золотосульфидно-кварцевых месторождений (Березовское, Кочкарское и др. месторождения)” (там же).

В случае ЮСИ граниты резко порфировидны, образованы на небольшой глубине. Магматогенные апатиты в гранит-порфирах большей частью имеют правильный габитус, крупные размеры и находятся в ранге фенокристов (I тип). Апатиты неправильной формы (II тип) имеют преимущественно более мелкие размеры, извилистые или занозистые внешние границы, в BSE для них характерна слегка пятнистая окраска, они срastaются с игольчатым хлоритом, порой корродирующим их, и, как правило, ассоциируют с пиритом/халькопиритом. Апатиты II типа, очевидно, представляют собой продукты изменения идиоморфных зерен I типа, состав которых модифицировался при смене физико-химических условий и эволюции состава флюида.

Поскольку поведение галогенов и серы в апатитах систематизировано и наиболее изучено на

примере рудоносных (в том числе и Cu-, Au-Cu-порфировых) объектов из разных секторов Урала, попробуем провести сопоставления с ними. В работах (Холоднов и др., 2016; Коровко и др., 2018; Знаменский и др., 2020) показано, что апатиты из гранитоидных серий, специализированных на Cu-порфировое оруденение, практически всегда выделяются повышенным уровнем концентраций хлора и значимым содержанием сульфатной серы. Наиболее высокие концентрации последней (как и фтора) фиксируются в апатитах из Cu-Mo-порфиросносных интрузий с повышенной калиевой щелочностью.

Помимо диаграмм Cl-F и Cl-S (в апатитах, амфиболах, биотитах) с полями, выделенными для составов минералов из пород разной рудоносности в указанных выше работах, коллективом авторов предложена также тройная диаграмма F-Cl-10-S-10 (Коровко и др., 2018), где приведены поля составов апатитов из магматитов, специализированных на титаномagnetитовое и скарново-magnetитовое, медно-порфировое, золотосульфидно-кварцевое и золоторедкометалльное типы оруденений (на основе статистики по Уральским объектам).

Позиции составов апатитов из исследованных нами гранитов ЮСИ показаны на рис. 10. Точки составов лежат между полями Fe-Ti и Cu-порфиросносных систем. Видно, что из-за невысоких содержаний серы все точки “сдвинуты” к стороне F-Cl при большом разбросе концентраций этих элементов. Залитыми значками на рис. 10 показана точки состава зерен апатита I типа, образованных, по нашему мнению, из флюида, сосуществующего с расплавом при кристаллизации исходной породы. Поле это достаточно компактное, что указывает на стабильность *P-T-X* условий в ходе этого процесса. При этом большая часть составов апатитов I типа лежит в поле составов апатитов из РМС, продуктивных на медно-порфировое оруденение, отражая специфику именно исходной магмы и связанного с ней “раннего” флюида. Таким образом, дальнейшие наши сопоставления особенностей рассматриваемого объекта ЮСИ с таковыми для РМС Cu-порфировых месторождений правомерны.

*Особенности состава минералов
как отражение эволюции физико-химических
условий в рудно-магматической системе*

Для последующих прогнозов важными являются вопросы о связи поведения галогенов и серы в апатитах с составом пород и причинах различий в составах апатитов разных типов. Для получения общего представления и последующих сопоставлений с апатитами ЮСИ проследим эти моменты на наиболее типичных примерах из работы (Холоднов и др., 2016). Один из них – РМС Вознесен-

ского Au-Cu-порфирового месторождения (Челябинская область, Cu/Mo = 250), в изучении которого ранее участвовали и некоторые авторы этого исследования. Островодужные магматиты (D₁) Вознесенского месторождения представлены рядом от диоритовых порфиритов до плагиогранитов (дайки), пирит-халькопиритовая минерализация локализована преимущественно в плагиогранитах.

Для апатитов из габбро-диоритов этой РМС характерна четкая прямая корреляция содержаний F и Cl. Изменения их составов прослеживаются в ходе кристаллизации изученных габбро-диоритов: от зерен с низкими содержаниями галогенов – к апатитам с более высокими их содержаниями, при стабильной величине Cl/F ≈ 0.30 . Такой тренд характеризует последовательное накопление галогенов в составе первичного магматогенного флюида. Характер соотношений Cl/F в апатитах здесь позволяет заключить, что кристаллизация апатита протекала в равновесных физико-химических условиях – в закрытой (для летучих) магматической камере. В таких случаях, как правило, имеет место накопление галогенов в сверхкритическом межзерновом флюиде, без выноса Cl (субсолидусными эманациями).

Показательно, что апатиты вознесенских габбро-диоритов не содержат SO₃. Это может быть связано с низким кислородным потенциалом (Peng et al., 1997), из-за которого во флюиде и родоначальном для диорита расплаве сера находится в менее окисленной форме (H₂S и т. п.), не входя в структуру апатита. Апатиты из пород более молодых, плагиогранитов данной РМС, несут некоторое количество SO₃ (до 0.04–0.06 мас. %) (Грабежев, Воронина, 2012), и прожилково-вкрапленные сульфидные минералы приурочены преимущественно к дайкам плагиогранит-порфиров.

Более сложная картина наблюдается в апатитах из Еленовского Mo-Au-Cu-порфирового месторождения (Оренбургская область, Cu/Mo = 122–149, серия пород – диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-плагиогранит). Бедное (Cu_{ср} $\approx 0.1\%$) прожилково-вкрапленное Cu-Mo-полиметаллическое оруденение локализовано в экзоконтактовых измененных эффузивах рамы и кислых интрузивных разностях. Неравновесные физико-химические условия стали причиной формирования нескольких дискретных по составу групп апатитов (из диоритов) (Холоднов и др., 2016). Здесь на фоне стабильных содержаний Cl содержания SO₃ дают несколько дискретных уровней: ≈ 0.05 ; 0.12–0.15; 0.20 и 0.30–0.40 мас. % S. При этом содержания сульфатной S обнаруживают прямую корреляцию с F (в апатитах трех популяций из четырех). По величине Cl/S дискретные популяции апатита также различаются. Различия по соотношениям Cl/S в составах апатита могут служить показателем “раннего проявления жидкостной несмесимости

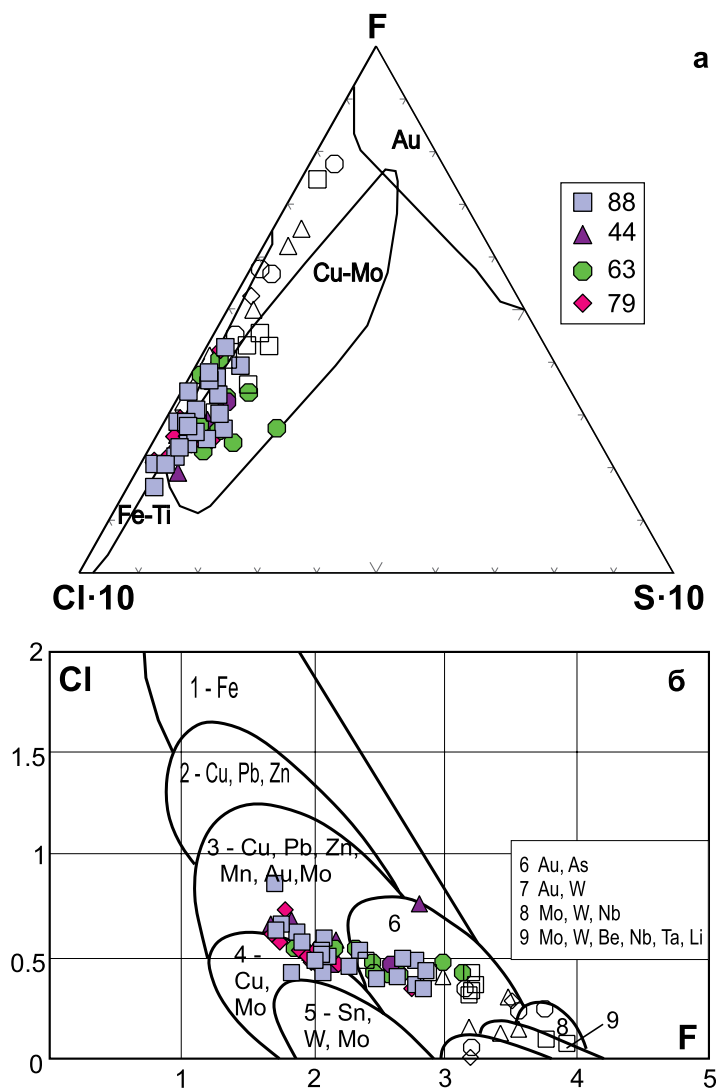


Рис. 10. Диаграмма составов апатитов, позволяющая определить потенциальную рудоносность пород.

Позиции полей – по данным работ (Холоднов, Бушляков, 2002; Коровко и др., 2018). Залитые значки – идиоморфные зерна апатитов, незалитые – неправильные зерна.

Fig. 10. Diagram of apatite compositions for determination of the potential ore potential of rocks.

The positions of the fields are based on the data from (Kholodnov, Bushlyakov, 2002; Korovko et al., 2018). Painted signs are idiomorphic grains of apatites, unshaded ones are irregularly shaped grains.

в составах сверхкритических (субликвидусных) хлоридно-сульфатных флюидов: с образованием фракции флюида, богатой Cl, но бедной F и сульфатной S, а также фракции, обогащенной сульфатной S и F – при более низком содержании Cl” (Холоднов и др., 2016).

Третий вариант поведения галогенов и серы проявлен в апатитах РМС Верхнеуральского Cu-Mo месторождения (возраст D_3-C_1 , Cu/Mo = 15, серия “шошонитового” типа – габбро-кварцевый сиенит-гранодиорит-порфир-гранодиорит, штокверковое оруденение – в зонах изменений малых тел

кислого состава). В апатитах пород повышенной основности поведение F, Cl, S в апатитах переменчиво. Обращают на себя внимание более поздние фазы: в апатитах из гранит-порфиров имеет место понижение содержаний хлора при одновременном росте содержаний фтора от апатитов ранней генерации к поздней. Вариации содержаний F составляют 1–3 мас. %. Для серы, которая изоморфно замещает фосфор, максимум содержаний (среди апатитов из пород всех типов 0.3 мас. %) приходится на апатиты из гранит-порфиров, когда в них содержится около 2 мас. % F; при дальнейшем росте со-

держаний F концентрации S падают (Холоднов, Бушляков, 2002). Это означает, что на данном месторождении породы поздних фаз, представляющие собой гранодиоритовый (“остаточный”) расплав, являются важным источником галогенов и серы в рудообразующем флюиде.

Для апатитов из пород (при очень малом разбросе содержаний SiO_2) скв. 88 наблюдается сходная картина. В апатитах от ранней генерации (тип I) к поздней (тип II) содержания F растут (от 1.6 до 3.6 мас. %), а Cl – понижаются (от 0.9 до 0.1 мас. %). То есть флюидом в процессе его эволюции в породе привносился фтор (сам флюид им обеднялся) и медленно выносился хлор.

В отношении содержаний S в апатитах из гранитов ЮСИ проявлена такая же специфическая тенденция, как и в их верхнеуральских аналогах: накопление сульфатной S идет на фоне повышения концентраций F до уровня около 2.3 мас. %, затем количество S постепенно понижается, в поздней генерации почти “обнуляясь” (см. рис. 8б, в). При этом, если рассматривать правую и левую части условной “ветви” на рис. 5, то видно, что именно в апатитах I типа (“ранняя” порция флюида) рост содержаний S (до максимума 0.12 мас. %) идет при понижении количества Cl (до 0.5 мас. %), а затем в апатитах II типа концентрации обоих компонентов падают.

В целом поведение содержаний Cl и S в апатитах из пород ЮСИ отражает главные этапы эволюции флюида, свойственные для многих медно-порфировых систем (выявленные В.В. Холодновым на примере уральских объектов): 1 – накопление этих компонентов в апатитах ранних генераций, 2 – синхронное падение – в поздних. То есть расплав, сформировавший исследуемые гранит-порфиры, служил источником Cl и S в поздне- и постмагматическом рудообразующем флюиде. Известно, что обогащение этими элементами флюидов на этапе образования расплавов промежуточного (диорит-гранодиоритового) состава приводит к резкому усилению процессов флюидно-магматического взаимодействия, а степень обогащения флюидов мобилизуемыми металлами (медь, молибден, золото и др.) определяется уровнем концентрации Cl и S и объемом флюида при условии возникновения благоприятных для рудоотложения термодинамических обстановок (Heinhorst et al., 2000; Холоднов, Бушляков, 2002). В случае с РМС ЮСИ небольшой объем самой интрузии и не очень высокие концентрации Cl и S могут косвенно свидетельствовать об ограниченных запасах меди на объекте.

Представления об источниках и механизмах накопления меди неоднозначны. Согласно одной группе гипотез, магмы могут быть исходно обогащены Cu, если имело место частичное плавление субдущированной океанической коры (Sun et al., 2010), метасоматизированной континентальной

литосферной мантии (Richards, 2009; Rielli et al., 2018), нижней части островной дуги или модифицированного флюидом мантийного клина (Hattori, Keith, 2001; Lee et al., 2012). В других гипотезах, придающих главную роль процессу дифференциации, родоначальные магмы необязательно должны быть обогащены Cu, но требуется интенсивная “продувка” (scavenging) плутонов средних и малых глубин для последующего эффективного улавливания и концентрации мобилизованной Cu в локальных резервуарах (Kay, Mpodozis, 2001; Sillitoe, 2010; Wilkinson, 2013). Для этих гипотез важными для мобилизации Cu (но не отложения?) считаются окислительные условия; но границы их существования до сих пор не вполне понятны. Согласно третьей группе гипотез, одним из факторов, влияющих на поведение Cu, является степень плавления. Удаление Cu из сульфидсодержащего источника может происходить при существенных степенях плавления (Lee et al., 2012; Ding, Dasgupta, 2017). Если магма достигает насыщения сульфидами, медь эффективно удаляется из расплава, образуя богатые кумулаты (руды). Но есть ряд осложняющих условий: например, высокая степень плавления (>20%) истощает сульфид и делает Cu несовместимой независимо от летучести кислорода. В целом в вопросах, насколько отложение Cu контролируется давлением, температурой, содержанием воды и составом расплавов, ясности пока нет (Lee, Tang, 2020).

В случае ЮСИ железистый состав хлорита, сосуществующего с пиритом, отсутствие первичного магнетита, привнос фтора указывают на восстановительные условия, существовавшие на этапе рудоотложения. Это, наряду с наличием интенсивной трещиноватости разновременных генераций, свидетельствует о том, что формирование РМС шло при доступе кислорода, т. е. в условиях периодически приоткрытой системы с утратой летучих.

Исходя из полученных нами данных по составам апатитов из пород ЮСИ, можно заключить, что по соотношениям индикаторной триады (F–Cl–сульфатная S) на потенциальную меденосность РМС указывают составы апатитов I группы, образованные на ранней стадии эволюции флюида, отделяющегося при кристаллизации магмы. Это позволяет предположить приуроченность медно-сульфидной минерализации на участке Шагала именно к такой разновидности порфировидных гранитоидов, слагающих основной объем ЮСИ и вскрытых, в частности, скважиной 88. Они, возможно, сформировались из резервуара, исходно обогащенного медью (варианты см. выше) в условиях конвергентной обстановки. Ее тип предполагается уточнить в ходе дальнейших исследований. Важную роль для изучения стадий минералообразования и изменения *P-T-X* условий могут сыграть также наблюдения за несколькими генерациями кварцевых жил, с кото-

рыми может ассоциировать эпitherмальное оруденение другого типа (Au, Au-Ag), часто пространственно сопряженное с порфировыми гранитоидными интрузиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые приведены данные по минеральному и химическому составу пород, поведению галогенов и серы в апатитах из гранитоидов рудносного Южно-Сарышаганского массива (Западное Прибалхашье). Состав апатитов из рудных объектов Казахстана ранее никем не исследовался, поэтому сопоставление новых данных с уже имеющейся информацией по уральским объектам важно для накопления статистического материала и имеет важный геологический смысл. Анализ первых полученных результатов позволяет сделать ряд выводов.

– Поведение петрогенных элементов в гранитоидах ЮСИ не дает основания для заключений о генетическом (и возрастном) родстве данных образований с гранит-порфирами близлежащего Сарышаганского массива, с которым сопряжено известное Mo-Cu-порфировое месторождение.

– Некоторые особенности состава пород ЮСИ могут указывать на связь их источника с базальтоидным материалом океанической коры, контаминированным коровым материалом, и позволяет предположить связь образования гранитов с субдукционными процессами.

– Гранитоиды подверглись нескольким стадиям среднетемпературных постмагматических изменений: филлитизация (серицит + кварц), хлоритизация, карбонатизация (прожилки), особенно интенсивно развитых вдоль тектонически ослабленных зон. Железистый состав хлорита и локальность его развития свидетельствуют о его аутометасоматической природе. Халькопирит и пирит содержат небольшое количество золота.

– В гранитоидах ЮСИ развиты апатиты двух генераций, различающиеся по уровню содержаний F, Cl, S. Соотношения этих компонентов в апатитах I типа указывают на потенциальную продуктивность пород на Cu-порфировое оруденение, что подтверждается приуроченностью прожилково-вкрапленного пирит-халькопиритового оруденения к слабоизмененным порфировидным гранитам ЮСИ, разбитым сетью тектонических нарушений.

– Анализ поведения F, Cl, SO₃ в апатитах из гранитоидов ЮСИ указывает на изменение состава флюидной фазы в ходе становления РМС в условиях открытой системы. Накопление серы до максимального в апатитах этого объекта уровня (невысокого, 0.012 мас. % S) идет синхронно с ростом количества хлора и падением содержаний фтора. После достижения “точки перегиба” содержание Cl в апатитах понижается почти до нуля, а концентрация F сильно возрастает (до 4 мас. %). В результа-

те поздние порции флюида обедняются F, обогащаются хлором и серой. Количество в таком флюиде мобилизуемой меди зависит от содержаний в нем Cl и S и объема флюида, определяемого величиной самой интрузии. Поэтому прогнозируемые запасы меди в пределах ЮСИ на верхних горизонтах невелики.

Благодарности

Авторы благодарны руководству ООО “Shagala Mining” (М.Б. Бажикову, А.В. Антонишину) за разрешение использовать каменный материал для научных исследований, выражают надежду на дальнейшее сотрудничество.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бардина Н.Ю., Попов В.С. (1991) Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин. *Сов. геология*, (6), 48-56.
- Бахшалиев Т.В. (2016) Геологическая характеристика и проект геологоразведочных работ в пределах Бие-Бесобинской площади полиметаллических руд (Республика Казахстан). Бакалаврская работа. Томск: НИИ ТПУ, 113 с.
- Валяшко В.М. (2009) Гидротермальные равновесия, явления расслаивания и гетерогенизации сверхкритических флюидов. *Современные проблемы общей и неорганической химии*. Сб. тр. 2-й Междунар. конф. М.: Изд-во ИОНХ РАН, 491-500.
- Валяшко В.М., Урусова М.А. (2010) Гетерогенизация сверхкритических флюидов и невариантные критические равновесия в тройных смесях с одним летучим (на примере водно-солевых систем). *Сверхкритические флюиды: теория и практика*, (2), 28-44.
- Геологическая карта Казахстана. (2004) М-6 1 : 1 000 000. Алматы: МПР и ООС РК.
- Геологическая карта СССР. (1970) М-6 1 : 200 000. Сер. Прибалхашская. Л. L-34-XIV. М.: МинГео СССР, Недра, 612 с.
- Геологическая карта дочетвертичных образований. (1978) М-6 1 : 1 000 000. Л. L-(42), (43) Балхаш. М.: Аэрогеология.
- Геологическое строение Казахстана. (2000) Алматы: МПР и ООС РК, 394 с.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 199 с.
- Грабежев А.И., Воронина Л.К. (2012) Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 159, 68-70.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, (5), 113-126. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Звездов В.С. (2022) Модели меднопорфировых рудно-

- магматических систем и месторождений для прогноза, поисков и оценки. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 247 с.
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера*, **20**(3), 397-410. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Изотов В.В., Скрипченко А.Ф., Земзюлин Д.П., Скляров Н.Д., Кудрявцев Ю.К., Мельник С.Ф., Семенов Н.С. (1983) Отчет о детальных поисковых работах в пределах Западно-Балхашского синклиниория за 1978–1983 гг. Джамантурская партия. Дзезказганская обл. Караганда.
- Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. (2013) Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения. *Литосфера*, **6**(6), 65-72.
- Коровко А.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Коновалова Е.В., Михеева А.В. (2018) Галогены и сера в гидроксилсодержащих минералах Восточно-Верхотурского диорит-гранодиоритового массива с минерализацией в виде самородной меди (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 165, 189-193.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 255 с.
- Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. (2001) Медно-порфировые месторождения. *Модели месторождений цветных и благородных металлов*. М.: ЦНИГРИ, 232 с.
- Лучицкая М.В. (2022) Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина “адакит”. *Геотектоника*, **4**(4), 92-128. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22040051>
- Мазуров А.В. (2003) Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Томск: ТПУ, 213 с.
- Макат Д.К. (2017) Геодинамические и металлогенические закономерности развития медно-порфирового оруденения Центрального Казахстана с позиций современной изотопной геологии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Караганда: КГТУ, 98 с.
- Полетаев А.И., Мельников Л.В., Нуртуганов П.М., Тимофеева С.Н. (1983) Отчет “Оценка перспектив Сарышаганского и Сокурского рудных узлов” за 1980–1983 годы (заключительный). Алма-Ата, Мин-Гео Казахской ССР, КазИМС, 82 с.
- Попов В.С. (1977) Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 203 с.
- Прибавкин С.В., Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Антонишин А.В. (2020) Минералы меди зоны окисления Cu(Mo)-порфирового рудопроявления (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан). *Минералогия*, **3**(3), 58-67. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-1-5>
- Рафальский Р.П. (1993) Взаимодействие раствор–порода в гидротермальных условиях М.: Наука, 238 с.
- Сазонов А.М. (2007) Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород. Красноярск: СФУ, 324 с.
- Сазонов В.Н. (1975) Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 175 с.
- Серавкин И.Б., Минибаева К.Р., Родичева З.И. (2011) Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор). *Геол. сборник*, **9**(9), 186-200.
- Спиридонов Э.М. (1995) Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана. *Геол. рудн. месторождений*, **37**(3), 179-207.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 394 с.
- Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. (2016) Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные). *Минералогия*, **1**(1), 54-65.
- Цаплин Г.В. (1956) Отчет Куланской геологоразведочной партии за 1955–1956 гг. Министерство геологии и охраны недр Казахской ССР, Южно-Казахстанское геологическое управление. 239 с.
- Шардакова Г.Ю., Замятин Д.А. (2017) Поведение галогенов и серы в гидроксилсодержащих минералах из гранитоидов западного склона Ср. Урала как показатель потенциальной продуктивности рудно-магматических систем. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 164, 193-198.
- Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Антонишин А.В., Бажиков М.Б. (2019) Специфика состава вмещающих пород и окисленных руд медно-порфирового рудопоявления Сарышаган (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан): первые данные. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 152-157.
- Шарпенюк Л.В., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Регион. геология и металлогения*, **56**(56), 40-50.
- Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2020) Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии. *Геол. вестн.*, **2**(2), 45-53. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4>
- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. Miner.*, **19**, 347-403. Corpus ID: 133292286
- Berger B.R., Mars J.C., Denning P.D., Phillips J.D., Hammarstrom J.M., Zientek M.L., Dicken C.L., Drew L.J. (2014) Porphyry copper assessment of western Central Asia. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2010-5090-N, 219 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105090N>
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. (2012) Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas. *Sci. Rep.*, **2**(2), 685. <https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**(9), 2981-2991.
- Ding S., Dasgupta R. (2017) The fate of sulfide during decompression melting of peridotite – implications for sulfur inventory of the MORB-source depleted upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **459**, 183-195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.031>

- org/10.1016/j.epsl.2016.11.020
- Hattori K.H., Keith J.D. (2001) Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Miner. Depos.*, **36**, 799-806. <https://doi.org/10.1007/s001260100209>
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. (2000) Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics*, **328**, 69-87. PII: S0040-1951(00)00178-5
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **224**(XXX), 277-292.
- Hollister V.F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Miner. Sci. Ing.*, **7**(3), 225-233.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting: Program with Abstracts*, **16**, A62.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, (11), 4-9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.-z., Jin D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, **336**, 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Lee C.-T. A., Tang M. (2020) How to make porphyry copper deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **529**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868>
- Liu Y., Comodi P. (1993) Some aspects of the crystal chemistry of apatites. *Miner. Mag.*, **57**, 709-719.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**, 1210-1224.
- Plotinskaya O., Grabezhev A., Tesselina S., Seltman R., Groznova E., Abramov S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Richards J.P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**, 247-250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Rielli A., Tomkins A.G., Nebel O., Raveggi M., Jeon H., Marti L., Avila J.N. (2018) Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatised mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **497**, 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.012>
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu-Au-Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing, (2), 467-512.
- Serukh V.I., Makat D.K. (2017) About Geotectonic Position of Porphyry Copper Deposits in Central Kazakhstan. *News of the National Academy of Sciences of The Republic of Kazakhstan*, **3**(423), 44-53.
- Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S.A. (2015) Cambrian Intra-Oceanic Subduction System in the Bozshakol Area, Kazakhstan. *Lithos*, 224-225, 61-77. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.025>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun W., Ling M., Yang X., Fan W., Ding X., Liang H. (2010) Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: an overview. *Sci. China Earth Sci.*, **53**, 475-484. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0024-0>
- Wilkinson J.J. (2013) Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.*, **6**, 917.
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, 51-56.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapu Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Dep.*, **30**, 30-38.

REFERENCES

- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. Miner.*, **19**, 347-403. Corpus ID: 133292286
- Bakhshaliev T.V. (2016) Geological characteristics and the project of geological exploration within the Bie-Besobinskaya area of polymetallic ores (Republic of Kazakhstan). Bachelor's work. Tomsk, TPU Research Institute, 113 p. (In Russ.)
- Bardina N.Yu., Popov V.S. (1991) Systematics of metamorphic rocks and facies of metasomatism of shallow depths. *Sov. Geol.*, (6), 48-56. (In Russ.)
- Berger B.R., Mars J.C., Denning P.D., Phillips J.D., Hammarstrom J.M., Zientek M.L., Dicken C.L., Drew L.J. (2014) Porphyry copper assessment of western Central Asia. U.S. *Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2010-5090-N, 219 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105090N>
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. (2012) Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas. *Sci. Rep.*, (2), 685. <https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**(9), 2981-2991.
- Degtyarev K.E. (2012) Tectonic evolution of Early Paleozoic island-arc and continental crust formation in Caledonides of Kazakhstan's. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russ.)
- Ding S., Dasgupta R. (2017) The fate of sulfide during decompression melting of peridotite—implications for sulfur inventory of the MORB-source depleted upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **459**, 183-195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.020>
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Geological map of Kazakhstan. (2004) Scale 1 : 1,000,000. Almaty, MPR and OOS RK. (In Russ.)
- Geological map of the USSR. (1970) Scale 1 : 200,000. The Balkhash series. Sheet L-34-XIV. Moscow, MinGeo USSR, Nedra Publ., 612 p. (In Russ.)
- Geological map of pre-quaternary formations. (1978) Scale

- 1 : 1000,000. Sheet L-(42), (43) Balkhash. Moscow, Aerogeologiya Publ. (In Russ.)
- Geological structure of Kazakhstan. (2000) Almaty, MPR and OOS RK, 394 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 199 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Yu.L., Azovskova O.B. (2017) Systematization of u-pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the urals. *Lithosphere (Russia)*, **17**(5), 113-126. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Grabezhev A.I., Voronina L.K. (2012) Sulfur in apatite from rocks of copper-porphyry systems of the Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 159, 68-70. (In Russ.)
- Hattori K.H., Keith J.D. (2001) Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Miner. Depos.*, **36**, 799-806. <https://doi.org/10.1007/s001260100209>
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. (2000) Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics*, **328**, 69-87. PII: S0040-1951(00)00178-5
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, **224**(XXX), 277-292.
- Hollister V.F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Miner. Sci. Eng.*, **7**(3), 225-233.
- Izotov V.V., Skripchenko A.F., Zemzyulin D.P., Sklyarov N.D., Kudryavtsev Yu.K., Mel'nik S.F., Semenyuk N.S. (1983) Report on detailed search operations within the West Balkhash Synclinorium for 1978-1983. Jamantuz party. Dzhezkazgan region. Karaganda. (In Russ.)
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting: Program with Abstracts*, **16**, A62.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, (11), 4-9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, EPD UB RAS Publ., 394 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Seravkin I.B., Kosarev A.M., Konovalova E.V., Shagalov E.S. (2016) Distribution of halogens and sulfur in apatites of copper-porphyry deposits of the Southern Urals (new data). *Mineralogiya*, (1), 54-65. (In Russ.)
- Konovalova E.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A., Kholodnov V.V. (2013) Mineralizing elements (sulfur and halogens) in apatites of the Shartash massif and the Berzovsky gold deposit. *Lithosphere (Russia)*, (6), 65-72. (In Russ.)
- Korovko A.V., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Konovalova E.V., Mikheeva A.V. (2018) Halogens and sulfur in hydroxyl-containing minerals of the East Verkhotursky diorite- granodiorite massif with mineralization in the form of native copper (Middle Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 189-193. (In Russ.)
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, **224**(XXX), 277-292.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Krivtsov A.I. (1983) Geological foundations of forecasting and prospecting for copper-porphyry deposits. Moscow, Nedra Publ., 255 p. (In Russ.)
- Krivtsov A.I., Zvezdov V.S., Minina O.V., Migachev I.F. (2001) Porphyry copper deposits. *Models of deposits of non-ferrous and precious metals*. Moscow, TsNIGRI, 232 p. (In Russ.)
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.-z., Jin D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, **336**, 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Lee C.-T. A., Tang M. (2020) How to make porphyry copper deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **529**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868>
- Liu Y., Comodi P. (1993) Some aspects of the crystalchemistry of apatites. *Min. Mag.*, **57**, 709-719.
- Luchitskaya M.V. (2022) The composition, petrogenesis, and geodynamic setting of adakite magmatism: An overview. *Geotectonics*, **56**(4), 486-519 (translated from *Geotektonika*, (4), 92-128). <https://doi.org/10.1134/S0016852122040057>
- Mazurov A.V. (2003) Geodynamic conditions of formation of metallogenic complexes of Kazakhstan. Dis... doct. geol.-min. of sciences. Tomsk, TPU, 213 p. (In Russ.)
- Makat D.K. (2017) Geodynamic and metallogenic patterns of the development of copper-porphyry mineralization of Central Kazakhstan from the standpoint of modern isotope geology. Dis... doct. geol.-min. of sciences. Karaganda, KGTU, 98 p. (In Russ.)
- Poletaev A.I., Mel'nikov L.V., Nurtuganov P.M., Timofeeva S.N. (1983) Report "Assessment of prospects of Saryshagan and Sokur ore nodes" for 1980-1983 (final). Alma-Ata, MinGeo of the Kazakh SSR, KazIMS, 82 p. (In Russ., unpublished)
- Popov V.S. (1977) Geology and genesis of copper and molybdenum-porphyry deposits. Moscow, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**, 1210-1224.
- Plotinskaya O., Grabezhev A., Tessalina S., Seltman R., Groznova E., Abramov S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Pribavkin S.V., Korovko A.V., Shardakova G.Yu., Antonishin A.V. (2020) Copper minerals from the oxidation zone of the Saryshagan Cu(Mo)-porphyry deposit (Western Balkhash region, Central Kazakhstan). *Mineralogiya*, (3), 58-67. (In Russ.) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-1-5>
- Rafal'skii R.P. (1993) Solution-rock interaction in hydrothermal conditions. Moscow, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)
- Richards J.P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**, 247-250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>

- Rielli A., Tomkins A.G., Nebel O., Raveggi M., Jeon H., Marti L., Avila J.N. (2018). Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatised mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **497**, 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.012>
- Sazonov A.M. (2007) Petrography and petrology of metamorphic and metasomatic rocks. Krasnoyarsk, SFU, 324 p. (In Russ.)
- Sazonov V.N. (1975) Listvenitization and mineralization. Moscow, Nauka Publ., 175 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Minibayeva K.R., Rodicheva Z.I. (2011) Copper-porphyry mineralization of the Southern Urals (review). *Geol. Coll.*, (9), 186-200. (In Russ.)
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu–Au–Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing, (2), 467-512.
- Serukh V.I., Makat D.K. (2017) About Geotectonic Position of Porphyry Copper Deposits in Central Kazakhstan. *News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan*, **3**(423), 44-53.
- Shafigullina G.T., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. (2020) Conditions for the formation of gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit (Southern Urals) according to chlorite geothermometry. *Geol. Vestnik*, (2), 45-53. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4>
- Shardakova G.Yu., Korovko A.V., Pribilkin S.V., Antonishin A.V., Bazhikov M.B. (2019) Specifics of the composition of host rocks and oxidized ores of the Saryshagan copper-porphyry ore formation (Western Balkhash region, Central Kazakhstan): the first data. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 152-157. (In Russ.)
- Shardakova G.Yu., Zamyatin D.A. (2017) Behavior of halogens and sulfur in hydroxyl-containing minerals from granitoids of the western slope of the Urals as an indicator of the potential productivity of ore-magmatic systems. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 164, 193-198. (In Russ.)
- Sharpenok L.V., Kostin A.E., Kukharensko E.A. (2013) TAS-diagram sum of alkalis–silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **56**, 40-50. (In Russ.)
- Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S.A. (2015) Cambrian Intra-Oceanic Subduction System in the Bozshakol Area, Kazakhstan. *Lithos*, **224-225**, 61-77. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.025>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Spiridonov E.M. (1995) Inversion plutogenic gold-quartz formation of the caledonides of the north of Central Kazakhstan. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **37**(3), 179-207. (In Russ.)
- Sun W., Ling M., Yang X., Fan W., Ding X., Liang H. (2010) Ridge subduction and porphyry copper–gold mineralization: an overview. *Sci. China Earth Sci.*, **53**, 475-484. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0024-0>
- Valyashko V.M. (2009) Hydrothermal equilibria, phenomena of delamination and heterogenization of supercritical fluids. *Modern problems of general and inorganic chemistry. Proceedings of the 2nd International Conference*. Moscow, IONKh RAS Publishing House, 491-500. (In Russ.)
- Valyashko V.M., Urusova M.A. (2010) Heterogenization of supercritical fluids and non-invariant critical equilibria in triple mixtures with one volatile (on the example of water-salt systems). *Supercritical Fluids: Theory and Practice*, (2), 28-44. (In Russ.)
- Wilkinson J.J. (2013) Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.*, **6**, 917.
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, 51-56.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapu Bahia gold deposit, Carajs, Brazil. *Miner. Depos.*, **30**, 30-38.
- Zaplin G.V. (1956) Report of the Kurgan Geological Exploration Party for 1955–1956. Ministry of Geology and Subsoil Protection of the Kazakh SSR, South Kazakhstan Geological Department, 239 p. (In Russ., unpublished)
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020) Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(3), 397-410. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Zvezdov V.S. (2022) Models of copper-porphyry ore-magmatic systems and deposits for forecasting, prospecting and evaluation. Dis. ... doct. geol.-min. of sci. Moscow, TsNIGRI, 247 p. (In Russ.)

Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал)

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, А. А. Шарипова

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 16.01.2023 г., принята к печати 03.05.2023 г.

Объектом исследования послужили кислые разновидности пород шатакского комплекса. *Материалом исследования* явилась неизвестная ранее обильная минерализация, представленная редкоземельными минералами. *Методы.* Определение концентраций петрогенных оксидов, выполненное рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Количество редкоземельных элементов в породах комплекса определялось методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Изучение минералогии проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). *Результаты.* Показано, что изученные породы разнообразны по химическому составу, изменяясь от щелочных разновидностей (трахидациты) до низкощелочных риолитов. Установлено, что они относятся к высокоглиноземистому типу, характеризуясь калиевой специализацией и низким коэффициентом апатитности. Предполагается, что в целом кислые разновидности являются субвулканическими образованиями и термин “риолиты” в данном случае характеризует химический состав пород, но не генезис. Количество редкоземельных элементов в породах комплекса подвержено существенным колебаниям, изменяясь от 60.81 до 1625.39 г/т, а их распределение отличается значительной дифференцированностью. В целом породы принадлежат к контрастной базальт-риолитовой серии, а их генезис обусловлен дифференциацией магмы в промежуточном очаге. В породах были обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Dy), таленит-(Nd), синхизит-(Ce) и Ce–La–Fe-оксид. *Заключение.* Наличие парагенетических ассоциаций редкоземельных минералов (алланит-(Ce) + эшинит-(Y) + ниобозинит-(Y) и алланит-(Ce) + таленит-(Dy) + таленит-(Nd)) свидетельствует о формировании редкоземельной минерализации в ходе единого процесса. Описанный тип минерализации не имеет аналогов на западном склоне Южного Урала, и его исследование должно быть продолжено.

Ключевые слова: Южный Урал, шатакский комплекс кислые разновидности пород, редкоземельная минерализация, алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Nd), таленит-(Dy), синхизит-(Ce)

Источник финансирования

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-27-00023

First data on rare earth mineralization in acid rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals)

Sergey G. Kovalev, Sergey S. Kovalev, Aisylu A. Sharipova

Institute of Geology, UFGC RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Received 16.01.2023, accepted 03.05.2023

Research subject. Acid rock varieties of the Shatak complex were studied. *Materials and methods.* The research object included the previously unknown abundant mineralization represented by rare earth minerals. The concentration of petrogenic oxides was determined by the X-ray fluorescence method at the IG UFGC RAS (Ufa) using a VRA-30 spectrometer (Carl Zeiss, Germany) with an X-ray tube with a W-anode (30 kV, 40 mA). The amount of rare earth elements in the rocks of the studied area was determined by the ICP-MS method at the Central Research Institute of VSEGEI (St. Petersburg). The mineralogy was studied using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope equipped with an Xplorer

Для цитирования: Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. (2023) Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, 23(5), 910-929. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>

For citation: Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A. (2023) First data on rare earth mineralization in acid rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 910-929. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>

Oxford Instruments energy-dispersive analyzer (IG UFRC RAS, Ufa). *Results.* The studied rocks were diverse in chemical composition, varying from alkaline varieties (trachydacites) to low-alkaline rhyolites. These rocks belong to a high-alumina type characterized by potassium specialization and a low agpaitic coefficient. It is assumed that the felsic varieties are subvolcanic formations, and the term “rhyolites” in this case characterizes the chemical composition of the rocks, but not their genesis. The amount of rare earth elements in the studied rocks is subject to significant fluctuations, varying from 60.81 g/t to 1625.39 g/t; moreover, their distribution is characterized by significant differentiation. In general, the rocks belong to a contrasting basalt-rhyolitic series, and their genesis is due to the differentiation of magma in the intermediate chamber. Numerous rare-earth minerals were found in the rocks, including allanite-(Ce), monazite-(Ce), monazite-(La), niobaesinit-(Y), aeschinite-(Y), talena-(Dy), talena-(Nd), synchisite-(Ce) and Ce–La–Fe oxide. *Conclusions.* The presence of paragenetic associations of rare-earth minerals, such as allanite-(Ce) + aeschinite-(Y) + niobaeschinite-(Y) and allanite-(Ce) + talena-(Dy) + talena-(Nd), indicate the formation of rare-earth mineralization in the course of a single process. The described type of mineralization has no analogues on the western slope of the Southern Urals, which substantiates the need for further research.

Keywords: Southern Urals, Shatak complex felsic rock varieties, rare earth mineralization, allanite-(Ce), monazite-(Ce), monazite-(La), niobaesinit-(Y), aeschinite-(Y), thalenite-(Nd), thalenite-(Dy), synchisite-(Ce)

Funding information

The research was carried out with the financial support of the RSF grant No. 23-27-00023

Acknowledgements

The authors are grateful to the referees for a detailed review of the work and a fruitful discussion.

ВВЕДЕНИЕ

Шатакский комплекс является частью машакской свиты, распространенной на хребте Бол. Шатак. Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных различным аспектам геологического строения комплекса, литологии и петрографии слагающих его пород, а также отдельным вопросам стратиграфии, геохимии и минералогии (Парначев и др., 1986; Пучков, 2000, 2010; Маслов и др., 2004, 2018; Ковалев, Высоцкий, 2006, 2008; и др.), многие проблемы остаются либо дискуссионными, либо практически полностью не освещенными в современной литературе. В частности, не изучены геологическое строение и минералогия кислых разновидностей пород шатакского комплекса. Концентрация внимания в данной работе на редкоземельной минерализации обусловлена тем, что в последнее время минералы редких земель были обнаружены в различных структурно-вещественных комплексах западного склона Южного Урала. Вероятно, одним из первых привлек внимание к этому вопросу А.А. Алексеев (Алексеев и др., 2003; Алексеев, Тимофеева, 2007), который описал редкоземельные фосфаты в породах суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит нижнего и среднего рифея, а также в аллювиальных отложениях водотоков бассей-

на реки Белой на западном склоне Южного Урала. В последнее время информация о площади распространения редкоземельной минерализации в регионе, ее приуроченности к различным петротипам пород и видовом разнообразии существенно увеличилась (Ковалев и др., 2017).

Целью данной работы явилась характеристика нового типа редкоземельной минерализации, обнаруженной в кислых разновидностях пород шатакского комплекса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение концентраций петрогенных оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас. %), TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , P_2O_5 и $\text{S}_{\text{общ}}$ – 0.01%, MgO – 0.2%. Содержания FeO определялись объемным бихроматным титриметрическим методом.

Концентрации РЗЭ определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью $P = 0.95$ получение результатов анализа с погрешностью, не превышающей значений, приве-

денных в ОСТ 41-08-214-04 для III категории точности. Анализ подготовленных растворов проводили на приборах ELAN-6100 DRC и Agilent 7700 с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALQUANT.

Минералы были изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с помощью методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме Point & ID, диаметр пучка составлял 3 мкм. При анализе применялся встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Формулы минералов рассчитывались по методике (Булах, 1967; Кривовичев, Гульбин, 2022).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ КИСЛЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД

Шатакский комплекс расположен в пределах Башкирского мегантиклинория, являясь частью машакской свиты, залегающей в основании среднерифейских отложений стратотипического разреза рифея. Среднерифейский возраст пород основан на инструментальном определении возраста циркона из базальтоидов различными методами: методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1380.6 ± 1.1 млн лет (MSWD = 0.1) и 1380.1 ± 0.5 млн лет (MSWD = 2.0) (Пучков, 2010).

В структурном отношении комплекс локализован на восточном крыле Ямантауского антиклинория, слагая моноклиналь, осложненную дизъюнктивными нарушениями и мелкой складчатостью, где его отложения перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея, сменяясь зигальгинскими кварцевыми песчаниками и кварцитопесчаниками. На хр. Бол. Шатак машакская свита представлена осадочными (конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами), магматическими (пикритами, базальтами, дацитами, риодацитами и риолитами) и вулканогенно-осадочными (туфами и туфобрекчиями) породами (рис. 1).

Кислые разновидности пород приурочены к верхней части нижней кузьелгинской подсвиты машакской свиты (см. рис. 1). Нами они изучались в естественном обнажении (табл. 1, обр. 15ш-3–15ш-8) и по разрезу скважины (см. табл. 1, обр. 1/12–1/39). В обоих случаях визуально породы представлены однородной толщей с переменным количеством порфировидных выделений полевых шпатов. При петро-

графическом изучении среди них выделены дациты, риодациты и риолиты. Дациты и риодациты – светло-серые породы мелко-среднезернистой, порфировидной структуры массивной текстуры. Минеральный состав включает амфибол (редко), плагиоклаз (альбит), микроклин (редко), кварц, серицит, хлорит, биотит, рудный минерал, титанит и лейкоксен. Редкие кристаллы амфибола псевдоморфоно замещены карбонат-серицит-хлоритовой ассоциацией. Вкрапленники альбита (и редко микроклина) наблюдаются в удлиненно-призматических кристаллах и изометричных выделениях размером 0.25–5.00 мм, часто образующие гломеропорфировые сростки (рис. 2). Основная масса пород сложена мелкими зернами кварца, хлорита и биотита. Риолиты – светло-серые породы с порфировидной флюидалльной и шлирово-такситовой структурой. Основная масса сложена мелкозернистым кварцевым агрегатом и тонкошелушчатый серицитом. В порфировых выделениях встречается альбит. Темноцветные минералы представлены зеленовато-бурым биотитом и хлоритом. В качестве аксессуаров встречаются рудный минерал, апатит, алланит, титанит, циркон.

По химическому составу кислые породы шатакского комплекса разнообразны и изменяются от щелочных разновидностей (трахидацитов) до низкощелочных риолитов (рис. 3а, табл. 1). Для большей части из них характерна калиевая специализация ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.32 до 18.52), по коэффициенту глиноземистости (al') породы относятся к высокоглиноземистому типу. Низкий коэффициент апаитности (K_a – 0.31–0.63) свидетельствует о том, что практически все количество калия и натрия входит в состав полевых шпатов.

Количество редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах комплекса подвержено существенным колебаниям, изменяясь от 60.81 до 1625.39 г/т (табл. 2). Распределение РЗЭ характеризуется значительной дифференцированностью (см. рис. 3б, в, табл. 2). Так, степень фракционирования РЗЭ колеблется в очень широких пределах: La_n/Lu_n – от 3.55 до 12.89 (максимально до 112.23), Ce_n/Yb_n – от 2.07 до 6.39 (максимально до 66.09). При этом фракционирование легкой группы (La_n/Sm_n) варьирует от 3.33 до 4.61, а тяжелой (Gd_n/Yb_n) – от 0.79 до 1.44 (максимально до 9.53). Кроме того, породам присущи вариации концентраций крупноионных (Cs, Rb, Ba, Sr), менее выраженные – высокозарядных элементов (Th, U, Nb), а также европиевый и стронциевый минимумы.

Формационная принадлежность кислых разновидностей пород шатакского комплекса к контрастной базальт-риолитовой серии (Парначев и др., 1986), как и их генетическая природа (результат дифференциации магмы в промежуточном очаге (Ковалев и др., 2018а)), не вызывает возражений.

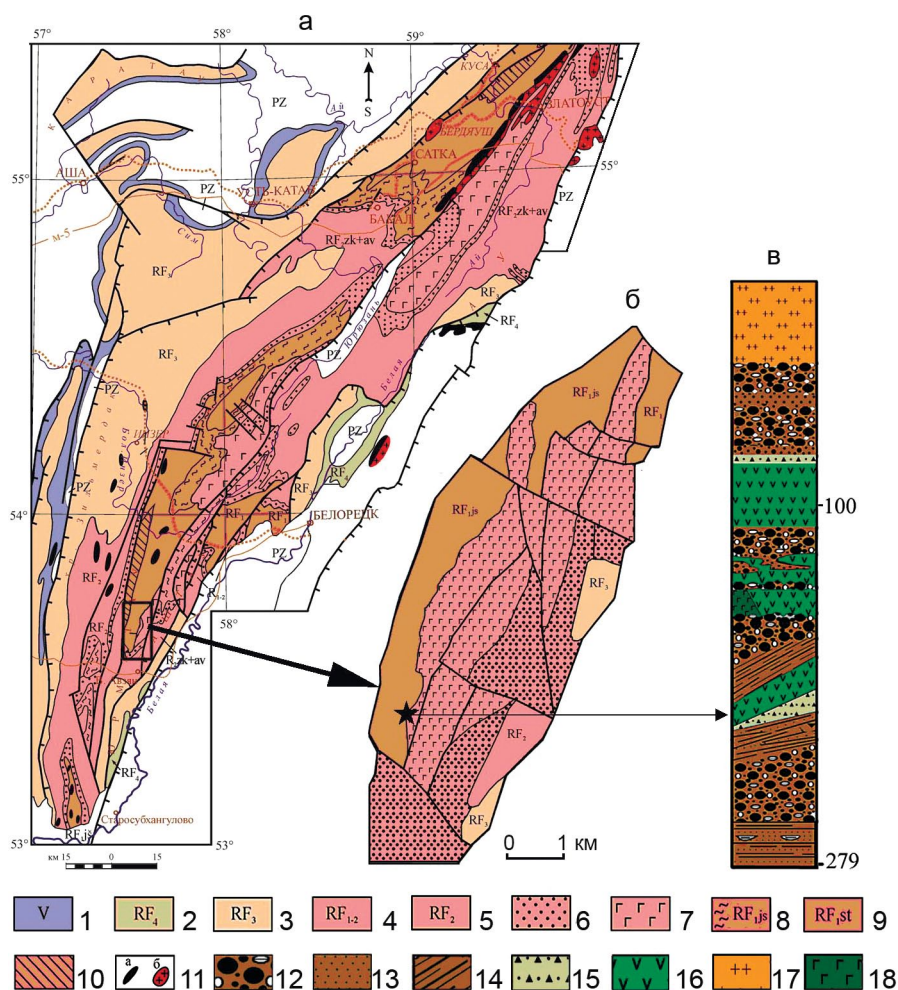


Рис. 1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория (а) шатакского комплекса (б) и разрез кузьелгинской подсвиты (в).

PZ – нерасчлененные отложения палеозоя; 1 – венд; 2 – завершающий рифей (аршиний); 3 – верхний рифей; 4 – нижний и средний рифей Маярдаского антиклинория; 5 – нерасчлененные отложения зигазино-комаровской и авзянской свит; 6 – зигальгинская свита; 7 – машакская свита; 8 – бакальская и юшинская свиты; 9 – саткинская и суранская свиты; 10 – айская и болшеинзерская свиты; 11 – габбро-долериты (а), граниты (б); 12 – конгломераты; 13 – песчаники; 14 – алевросланцы; 15 – туфы, туфопесчаники; 16 – базальты; 17 – дациты, риодациты, риолиты; 18 – габбродолериты.

Fig. 1. Geological scheme of the Bashkir meganticlinorium (a) of the Shatak complex (b) and section of the Kuz'elga subformation (v).

PZ – undivided Paleozoic deposits; 1 – Vendian; 2 – the final Riphean (arshinium); 3 – Upper Riphean; 4 – lower and middle Riphean Mayardak anticlinorium; 5 – undivided deposits of the Zigazino-Komarov and Avzyan formations; 6 – Zigalga Formation; 7 – Mashak Formation; 8 – Bakal and Yusha formations; 9 – Satka and Suran suites; 10 – Ai and Bolsheinzersk formations; 11 – gabbro-dolerites (a), granites (b); 12 – conglomerates; 13 – sandstones; 14 – silty schists; 15 – tuffs, tuff sandstones; 16 – basalts; 17 – dacites, rhyodacites, rhyolites; 18 – gabbrodolerites.

В рифейской истории западного склона Южного Урала среднерифейский этап являлся временем максимального развития магматизма на обширной территории преимущественно в интрузивной форме. Более того, “машакское магматическое событие” в виде вулканитов, дайковых роев и глубинных интрузий распространилось далеко за пределы Башкирского мегантиклинория (Восточно-Европейская платформа, Тиман, Гренландия, Сибир-

ский кратон) и представляло собой событие субглобального масштаба, свидетельствующее о его плюмовой/суперплюмовой природе (Puchkov et al., 2013; Ernst, 2014). Геолого-петрологические условия формирования пород комплекса условно можно подразделить на несколько этапов (Ковалев и др., 2018a).

1 этап. Поступление недифференцированно-го мантийного вещества при подъеме плюма и на-

Таблица 1. Химический состав кислых разновидностей пород шатакского комплекса, мас. %**Table 1.** Chemical composition of acid varieties of rocks of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ обр.										
	15ш-3	15ш-4	15ш-5	15ш-6	15ш-7	15ш-8	1/2	1/12	1/15	1/25	1/39
SiO ₂	62.99	63.2	70.26	62.47	63.91	74.58	69.06	63.72	70.71	70.38	67.55
TiO ₂	0.81	0.62	0.36	1.80	0.80	0.12	0.58	0.70	0.62	0.59	0.80
Al ₂ O ₃	15.76	14.16	11.42	15.76	15.76	14.00	11.93	13.12	12.08	12.28	12.27
Fe ₂ O ₃	3.39	1.33	2.60	2.43	2.70	2.00	3.90	5.70	3.66	2.99	2.85
FeO	3.59	7.04	3.45	5.17	2.15	2.15	4.33	6.34	4.07	3.32	3.16
MnO	0.04	0.08	0.03	0.05	0.02	0.01	0.07	0.10	0.06	0.07	0.03
Mg	4.00	5.40	3.00	4.00	4.00	1.60	2.97	2.93	2.23	2.29	2.60
CaO	0.85	0.85	0.51	0.85	0.85	0.56	0.42	0.37	0.26	0.75	0.23
Na ₂ O	0.54	0.54	0.27	0.55	3.00	1.35	3.80	2.67	2.65	3.32	0.51
K ₂ O	5.00	3.80	5.00	5.00	4.10	3.25	1.20	2.10	2.70	3.15	7.27
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.14	0.17	0.15	0.05	0.22	0.17	0.14	0.14	0.11
П.п.п.	3.30	2.88	2.94	2.50	1.71	0.64	1.59	2.75	1.57	1.29	3.13
Сумма	100.37	99.51	99.98	99.95	99.05	100.21	100.07	100.69	100.74	100.57	100.52
K ₂ O/Na ₂ O	9.26	7.04	18.52	9.09	1.37	2.41	0.32	0.79	1.02	0.95	14.27
al	1.44	1.03	1.26	1.36	1.78	2.43	1.07	0.88	1.21	1.43	1.42
K _a	0.35	0.31	0.46	0.35	0.45	0.33	0.42	0.36	0.44	0.53	0.63

чинающийся рифтогенный процесс активного типа приводят к внедрению расплава в верхние горизонты коры. P - T -условия расплава в промежуточном очаге, реконструированные по составу оливина и клинопироксена пикритов шатакского комплекса (Loucks, 1996; Hoog et al., 2010), соответствовали $T = 1100^\circ\text{C}$, $P = 10$ – 11 кбар. Геологическое строение комплекса, а именно наличие базальтов и риолитов в кузьелгинской подсвите и базальтов – в казавдинской, калпакской и каранской подсвитах, различающихся по времени излияния, позволяет предполагать существование нескольких взаимосвязанных промежуточных очагов. Эволюция расплава в промежуточных камерах/очагах определялась, по нашему мнению, действием AFC-процесса (Paolo, 1981), который характеризовался фракционированием ликвидусных фаз (оливин $\pm$ клинопироксен) и накоплением флюидной фазы в прикровельной части камеры/очага с одной стороны и ассимиляцией вмещающих пород с другой. Реальность действия AFC-процесса доказывается наличием пикритов как продуктов фракционирования оливина и клинопироксена, а также эволюцией Sm–Nd-системы в магматических породах, свидетельствующей об ассимиляции расплавом архейских и палеопротерозойских пород.

2 этап. Происходит излияние базальтов кузьелгинской подсвиты. Потоки формировались в прибрежной зоне через аппараты центрального типа, о чем свидетельствуют находки палеовулканиче-

ских построек (Парначев и др., 1986). Вероятнее всего, некоторая часть базальтов внедрилась в слаболитифицированные либо нелитифицированные осадки, что может объяснить отсутствие окатанного материала базальтового состава в конгломератах кузьелгинской подсвиты. После излияния базальтов кузьелгинской подсвиты внедряются риолиты. Обогащенность магмы летучими компонентами приводит к метаморфизму уже сформированных магматических образований шатакского комплекса, о чем свидетельствует Rb–Sr-эрахронный возраст магматических пород – 1376 ± 31 млн лет и Sm–Nd-эрахронный возраст риолитов – 1371 ± 110 млн лет. Сразу после риолитов изливаются базальты казавдинской подсвиты. Нельзя исключить того, что эти базальты являются дериватом того же локального магматического очага, что и кузьелгинские базальты, а риолиты представляют собой субвулканические тела, сформировавшиеся несколько позже.

3 этап. Характеризуется затуханием магматизма. В этот период формируются песчано-сланцевые толщи быковской подсвиты.

4 этап. Происходит излияние основной массы базальтов шатакского комплекса. Примечательно, что процесс носит дискретный характер; фазы активного вулканизма (калпакская, каранская подсвиты) сменяются накоплением песчано-сланцевого материала (куянтавская, шакитарская подсвиты) без видимых проявлений магматизма.

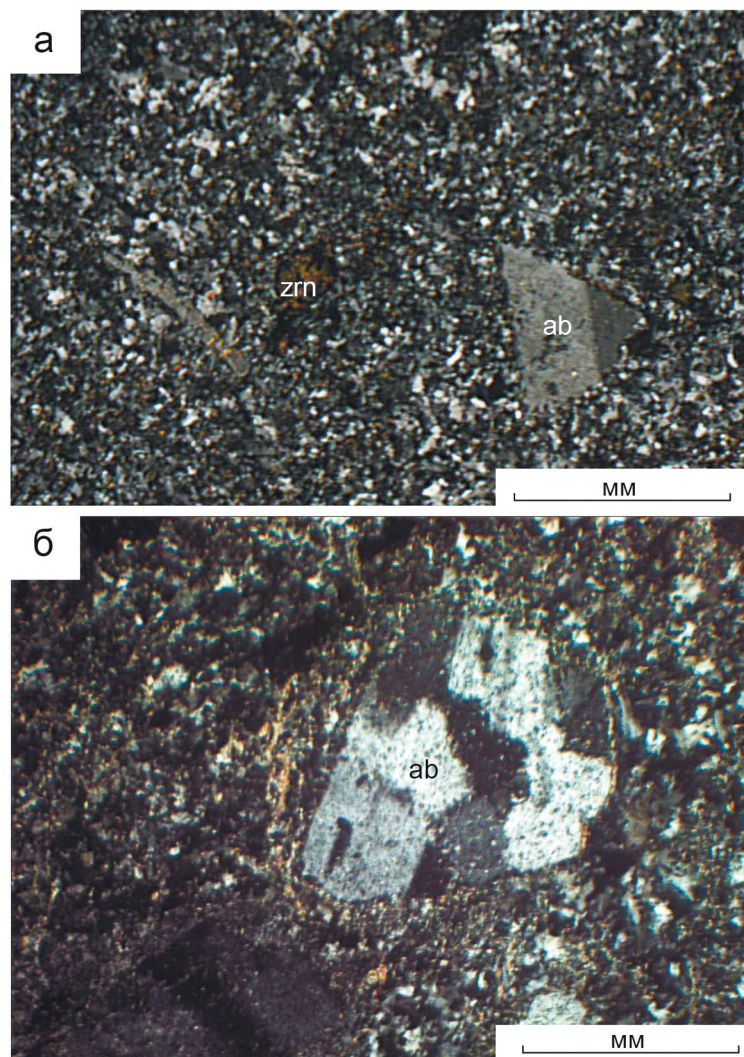


Рис. 2. Микрофотографии кислых разновидностей пород шатакского комплекса.

а – риолит, б – риодацит; *ab* – альбит, *zrn* – циркон.

Fig. 2. Photomicrographs of felsic rocks of the Shatak complex.

а – rhyolite, б – rhyodacite; *ab* – albite, *zrn* – zircon.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В результате детального изучения минералогии кислых разновидностей пород шатакского комплекса были обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La) ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Nd), таленит-(Dy), синхизит-(Ce), неидентифицированные соединения: Ce–La–Fe-оксид и соединение Ce–Fe, характеристика которых приводится далее.

Алланит-(Ce) – самый распространенный минерал в кислых разновидностях пород шатакского комплекса. Он встречается в слабо ограненных кристаллах призматического габитуса (см. рис. 3а, б), ксеноморфных выделениях, звездчатых срастани-

ях (рис. 4в) и ветвящихся прожилковидных обособлениях (см. рис. 4). Размеры отдельных кристаллов достигают величины 250×400 мкм, а прожилков – до нескольких миллиметров. По химическому составу практически все алланиты относятся к цериевой разновидности $Ce_2O_3 \geq La_2O_3 + Sm_2O_3 + Pr_2O_3 + Nd_2O_3$ (табл. 3).

Средний химический состав, рассчитанный на основе более чем 150 измерений, соответствует: La_2O_3 – 5.40, Ce_2O_3 – 11.84, Pr_2O_3 – 1.37, Nd_2O_3 – 4.27, Sm_2O_3 – 0.84. В качестве примесей в минерале установлены, мас. %: титан – 2.91–3.74, магний – 0.5–0.97, скандий – 0.19–0.31, в единичном случае гадолиний – 0.46. Для большей части кристаллов характерна слабо выраженная зональность,

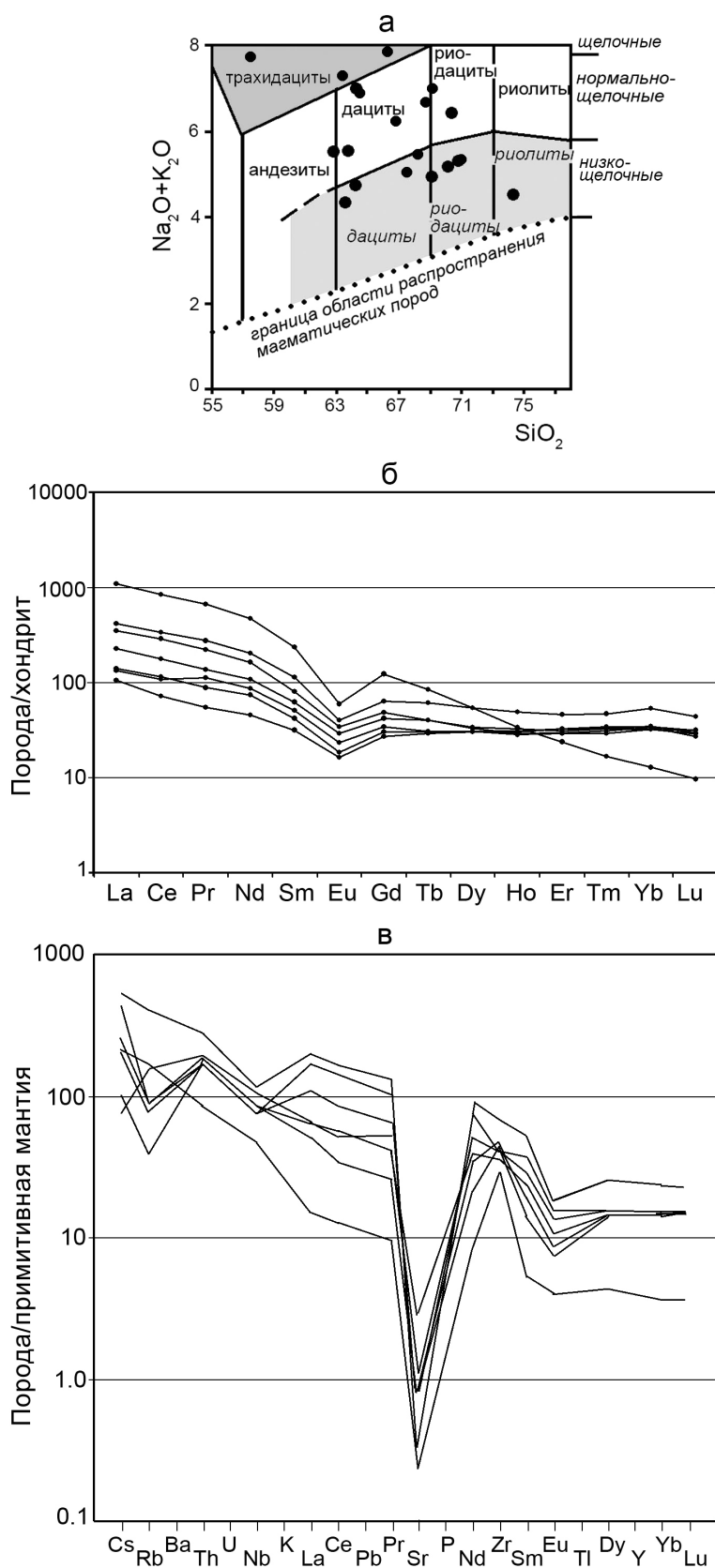


Рис. 3. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а) и нормализованных содержаний РЗЭ (б, в) в кислых разновидностях пород шатакского комплекса.

Хондрит и примитивная мантия, по (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 3. Diagrams of $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (a) and normalized REE contents (б, в) in acid varieties of rocks of the Shatak complex.

Chondrite and primitive mantle after (McDonough, Sun, 1995).

Таблица 2. Содержания редкоземельных элементов в кислых разновидностях пород шатакского комплекса, г/т

Table 2. Contents of rare, incoherent and rare earth elements in acid varieties of rocks of the Shatak complex, g/t

Компонент	№ обр.						
	1/2	1/12	1/15	1/25	1/39	15ш-3	15ш-8
La	35.00	45.90	116.00	75.10	138.00	359.33	10.31
Ce	62.30	101.00	253.00	154.00	294.00	736.99	22.58
Pr	7.18	11.50	29.00	18.00	35.80	87.35	2.64
Nd	28.70	47.00	104.00	68.20	130.00	300.78	10.91
Sm	6.48	8.55	16.50	12.80	23.30	48.09	2.39
Eu	1.27	1.44	2.65	2.27	3.10	4.60	0.68
Gd	7.55	8.43	13.50	11.70	17.70	33.91	2.77
Tb	1.48	1.52	2.03	2.00	3.10	4.23	0.49
Dy	10.40	10.60	11.50	11.70	18.80	18.71	3.16
Ho	2.33	2.41	2.25	2.54	3.79	2.60	0.66
Er	7.38	7.39	6.74	7.03	10.50	5.42	1.88
Tm	1.17	1.20	1.09	1.15	1.65	0.59	0.28
Yb	7.64	7.56	7.45	7.13	11.70	2.84	1.79
Lu	1.02	1.08	0.93	0.99	1.51	0.33	0.27
Σ РЗЭ	179.90	255.58	566.64	374.61	692.95	1625.39	60.81

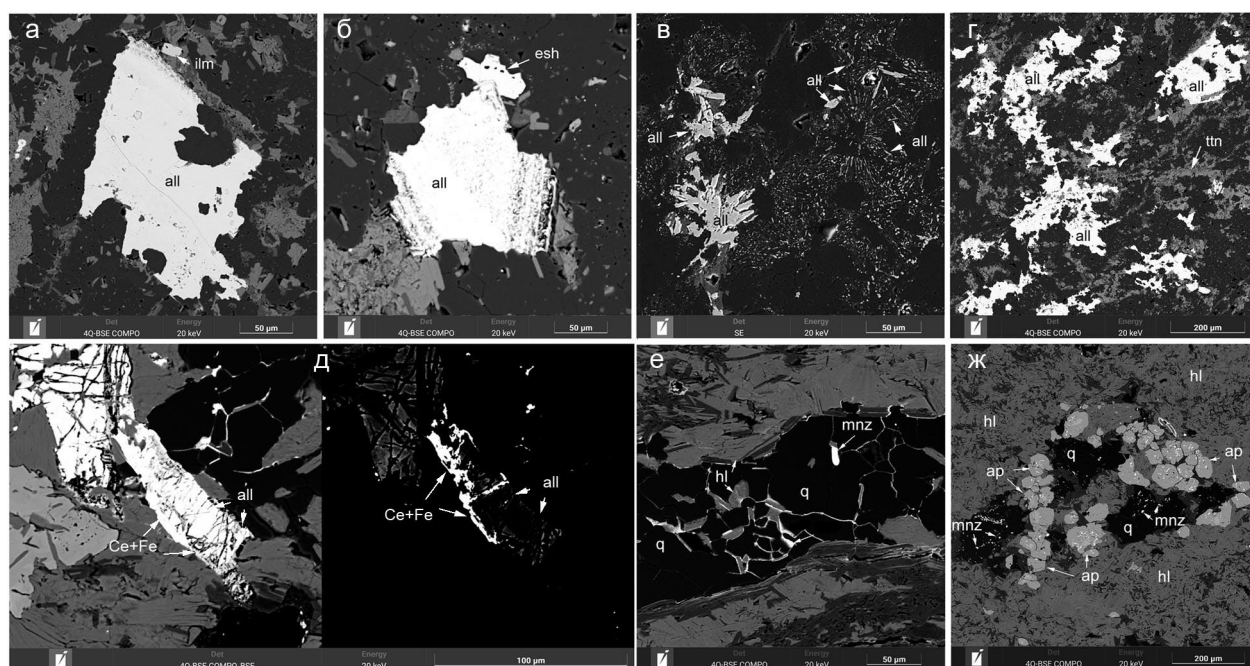


Рис. 4. Микрофотографии алланита (а–д) и монацита (е–ж) из кислых разновидностей пород шатакского комплекса.

all – алланит, *mnz* – монацит, *ap* – апатит, *ilm* – ильменит, *ttn* – титанит, *hl* – хлорит, *q* – кварц, *esh* – эшенит, *Ce + Fe* – не-идентифицированное соединение.

Fig. 4. Microphotographs of allanite (a–d) and monazite (e–j) from felsic rocks of the Shatak complex.

all – allanite, *mnz* – monazite, *ap* – apatite, *ilm* – ilmenite, *ttn* – titanite, *hl* – chlorite, *q* – quartz, *esh* – eschenite, *Ce + Fe* – unidentified compound.

Таблица 3. Репрезентативная выборка химического состава алланита из риолитов шатакского комплекса, мас. %**Table 3.** Representative sample of the chemical composition of allanite from rhyolites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ обр.										
	115-1	115-11	115-12	115-31	115-33	115-34	115-36	115-37	115-43	115-75	115-80
SiO ₂	31.88	32.68	31.65	31.53	32.02	32.05	32.16	31.64	31.97	32.98	33.07
Al ₂ O ₃	16.67	16.61	16.85	16.85	16.20	16.14	16.45	16.62	16.03	17.33	18.86
CaO	10.19	11.16	10.65	11.23	11.00	11.20	11.05	11.00	11.19	10.73	11.65
FeO	15.86	15.31	16.10	15.51	15.41	15.98	15.40	16.06	16.25	15.91	15.41
La ₂ O ₃	5.88	6.18	5.75	5.39	6.20	4.75	5.74	5.20	4.47	5.36	4.45
Ce ₂ O ₃	12.95	13.03	12.69	12.10	13.06	12.67	12.80	12.43	12.06	12.90	13.02
Pr ₂ O ₃	1.59	1.53	1.56	1.62	1.28	1.77	1.44	1.64	1.78	1.32	–
Nd ₂ O ₃	4.51	4.25	4.41	4.91	4.14	5.38	4.36	4.72	5.07	4.27	2.96
Sm ₂ O ₃	0.80	–	0.85	1.16	–	0.66	–	0.87	0.91	–	–
Сумма	100.33	100.75	100.51	100.30	99.31	100.60	99.40	100.18	99.73	100.80	99.42
Кристаллохимические коэффициенты											
Si	3.00	3.03	2.96	2.95	3.02	2.99	3.02	2.96	3.00	3.04	3.00
Al	1.85	1.82	1.86	1.86	1.80	1.78	1.82	1.83	1.77	1.88	2.02
Ca	1.03	1.11	1.07	1.13	1.11	1.12	1.11	1.10	1.12	1.06	1.13
Fe	1.25	1.19	1.26	1.21	1.22	1.25	1.21	1.26	1.27	1.22	1.17
La	0.20	0.21	0.20	0.19	0.22	0.16	0.20	0.18	0.15	0.18	0.15
Ce	0.45	0.44	0.43	0.41	0.45	0.43	0.44	0.43	0.41	0.43	0.43
Pr	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	–
Nd	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.18	0.15	0.16	0.17	0.14	0.10
Sm	0.03	–	0.03	0.04	–	0.02	–	0.03	0.03	–	–
O	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5

Примечание. Здесь и далее прочерк – количество элемента меньше предела обнаружения.

Note. Here and below, a dash indicates the amount of the element is less than the detection limit.

Таблица 4. Химический состав неидентифицированных Ce–Fe-соединений из риолитов шатакского комплекса, мас. %**Table 4.** Chemical composition of unidentified Ce–Fe compounds from rhyolites of the Shatak Complex, wt %

Компонент	№ обр.			
	15ш-3-90	15ш-3-92	15ш-3-95	15ш-3-98
SiO ₂	2.29	1.77	11.02	8.19
TiO ₂	2.98	1.73	0.87	2.70
CaO	0.79	0.77	0.76	1.24
FeO	25.59	16.59	16.96	17.51
Al ₂ O ₃	3.20	1.72	1.50	4.01
Ce ₂ O ₃	45.79	54.94	48.17	45.14
P ₂ O ₅	5.88	6.10	6.07	5.37
Сумма	86.52	83.62	85.35	84.16

закрывающаяся в обогащении центральных частей церием, ниодимом и отчасти самарием. Возможно, как вариант своеобразной “зональности” можно интерпретировать ситуацию, изображен-

ную на рис. 3д, где призматический кристалл алланита обрастает по периферии и трещинам неидентифицированным Ce–Fe-соединением, химический состав которого (табл. 4) не позволяет от-

Таблица 5. Химический состав монацита из риолитов шатакского комплекса, мас. %

Table 5. Chemical composition of monazite from rhyolites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ обр.					
	15ш-3-99	15ш-3-105	15ш-3-111	15ш-3-116	15ш-3-117	15ш-7-96
SiO ₂	0.78	—	—	—	—	0.83
CaO	0.23	—	9.77	0.15	0.22	3.15
FeO	0.38	0.67	—	0.46	0.37	5.05
La ₂ O ₃	15.08	15.65	13.31	16.37	15.50	18.56
Ce ₂ O ₃	32.14	34.14	27.66	32.88	34.62	14.92
Pr ₂ O ₃	3.17	3.45	2.62	3.31	2.99	3.43
Nd ₂ O ₃	13.57	13.02	11.30	11.77	11.64	13.16
Sm ₂ O ₃	2.14	2.15	1.00	1.83	1.69	1.96
Gd ₂ O ₃	0.99	1.04	—	0.95	0.70	1.01
P ₂ O ₅	29.96	30.85	32.08	30.10	28.49	29.33
ThO ₂	—	—	—	—	—	5.00
Сумма	98.44	70.12	97.74	97.82	96.22	96.40
Кристаллохимические коэффициенты						
Si	0.03	—	—	—	—	0.03
Ca	0.01	—	0.36	0.01	0.01	0.13
Fe	0.01	0.02	—	0.02	0.01	0.16
La	0.22	0.22	0.17	0.24	0.23	0.26
Ce	0.46	0.48	0.35	0.48	0.52	0.20
Pr	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05
Nd	0.19	0.18	0.14	0.17	0.17	0.18
Sm	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03
Gd	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01
P	0.99	1.01	0.94	1.01	0.98	0.93
Th	—	—	—	—	—	0.04
O	4	4	4	4	4	4

нести его ни к одному из известных редкоземельных минералов.

Монацит-(Ce) распространен локально и встречается в очень небольших количествах. Он установлен в удлинённо-округлых и изометричных выделениях размером от первых микрон до 25 мкм (редко) и приурочен к кварцевым прожилкам и обособлениям (см. рис. 4д, е). В двух случаях монацит обнаружен включённым в зерна фторапатита (табл. 5, обр. 15ш-3-99, 15ш-3-111). По химическому составу большая часть монацитов относится к цериевой разновидности. Лишь в одном случае обнаружен монацит-(La) (табл. 5, обр. 15ш-7-96).

Ниобозинит-(Y) впервые установлен на Южном Урале. Ранее в Ильменах была установлена его цериевая разновидность (Кобяшев и др., 2000; Рассомахи́н, Касаткин, 2020). В породах шатакского комплекса ниобозинит-(Y) встречается в относительно крупных (до 100 мкм), как правило ксено-

морфных, выделениях (рис. 5). Химический состав минерала подвержен значительным колебаниям (табл. 6), что обусловлено его неоднородным строением. В частности, как видно из рис. 5, в крайних частях минерала концентрируются Th и Nb, при том что Ti и отчасти Y распределены равномерно по площади ниобозинита-(Y).

Эшинит-(Y) встречается в двух случаях, в сростании с алланитом-(Ce) в виде сростка кристаллов размером до 50 мкм (см. рис. 4б) и в сростании с ниобозинитом-(Y) в виде слабоограненного кристалла размером до 20 мкм (см. рис. 5б). Его химический состав, как и состав ниобозинита-(Y), подвержен значительным колебаниям (см. табл. 6), что обусловлено совершенным изоморфизмом между минералами, и в нашем случае их разделение до некоторой степени становится условным.

Таленит-(Dy) впервые обнаружен на Южном Урале (табл. 7). Минерал в виде изометричных,

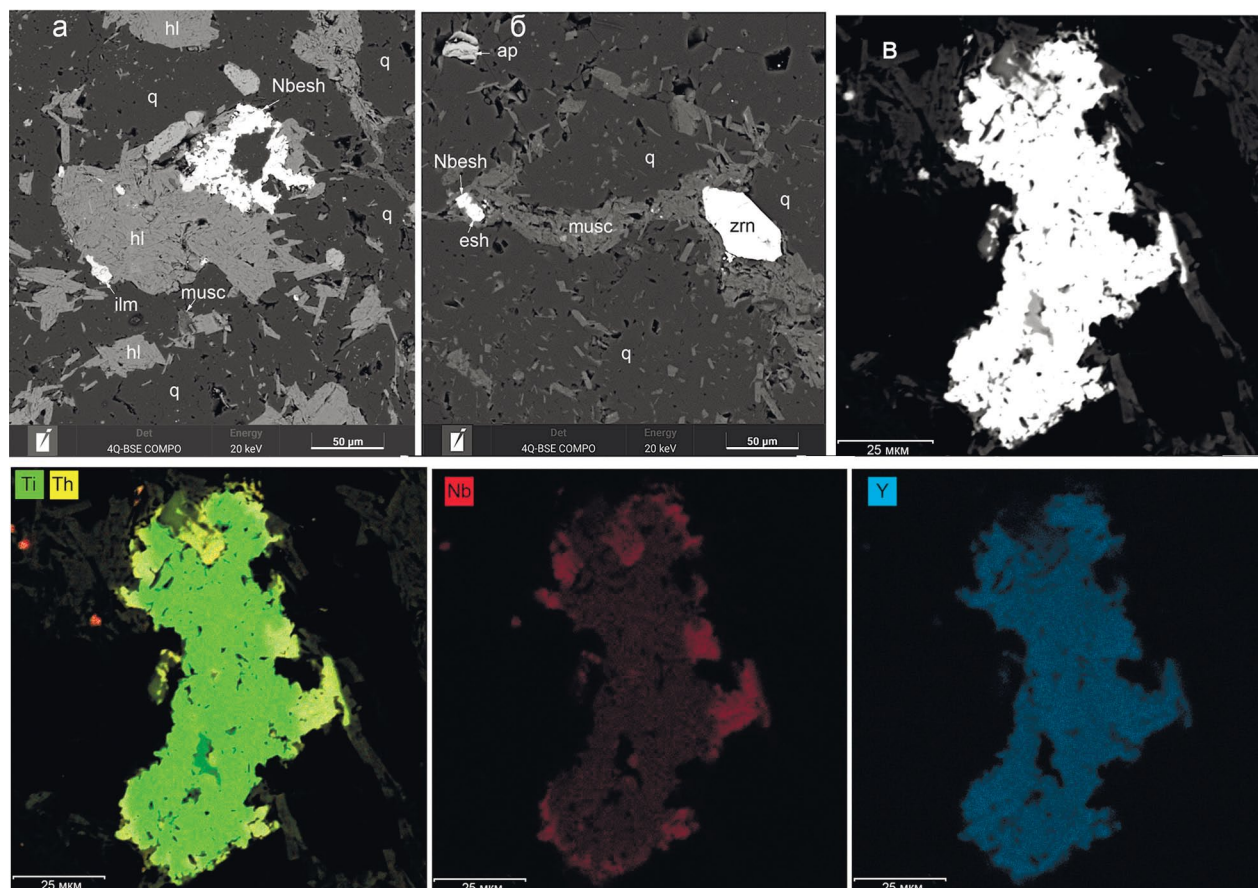


Рис. 5. Микрофотографии ниобозинита-(Y) (а–в) и съемка в характеристических лучах минерального агрегата, изображенного на микрофотографии “в”.

Nbesh – ниобозинит, *esh* – эшинит, *musc* – мусковит, *ilm* – ильменит, *ap* – апатит, *zrn* – циркон, *hl* – хлорит, *q* – кварц.

Fig. 5. Microphotographs of nioboeschinite-(Y) (a–b) and imaging in characteristic rays of the mineral aggregate depicted in microphotograph “b”.

Nbesh – nioboeschinite, *esh* – eschinite, *musc* – muscovite, *ilm* – ilmenite, *ap* – apatite, *zrn* – zircon, *hl* – chlorite, *q* – quartz.

слабоограниченных и ксеноморфных выделений установлен в тесном сростании с алланитом-(Ce) в ассоциации с хлоритом, титанитом, синхизитом и мусковитом (редко) (рис. 6), что особенно наглядно видно при съемке минералов в характеристических лучах (см. рис. 6).

Таленит-(Nd) впервые обнаружен на Южном Урале. Ранее близкий по составу минерал был описан на Приполярном Урале в пегматоидных стяжениях, обнаруженных в зоне Озерного разлома позднепалеозойского возраста (Козырева и др., 2004). В нашем случае таленит-(Nd) был обнаружен в ассоциации с алланитом-(Ce) и апатитом (см. рис. 6). Как видно из табл. 7, химический состав таленита-(Dy) и таленита-(Nd) различается в значительной степени. В частности, кроме различий в содержаниях Y_2O_3 и Dy_2O_3 в талените-(Nd) отсутствуют значимые содержания Er_2O_3 и Yb_2O_3 и

в больших количествах присутствуют РЗЭ легкой и средней групп.

Синхизит-(Ce) встречается довольно часто в описываемых породах в виде ксеноморфных агрегатов размером до 100–150 мкм, которые замещают кристаллы алланита (рис. 7а–в). При этом необходимо подчеркнуть, что в виде отдельных самостоятельных выделений синхизит не обнаружен. По химическому составу минерал относится к цериевой разновидности ($Ce > La + Pr + Nd + Sm + Gd$) с практически постоянным количеством фтора (табл. 8).

Минеральные агрегаты, изображенные на рис. 6, служат хорошей иллюстрацией локальной селективности РЗЭ при минералообразующих процессах: элементы легкой группы РЗЭ концентрируются в алланите-(Ce), а Y и тяжелой группы – в талените-(Dy), талените-(Nd) и фторапатите. При

Таблица 6. Репрезентативная выборка химического состава ниобозешенита-(Y) и эшенита-(Y) из риолитов шатакского комплекса, мас. %

Table 6. Representative sample of the chemical composition of nioboeshenit-(Y) and eschenite-(Y) from rhyolites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ п.п.										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0.92	0.62	1.25	0.51	2.51	1.14	0.84	4.77	0.82	4.79	7.85
TiO ₂	43.10	47.98	45.84	47.21	39.12	32.46	32.46	32.89	26.34	32.13	30.36
FeO	1.02	—	0.81	0.68	3.01	0.57	—	4.18	2.34	15.16	9.54
Y ₂ O ₃	18.86	20.64	20.09	20.64	15.76	19.76	20.75	16.34	21.67	15.22	11.87
Nb ₂ O ₅	14.03	8.87	10.72	8.74	18.47	26.91	26.46	21.91	37.39	28.93	28.06
Nd ₂ O ₃	1.11	—	—	1.31	1.42	1.31	1.44	1.36	—	—	—
Sm ₂ O ₃	1.51	1.44	1.34	1.58	1.70	2.32	2.25	1.80	0.88	—	—
Gd ₂ O ₃	5.05	6.03	5.44	4.85	5.43	5.22	5.19	3.81	2.98	—	—
Dy ₂ O ₃	6.67	6.64	7.05	7.04	5.81	4.22	4.89	3.50	4.29	—	—
Ho ₂ O ₃	1.07	—	—	1.07	—	—	—	—	—	—	—
Er ₂ O ₃	2.40	2.50	2.37	2.48	1.80	1.74	1.75	1.40	2.01	—	—
Yb ₂ O ₃	—	—	—	0.69	—	0.88	0.75	—	1.36	—	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	2.00	—	—	2.05
ThO ₂	3.42	4.14	4.05	4.93	3.61	2.31	2.04	5.99	—	—	5.53
Сумма	99.16	98.86	98.96	101.73	98.64	98.84	98.82	99.95	100.08	96.23	95.26
Кристаллохимические коэффициенты											
Si	0.05	0.03	0.06	0.03	0.13	0.06	0.05	0.25	0.04	0.23	0.40
Ti	1.70	1.86	1.78	1.81	1.54	1.35	1.35	1.29	1.09	1.15	1.15
Fe	0.04	—	0.03	0.03	0.13	0.03	—	0.18	0.11	0.61	0.40
Y	0.53	0.57	0.55	0.56	0.44	0.58	0.61	0.45	0.63	0.39	0.32
Nb	0.33	0.21	0.25	0.20	0.44	0.67	0.66	0.52	0.93	0.62	0.64
Nd	0.02	—	—	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	—	—	—
Sm	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	—	—
Gd	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.07	0.05	—	—
Dy	0.11	0.11	0.12	0.12	0.10	0.07	0.09	0.06	0.08	—	—
Ho	0.02	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—
Er	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	—	—
Yb	—	—	—	0.01	—	0.01	0.01	—	0.02	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	0.03
Th	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.07	—	—	0.06
O	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6

этом необходимо подчеркнуть, что ксенотим, широко распространенный в различных структурно-вещественных комплексах западного склона Южного Урала (Ковалев, Ковалев, 2022), который является концентратором тяжелой группы РЗЭ в кислых разновидностях пород шатакского комплекса, не обнаружен.

Кроме собственных минералов редкоземельных элементов в породах комплекса был обнаружен оксид, состоящий из церия, лантана и железа. Се–La–Fe-оксид установлен в риодацитах сложенных

мелкозернистым серицит-хлорит-кварцевым агрегатом с порфировидными выделениями альбита на границе основной массы породы с кварцевым микропрожилком (рис. 8). Оксид представлен выделением шарообразной формы с диаметром около 13 мкм. В химическом составе преобладают церий, лантан и железо (табл. 9). Наличие остальных элементов, по нашему мнению, является результатом “загрязнения”, что обусловлено технической стороной анализа, а именно: малым размером объекта изучения при диаметре пучка электронов 3 мкм.

Таблица 7. Химический состав таленита из риолитов шатакского комплекса, мас. %**Table 7.** Chemical composition of talena from rhyolites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ п.п.					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	30.14	30.81	32.72	31.11	31.03	31.44
CaO	2.84	2.62	3.96	3.99	4.16	3.80
FeO	5.09	3.98	4.02	4.13	4.47	4.19
Y ₂ O ₃	28.54	30.82	29.42	28.42	27.94	25.78
La ₂ O ₃	–	–	–	–	0.66	0.93
Ce ₂ O ₃	2.7	2.59	3.86	4.80	4.67	5.85
Pr ₂ O ₃	0.62	–	0.96	1.39	1.12	1.59
Nd ₂ O ₃	4.01	3.70	4.06	8.93	8.65	10.92
Sm ₂ O ₃	2.18	1.73	2.06	4.10	4.27	4.98
Gd ₂ O ₃	4.94	4.69	4.21	5.61	5.75	5.70
Tb ₂ O ₃	1.24	–	–	–	–	–
Dy ₂ O ₃	7.75	7.23	6.97	5.50	5.55	4.81
Ho ₂ O ₃	1.11	1.25	0.98	2.03	1.72	–
Er ₂ O ₃	2.03	2.63	2.02	–	–	–
Yb ₂ O ₃	0.86	1.14	1.07	–	–	–
Сумма	94.05	93.19	96.31	100.01	99.99	99.99
Кристаллохимические коэффициенты						
Si	1.96	2.00	2.02	1.91	1.90	1.94
Ca	0.20	0.18	0.26	0.26	0.27	0.25
Fe	0.28	0.22	0.21	0.21	0.23	0.22
Y	0.98	1.06	0.97	0.93	0.91	0.85
La	–	–	–	–	0.01	0.02
Ce	0.06	0.06	0.09	0.11	0.10	0.13
Pr	0.01	–	0.02	0.03	0.03	0.04
Nd	0.09	0.09	0.09	0.20	0.19	0.24
Sm	0.04	0.04	0.04	0.09	0.09	0.11
Gd	0.11	0.10	0.09	0.11	0.12	0.12
Tb	0.03	–	–	–	–	–
Dy	0.16	0.15	0.14	0.11	0.11	0.10
Ho	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	–
Er	0.04	0.05	0.04	–	–	–
Yb	0.02	0.02	0.02	–	–	–
O	7	7	7	7	7	7

Примечание. 1–3 – таленит-(Dy), 4–6 – таленит-(Nd).

Note. 1–3 – talena-(Dy), 4–6 – talena-(Nd).

Это выражается в увеличении количества магния, кремнезема, алюминия и отчасти кальция в краевых частях объекта исследования, что выступает результатом захвата матрицы при анализе. Съем-

ка объекта в характеристических лучах (см. рис. 8) показала его неоднородное строение, обусловленное в первую очередь неравномерным распределением железа.

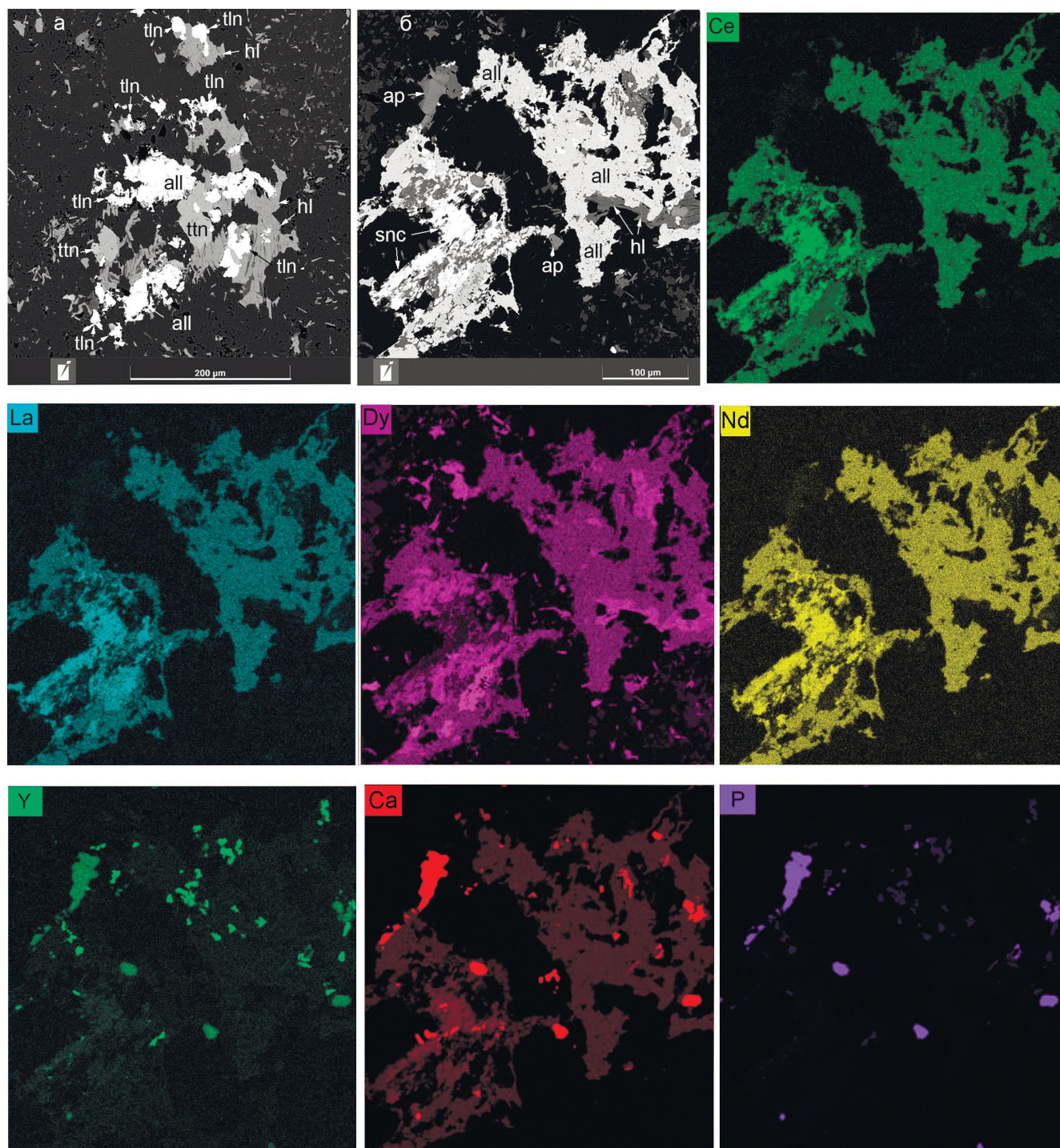


Рис. 6. Микрофотографии таленита-(Dy) (а, б) и съемка в характеристических лучах минерального агрегата, изображенного на микрофотографии “б”.

tln – таленит, *all* – алланит, *snc* – синхезит, *ttn* – титанит, *ap* – апатит, *hl* – хлорит.

Fig. 6. Microphotographs of talena-(Dy) (a, b) and shooting in characteristic rays of the mineral aggregate depicted in microphotograph “b”.

tln – talena, *all* – allanite, *snc* – synchesite, *ttn* – titanite, *ap* – apatite, *hl* – chlorite.

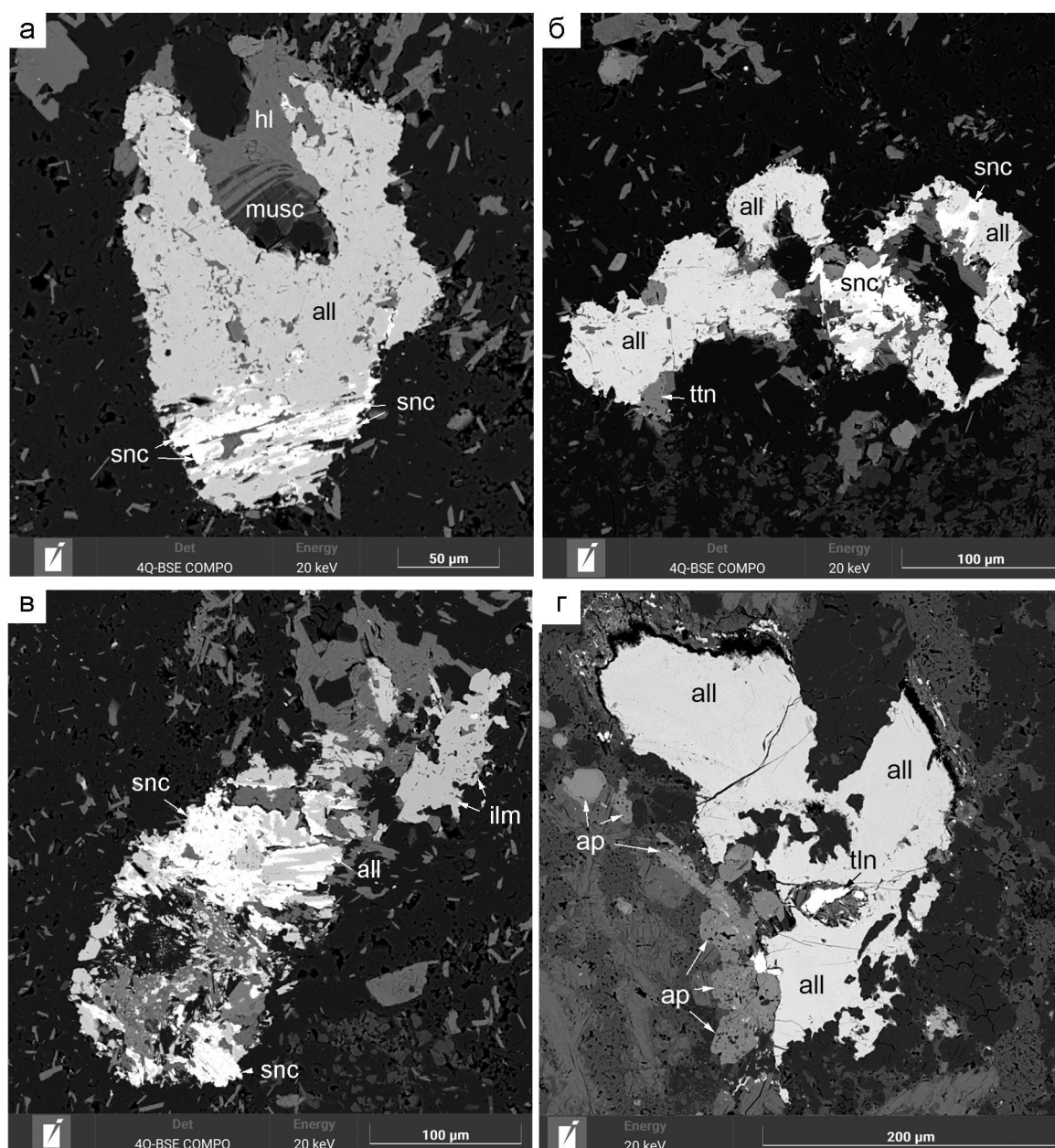


Рис. 7. Микрофотографии синхизита-(Ce) (а–в) и таленита-(Nd) (г) из кислых разновидностей пород щатакского комплекса.

snc – синхезит, *all* – алланит, *tln* – таленит, *ap* – апатит, *musc* – мусковит, *ilm* – ильменит, *ttn* – титанит, *hl* – хлорит.

Fig. 7. Micrographs of synhisite-(Ce) (a–в) and talena-(Nd) (г) from felsic rocks of the Shatak complex.

snc – synhesite, *all* – allanite, *tln* – talena, *ap* – apatite, *musc* – muscovite, *ilm* – ilmenite, *ttn* – titanite, *hl* – chlorite.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения показано, что кислые разновидности пород щатакского комплекса разнообразны по химическому составу, изменяясь от щелочных разновидностей (трахидациты) до низкощелочных риолитов. По петрохимическим ха-

рактеристикам они относятся к высокоглиноземистому типу, обладая калиевой специализацией и низким коэффициентом апаитности. Количество редкоземельных элементов подвержено существенным колебаниям, а их распределение характеризуется значительной дифференцированностью. В целом породы принадлежат к контрастной

Таблица 8. Химический состав синхизита-(Ce) из риодацитов шатакского комплекса, мас. %

Table 8. Chemical composition of synhisite-(Ce) from rhyodacites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ точки					
	130-87	130-88	130-89	130-109	130-110	130-143
CO ₂	21.98	21.98	21.98	21.98	21.98	20.15
Al ₂ O ₃	0.95	0.46	0.26	0.47	0.30	2.68
CaO	17.60	17.28	13.24	18.27	18.41	17.61
FeO	1.18	0.63	0.92	0.51	0.49	2.41
Y ₂ O ₃	0.85	1.07	0.70	1.59	1.10	1.11
La ₂ O ₃	12.22	11.86	14.13	13.39	14.52	11.00
Ce ₂ O ₃	23.32	23.61	26.35	24.18	23.65	22.20
Pr ₂ O ₃	2.62	2.87	2.86	2.53	2.75	2.71
Nd ₂ O ₃	9.92	10.50	9.91	9.02	9.11	9.86
Sm ₂ O ₃	1.86	2.28	1.86	1.23	1.46	2.05
Gd ₂ O ₃	1.08	1.34	1.10	0.88	0.92	1.22
Сумма	93.58	93.88	93.31	94.05	94.69	93.0
F	5.17	5.20	7.50	5.52	5.80	5.05
Кристаллохимические коэффициенты						
C	3.00	3.03	3.05	3.00	2.99	2.75
Al	0.11	0.05	0.03	0.06	0.04	0.31
Ca	1.89	1.87	1.56	1.96	1.97	1.89
Fe	0.10	0.05	0.08	0.04	0.04	0.20
Y	0.05	0.06	0.04	0.08	0.06	0.06
La	0.45	0.44	0.57	0.49	0.53	0.41
Ce	0.85	0.87	1.05	0.88	0.86	0.81
Pr	0.10	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10
Nd	0.35	0.38	0.39	0.32	0.32	0.35
Sm	0.06	0.08	0.07	0.04	0.05	0.07
Gd	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
O	11	11	11	11	11	11

базальт-риолитовой серии, а их генезис обусловлен дифференциацией магмы в промежуточном очаге. При этом мы предполагаем, что в целом кислые разновидности являются субвулканическими образованиями и термин “риолиты” в данном случае характеризует химический состав пород, но не генезис.

При детальном изучении минералогии пород шатакского комплекса впервые обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(La), ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Dy), таленит-(Nd), синхизит-(Ce) и неидентифицированные соединения: Ce–La–Fe-оксид и соединение Ce–Fe. Наличие парагенетических ассоциаций редкоземельных минералов – алланита-(Ce) + эшинита-(Y) + ниобозинита-(Y) и алланита-(Ce) + таленита-(Dy) + таленита-(Nd) – свидетельству-

ет о формировании редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса в ходе единого процесса. Генезис минерализации в настоящее время может быть описан лишь схематически. Его особенностью является наличие Ce–La–Fe-оксида, который обособляется из расплава по ликвационному механизму. Анализ бинарных диаграмм состояния систем Ce–La, Ce–Fe и La–Fe свидетельствует, что температура образования трехкомпонентного расплава Ce–La–Fe превышает 1000°C (Гшнейднер, 1965; Диаграммы..., 1996, 1997). Процесс ликвации расплава, содержащего редкоземельные элементы, хорошо изучен экспериментально (Сук, 2017; Шаповалов и др., 2019; Делицын, 2019), что делает наши предположения в достаточной степени обоснованными. Основной этап редкоземельного минералообразования, вероятнее всего, связан с дина-

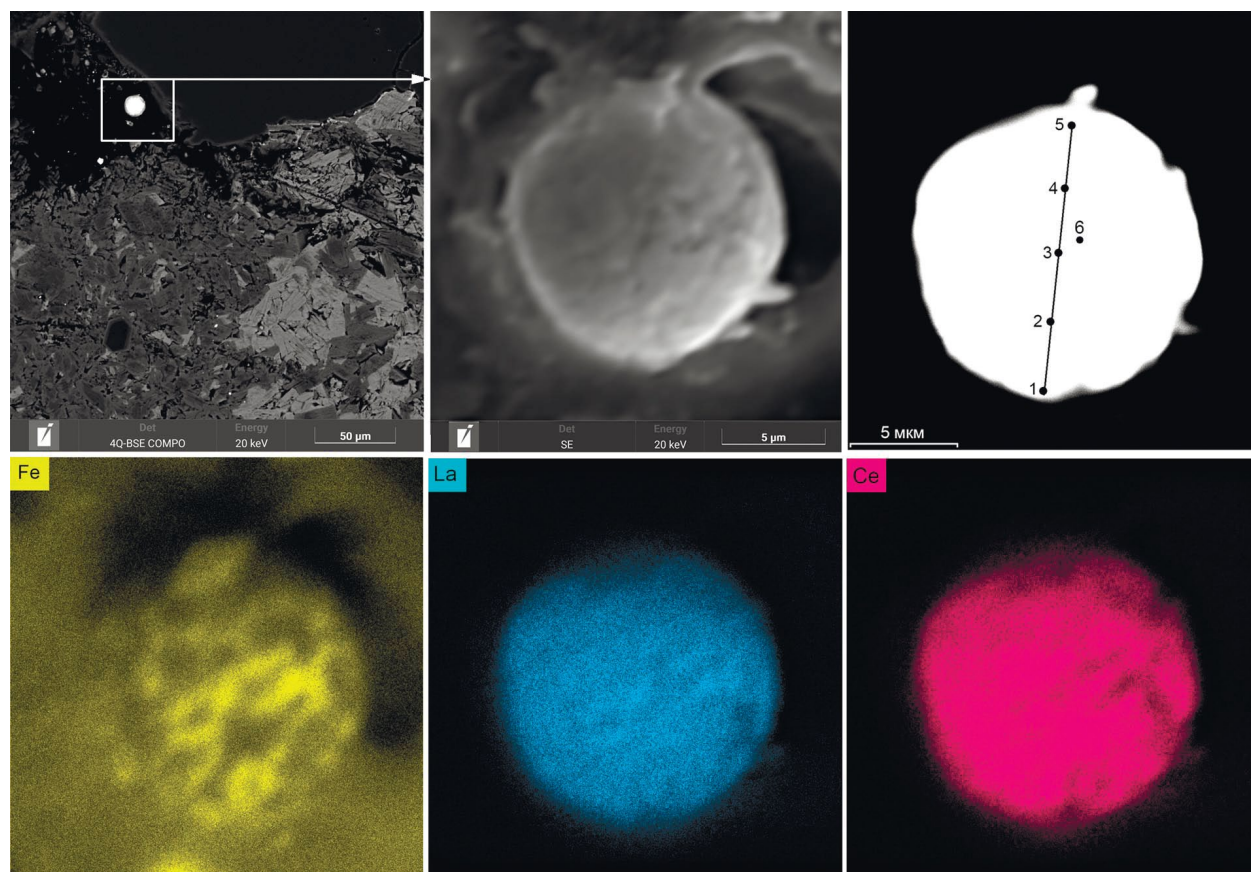


Рис. 8. Микрофотографии и результаты съемки в характеристических лучах Ce–La–Fe-оксида из риодацитов шатакского комплекса.

Номера точек на профиле соответствуют номерам анализов из табл. 9.

Fig. 8. Microphotographs and results of characterization of the Ce–La–Fe-oxide compound from rhyodacites of the Shatak Complex.

The number of points on the profile correspond to the numbers of analyzes from Table 9.

Таблица 9. Химический состав Ce–La–Fe оксида из риодацитов шатакского комплекса, мас. %

Table 9. Chemical composition of Ce–La–Fe oxide compound from rhyodacites of the Shatak complex, wt %

Компонент	№ точки					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	12.18	2.69	1.74	3.75	13.24	1.83
Al ₂ O ₃	6.78	1.18	1.33	0.74	2.71	0.55
La ₂ O ₃	26.26	34.69	38.89	36.17	29.09	36.35
Ce ₂ O ₃	38.00	51.15	46.94	54.27	48.28	55.21
FeO	10.37	7.64	11.55	3.57	3.76	6.20
MgO	2.95	–	–	–	1.37	–
CaO	2.02	0.14	–	0.89	0.66	–
K ₂ O	0.49	0.16	–	0.09	0.24	–
Сумма	99.05	97.65	100.45	99.48	99.35	100.14

мотермальным метаморфизмом пород шатакского комплекса в вендское время. Ранее было показано, что его P - T -параметры, определенные по химическому составу светлых слюд из терригенных отложений, были следующими: максимальные – $T \approx 470^\circ\text{C}$, $P \approx 8$ кбар, минимальные – $T \approx 380^\circ\text{C}$, $P \approx 3$ кбар (Ковалев и др., 2018б). Рассчитанные температуры образования хлорита (по 46 химическим составам минерала) из кислых разновидностей (Kranidiotis et al., 1987) располагаются в узком диапазоне $287\text{--}354^\circ\text{C}$, что свидетельствует о проявлении метаморфизма во всех петротипах пород, входящих в состав шатакского комплекса, и, как следствие, делает наше предположение реальным. Описанный тип минерализации не имеет аналогов на западном склоне Южного Урала, и его исследование должно быть продолжено.

Благодарности

Авторы благодарны рецензентам за детальное рассмотрение работы и плодотворную дискуссию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Тимофеева Е.А. (2003) Монацитовая минерализация и перспективы редкоземельного оруденения в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория. *Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана*. (Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.Н. Салихов). Т. 2. Уфа: б. и., 112-115.
- Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. (2007) Редкоземельно-фосфатная минерализация в метатерригенных толщах рифея Башкирского мегантиклинория. *Геол. сборник*, (3), 194-195.
- Булах А.Г. (1967) Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 141 с.
- Гшнейднер К.А. (1965) Сплавы редкоземельных металлов. М.: Мир, 427 с.
- Делицын Л.М. (2019) Распределение TR_2O_3 , P_2O_5 и Nb_2O_5 между двумя несмешивающимися расплавами в системе монацит– SiO_2 – NaF – Nb_2O_5 – Fe_2O_3 . *Докл. АН*, **489**(6), 599-605.
- Диаграммы состояния двойных металлических систем: справочник. Т. 1. (1996) (Под общ. ред. Н.П. Лякишева). М.: Машиностроение, 992 с.
- Диаграммы состояния двойных металлических систем: справочник. Т. 2. (1997) (Под общ. ред. Н.П. Лякишева). М.: Машиностроение, 1024 с.
- Козырева И.В., Швецова И.В., Попова Т.Н. (2004) Находка Nd-таленита на Приполярном Урале. *Вестн. Коми НЦ*, (6), 2-3.
- Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н., Вализер П.М. (2000) Минералы Ильменских гор. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 119 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2006) Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (4), 415-421.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2008) Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (3), 280-289.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2017) Th–REE минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис. *Зан. РМО*, (5), 59-79.
- Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. (2018а) Модель образования магматических пород Шатакского комплекса. *Геол. вестн.*, (2), 3-13. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-1>
- Ковалев С.С., Пучков В.Н., Ковалев С.Г., Высоцкий С.И. (2018б) Первые данные о количественной оценке параметров вендского метаморфизма восточной части Башкирского мегантиклинория. *Докл. АН*, **483**(3), 301-305.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2022) Ксенотимовая минерализация в различных структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). *Зан. РМО*, **151**(1), 74-91. <https://doi.org/10.31857/S0869605522010075>
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. (2022) Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов. *Зан. РМО*, **151**(1), 114-124. <https://doi.org/10.31857/S0869605522010087>
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2004) Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 414-441.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г., Котова Л.Н. (2018) Синрифтовые осадочные образования машакской свиты среднего рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика). *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*, **63**(3), 303-325.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. (1986) Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 105 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Рассомахин М.А., Касаткин А.В. (2020) Дополнения к кадастру минералов Ильменских гор. *Минералогия*, **6**(2), 18-26. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>
- Сук Н.И. (2017) Жидкостная несмешимость в щелочных магматических системах. М.: Университетская книга, 238 с.
- Шаповалов Ю.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А. (2019) Жидкостная несмешимость и проблемы рудогенеза (по экспериментальным данным). *Петрология*, **27**(5), 577-597. <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275577-597>
- Hoog J.C.M. de, Gall L., D.H. Cornell (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, **270**(1-4), 196-215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeol.2010.01.016>

- chemgeo.2009.11.017
- Paolo D.J. de (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 653 p.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Loucks R.R. (1996) A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **125**, 140-150.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)28940-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)28940-4)
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V., Krasnobayev A.A., Soderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- ### REFERENCES
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Timofeeva E.A. (2003) Monazite mineralization and prospects for rare earth mineralization in the Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium. *Geology, minerals and problems of ecology of Bashkortostan*. (Ed. by V.N. Puchkov, D.N. Salikhov). V. 2. Ufa, 112-115. (In Russ.)
- Alekseev A.A., Timofeeva E.A. (2007) Rare earth-phosphate mineralization in metaterrigenous strata of the Riphean Bashkir meganticlinorium. *Geol. sbornik*, (3), 194-195. (In Russ.)
- Bulakh A.G. (1967) Guidelines and tables for calculating mineral formulas. Moscow, Nedra Publ., 141 p. (In Russ.)
- Gshneidner K.A. (1965) Alloys of rare earth metals. Moscow, Mir Publ., 427 p. (In Russ.)
- Hoog J.C.M. de, Gall L., D.H. Cornell (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, **270**(1-4), 196-215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>
- Paolo D.J. de (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Delitsyn L.M. (2019) Distribution of TR_2O_3 , P_2O_5 and Nb_2O_5 between two immiscible melts in the monazite– SiO_2 – NaF – Nb_2O_5 – Fe_2O_3 system. *Dokl. AN*, **489**(6), 599-605. (In Russ.)
- Diagrams of the state of binary metal systems: Handbook. V. 1. (1996) (Ed. by N.P. Lyakishev). Moscow, Mashinostroenie, 992 p. (In Russ.)
- Diagrams of the state of binary metallic systems: Handbook. V. 2. (1997) (Ed. by N.P. Lyakishev). Moscow, Mashinostroenie, 1024 p. (In Russ.)
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge, Cambridge University Press, 653 p.
- Kobayashv Yu.S., Nikandrov S.N., Valizer P.M. (2000) Minerals of the Ilmensky mountains. Miass, IGZ UB RAN, 119 p. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2006) A new type of noble metal mineralization in terrigenous rocks of the Shatak graben (western slope of the Southern Urals). *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (4), 415-421. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2008) New data on the geology of the Shatak complex (western slope of the Southern Urals). *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (3), 280-289. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2017) Th-REE mineralization in Precambrian rocks of the Bashkir meganticlinorium: species diversity and genesis. *Zap. RMO*, (5), 59-79. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2018a) Model of formation of igneous rocks of the Shatak complex. *Geol. vestn.*, (2), 3-13. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-1>. (In Russ.)
- Kovalev S.S., Puchkov V.N., Kovalev S.G., Vysotsky S.I. (2018b) First data on the quantitative assessment of the Vendian metamorphism parameters of the eastern part of the Bashkir meganticlinorium. *Dokl. AN*, **483**(3), 301-305. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2022) Xenotime mineralization in various structural and material complexes of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). *Zap. RMO*, **151**(1), 74-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605522010075>
- Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Popova T.N. (2004) Finding of Nd-talena in the Subpolar Urals. *Vestn. Komi NTs*, (6), 2-3. (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Krivovichev V.G., Gul'bin Yu.L. (2022) Recommendations for the calculation and presentation of formulas of minerals according to chemical analyzes. *Zap. RMO*, **151**(1), 114-124. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605522010087>
- Loucks R.R. (1996) A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **125**, 140-150.
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2004) Fine-grained aluminosiliciclastic formations of the stratotype section of the Middle Riphean in the Southern Urals: features of formation, composition and evolution of provenance sources. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (4), 414-441. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N., Kovalev S.G., Kotova L.N. (2018) Synrift sedimentary formations of the Mashak Formation of the Middle Riphean of the Southern Urals (brief lithochemical characteristics). *Vestn. SPBGU. Nauki o Zemle*, **63**(3), 303-325. (In Russ.)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)28940-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)28940-4)
- Parnachev V.P., Rotar' A.F., Rotar' Z.M. (1986) Middle Riphean volcanogenic-sedimentary association of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). Sverdlovsk, UNTs AN USSR, 105 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService, 280 p.

- (In Russ.)
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V., Krasnobayev A.A., Soderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Rassomakhin M.A., Kasatkin A.V. (2020) Additions to the cadastre of minerals of the Ilmensky mountains. *Mineralogiya*, **6**(2), 18-26. (In Russ.) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>
- Shapovalov Yu.B., Kotel'nikov A.R., Suk N.I., Korzhinskaya V.S., Kotel'nikova Z.A. (2019) Liquid immiscibility and problems of ore formation (according to experimental data). *Petrology*, **27**(5), 577-597. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275577-597>
- Suk N.I. (2017) Liquid immiscibility in alkaline magmatic systems. Moscow, Universitetskaya Kniga Publ., 238 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА Том 23 № 5

Сентябрь–Октябрь 2023

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

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 122	Дата выхода в свет 31.10.2023	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 27	Уч.-изд. л. 27	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 23 No. 5

September–October 2023

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 122	Signed in print 31.10.2023	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 27	Found.-publ. sh. 27	Circulation 70	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
--	---

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru