

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 21    № 1                    2021                    Январь–Февраль

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 21    No. 1                    2021                    January–February

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

**Литосфера, 2021. Том 21, № 1**  
Научный журнал. Выходит 6 раз в год  
Основан в 2001 году

*Учредитель:* Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. 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, минерагенеза 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 методик

*Главные редакторы* **В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков**  
*Заместитель главного редактора* **В.В. Мурзин**  
*Ответственный секретарь* **Г.А. Мизенс**  
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, ИНГИГ 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. Демезко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Маслеников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, 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; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, 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:* 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия  
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН  
© Авторы статей

**Lithosphere (Russia), 2021. Volume 21, No. 1**  
Scientific journal. Issued 6 times a year  
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

*Editors-in-chief* **Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov**  
*Deputy Editor-in-chief* **Valerii V. Murzin**  
*Secretary* **Gunar A. Mizens**  
IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

*Editorial board:* Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilov (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); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (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); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, 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 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia  
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)  
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry  
© Authors of articles

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 21, № 1, 2021

---

---

Локальные геохимические особенности нижнепалеозойских пород в районе Дудергофских дислокаций (северо-запад Русской плиты) <i>Е. Н. Терехов, С. Ю. Колодяжный, А. С. Балувев, О. И. Окينا</i>	5
Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия <i>А. В. Маслов</i>	23
Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия <i>Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко</i>	32
Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности <i>В. Н. Смирнов, И. И. Казаков, В. С. Пономарев, Ю. Л. Ронкин, Е. В. Стороженко</i>	55
Минералогия спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня <i>Е. В. Перевозникова, В. Т. Казаченко</i>	70
Редкие земли в руде Букукинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье) <i>Г. А. Юргенсон</i>	90
Новый урановый потенциально крупный район России (Дальний Восток) <i>А. М. Жирнов, В. А. Гурьянов</i>	103
Опыт применения геофизических методов при поисках эпitherмальных месторождений золота (на примере Малетойваямского золоторудного поля, Камчатка) <i>Г. В. Гурин</i>	116

---

---

## Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

# Contents

---

---

## Volume 21, No. 1, 2021

---

---

Local geochemical features of Lower Paleozoic rocks in the area of Duderhof dislocations (North-West of the Russian plate) <i>E. N. Terekhov, S. Yu. Kolodyazhny, A. S. Baluev, O. I. Okina</i>	5
Limestones of the Uk Formation (Upper Riphean, the Southern Urals): Effect of contamination and diagenetic fluids on the distribution of rare-earth elements and yttrium <i>A. V. Maslov</i>	23
Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences <i>G. Yu. Shardakova, A. V. Korovko</i>	32
The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation <i>V. N. Smirnov, I. I. Kazakov, V. S. Ponomarev, Yu. L. Ronkin, E. V. Storozhenko</i>	55
Mineralogy of spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin <i>E. V. Perevoznikova, V. T. Kazachenko</i>	70
Rare-earth elements in the ore of the Bukukinskoye tungsten deposit (the Eastern Transbaikalia) <i>G. A. Yurgenson</i>	90
A new potentially large uranium district in Russia (Far East) <i>A. M. Zhirnov, V. A. Guryanov</i>	103
Geophysical prospecting for epithermal gold deposits (a case study from the Maletovayam gold ore field, Kamchatka Peninsula) <i>G. V. Gurin</i>	116

---

---

### *Subscription*

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at  
15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016 Russia.  
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.243

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-5-22

## Локальные геохимические особенности нижнепалеозойских пород в районе Дудергофских дислокаций (северо-запад Русской плиты)

Е. Н. Терехов, С. Ю. Колодяжный, А. С. Балувев, О. И. Окина

Геологический институт РАН, (ГИН РАН) 119017, Москва, Пыжевский пер, 7, e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.10.2020 г., принята к печати 14.11.2020 г.

*Объект исследования.* В пределах района Дудергофских дислокаций платформенного чехла южного обрамления Балтийского щита проведено изучение вещественного состава кембрий-ордовикских отложений, которые ранее являлись объектом структурных исследований. *Материалы и методы.* Методом ИСП-МС изучены 14 проб песчаников, известняков, фосфоритов и черных сланцев, которые слагают как слабодислоцированные пластовые формы (стратифицируемые горизонты), так и сильнодеформированные образования, а также секущие штокообразные и дайкообразные тела. Проведены минералогические исследования. *Результаты.* Геохимические исследования показали, что в зонах тектонических нарушений отложения нижнего палеозоя характеризуются высокими содержаниями ряда микроэлементов, значительно превышающими кларковые значения для осадочных пород. Это касается таких химических элементов, как Be, Sc, V, Co, Ni, Cu, Mo, Pb, Th, U. При этом концентрации V и U выше, чем в разрабатываемых месторождениях Эстонии и Швеции. Анализ кембрийских песков саблинской свиты показывает, что областью питания для их образования не могла быть восточная (архейская) часть Балтийского щита. Наличие в песках саблинской свиты лейкоксена – минерала, образовавшегося по ильмениту под воздействием высоких температур, и присутствие механически неустойчивых минералов в дайкоподобных образованиях свидетельствуют в пользу влияния на осадочный чехол глубинных флюидов, потоки которых перемещались по разломным зонам и выносили в приповерхностные слои земной коры перечисленные выше химические элементы. Все это указывает на эндогенную, а не экзогенную (гляциальную) природу вторичных структурно-вещественных преобразований в районе Дудергофских дислокаций, а также их генетическую связь с деформациями в Балтийско-Мезенской сдвиговой зоне.

**Ключевые слова:** черные сланцы, фосфориты, кварциты, лейкоксен, Дудергофские дислокации, рудогенез, флюиды

### Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485) и в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН

## Local geochemical features of Lower Paleozoic rocks in the area of Duderhof dislocations (North-West of the Russian plate)

Evgenii N. Terekhov, Sergei Yu. Kolodyazhny, Aleksandr S. Baluev, Ol'ga I. Okina

Geological institute RAS, 7 Pyzhevsky l., Moscow 119017, Russia, e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

Received 05.10.2020, accepted 14.11.2020

*Research subject.* A geochemical study of Cambrian-Ordovician deposits was carried out within the area of the Duderhof dislocations of the platform cover of the southern frame of the Baltic shield. *Materials and methods.* The ICP-MS method was used to study 14 samples of sandstones, limestone, phosphorites and black shales, which comprise both weakly dislocated stratified formations (stratified horizons) and strongly deformed formations, as well as secant dome-like and dike-like bodies. *Results.* Geochemical studies showed that, in the zones of tectonic disturbances, lower Paleozoic deposits are characterized by high concentrations of a number of trace elements, significantly exceeding the Clark values for sedimentary rocks. This applies to such chemical elements, as Be, Sc, V, Co, Ni, Cu, Mo, Pb, Th and U. At the same time, the concentrations of V and U are higher than those in the developed fields of Estonia and Sweden. An analysis of the

**Для цитирования:** Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Окина О.И. (2021) Локальные геохимические особенности нижнепалеозойских пород в районе Дудергофских дислокаций (северо-запад Русской плиты). *Литосфера*, 21(1), 5-22. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-5-22

**For citation:** Terekhov E.N., Kolodyazhny S.Yu., Baluev A.S., Okina O.I. (2021) Local geochemical features of Lower Paleozoic rocks in the area of Duderhof dislocations (North-West of the Russian plate). *Litosfera*, 21(1), 5-22. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-5-22

© Е.Н. Терехов, С.Ю. Колодяжный, А.С. Балувев, О.И. Окина, 2021

cambriansands of the sablin formation showed that the eastern (Archean) part of the Baltic shield could not have been the source of food for their formation. The presence of leucoxene in the sands of the Sablinsky formation, a mineral formed by ilmenite under the influence of high temperatures, and the presence of mechanically unstable minerals in dike-like formations, indicate the influence of deep fluids on the sedimentary cover, whose flows moved along fault zones and carried the above-mentioned chemical elements to the near-surface layers of the earth's crust. All this points to the endogenous rather than exogenous (glacial) nature of secondary structural-material transformations in the area of the Duderhof dislocations, as well as their genetic relationship with deformations in the Baltic-Mezen shear zone.

**Keywords:** *black shales, phosphorites, quartzites, leucoxene, Duderhof dislocations, orogenesis, fluids*

#### Funding information

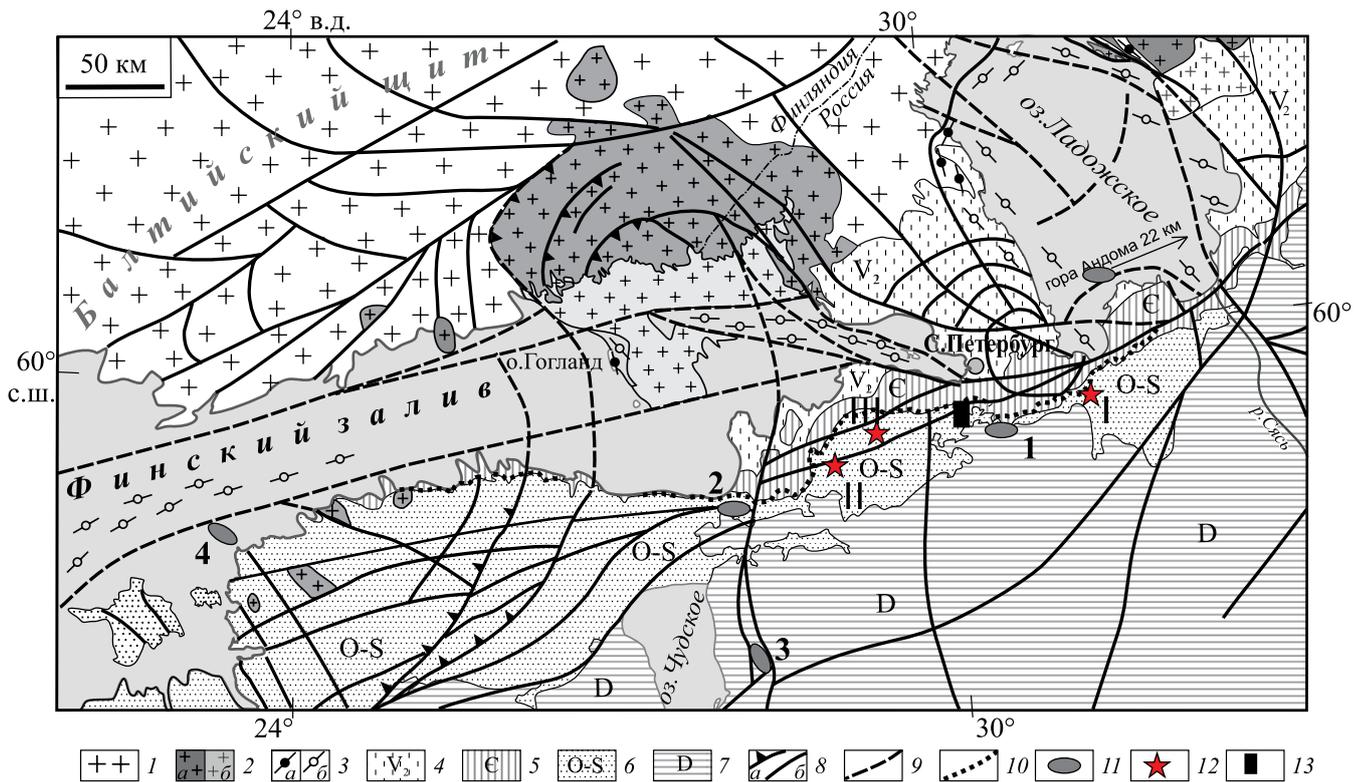
*This work was financially supported by Project No. 18-05-00485 and in accordance with the basic research plans of the institute of the Russian Academy of Sciences*

## ВВЕДЕНИЕ

Феномен так называемых Дудергофских дислокаций и связанных с ними морфоструктурно Дудергофских высот, расположенных в северо-западной части Русской плиты (южнее Санкт-Петербурга), уже более столетия вызывает неподдельный интерес у исследователей и непрекращающуюся до сих пор дискуссию о происхождении этих структур. В связи с тем, что эта территория являлась ареной деятельности плейстоценовых ледников, данные дислокации и связанные с ними формы рельефа чаще рассматривались в связи с гляциодинамическими процессами (Геология СССР..., 1971; Лобанов, 1976; Малаховский, Саммет, 1982; Малаховский, Амантов, 1991). В то же время в ряде работ отмечалась связь такого рода структур с глубинными тектоническими зонами, контролирующими строение докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), что ставило под сомнение гляциодинамические модели их формирования (Можаев, 1973; Чувардинский, 2012; Колодяжный, 2016; Колодяжный и др., 2020а, б). Исследования последних лет показали, что Дудергофская структура может являться одним из ключевых объектов для понимания природы Балтийско-Мезенской тектонической зоны и флексуры Полканова, приуроченных к границе Балтийского щита и Русской плиты (рис. 1) (Колодяжный, 2016; Колодяжный и др., 2020а, б). Кроме структурных исследований, для изучения этого феномена (аномально складчатые породы чехла Русской плиты) важную роль могут играть исследования вещественного состава слагающих их пород, тем более что ранее отмечалось, что в пределах площади Дудергофских дислокаций крупные разломы несут следы вторичной минерализации магнезита, малахита и других минералов (Никитин, 2008).

Важной особенностью кембрий-ордовикских осадочных отложений, которые обрамляют юж-

ный край Балтийского щита и образуют основание плитного чехла Восточно-Европейской платформы, являются породы, аномально обогащенные V, Ti, P, Mo, U, Re, Rb, Pt, Pd, REE, W. Это так называемые диктионемовые черные сланцы и оболовые песчаники с фосфоритами (копорская и тосненская свиты), которые, так же как и пески (саблинская свита), слагают пласты, интерпретируемые как стратиграфические горизонты. Физические свойства некоторых металлов, в частности рения, повышенные концентрации которого известны в диктеонемовых сланцах, указывают на вулканическую природу этих микроэлементов, вплоть до того, что некоторые исследователи считают, что источником этих металлов являлись каледонские вулканы в районе Скандинавских гор (Вялов и др., 2013). Несмотря на то что черные сланцы и фосфориты в южном обрамлении Балтийского щита разрабатывались на уран, фосфориты и квасцы и являются перспективными на целый ряд редких и благородных металлов, их генезис и особенно источники рудных компонентов, а также структурное положение остаются дискусионными (Енгальчев, 2011; Батурин, Ильин, 2013; Вялов и др., 2013). Рассматриваемые горизонты выходят на поверхность вдоль современной морфоструктуры, известной как Балтийско-Ладожский глинт. Южнее этого регионально выраженного уступа они прослежены бурением лишь на несколько километров, после чего выклиниваются, тогда как вмещающие их толщи нижнего палеозоя в южном направлении распространены на сотни километров. В целом следует отметить пространственную и, возможно, генетическую связь рудных горизонтов нижнего палеозоя с одной из крупнейших тектонических структур южного обрамления Балтийского щита, известной как Балтийско-Мезенская сдвиговая зона (Афанасов, Казак, 2009; Колодяжный и др., 2020а, б) (см. рис. 1). В полосе южного глинта, а местами и на его продолжении (го-



**Рис. 1.** Геолого-структурная схема Балтийско-Мезенской зоны сдвига и положение участков аномальной складчатости пород чехла, по (Колодяжный, 2016; Колодяжный и др., 2020а, б) с дополнениями.

1 – дорифейские породы Балтийского щита; 2 – граниты рапакиви: а – на суше, б – в акватории моря и под венд-палеозойским чехлом; 3 – рифейские образования: а – на суше, б – в акватории; 4–7 чехол Русской плиты: 4 – венд, 5 – кембрий, 6 – ордовик-силур, 7 – девон; 8 – разломы: а – наклонные, б – крутые; 9 – предполагаемые разломы в акватории; 10 – Балтийско-Ладожский глинт; 11 – участки аномальной складчатости: 1 – Павловский, 2 – Вайварских (Синих) гор, 3 – Мишиной горы, 4 – о-ва Осмуссаар; 12 – урановорудные объекты, приуроченные к границе вендских отложений и пород фундамента: I – Славянское, II – Ратницкое, III – Рябиновское; 13 – район Дудергофских дислокаций.

**Fig. 1.** Geological and structural diagram of the Baltic-Mezen lineament and the position of areas of anomalous folding of cover rocks, according to (Kolodyazhnyi, 2016; Kolodyazhnyi et al., 2020a, б) with additions.

1 – Preriperian rocks of the Baltic shield; 2 – rapakivi granites: а – on land, б – in the sea and under the Vend-Paleozoic cover; 3 – Riphean formations: а – on land, б – in the water area; 4–7 cover of the Russian plate: 4 – Vend, 5 – Cambrian, 6 – Ordovician-Silurian, 7 – Devonian; 8 – faults: а – inclined, б – steep; 9 – supposed faults in the water area; 10 – Baltic-Ladoga glint; 11 – areas of abnormal folding: 1 – Pavlovsky, 2 – Vaivar (Blue) mountains, 3 – Mishina mountains, 4 – island Osmussaar; 12 – uranium ore objects located on the border of Vendian deposits and basement rocks: I – Slavyanskoe, II – Ratnitskoe, III – Ryabinovskoe; 13 – Duderhofsky dislocations.

ра Андома – восточнее, о-в Осмуссаар – западнее) известны участки интенсивной складчатости, которые трактуются как гляциодислокации (Геология СССР..., 1971; Малаховский, Саммет, 1982; Малаховский, Амантов, 1991) или как тектонические нарушения (Можаев, 1973; Пуура, Туулинг, 1988; Чувардинский, 2012; Колодяжный и др., 2020а, б). В значительной мере под влиянием идей, связанных с гипотезой флюидного образования уральских алмазов (флюидизатов или вишеритов), на северо-западе Русской плиты было выявлено большое количество объектов с так называемыми “ксеногенными” минералами и выделены участки тектоно-магматической активизации (ТМА). По мне-

нию некоторых авторов, на платформах наиболее заметно результаты ТМА проявляются под экранами регионально выраженных поверхностей, а в чехле – над ослабленными глубинными зонами в виде флюидной проработки пород (Скопенко и др., 1998; Афанасов, Николаев, 2003; Якобсон и др., 2003; Афанасов и др., 2008; Афанасов, Казак, 2009). В свете этих взглядов интересно, что в полосе Балтийско-Ладожской моноклинали (т. е. на одном из фрагментов Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны) известно несколько урановорудных объектов (Славянское, Рябиновское, Ратницкое), приуроченных к основанию вендского разреза (гдовский горизонт) и верхней части фундамента (см. рис. 1).

Как и для большинства месторождений типа несогласия, в пределах этих проявлений возрасты руд (по свинцу) указывают на многочисленные периоды тектоно-магматической активизации: 600–500, 400–380, 230–175 и даже 5 млн лет. При этом урановые месторождения, приуроченные к диктиономовым ордовикским сланцам (месторождения Котловское, Раноловское, Кайболовское, Красносельское), залегают непосредственно над урановорудными объектами, находящимися в подошве вендских отложений (Енгальчев, 2011).

Поэтому цель данной работы – изучение и анализ особенностей химического и минерального состава кембрийско-ордовикских образований, участвующих в строении Дудергофских складчатых и разрывных структур и являющихся своеобразными индикаторами тектонических событий, и связанных с ними процессов рудогенеза.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы пород кембро-ордовикского разреза отобраны из свежевырытой канавы в 2015 г., расположенной на склонах горы Кирхгоф в районе горнолыжного курорта Туутари Парк. Канавка ориентирована в СЗ направлении и вкрест простирается на космоснимке. Центр канавы (проба 15/7) имеет координаты 59°41'46.82" с.ш. и 30°10'39.16" в.д. Петрогенные элементы определялись в лаборатории Геологического института РАН (ГИН РАН) на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы "BrukerAXS" (ФРГ), а микроэлементы – там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра "Элемент 2" (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, США) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержания не более чем 10–15 отн. %. Подробнее методика определения описана в работе (Okina et al., 2016). Всего исследовано 14 проб черных сланцев, фосфоритов, глин и кварцевых песков. Для 7 проб, характеризующих породы с различной формой залегания (пластовые и дайкообразные тела, диапировые структуры), в Минералогической лаборатории ГИН РАН была выделена тяжелая фракция и проведен ее минералогический анализ.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

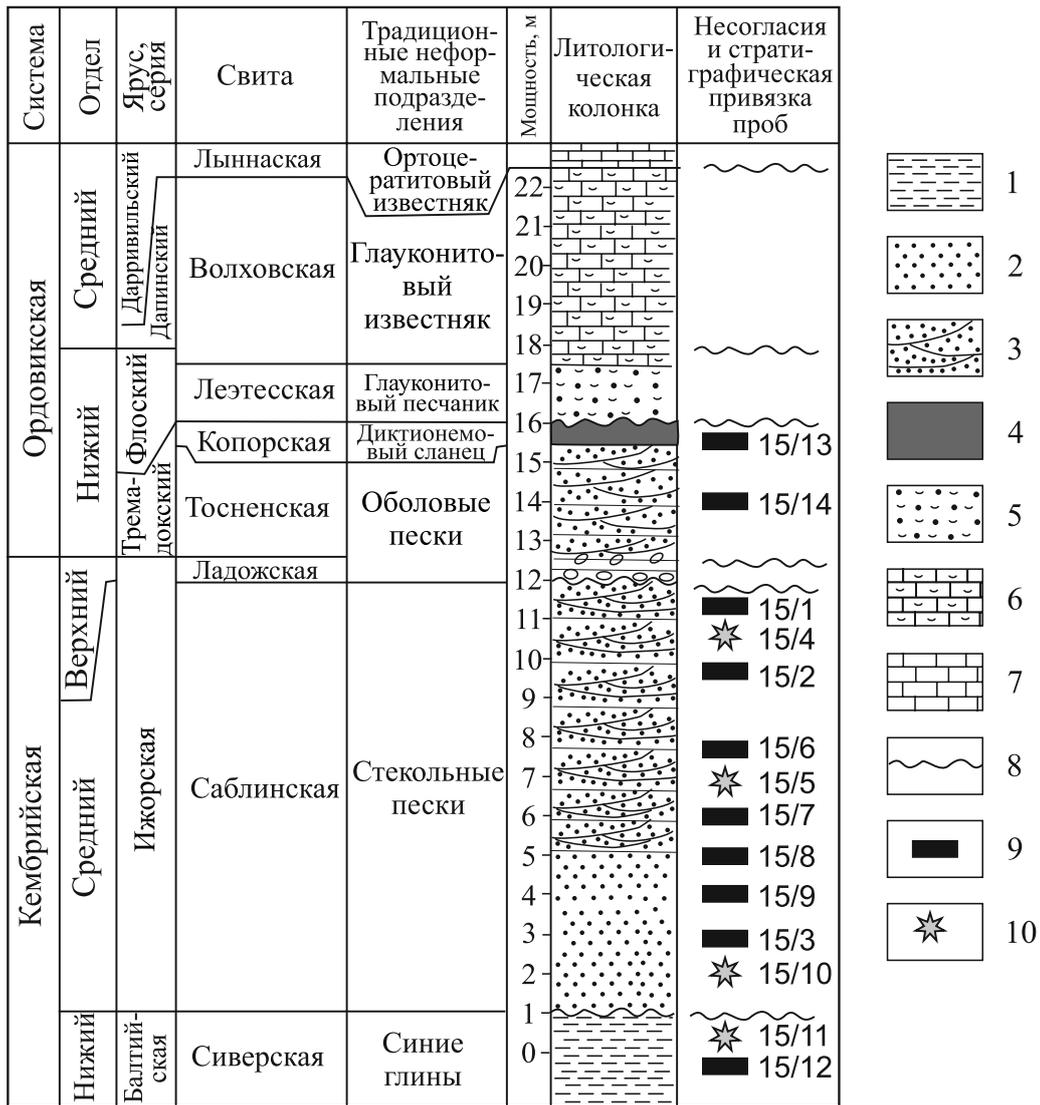
В районе Дудергофской структуры и одноименной возвышенности развиты отложения кембрия, нижнего и среднего ордовика (см. рис. 1, 2). Раз-

рез нижнего палеозоя здесь нарушен разрывами и осложнен складками, но на многих участках, в частности в области Балтийско-Ладожского глинта (уступа), сохранились пологие моноклинали и первичные стратиграфические последовательности слоев и горизонтов.

В пределах исследуемого района синие глины нижнего кембрия слагают ядерные части антиклинальных структур, которые в рельефе выражены в виде возвышенностей (Дудергофской и Кирхгофской). На них залегают терригенные отложения среднего кембрия саблинской свиты. Нижняя часть разреза этой свиты представлена горизонтально-слоистыми, а верхняя – косослоистыми песками и песчаниками с тонкими линзами глин, имеющих следы полигонального растрескивания (см. рис. 2). Тектурные особенности толщи, а также преимущественно кварцевый состав песков (зрелые осадки) позволяют говорить о ее формировании в мелководных морских условиях (Кузнецов и др., 2011; Лаломов и др., 2015). При этом доминирующими микроструктурами поверхности песчаных и алевролитовых зерен в породах этой свиты являются структуры растворения и кристаллического обрастания, что, по (Fedorov, Palkina, 2015), служит признаком континентальной обстановки. Кварцевые стяжения в верхней части свиты, по аналогии с современными тропическими корами выветривания, могут рассматриваться как зона кремнистых стяжений (псевдобрекчий), располагающихся над зоной трещиноватости с призматической отдельностью.

Ладожская свита (верхний кембрий), сложенная кварцевыми песками (мощностью от 0 до 4.4 м), с несогласием залегает на саблинской свите. Пески в разрезе этой свиты, по сравнению с саблинскими песками, более грубозернистые и менее сортированные, с многочисленными обломками оболид. Подошва свиты представлена эрозионной поверхностью с карманами (до 0.7 м), заполненными плохо сортированным кварцевым песком с включением железистых бобовин (Кузнецов и др., 2011).

Породы тремадокского яруса нижнего ордовика (тосненская и копорская свиты) представлены двумя комплексами необычного состава. Тосненская свита – это мелко- и среднезернистые кварцевые пески и песчаники, которые с региональным несогласием залегают на породах ладожской и саблинской свит, ее мощность изменяется от 2.0 до 7.5 м. Песчаники часто насыщены обломками фосфатизированных раковин беззамковых брахиопод *Obolus*. Это так называемые оболые пески (фосфориты при рудных содержаниях  $P_2O_5$ ). Кроме того, в них установлены высокие концентрации РЗЭ, МПГ и W (Батурин, Ильин, 2013). Их мощность колеблется от 0.05 до 1.55 м и увеличивается с востока на запад. Проба 15/14 соответствует фосфоритовому горизонту (см. рис. 2).



**Рис. 2.** Сводный стратиграфический разрез нижнепалеозойских отложений приглинтовой полосы (Ленинградская область), по (Кузнецов и др., 2011) с дополнениями.

1 – глины; 2, 3 – кварцевые пески и песчаники: 2 – параллельно-слоистые, 3 – косослоистые; 4 – черные сланцы; 5 – кварц-глауконитовый песок; 6 – глауконитовые известняки; 7 – известняки; 8 – поверхности несогласий; 9, 10 – номера проб, 9 – из пластовых тел, 10 – из секущих дайкоподобных и диапироподобных образований.

**Fig. 2.** Summary stratigraphic section of the Lower Paleozoic deposits of the Duderhof dislocations area, after (Kuznetsov et al., 2011) with additions.

1 – clays; 2, 3 – quartz sands and sandstones: 2 – parallel layered, 3 – obliquely layered; 4 – black shales; 5 – quartz-glaucanite sand; 6 – glauconite limestones; 7 – limestones; 8 – surfaces of unconformities; 9, 10 – numbers of samples taken from: 9 – stratified bodies, 10 – crossing dike-like and diapir-like formations.

Вышележащая копорская свита сложена аргиллитоподобной тонкоплитчатой глинистой породой (диктионемовые сланцы). Это породы буровато-коричневого, почти черного цвета с мелкими кристаллами гипса, ангидрита, марказита и пирита, а также остатками граптолитов. Основная составляющая сланцев – кварц (60%), полевои шпат (25%), а также иллит, элементарная сера, сульфиды желе-

за (Геология СССР..., 1971; Батулин, Ильин, 2013). К настоящему времени показано, что диктионемовые сланцы содержат ряд месторождений металлов: рения, молибдена, серебра, золота, рубидия, скандия, урана и др. (Вялов и др., 2013). Мощность копорской свиты составляет от 0.1 до 4 м. Проба 15/13 соответствует диктионемовому горизонту (черным сланцам) (см. рис. 2).

Пласт диктионемовых сланцев перекрыт кварцевыми и кварц-глауконитовыми песчаниками лезтесской свиты мощностью 2–3 м (см. рис. 2, верхняя часть склона на рис. 3б). Завершают разрез глауконитовые и ортоцератитовые известняки в составе волховской и лыннской свит среднего ородовика, которые вскрыты в карьере к северу от изученного разреза.

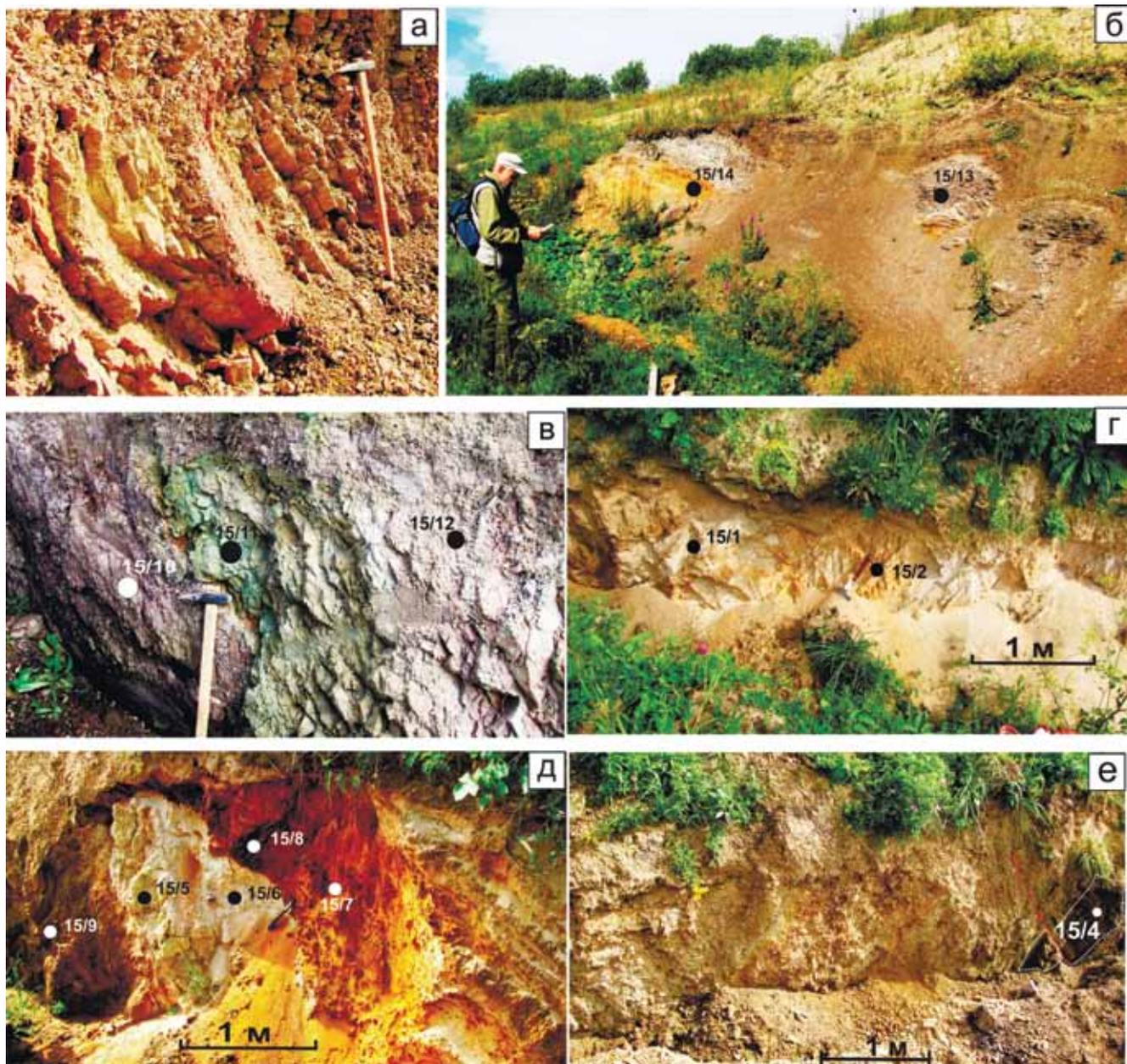
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Согласно структурным исследованиям, опубликованным ранее (Колодяжный, 2016), изученный разрез нижнепалеозойских образований приурочен к северо-восточному крылу Кирхгофской антиклинали, выраженной в рельефе в виде одноименной возвышенности. Эта структура входит в систему аномальных для склонов Балтийского щита Дудергофских дислокаций, которые образуют прямые формы рельефа: вытянутые гряды и относительно изометричные холмы, соответствующие антиклиналям и куполообразным структурам, вытянутым в восток – северо-восточном направлении. Здесь отмечаются крутые залегания слоев, многочисленные разрывы, диапироподобные и дайкоподобные внедрения песчаных и глинистых пород, нарушающих последовательность разреза (Колодяжный, 2016). Начало изученного разреза представлено в южной части канавы, хорошо видной на космическом снимке к северо-востоку от вершины Кирхгофской возвышенности и являющейся восточной границей горнолыжного курорта. Здесь обнажаются сложнодеформированные глины с алевролитами и линзами известняков (пробы 15/11 и 15/12 соответственно (см. рис. 3в)). С учетом того, что, по данным бурения, кембрийские синие глины подстилают кембро-ордовикские пески (Лобанов, 1976), 15/11 может быть отторженцем нижележащего горизонта синих кембрийских глин. Здесь же выделяется дайкоподобное тело (проба 15/10). Выше залегает моноклиальная последовательность, сложенная светло-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками (песчаниками), относящимися к низам саблинской свиты (проба 15/3). Породы достаточно полого (около 10°) падают на СВ и разбиты крутыми (близко к вертикальным) трещинами (см. рис. 3а). В пределах этой моноклинали выделяется участок с диапироподобной структурой, в которой светлые пески (проба 15/6) прорывают ожелезненные пески с включениями железистых бобовин (пробы 15/7 и 15/8, 15/9). Здесь же дайкоподобное тело (проба 15/5), в свою очередь, прорывает всю куполоподобную структуру (см. рис. 3д). Выше по разрезу развиты косослоистые пески (пробы 15/1 и 15/2), относящиеся к верхам саблинской и, возможно, ладожской свит. Проба 15/1 представлена наиболее “чистыми” среднезернистыми песками желтого цве-

та, в которых наблюдаются фрагменты косой слоистости. Проба 15/2 взята из участка кварцевых песков, пронизанных тонкими (мощностью до 2 мм) вертикальными ветвистыми жилками (см. рис. 3а). В северной части изученной канавы (длиной около 100 м) залегание песков становится близким к горизонтальному, и в них расположено дайкоподобное тело темного цвета мощностью 25 см (проба 15/4) (см. рис. 3е). Оболовые пески (фосфоритовый горизонт) и черные сланцы, которые, согласно региональной стратиграфической шкале, залегают выше песков, непосредственно в канаве не прослежены, но вскрыты в 30 м севернее в небольшом карьере, хорошо видном на космическом снимке (пробы 15/14 и 15/13 соответственно) (см. рис. 3б). Выше них залегают глауконитовые пески лезтесской свиты (не опробованные нами). Таким образом, в пределах канавы длиной около 100 м обнажается разрез среднекембрийских–нижнеордовикских отложений, мощность которых, согласно региональным стратиграфическим схемам, около 15 м (Геология СССР..., 1971; Кузнецов и др., 2011). Как видно на рис. 3, пласты песков местами деформированы. При этом секущие их жилкоподобные образования более упорядочены, что косвенно указывает на их более поздний, возможно постскладчатый, возраст. Это касается мелких (сетчатых) жилок мощностью в первые миллиметры, в пределах которых песок сцементирован. Точечное опробование этих маломощных жилок оказалось невозможным, но, судя по изменению валового состава песков, формирование этих жилок происходило за счет флюидной проработки песков, как это отмечалось для других объектов (Енгальцев, 2007). Были опробованы более крупные жилкоподобные тела песчано-алевролитового состава мощностью до 20 см. По химическому составу они отличаются от вмещающих образований (проба – 15/4 от 15/13 – черные сланцы, 15/11 – от 15/14 – фосфориты). Данный факт, а также их структурное положение указывают на то, что эти жилы не являются кластическими дайками, как это считают некоторые исследователи (Пуура, Туулинг, 1988). Далее для удобства изложения мы будем говорить о пластовых и жильных образованиях.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ИЗУЧЕННЫХ ПОРОДАХ

Кембро-ордовикские пески северо-запада Русской плиты, по аналогии с олигоцен-миоценовыми морскими россыпями обрамления Украинского щита (Малышевское месторождение), рядом исследователей рассматриваются как перспективные объекты на титан-циркониевые россыпи (Лаломов и др., 2015). Опробованные нами кварцевые пески саблинской свиты (проба 15/1– пластовое тело) содержат в тяжелой фракции циркон, ильменит и



**Рис. 3.** Фотографии опробованных частей кембро-ордовикского разреза горы Кирхгоф.

а – складчато-разрывные деформации в песчаниках нижней части саблинской свиты (проба 15/3); б – горизонты фосфоритов (проба 15/14) и диктионемовых (черных) сланцев (проба 15/13); в – дайкоподобное тело темных алевролитов (проба 15/10) в нижней части разреза саблинской свиты; г – пески средней части разреза саблинской свиты, пронизанные сетью прожилков более плотных и ожелезненных песчаников (проба 15/1 и 15/2); д – дайкоподобное тело (проба 15/5) среди ожелезненных песков средней части разреза саблинской свиты; е – зона брекчирования в верхней части саблинской свиты и секущая жила темного цвета (проба 15/4). Кружки и цифры на снимках – места отбора проб и их номера.

**Fig. 3.** Photos of tested parts of the Cambrian-Ordovician section of the mount Kirchoff.

а – folded-fracture deformation in sandstones of the lower part Sablinsk suite (sample 15/3); б – horizons of phosphate rock (sample 15/14) and dictyonema (black) shales (sample 15/13); в – dike-like body of the dark siltstones (sample 15/10) in the lower part of Sablinsk suite section; г – sands of the middle part of the Sablinsk suite section, whis a network of veinlets more dense and more ferruginous sandstones (sample 15/1 and 15/2); д – dike like body (simple 15/5) in the middle section of Sablinsk suite; е – breccia zone in the upper part of the Sablinsk suite and a dark-colored crossing vein (sample 15/4). The circles and numbers in the images are the sampling locations and their numbers.

лейкоксен, т. е. минералы, которые являются главными компонентами полеороссыпей и почти полностью отсутствуют в пробах из “жильных” образований. Обычно циркон, ильменит и лейкоксен находятся в равных количествах (Лаломов и др., 2015), но в нашем случае лейкоксена на порядок больше, чем ильменита (табл. 1). При этом существует мнение, что лейкоксен образуется по ильмениту в условиях поверхностного выветривания. Значительное преобладание лейкоксена над ильменитом, вероятно, предполагает другой механизм преобразования ильменита, а именно под влиянием флюидов. При этом предполагается, что дальность переноса лейкоксена ввиду его хрупкости не превышает 2 км (Макеев, 2016). Важным минералом в пробе 15/1 является и турмалин (до 16%), но источники сноса ввиду его неокатанной формы достаточно неопределенные, а коренных пород с турмалином очень мало. Следует отметить, что все перечисленные минералы обладают высокой химической устойчивостью и присутствуют, правда, в меньшем количестве в черных сланцах вышележащего диктионемового горизонта (также пластового тела) (проба 15/13). В целом содержание минералов тяжелой фракции в стратифицируемых пластах (пробы 15/1 и 15/13) небольшое – 1.5–3.0 кг/т,

тогда как в “жильных” образованиях их содержание достигает 24 кг/т, но здесь они представлены в основном химически механически неустойчивыми разновидностями: сульфидами, гидроокислами железа и фосфатами. Это указывает на то, что секущие жилы могли быть путями проникновения рудных компонентов и не являются кластическими дайками, ведь в этом случае содержания и набор аксессуаров и валовой химический состав слагающих их пород должны быть близки к составу “пластовых” тел.

#### ГЕОХИМИЯ ПЛАСТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ, ПЕСКИ

В изученном разрезе кембро-ордовикских образований выделяется три пачки: кварцевые пески, фосфориты и черные сланцы. Большая часть анализов песков показывает содержание  $\text{SiO}_2$  в интервале 94–96% (табл. 2). Из других макроэлементов заметны концентрации  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (в пределах 2–4%), что можно видеть в обнажениях песков по их ожелезнению и наличию лимонитовых бобовин. Высокие содержания  $\text{SiO}_2$  можно интерпретировать двояко: или это хорошо отмытые кварцевые пески, или окварцованные песчаники,

**Таблица 1.** Содержание минералов в тяжелой фракции нижнепалеозойских отложений Дудергофской структуры, мас. %  
**Table 1.** Mineral content in the heavy fraction of the Lower Paleozoic deposits of the Duderhof structure, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	Пр. 15/1	Пр. 15/4	Пр. 15/10	Пр. 15/11	Пр. 15/12	Пр. 15/13
Содержание тяжелой фракции, кг/т	1.5	4.3	15.0	24.0	2.25	3.0
Циркон	10.0	Зн.	Зн.	0.1	Зн.	0.1
Апатит	Зн.	–	–	–	–	Зн.
Рутил	0.3	–	–	0.1	–	–
Ильменит	3.0	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0.1
Гранат	Зн.	–	–	–	Зн.	Зн.
Сульфиды	18.0	26.0	38.0	0.1	40.0	79.4
Турмалин	16.0	Зн.	Зн.	–	–	7.7
Лейкоксен	35.0	–	–	–	–	8.0
Гидроокисл. Fe	12.0	58.0	42.0	3.6	60.0	1.3
Фосфаты	6.0	16.0	20.0	95.5	–	3.5
Глауконит	–	–	–	0.7	–	–
Амфибол	–	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Пироксен	–	–	–	–	–	Зн.
Биотит	–	–	–	–	–	Зн.
Сумма, %	100.3	100	100	100.1	100	100.1

Примечание. 1 – пластовый кварцевый песок, 2–4 – дайкоподобные тела алевролит-глинистого состава, 5 – карбонатная порода, 6 – пластовое тело черных (диктионемовых) сланцев. Прочерк – минерал не обнаружен, Зн. – обнаружены единичные зерна.

Note. 1 – stratified quartz sand, 2–4 – dike-like bodies of siltstone-clay composition, 5 – carbonate rock, 6 – stratified body of black (dictionemous) shales. Dash – not discovered, Зн. – single grains are discovered.

Таблица 2. Химический состав мас. %, и элементы-примеси, г/т, кварцевых песков и кварцитов

Table 2. Chemical composition wt %, and trace-elements, ppm, of quartz sands and quartzites

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Пр. 15/1	Пр. 15/2	Пр. 15/3	Пр. 15/6	Пр. 15/7	Пр. 15/8	Пр. 15/9	Пр. 26/2	Пр. 26/3	Пр. Б1/2	Пр.Б10/4	Пр. П-1
SiO <sub>2</sub>	96.21	94.31	97.24	96.77	95.26	89.35	96.26	95.28	95.64	88.62	92.60	73.72
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.10	0.05	0.09	0.05	0.06	0.07	0.06	0.31	0.35	0.23	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	1.71	0.46	0.61	0.61	0.73	0.79	1.99	2.5	3.62	2.37	13.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.20	0.54	0.51	0.85	5.86	0.48	2.22	1.25	0.1	0.1	0.96
FeO	1.35	1.74	1.04	1.12	1.78	0.72	1.52	–	–	4.28	3.48	2.24
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	0.06	0.03	0.05
MgO	0.22	0.36	0.08	0.12	0.11	0.12	0.10	0/01	0.01	0.39	0.14	1.67
CaO	0.22	0.17	0.10	0.15	0.16	0.25	0.12	0.45	0.45	0.66	0.08	1.64
K <sub>2</sub> O	0.13	0.26	0.05	0.14	0.05	0.06	0.22	0.13	0.23	1.34	0.95	2.36
Na <sub>2</sub> O	0.00	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.15	0.16	0.12	0.03	3.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.21	0.14	0.07	0.31	0.71	0.12	0.00	0.00	0.18	0.03	0.08
П.п.п.	0.32	0.74	0.18	0.28	0.60	2.01	0.12	0.05	0.08	0.1	0.02	0.12
Сумма	99.85	99.81	99.89	99.87	99.80	99.92	99.83	99.93	99.95	99.71	100.13	94.75
Li	4.6	6.2	3.7	6.0	4.4	4.1	3.7	10.6	6.2	–	–	20
Be	0.12	0.18	0.02	0.04	0.05	0.08	0.08	0.34	0.39	–	–	2.06
Sc	0.58	1.35	0.26	0.47	0.34	0.60	0.42	1.7	0.72	2.6	1.1	6.8
V	9.0	18	3.4	4.0	16.3	11.3	5.9	7.3	2.7	14.7	6.3	5.6
Cr	12	17	9	15	13	12	21	123	70	161	134.5	48
Co	1.8	2.3	0.95	0.96	1.73	2.28	1.72	1.7	0.92	4.9	3.1	10
Ni	6.6	13.0	7.6	8.7	10.0	14.7	13.2	14	8.2	25	18.5	24
Cu	6.5	10.1	7.0	12	10	11	31	19	12	–	–	31
Ga	0.94	1.65	0.45	0.59	0.50	0.72	0.66	2.9	2.5	3.9	2.2	17
Rb	4.04	9.8	0.96	2.75	1.08	1.42	3.15	9	14	31.2	21.5	82
Sr	26	25	24	25	26	23	23	3.7	3.6	36.2	22.4	259
Y	3.4	4.6	2.7	3.4	3.6	5.1	2.8	15	5.8	15.8	7.9	14
Zr	42	66	38	158	22	20	43	53	39	238	119	84
Nb	1.0	1.2	0.7	1.2	0.5	0.4	0.9	5.0	2.1	6.2	3.4	6.8
Mo	1.27	2.42	1.63	1.4	1.7	1.8	2.7	4.9	3.8	–	–	0.89
Sn	0.80	1.25	0.81	1.29	<0.6	0.65	2.19	5.9	3.1	–	–	2.16
Cs	0.37	0.58	0.07	0.12	0.06	0.09	0.15	0.64	0.78	–	–	2.1
Ba	20	28	16	29	83	18	25	9	12	218	158	584
La	11.1	10.3	9.3	9.8	10.2	9.2	9.4	8.2	4.2	19	12.1	17.1
Ce	18	19	15.6	16.7	18.3	19.3	16.5	17	8.2	45	30	33
Pr	2.0	2.0	1.6	1.81	2.07	1.94	1.76	2.1	1.0	4.7	2.9	4.2
Nd	6.8	7.0	5.3	5.6	6.5	7.2	6.3	7.6	3.6	18.3	10.7	13.6
Sm	1.20	1.34	0.96	0.99	1.23	1.45	1.16	1.6	0.8	3.5	2.0	2.75
Eu	0.26	0.26	0.19	0.19	0.25	0.28	0.21	0.23	0.1	0.63	0.36	0.6
Gd	1.09	1.16	0.79	0.87	1.05	1.28	0.89	1.8	0.83	3.4	1.7	2.46
Tb	0.12	0.16	0.10	0.11	0.14	0.18	0.12	0.35	0.15	0.51	0.25	0.37
Dy	0.69	0.83	0.54	0.62	0.68	0.89	0.64	2.4	1.01	2.7	1.4	2.11
Ho	0.13	0.14	0.10	0.12	0.13	0.16	0.11	0.52	0.21	0.55	0.28	0.48
Er	0.31	0.42	0.24	0.34	0.30	0.43	0.29	1.6	0.59	1.6	0.88	1.3
Tm	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.23	0.09	0.22	0.13	0.21
Yb	0.34	0.38	0.21	0.37	0.24	0.38	0.29	1.5	0.58	1.6	0.89	1.29
Lu	0.04	0.06	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04	0.22	0.085	0.24	0.13	0.19
Hf	1.01	1.55	0.83	3.66	0.56	0.52	1.13	1.4	1.2	6.4	3.5	2.56
W	0.22	0.28	0.23	0.50	0.18	<0.08	1.03	0.71	0.47	0.79	0.53	1.12
Tl	<0.05	0.15	<0.05	0.28	0.06	0.15	0.06	0.072	0.11	–	–	0.52
Pb	8.2	11.0	8.0	24	10.0	17.1	10.9	3.2	2.5	7.2	4.5	14.4
Th	0.94	1.27	0.62	0.72	0.69	0.86	0.86	5.3	2.7	5.7	2.7	6.64
U	1.39	1.43	0.88	0.77	1.16	1.14	1.25	1.1	0.73	1.6	0.57	1.51

Примечание. 1–7 – кварцевые пески кембрийского возраста изученного участка Дудергофской структуры; 8, 9 – вторичные кварциты о-ва Бол. Тютерс (Терехов и др., 2017); 10, 11 – кварцевые пески позднедевонского возраста горы Андома (Терехов и др., 2016); 12 – полимиктовые пески голоценового возраста в обрамлении Салминского массива. Прочерк – элемент не определялся.

Note. 1–7 – Cambrian quartz sands of the studied area of the Duderhof structure; 8, 9 – secondary quartzites of island B. Tyuters (Terekhov et al., 2017); 10, 11 – Late Devonian quartz sands of m. Andoma (Terekhov et al., 2016); 12 – Holocene polymictic sands framed by the Salma massif. Dash – the element not defined.

типичные для кор выветривания. При отсутствии прямых находок пород из площадей сноса одним из широко используемых методов реконструкции является анализ ряда индикаторных отношений элементов примесей (Hf, Th, Co, Sc, Cr, Ni, Zr и др.). Эти элементы относительно слабо-растворимы в воде и вследствие этого почти без потерь перемещаются из областей сноса в бассейны осадконакопления (Тейлор, Мак Леннан, 1988). Мы сравнили основные индикативные характеристики кембрийских песков с вендскими, девонскими и современными осадками Белого моря. Последние рассматривались нами как усредненный состав преимущественно архейской верхней коры восточной части Балтийского щита. Оказалось, что по большинству параметров они в различной степени отличаются от этих преимущественно кварцевых песков.

На диаграмме La/Yb–Ba/La (Kilian, Behrman, 2003) (рис. 4а) исследуемые пробы не сопоставимы с известными в регионе осадками, а также с составами PAAS и имеют заметно низкие значения Ba/La (<8), что объясняется достаточно высокими содержаниями La (около 10 г/т) и предельно низкими содержаниями бария (ввиду отсутствия полевых шпатов).

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr (рис. 4б) практически ни одна из проб не попадает в поле значений, характерных для продуктов размыва примитивных архейских субстратов. В то же время они тяготеют к вендскому полю, для которого исходным материалом, вероятно, являлись комплексы Тиманского неопротерозойского орогена (Маслов и др., 2009).

Благодаря низким содержаниям хрома фигуративные точки изученных образцов кварцевых песков лежат за пределами известных полей осадочных пород, но близки среднему составу гранитов рапакиви (рис. 4в).

На диаграмме Sc/Th–La/Sm (рис. 4г) изученные пески Дудергофского разреза образуют компактное поле, отличающееся от поля составов пород верхнего венда, которые могли быть для них источником сноса. Также они отличаются и от девонских отложений, для которых, в свою очередь, теоретически они могли быть источником питания. Хотя в последние годы и было показано, что девонские пески в обрамлении Балтийского щита образовались за счет размыва тиманид (Кузнецов и др., 2011) или свекофеннид (Терехов и др., 2017).

По соотношениям La/Sc–Th/Co (рис. 4д) тренд эволюции состава изученных песков принципиально отличается от трендов изменения состава пород других известных в регионе комплексов. Вероятно, это обусловлено другим механизмом концентрирования индикативных компонентов (например, флюидного привноса).

На диаграмме Th/Sc–Sc (рис. 4е) состав песков также имеет принципиально иной тренд эволю-

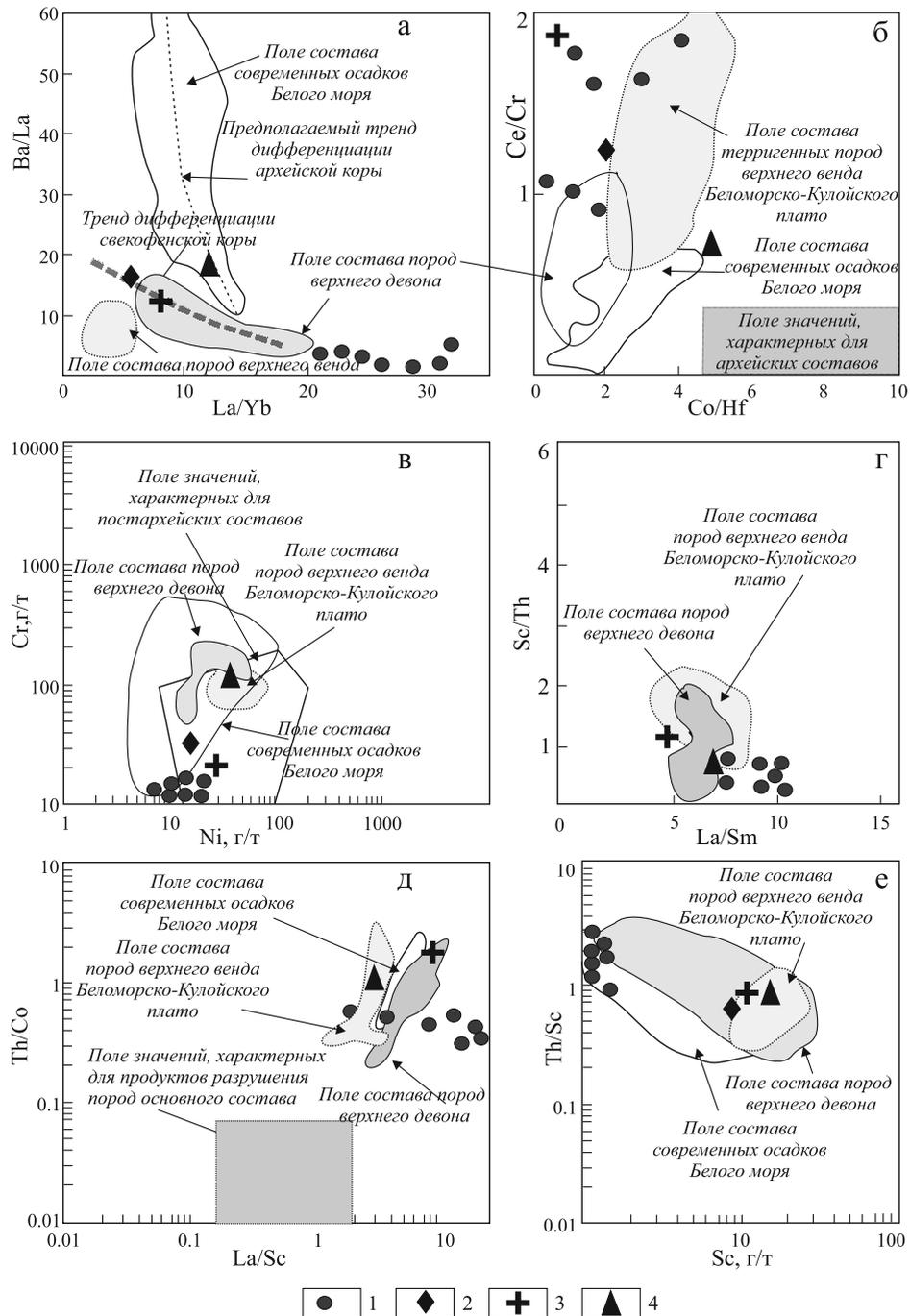
ции по сравнению с большей частью современных осадков Белого моря, что указывает на постархейский возраст источника.

Распределение РЗЭ на диаграмме для кварцевых песков образует достаточно компактный диапазон значений (рис. 5а), вероятно обусловленный одинаковым набором и количеством акцессориев, которые являются единственными их концентраторами. Благодаря этому в кембрийских песках отрицательная Eu аномалия выражена лучше, чем на кривой PAAS, и ее значение варьирует от 0.6 до 0.8 при достаточно высоких La/Yb<sub>n</sub> (16–22) (см. рис. 5). При этом в современных осадках Белого моря, характеризующих валовый состав коры восточной части Балтийского щита, отрицательная Eu аномалия менее выражена, чем в кривой PAAS, вплоть до ее отсутствия и появления слабой положительной. Среди известных нам опробованных на РЗЭ песков и кварцевых пород наибольшее сходство исследованные пески обнаруживают с позднепротерозойскими вторичными кварцитами о-ва Бол. Тютерс (Финский залив, вблизи о-ва Гогланд) (см. рис. 5), тогда как по сравнению с девонскими песками они содержат меньше РЗЭ. Все это позволяет предполагать, что снос обломочного материала для кембрийских осадков проходил с территории со зрелой континентальной корой. Между тем можно предполагать, что наблюдаемый состав кварцевых песков не в полной мере отвечает их исходному составу.

Все (структурные, минералогические и геохимические) данные позволяют предположить, что наблюдаемые кварцевые пески, хоть и являются осадочными образованиями, но подверглись значительным наложенным преобразованиям.

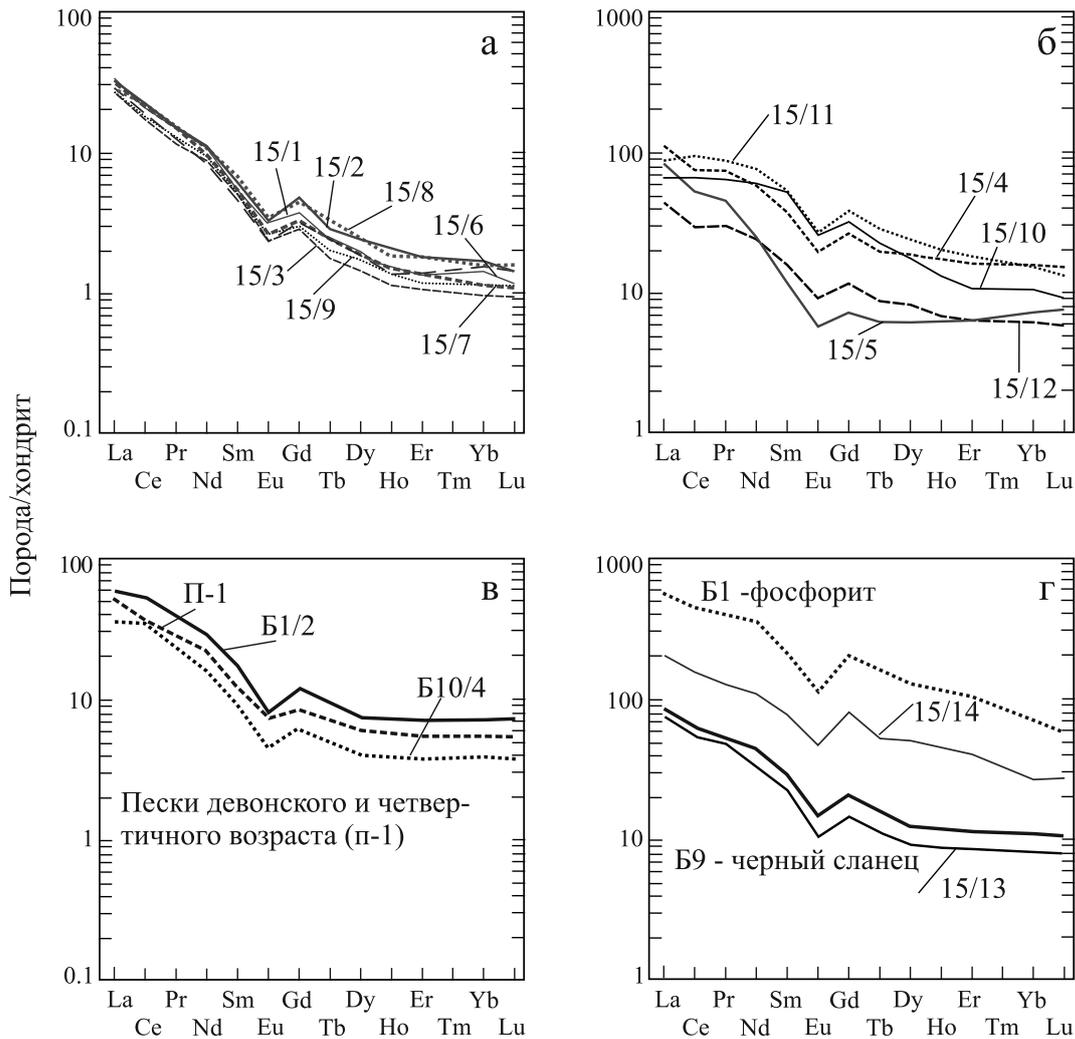
## ГЕОХИМИЯ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ И ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Проба фосфоритов 15/14 по содержанию макро- и микроэлементов близка среднему составу фосфоритов Прибалтийского региона (табл. 3) (Вялов и др., 2013). Согласно имеющимся данным, продуктивные слои фосфатоносных пород, состоящих из песка и ракушечного материала, содержат (мас. %): P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – от 9 до 13, CaO – 13–18, SiO<sub>2</sub> – 55–62, а также CO<sub>2</sub> – 1.3–1.7, F – 0.36–1.01 и C<sub>орг</sub> – ≈0.2, кроме того, в них присутствуют пирита – 1–2% и примерно столько же оксидов железа. В гравийной фракции, состоящей преимущественно из ракушечного материала, содержание фосфатных компонентов и пирита возрастает в 2–3 раза, а содержание кремнезема уменьшается в 7–8 раз (Батулин, Ильин, 2013). В пробе 15/14 в 2.5 раза меньше РЗЭ, Y, Mo (см. рис. 5б, г), чем в среднем в фосфоритах Прибалтийского бассейна, что мы связываем с их выносом в зоне флюидной проработки. Образцы из разных частей сланцевой зоны довольно однородны



**Рис. 4.** Распределение фигуративных точек состава песков нижнепалеозойского разреза района Дудергофских дислокаций на диаграммах Ba/La–La/Yb (а), Ce/Cr–Co/Hf (б), Cr–Ni (в), Sc/Th–La/Sm (г), Th/Co–La/Sc (д), Th/Sc–Sc (е). 1 – песок; 2 – средний состав свекофеннского сланца, по (Котова, Подковыров, 2014); 3 – средний состав гранитов рапакиви, по (Ларин, 2011); 4 – PAAS – средний пост-Архейский австралийский глинистый сланец, по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Поле современных осадков Белого моря, тренды рециклинга, по (Маслов и др., 2014). Поле состава пород верхнего венда, по (Маслов и др., 2009). Поле позднедевонских отложений горы Андома, по (Терехов и др., 2017).

**Fig. 4.** Distribution of figurative points of sand composition in the Lower Paleozoic section of the Duderhof dislocations area in the diagrams Ba/La–La/Yb (a), Ce/Cr–Co/Hf (б), Cr–Ni (в), Sc/Th–La/Sm (г), Th/Co–La/Sc (д), Th/Sc–Sc (е). 1 – sand; 2 – average composition of the Svecofennian shale, according to (Kotova, Podkovyrov, 2014); 3 – medium composition – rapakivi granites, by (Larin, 2011); 4 – PAAS – medium post-Archean Australian clay shale, according to (Teilor, Mak-Lennan, 1988). The Field of modern precipitation of the White sea, recycling trends according to (Maslov et al., 2014). Field of rock composition of the upper Vendian, according to (Maslov et al., 2009). Field of late Devonian deposits of Andoma by (Terekhov et al., 2017).



**Рис. 5.** Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в породах нижнепалеозойского разреза района Дудерговских дислокаций.

а и в – пески, б – жильные образования, г – черный сланец (проба 15/13) и фосфорит (проба 15/14) в сравнении со средними составами Прибалтийского бассейна (Б9 и Б1) (Батурин, Ильин, 2013).

**Fig. 5.** Chondrite-normalized spectra REE distribution for in rocks of the lower paleozoic section of the Dudergoff dislocations area.

a and в – are sands, б – vein formations, and г – black shale (sample 15/13) and phosphorite (sample 15/14) in comparison with the average compositions of the Baltic basin (Б9 and Б1) (Baturin, Il'in, 2013).

по химическому составу (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 41–52,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 10–13 и  $\text{TiO}_2$  – 0.2–0.8 (см. табл. 3). Содержание в них общего железа колеблется от 1.2 до 5.7, серы – от 1.00 до 3.14 мас. %, что обусловлено постоянным присутствием пирита. Как и большинство других черных сланцев, они обеднены фосфором (0.03–0.19 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и обогащены органическим углеродом (4.34–11.9 мас. %  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) (Батурин, Ильин, 2013). Проба 15/13 (черные сланцы) по большинству элементов идентична среднему составу черных сланцев в этом регионе, отличаясь от них только очень высокими содержаниями ва-

надия (2589 против 680 г/т в медианном составе), молибдена (596 против 200 г/т) и урана (889 против 98 г/т) (Батурин, Ильин, 2013). При сравнении пробы 15/13 с породами месторождений района Нарке (Швеция) также отмечается превышение содержания рудных компонентов не только над средними, но и над максимальными значениями (г/т): U – 889 против 185, V – 2589 против 684, Mo – 596 против 229, Cu – 216 против 97, Pb – 401 против 129, Gd – 8.6 против 1.13 (Фадин и др., 2016). Аномально высокое содержание этих элементов можно объяснить двояко: 1) эпигенетическими преобразованиями,

**Таблица 3.** Химический состав, мас.% и элементы-примеси, г/т, дайкоподобных тел, фосфоритов и черных сланцев  
**Table 3.** Chemical composition, wt% and trace-elements, ppm, dike-like bodies, phosphorite and black shale

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Пр. 15/4	Пр. 15/5	Пр. 15/10	Пр. 15/11	Пр. 15/12	Пр. 15/13	Пр. 15/14	Пр. Б9	Пр. Б1
SiO <sub>2</sub>	53.79	62.00	55.93	57.14	6.88	42.36	34.96	42.8	55.3
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.67	0.77	0.60	0.10	0.72	0.18	0.81	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.77	9.17	12.38	9.88	1.42	11.07	0.80	10.7	2.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.75	10.70	5.55	9.58	1.55	2.45	12.71	1.5	2.52
FeO	0.29	0.20	0.35	0.44	0.15	1.30	0.41	-	-
MnO	0.09	0.02	0.05	0.14	0.11	0.02	0.02	0.01	0.05
MgO	1.50	1.09	1.44	4.08	1.78	0.53	4.50	0.48	0.76
CaO	3.20	0.71	2.69	4.59	47.73	0.58	15.39	-	18.12
K <sub>2</sub> O	6.85	3.62	6.88	3.96	0.93	4.77	0.04	6.3	-
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.08	0.11	<0.01	<0.01	0.08	0.06	0.07	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.24	0.45	1.65	0.15	2.63	19.28	-	12.70
П.п.п.	15.48	11.48	13.36	7.89	39.18	33.34	11.59	0.04	0.55
Сумма	99.98	99.98	99.96	99.95	99.98	99.85	99.95	-	-
Li	21	15.7	18	29	3.8	9.8	2.1	13	3.9
Be	4.2	1.8	2.6	10.6	0.8	3.7	1.7	1.9	1.9
Sc	11.9	10.4	9.8	14.1	4.0	13.8	3.0	10	3.9
V	1439	75	1133	174	15.1	2589	23	680	16
Cr	77	51	68	89	10	160	9	145	9
Co	35	1.56	16.3	15.6	1.70	2.74	1.05	5.5	6.2
Ni	284	5.1	146	104	15.7	40	14.1	85	17
Cu	268	<5	206	108	4	216	40	65	22
Ga	17	15.4	16.0	20	2.43	23	0.61	14	3.8
Rb	107	113	113	126	24	84	1.18	106	1.1
Sr	71	103	103	162	324	96	819	85	3157
Y	43	15	21	47	15	17	156	27	392
Zr	148	146	128	106	18	157	42	150	17
Nb	19	15	18	10.8	2.4	16	4.7	12.5	1.0
Mo	78	1.8	103	8.1	3.1	596	7.8	200	24
Sn	2.89	2.64	3.26	3.22	0.47	2.01	0.21	2.8	0.33
Cs	6.1	5.4	6.6	6.5	1.3	4.5	0.07	4.5	0.05
Ba	435	297	443	142	40	496	170	380	207
La	37	28	27	30	15.3	22	72	28	194
Ce	73	50	50	84	26	59	158	55.5	406
Pr	10.2	6.1	6.9	11.6	4.1	9.2	18.7	7.25	54
Nd	41.9	17.4	24	51	15.7	40	79	29.4	225
Sm	8.77	2.75	5.5	12.0	3.54	10.9	17.0	6.17	42
Eu	1.68	0.50	0.98	2.27	0.75	2.05	3.9	1.25	9.3
Gd	8.31	2.25	4.81	11.6	3.4	8.6	23.2	5.8	56
Tb	1.16	0.36	0.63	1.64	0.48	1.27	3.18	0.88	8.3
Dy	7.12	2.29	3.71	9.1	2.8	6.6	18.7	4.92	50
Ho	1.53	0.53	0.81	1.69	0.56	1.08	3.93	0.96	10.2
Er	4.09	1.57	2.11	4.31	1.42	2.58	10.4	2.68	26
Tm	0.63	0.27	0.35	0.58	0.22	0.39	1.28	0.39	3.0
Yb	3.83	1.78	2.20	3.51	1.36	2.48	6.4	2.67	16
Lu	0.56	0.29	0.29	0.47	0.19	0.30	0.97	0.38	2.0
Hf	4.42	3.88	3.88	3.14	0.53	4.6	1.41	3.5	0.44
W	1.96	1.58	1.93	1.58	0.47	1.94	1.03	2.4	0.8
Tl	1.7	0.6	1.85	1.36	0.09	8.6	1.34	6.6	1.0
Pb	45	97	49	24.6	4.8	401	124	94	82
Th	14.2	9.0	11.1	18.1	5.4	20.4	2.7	12	2.9
U	93.1	2.5	168	23.6	3.8	889	26	98	48

Примечание. 1–3 – дайкоподобные тела, 4 – куполоподобные тела; 5 – известняк (будина?); 6 – черный сланец; 7 – фосфорит; 8, 9 – средний состав черного сланца (8) и фосфорита (9) Прибалтийского бассейна (Батурин, Ильин, 2013). Прочерк – элемент не определялся.

Note. 1–3 – dike-like and 4 – dome-like bodies; 5 – limestone (budina?); 6 – black shale; 7 – phosphorite; 8, 9 – average composition of black shale (8) and phosphorite (9) of the Baltic basin (Baturin, Il'in, 2013). Dash – the element was not defined.

связанными с мобилизацией вещества в разломных зонах, что отмечается в других проявлениях черных сланцев на севере Русской плиты (Енгальчев, 2013); 2) первоначальной аномалией, приуроченной или к литологической “ловушке”, или к разломной зоне, что часто бывает взаимосвязано. Исследования последних лет показали, что значительная часть рудных элементов в черных сланцах не образует минеральных фаз, а находится в коллоидно-солевой фракции (нанофракции), которая хорошо растворима в воде (Фадин и др., 2016). Таким образом, в пределах аномальной Дудергофской тектонической структуры изученные пластовые тела нижнепалеозойского разреза по ряду геохимических характеристик значительно отличаются от аналогичных образований, слагающих ненарушенную моноклинал на склоне Балтийского щита.

### ГЕОХИМИЯ СЕКУЩИХ “ЖИЛ”

В исследуемом разрезе наблюдается три вида секущих “жилных” образований: тонкие ветвистые жилки мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров, дайкоподобные и диапироподобные образования (см. рис. 3). Состав тонких жилок можно косвенно оценить по изменению химического состава от наиболее чистых песков к пескам, содержащим жилки или стяжения. Так, при сравнении наиболее чистой пробы песков (проба 15/1) с пробой песков, содержащей тонкие ветвистые жилки толщиной до 1–2 мм (проба 15/2), можно видеть, что содержание макроэлементов почти не меняется, тогда как концентрации микроэлементов возрастают весьма значительно: Li, Be, Cr, Co, Cu, Ga, Y, Zr, Ba, Pb – в 1.5 раза, а V, Ni, Rb, Mo – в 2 раза и более. При этом концентрации РЗЭ практически не меняются (см. рис. 5). Более информативными являются пробы, отобранные из дайкоподобных тел, – это пробы 15/4, 15/5 и 15/10. Пробы 15/4 и 15/10 (см. рис. 3д, е) по внешнему виду и содержаниям макро- и микроэлементов близки к пробе черных сланцев (15/13), но породы менее сланцеватые. Обращают на себя внимание аномальные содержания в них таких элементов, как ванадий и уран, типичных для черных сланцев, но в то же время в них значительно меньше молибдена (см. табл. 3). Проба 15/5 – дайкоподобное тело (см. рис. 3д), по составу принципиально отличается как от кварцевых песков, так и от фосфоритов и черных сланцев, что указывает на небольшую вероятность того, что подобное тело является кластической дайкой. Порода этой пробы, по сравнению с кварцевыми песками, заметно обогащена железом. Проба 15/11 отобрана из диапироподобной структуры, нарушающей стратификацию разреза. По составу это кварц-полевошпатовый алевропесчаник, который имеет повышенные содержания  $P_2O_5$  и высокие концентрации микроэлементов

(V, Sc, Cu, Th, U) относительно нормальных осадков. При этом, по сравнению с пластовым фосфоритом (проба 15/14), порода из куполоподобной структуры заметно обогащена рудными компонентами V, Cr, Co, Ni, Cu, а также Rb, Cs, Li, Be, Sc, Th и особенно Ga.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ряд исследователей считают, что кембро-ордовикские пески (песчаники) северо-запада Русской плиты в целом благоприятны для формирования “титан-циркониевых” ископаемых прибрежно-морских россыпей. При этом важнейший структурный фактор локализации этих образований – близость Балтийского щита как источника сноса рудных компонентов (Лаломов и др., 2015). Однако масштаб эрозии и направления сноса обломочного материала особенно с восточной (архейской) части щита в настоящее время являются объектом дискуссии. Так, последние исследования показывают, что для образования венд-кембрийских отложений Балтийской моноклинали важную роль сыграла область сноса в районе Тимана (Подковыров и др., 2017). Наши геохимические данные по пескам саблинской свиты также указывают на малую вероятность поступления обломочного материала с восточной части Балтийского щита. При этом важно остановиться на вопросе преобладания лейкоксена в изученной пробе 15/1 (песок саблинской свиты). В крупнейшем в мире Ярегском титан-циркониевом месторождении, насыщенном тяжелыми углеводородами (восстановительная среда), лейкоксен также заметно преобладает над ильменитом. Подобная ситуация и на Пижменском месторождении, но здесь нет нефти и, возможно, поэтому больше ильменита. На ранних стадиях изучения этих месторождений была высказана традиционная гипотеза об их россыпной природе, но затем была предложена полигенетическая модель, согласно которой на первично-осадочные породы накладывается гидротермально-метасоматическое титановое оруденение. При этом полученные данные о переходе ильменита в лейкоксен при температурах процесса от 300 до 510°C (Макеев, 2016). Это свидетельствует о том, что процесс преобразования ильменита проходил под влиянием высокой температуры, которую обеспечивали глубинные, соответственно, горячие, флюиды. В ряде случаев эти флюиды достигали поверхности и формировали линейные коры выветривания. В пользу флюидного воздействия на исследуемые пески саблинской свиты могут указывать и повышенные значения потерь при прокаливании (п.п.), достигающие 2% (см. табл. 2).

Как показано в наших структурных исследованиях (Колодяжный, 2016; Колодяжный и др., 2020а, б), участки аномальной складчатости яв-

ляются характерными элементами строения Балтийско-Мезенской тектонической зоны и причины дислокаций – эндогенные факторы, а не гляциодислокации. Геохимические исследования подтверждают этот вывод. Так, опробованные пески и черные сланцы по содержанию микроэлементов отличаются от аналогичных образований, развитых вне зон дислокаций, что может указывать на определенный тектонический контроль в их поступлении. При этом породы из дайкоподобных и диапироподобных образований, хоть и имеющие повышенные концентрации рудных элементов, по составу отличаются от пластовых тел, т. е. эти образования не являются следствием гляциодислокаций. Все это указывает на то, что секущие образования могли быть своеобразными каналами для поступления рудных компонентов в пластовые тела на стадии их формирования или постдиагенетических преобразований, что и предопределило в них высокие содержания химически неустойчивых минералов: сульфидов, гидроокислов железа и фосфатов.

Палеогеографические реконструкции и современные наблюдения свидетельствуют о том, что формирование как фосфоритов, так и углеродистых сланцев обусловлено специфическим сочетанием благоприятных условий осадконакопления в биологически продуктивных зонах Мирового океана (Батурин, Ильин, 2013). При этом весьма популярна модель апвеллинга, в соответствии с которой глубинные воды океана поднимаются вверх и на определенном уровне континентального склона происходит осаждение фосфоритов (Батурин, 2004). Однако в нашем случае нет никаких данных, что в районе южной границы Балтийского щита в раннем палеозое существовала структура, близкая по морфологии к континентальному склону. Пространственная и хронологическая близость фосфатных и углеродистых фаций различного возраста прослеживается во многих регионах мира. С классических позиций, это осадочные образования, которые маркируют определенные зоны литогенеза. В настоящее время такие образования все чаще рассматриваются с позиции глубинного тектогенеза и поступления главных компонентов из мантии (Беленицкая, 2020). Появляется все больше данных о связи необычно высоких концентраций металлов с региональными разломами, которые контролируют глубинный привнос этих элементов (Енгальчев, 2011). Подобная ассоциация (фосфориты–черные сланцы), но рифейского возраста известна в северном обрамлении Балтийского щита в районе полуостровов Средний–Рыбачий, где также прогнозируются и титан-циркониевые месторождения (россыпи?) и выделяется региональная сдвиговая зона, известная как Тролльфиорд–Рыбачий–Канин (Балуев и др., 2016)

Таким образом, распределение U, Mo, V, Re и других рудных компонентов контролировалось

системой долгоживущих проницаемых зон и горизонтами флюидоупоров (поверхности несогласия, глинистые пласты, обогащенные органикой или коры выветривания). Все это сближает наблюдаемую ситуацию с месторождениями типа несогласия и позволяет предполагать, что участки ордовикских пород с аномальными содержаниями рудных компонентов могут являться индикаторами глубинных залежей в подошве венда или рифея.

## ВЫВОДЫ

Представленная работа продолжает структурные исследования Балтийско-Мезенской тектонической зоны (Колодяжный, 2016; Колодяжный и др., 2020а, б), направленной на геохимическое изучение пород в пределах Дудергофской структуры. С этой целью были изучены образцы пластовой и жильной формы залегания нижнепалеозойского разреза. Проведенные исследования позволили прийти к следующим выводам.

1. В пределах Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны, развитой в южном обрамлении Балтийского щита, выделяются участки аномальной складчатости, в которых породы чехла Русской плиты деформированы. Одним из таких участков является район Дудергофских дислокаций, для которых характерны специфические геохимические характеристики как пластовых стратифицируемых тел, сложенных песками, фосфоритами и черными сланцами, так и жильных образований. Изученные образцы черных сланцев и фосфоритов по некоторым элементам (U, V, Mo, REE, Th) заметно отличаются от аналогичных образований Прибалтийского урано-фосфоритового бассейна вне зон дислокаций.

2. Составы аксессуарных минералов в породах из пластовых – стратифицируемых и секущих – тел принципиально различаются. В первом случае это устойчивые к механическому выветриванию минералы: циркон, лейкоксен, турмалин, ильменит, а во втором – сульфиды и гидроокислы железа. Преобладание лейкоксена над ильменитом в стратифицируемых горизонтах указывает на термальное воздействие (порядка 300–500°C, по данным А.Б. Макеева (2016)), приведшее к “лейкоксенизации” ильменита. Высокие температуры обусловлены не глубиной погружения этих пород (более 10 км), а поступлением горячих флюидов вдоль тектонических нарушений.

3. Изученные пески саблинской свиты содержат большое количество SiO<sub>2</sub> и ряд микроэлементов, отличающих их от других подобных образований. Использование дискриминационных диаграмм La/Yb–Ba/La, Co/Hf–Ce/Cr, Sc/Th–La/Sm, Th/Sc–Sc для оценки условий образования кварцевых песков показывает, что областью сноса для песков кембрийского возраста не могла быть восточная

(архейская) часть Балтийского щита. Все (структурные, минералогические и геохимические) данные позволяют предположить, что наблюдаемые кварцевые пески, хоть и являются осадочными, но подверглись значительным наложенным преобразованиям.

4. Породы из секущих жилоподобных и диапироподобных тел близки по содержанию урана, ванадия, тория или фосфора к пластовым – стратифицируемым – телам, которые в ряде случаев рассматриваются как комплексные месторождения. Поэтому секущие образования могли быть каналами высокой флюидной проницаемости, которые обусловили не только вторичное преобразование исходных пород из стратифицируемых образований, но и контролировали поверхностное накопление рудных элементов в пределах Балтийско-Мезенской тектонической зоны, являющейся границей Балтийского щита.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасов М.Н., Казак А.П. (2009) Проявление тектономагматической активизации на северо-западе Русской плиты и перспективы поисков полезных ископаемых (Псковская, Ленинградская, Новгородская области). *Вестн. СПбГУ. Сер. 7*, (4), 20-30.
- Афанасов М.Н., Казак А.П., Лейкум М.С. (2008) Необычный состав рыхлых отложений в бассейне р. Мга в Ленинградской области. *Вестн. СПбГУ. Сер. 7*, (2), 60-66.
- Афанасов М.Н., Николаев В.А. (2003) Перспективы алмазности Карельского перешейка (Западное Приладожье). *Регион. геология и металлогения*, **18**, 116-121.
- Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Тюпанов С.Н. (2016) Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. *Геотектоника*, (5), 3-35. DOI: 10.7868/S0016853X16050027
- Батулин Г.Н. (2004) Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 460 с.
- Батулин Г.Н., Ильин А.В. (2013) Сравнительная геохимия ракушечных фосфоритов и диктионемовых сланцев Прибалтики. *Геохимия*, (1), 27-37. DOI: 10.7868/S0016752513010020
- Беленицкая Г.А. (2020) Соли земли: тектонические, кинематические и магматические аспекты геологической истории. М.: ГЕОС, 605 с.
- Вялов В.И., Ларичев А.И., Балахонова А.С. (2013) Рудогенез диктионемовых сланцев и оболовых песчаников Прибалтийского бассейна. *Регион. геология и металлогения*, **55**, 87-98.
- Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области (1971) Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 503 с.
- Енгальчев С.Ю. (2007) Геолого-геохимические особенности жил инъекционных туфзитов из среднедевонских песчаников юго-запада Ленинградской области. *Вестн. СПбГУ. Сер. 7*, (4), 3-14.
- Енгальчев С.Ю. (2011) Восходящие флюидные разгрузки и металлогения плитных комплексов Восточно-Европейской платформы. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геол.*, (2), 16-25.
- Енгальчев С.Ю. (2013) Перспективные на рений объекты в осадочном чехле северо-запада Русской плиты. *Разведка и охрана недр*, (5), 3-8.
- Колодяжный С.Ю. (2016) Структурно-кинематические условия формирования Дудергофской структуры (юго-восточная окраина Балтийского щита). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (5), 8-15.
- Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С. (2020б) Структурно-кинематические парагенезы и динамическая модель эволюции Балтийско-Мезенской зоны в фанерозое, северо-запад Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, (2), 48-74. DOI: 10.31857/S0016853X20020071
- Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Польшук А.В., Зыков Д.С. (2020а) Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России. *Геотектоника*, (1), 3-22. DOI: 10.31857/S0016853X20010051
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н. (2014) Раннепротерозойские ортопороды в свекокарелидах пояса Саво, Западное Приладожье: Геохимические особенности. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**, (5), 3-21. DOI: 10.7868/S0869592X14050068
- Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Шацилло А.В., Дронов А.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герелс Дж. (2011) Первые результаты U-Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья. *Докл. АН*, **438**(6), 787-793.
- Лаломов А.В., Платонов М.В., Тугарова М.А., Бочнева А.А., Чефранова А.В. (2015) Редкометалльно-титановая россыпная металлоносность кембро-ордовикских песчаников северо-запада Русской плиты. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 563-575.
- Ларин А.М. (2011) Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 402 с.
- Лобанов И.Н. (1976) О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ленинграда. *Геотектоника*, (6), 89-98.
- Макеев А.Б. (2016) Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения. *Минералогия*, (1), 24-49.
- Малаховский Д.Б., Амантов А.В. (1991) Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы. *Геоморфология*, (1), 85-95.
- Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. (1982) Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины. *Материалы гляциологических исследований*, **44**, 121-128.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. (2009) Состав питающих провинций и особенности геологической истории позднедевонского форландового бассейна Тиманского орогена. *Геохимия*, (12), 1294-1318.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.О., Шевченко Н.В. (2014) Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 463-492.
- Можаев Б.Н. (1973) Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. М.; Л.: Недра, 231 с.
- Никитин М.Ю. (2008) О природе Дудергофских дислокаций. *Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее*. Мат-лы XXX пленума Геомор-

- фологической комиссии РАН. СПб.: СПб ГУ, 314-317.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. (2017) Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия Северо-Востока Балтийской моноклинали. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **25**(1), 3-23. DOI: 10.7868/S0869592X16060065
- Пуура В., Туулинг И. (1988) О геологической позиции раннеордовикских кластических даек на о-ве Осмусаар. *Изв. АН Эстонской ССР*, **37**(1), 1-8.
- Скопенко Н.Ф., Иванов А.И., Корнилов М.Ф. (1998) Перспективы алмазности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты. *Разведка и охрана недр*, (7-8), 31-32.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Белокрыс М.А. (2017) Элементы-примеси в верхнедевонских отложениях из зоны складчато-разрывных дислокаций горы Андома (Юго-Восточное Прионежье) и их индикативная роль в выявлении источников сноса. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 367-382. DOI: 10.7868/S0024497X17040061
- Терехов Е.Н., Макеев Д.А., Панфилов И.П., Щербакова Т.Ф., Балуев А.С., Ермолаев Б.В. (2017) О природе вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив), Россия. *Литосфера*, **17**(6), 34-56. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-6-062-080>
- Фадин Я.Ю., Панова Е.Г., Олейникова Г.А., Воронин Д.О. (2016) Геохимические особенности черных сланцев месторождений района Нарке (Швеция). *Вестн. СПбГУ*, Сер. 7, (2), 27-36.
- Чувардинский В.Г. (2012) Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: КНЦ РАН, 179 с.
- Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. (2003) Туффизиты под Санкт-Петербургом. *Природа*, (5), 61-63.
- Fedorov P.V., Palkina A.I. (2015) Surface textures of sand grains from quartz arenite stratotype sections of sablika formation (Cambrian, series 3; Saint Petersburg vicinity, Northwest Russia): The key to understanding of continental processes at the Guzhangian-Furongian boundary. *Vestn. СПбГУ*, Сер. 7, (4), 37-49.
- Kilian R., Behrman J.H. (2003) Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *J. Geol. Soc. (London)*, **160**, 57-70.
- Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M., Ermolaev B., Golubchikov V., Gorbunov A., Sheshukov V. (2016) An investigation of the reliability of HF acid mixtures in the bomb digestion of silicate rocks for the determination of trace elements by ICP-MS. *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**, 583-597.
- (2), 60-66. (In Russian)
- Afanasov M.N., Nikolaev V.A. (2003) Prospects of diamond bearing of the Karelian isthmus (Western Ladoga region). *Region. Geologiya i Metallogeniya*, **18**, 116-121. (In Russian)
- Baluev A.S., Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Bayanova T.B., Tupanov S.N. (2016) Tectonics of the junction of the East European craton and the West Arctic platform. *Geotektonika*, (5), 3-35. (In Russian)
- Baturin G.N. (2004) *Fosfatonakoplenie v okeane* [Phosphat-accumulation in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 460 p. (In Russian)
- Baturin G.N., Il'in A.V. (2013) Comparative Geochemistry of shell phosphorites and dictionem shales of the Baltic States. *Geokhimiya*, (1), 27-37. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2020) *Soli zemli: tektonicheskie, kinematicheskie i magmaticheskie aspekty geologicheskoi istorii* [Earth's salts: tectonic, kinematic and magmatic aspects of geological history]. Moscow, GEOS Publ., 605 p. (In Russian)
- Chuvardinskii V.G. (2012) *Chetvertichnyi period. Novaya geologicheskaya kontsepsiya* [Quaternary period. New geological concept]. Apatity, KSC RAS, 179 p. (In Russian)
- Geologiya SSSR. T. 1. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti.* (Gl. red. A.V. Sidorenko) (1971) [Geology of the USSR. T. 1. Leningrad, Pskov and Novgorod regions. (Ch. ed. A.V. Sidorenko)] Moscow, Nedra Publ., 503 p.
- Engalychev S.Yu. (2007) Geological and geochemical features of injection tuffizite veins from the Middle Devonian sandstones of the South-West of the Leningrad region. *Vestn. St.Petersburg. Univ. Ser. 7*, (4), 3-14. (In Russian)
- Engalychev S.Yu. (2011) Ascending fluid discharges and metallogeny of plate complexes of the East European platform. *Vestn. VGU. Ser.: Geol.*, (2), 16-25. (In Russian)
- Engalychev S.Yu. (2013) Promising rhenium objects in the sedimentary cover of the North-West of the Russian plate. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (5), 3-8. (In Russian)
- Fadin Ya.Yu., Panova E.G., Oleinikova G.A., Voronin D.O. (2016) Geochemical features of black shale deposits in the Nerke region (Sweden). *Vestn. St.Petersburg. Univ. Ser. 7*, (2), 27-36. (In Russian)
- Fedorov P.V., Palkina A.I. (2015) Surface textures of sand grains from quartz arenite stratotype sections of Sablika formation (Cambrian, series 3; Saint Petersburg vicinity, Northwest Russia): The key to understanding of continental processes at the Guzhangian-Furongian boundary. *Vestn. St.Petersburg. Univ. Ser. 7*, (4), 37-49.
- Kilian R., Behrman J.H. (2003) Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *J. Geol. Soc. (London)*, **160**, 57-70.
- Kolodyazhnyi S.Yu. (2016). Structural and kinematic conditions for the formation of the Duderhof structure (South-Eastern margin of the Baltic shield). *Izv. Vyssh.Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (5), 8-15. (In Russian)
- Kolodyazhnyi S.Y., Terekhov E.N., Baluev A.S. (2020) Structural-kinematic parageneses and dynamic evolution model of the Baltic-Mezen shear zone in the Phanerozoic, the northwestern part of the East European platform. *Geotectonics*, **54**(2), 188-211. DOI: 10.1134/S0016852120020077

## REFERENCES

- Kolodyazhnyi S.Y., Terekhov E.N., Baluev A.S., Poleshchuk A.V., Zykov D.S. (2020a) Tectonic features and stages of evolution of the Baltic–Mezen shear zone in the Phanerozoic, northwestern Russia. *Geotectonics*, **54**(1), 1-18. DOI: 10.1134/S0016852120010057
- Kotova L.N., Podkovyrov V.N. (2014) Early Proterozoic orthorocks in the svekokarelidids of the Savo belt, Western Ladoga region: Geochemical features. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**, (5), 3-21. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Orlov S.Yu., Miller E.L., Shatsillo A.V., Dronov A.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gerels J. (2011) First results of U/Pb Dating of detritus zircons from early Paleozoic and Devonian sandstones of the southern Ladoga region. *Dokl. Akad. Nauk*, **438**, (6), 787-793. (In Russian)
- Lalomov A.V., Platonov M.V., Tugarova M.A., Bochneva A.A., Chefranova A.V. (2015) Rare-Metal titanium placer metal content of the cambro-Ordovician sandstones of the North-West of the Russian plate. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 563-575. (In Russian)
- Larin A.M. (2011) *Granity rapakivi i assotsiiruyushchie porody* [Rapakivi granites and associated rocks]. St.Petersburg, Nauka Publ., 402. (In Russian)
- Makeev A.B. (2016) Typomorphic features of the minerals titanium ore Pizhensky deposit. *Mineralogiya*, (1), 24-49. (In Russian)
- Malakhovskii D.B., Amantov A.V. (1991) Geological and geomorphological anomalies in the North of Europe. *Geomorfologiya*, (1), 85-95. (In Russian)
- Malakhovskii D.B., Sammet E.Yu. (1982) Glacial outcrops and glacioidislocations of the North-West of the Russian plain. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* [Glaciological research materials], **44**, 121-128. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N. (2009) Composition of feeding provinces and features of the geological history of the late Vendian foreland basin of the Timan orogen. *Geochimiya*, (12), 1294-1318. (In Russian)
- Maslov A.V., Shevchenko V.P., Podkovyrov V.N., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Novigatskii A.N., Filippov A.O., Shevchnko N.V. (2014) Features of the distribution of trace elements and rare earth elements in modern bottom sediments of the lower stream of the Northern Dvina river and the White Sea. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 463-492. (In Russian)
- Mozhaev B.N. (1973) *Noveishaya tektonika Severo-Zapada Russkoi ravniny* [The newest tectonics of the North-West of the Russian plain]. Moscow; Leningrad, Nedra Publ., 231 p. (In Russian)
- Nikitin M. (2008) About the nature of Duderhof dislocations. Russian geomorphology: past, present, and future. *Materialy XXX Plenuma Geomorfologicheskoi komissii RAN* [Proc. XXX Plenum of the Geomorphological Commission of RAS] St.Petersburg, St.Petersburg St. Univ. Publ., 314-317. (In Russian)
- Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M., Ermolaev B., Golubchikov V., Gorbunov A., Sheshukov V. (2016) An investigation of the reliability of HF acid mixtures in the bomb digestion of silicate rocks for the determination of trace elements by ICP-MS. *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**, 583-597.
- Podkovyrov V.N., Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Ershova V.B. (2017) Lithostratigraphy and Geochemistry of Upper Vendian–Lower Cambrian deposits in the North-East of the Baltic monocline. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **25**, (1), 3-23. (In Russian)
- Puura V., Tuuling I. (1988). On the geological position of the early Ordovician clastic dikes on Osmussaar island. *Izv. Akad. Nauk. Eston. SSR*, **37**(1), 1-8. (In Russian)
- Skopenko N.F., Ivanov A.I., Kornilov M.F. (1998) Prospects for diamond-bearing areas of the Baltic shield and Russian plate junction. *Razvedka Okhrana Nedr*, (7-8), 31-32. (In Russian)
- Teilor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya [Continental crust: Its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Terekhov E.N., Baluev A.S., Kolodyazhnyi S.Yu., Belokrysov M.A. (2017) Impurity Elements in upper Devonian deposits from the zone of fold-discontinuous dislocations of mount Andoma (South-Eastern Prionezhye) and their indicative role in identifying sources of demolition. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 367-382. (In Russian)
- Terekhov E.N., Makeev D.A., Panfilov I.P., Shcherbakova T.F., Baluev A.S., Ermolaev B.V. (2017) On the nature of secondary quartzites on Bolshoy Tyuters island (Gulf of Finland), Russia. *Litosfera*, **17**(6), 34-56. (In Russian)
- Vyalov V.I., Larichev A.I., Balakhonova A.S. (2013) Rudogenesis of dictionem shales and obolov sandstones of the Baltic basin. *Region. Geol. Metall.*, **55**, 87-98. (In Russian)
- Yakobson K.E., Kazak A.P., Tolmacheva E.V. (2003) Coffinite near St.Petersburg. *Priroda*, (5), 61-63. (In Russian)

УДК 551:550.4:56:57(407.55)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-23-31

## Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 02.07.2020 г., принята к печати 06.08.2020 г.

**Объект исследования.** Изучены геохимические особенности различных литотипов карбонатных пород (зернистые и обломочные известняки, известняки с пластовыми, пластово-столбчатыми и столбчатыми строматолитами) из разреза верхней подсвиты укской свиты. Эта свита завершает разрез верхнерифейской каратауской серии на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий). **Материал и методы.** Материалом для исследований стали две коллекции карбонатных пород (11 и 32 образца), общие геохимические особенности которых рассмотрены ранее в публикациях 2019 г. Основной метод исследований – анализ корреляционных взаимосвязей породообразующих компонентов, редких и рассеянных элементов и их индикаторных отношений. **Результаты.** Все изученные литотипы характеризуются сходным содержанием как основных породообразующих компонентов, так и редких и рассеянных элементов, входящих в состав нерастворимого остатка/тонкой терригенной примеси. Это дает основание предполагать, что область накопления карбонатных осадков располагалась вблизи континента, выступавшего источником ощутимого количества тонкой/глинистой взвеси. **Выводы.** Установлено, что между  $K_2O$  и редкоземельными элементами (РЗЭ) в карбонатных породах верхнеукской подсвиты наблюдается сильная положительная корреляция, а между РЗЭ и  $CaO$  сильная отрицательная корреляция. Это дает основание считать, что содержание РЗЭ в карбонатных породах контролируется преимущественно терригенной/глинистой примесью. Положительная корреляция наблюдается также между РЗЭ и  $Th$ ,  $Zr$  и  $Al_2O_3$ . Все это показывает, что РЗЭ в карбонатных породах присутствуют в основном в составе глинистой примеси. Коэффициент корреляции между  $Ce/Ce^*$  и  $(Dy/Sm)_N$  составляет 0.20, а между  $Eu/Eu^*$  и  $(Pr/Sm)_N$  – 0.12. Таким образом, определенного вывода о влиянии диагенетических флюидов на распределение РЗЭ сделать нельзя. Полученные данные показывают, что распределение РЗЭ и Y в исследованной нами коллекции карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты Южного Урала контролируется в основном глинистой примесью.

**Ключевые слова:** известняки, укская свита, верхний рифей, Южный Урал, контаминация, диагенетические флюиды, РЗЭ, иттрий

### Источник финансирования

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00062)

## Limestones of the Uk Formation (Upper Riphean, the Southern Urals): Effect of contamination and diagenetic fluids on the distribution of rare-earth elements and yttrium

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 02.07.2020, accepted 06.08.2020

**Research subject.** A study was conducted into the geochemical features of various lithotypes of carbonate rocks (granular and clastic limestones, limestones with planar, planar-columnar and columnar stromatolites) from the upper subformation of the Uk Formation. This formation crowns the Upper Riphean Karatau Group on the Western slope of the

**Для цитирования:** Маслов А.В. (2021) Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия. *Литосфера*, 21(1), 23-31. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-23-31

**For citation:** Maslov A.V. (2021) Limestones of Uk Formation (Upper Riphean, the Southern Urals): the effect of contamination and diagenetic fluids on the distribution of rare-earth elements and yttrium. *Litosfera*, 21(1), 23-31. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-23-31

Southern Urals (Bashkir meganticlinorium). *Material and methods.* The research material was two collections of carbonate rocks (11 and 32 samples), the general geochemical features of which were previously considered in publications in 2019. The main research method was the analysis of the correlation relationships of the main rock-forming components, trace elements and their indicator relationships. *Research results.* It was established that all lithotypes are characterized by a significant content of both the main rock-forming components and the trace elements that make up the insoluble residue/fine-grained terrigenous admixture. This suggests that the area of accumulation of carbonate sediments was located near the continent, which served as a source of a significant amount of fine-grained/clay suspension. *Conclusions.* A strong positive correlation was observed between  $K_2O$  and REE in the carbonate rocks of the Upper Uk Subformation, and a strong negative correlation was observed between REE and CaO. This suggests that the REE content in carbonate rocks is controlled mainly by terrigenous/clay admixture. A positive correlation is also observed between REE and Th, Zr, and  $Al_2O_3$ . All this shows that REE in carbonate rocks are mainly present in clay admixtures. The correlation coefficient between  $Ce/Ce^*$  and  $(Dy/Sm)_N$  is 0.20, while this coefficient for  $Eu/Eu^*$  and  $(Pr/Sm)_N$  equals 0.12. Thus, a definite conclusion about the effect of diagenetic fluids on the distribution of REE cannot be made. The data obtained show that the distribution of REE and Y in our collection of carbonate rocks of the Upper subformation of the Uk Formation of the Southern Urals is controlled mainly by clay admixtures.

**Keywords:** limestones, Uk Formation, Upper Riphean, Southern Urals, contamination, diagenetic fluids, REE, yttrium

#### Funding information

The investigations were carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant 18-05-00062)

#### Acknowledgements

The author is sincerely grateful to S.A. Dub and N.S. Glushkova for their help in the preparation of this paper.

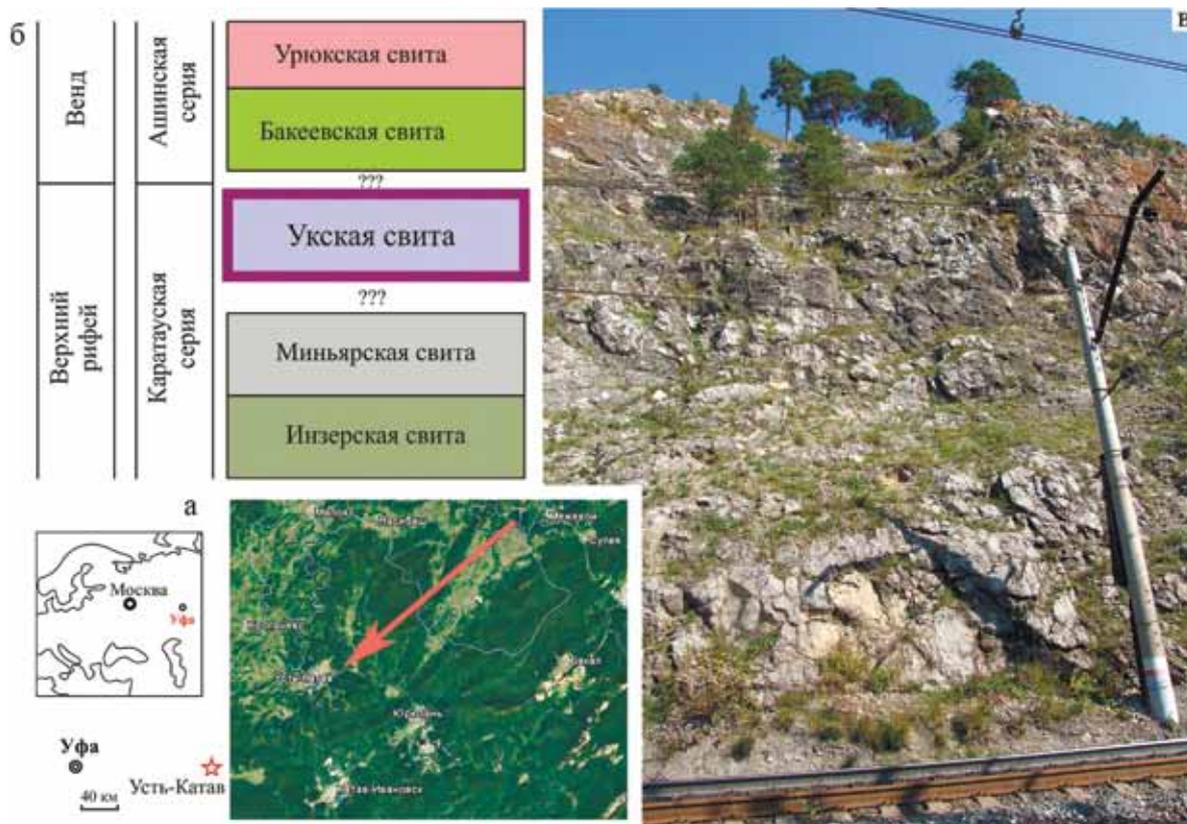
## ВВЕДЕНИЕ

Мы уже отмечали ранее (Маслов, Дуб, 2019; Маслов и др., 2019), что с конца 1990-х гг. карбонатные породы рассматриваются как возможные источники палеоокеанографической информации (Bau, Moller, 1993; Webb, Kamber, 2000; Van Kranendonk et al., 2003; Bolhar et al., 2004; Shields, Webb, 2004; Bolhar, Van Kranendonk, 2007; и др.). Показано, что в таких породах нормированное по глинистым сланцам распределение РЗЭ и Y демонстрирует обогащение La, Gd и Y, что присуще часто и современной морской воде. Эксперименты по сосаждению РЗЭ с карбонатными минералами дали возможность установить, что значительная часть лантаноидов может входить в их кристаллическую решетку, где замещает Ca (Terakado, Masuda, 1988; Zhong, Mucci, 1995). Однако реальная ситуация не столь оптимистична (Shaw, Wasserburg, 1985; Webb, Kamber, 2000; Bolnar, Van Kranendonk, 2007; и др.).

В публикациях (Маслов, Дуб, 2019; Маслов и др., 2019) были проанализированы особенности распределения РЗЭ и Y в валовых образцах строматолитов (пластовых, пластово-столбчатых и столбчатых), а также обломочных карбонатных и карбонатно-глинистых породах укской свиты каратауской серии Башкирского мегантиклинория, завершающей типовую последовательность рифея Южного Урала. Укская свита подразделяется

на две подсвиты – нижнюю, терригенно-карбонатную, и верхнюю – собственно карбонатную (Маслов и др., 2002). Нижняя подсвита (мощность 70–150 м) сложена глауконит-кварцевыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и известковистыми доломитами. Верхняя подсвита (140–300 м) объединяет преимущественно серые, темно- и светло-серые строматолитовые и зернистые известняки.

Для геохимических исследований из разреза верхнеукской подсвиты на восточной окраине г. Усть-Катава (рис. 1) в 2017 и 2018 гг. были отобраны образцы различных литотипов (калькарениты, известняки с обломками строматолитов, пластовые, пластово-столбчатые и столбчатые строматолиты и др. (Маслов, Дуб, 2019; Маслов и др., 2019)), в которых методами РФА и ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) определены содержания основных породообразующих компонентов, а также редких и рассеянных элементов. В результате установлено, что в зернистых известняках сумма РЗЭ составляет от 3.7 до 15.9 г/т, в пластовых и пластово-столбчатых строматолитах она изменяется от 6.7 до 19.9 г/т, а в столбчатых варьирует от 16.5 до 66.8 г/т. Отношение Y/No максимально ( $\approx 50$ ) в калькаренитах. В пластовых и пластово-столбчатых строматолитах, а также в известняках с обломками строматолитов его величина варьирует в пределах 38–44. Известняки со столбчатыми строматолитами характеризуются значениями Y/No от



**Рис. 1.** Обзорная схема и положение наиболее полного разреза укской свиты на восточной окраине г. Усть-Катава (а), стратиграфическая колонка отложений верхней части каратауской серии верхнего рифея и нижней части ашинской серии венда Башкирского мегантиклинория (б) и общий вид исследованного разреза (в).

**Fig. 1.** The overview scheme and position of the most complete section of the Uk Formation on the eastern outskirts of Ust'-Katav town (a), a stratigraphic column of the upper part of the Upper Riphean Karatau Group and the lower part of the Vendian Asha Group (b) and general view of the studied cross-section (v).

≈35 до 40. Корреляция между Y/Но и содержанием Th и Pb в выборке, представленной карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, умеренная отрицательная, между Y/Но и Cu – очень слабая отрицательная, между Ce/Ce\* и Y/Но – слабая положительная. Значения  $(La/Yb)_N^1$  во всех исследованных образцах, включая и карбонатно-глинистую породу, отрицательные. Величины  $(Gd/Yb)_N$  в собственно карбонатных породах, напротив, положительные (1.15–1.39). Пластовые и пластово-столбчатые строматолиты характеризуются небольшими положительными аномалиями Gd и Y и такими же отрицательными аномалиями Ce (в ряде случаев реальными) и Eu. В валовых пробах не наблюдается заметного обогащения тяжелыми лантаноидами, характерного для средней океанической воды. Средняя величина  $La/La^*$ , рассчитанная по формуле  $(La_N)/(3Pr_N - 2Nd_N)$  (Bolhar et al.,

2004; Tang et al., 2013), в валовых пробах карбонатных пород составляет ≈1.09, тогда как в современной морской воде это отношение ≈2.6.

В то же время при проведении указанных исследований не до конца освещенным остался вопрос о возможном влиянии контаминации и диагенетических (в широком смысле) флюидов на распределение РЗЭ и Y в валовых пробах карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты верхнего рифея Южного Урала. Настоящая публикация призвана в какой-то мере заполнить этот пробел.

#### ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ

Известно, что контаминация карбонатных пород “посторонними примесями” в основном связана с присутствием в них терригенного обломочного материала, в первую очередь тонкого/глинистого, оксидов Fe и Mn, а также сульфидов (Frimmel, 2009). Так, в работе (Nothdurft et al., 2004) показано, что даже 2% глинистой примеси может изме-

<sup>1</sup> Здесь и далее значок “N” указывает на нормирование по среднему постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) (Taylor, McLennan, 1985).

нить распределение РЗЭ и Y в морских карбонатных породах так, что все (и положительные, и отрицательные) аномалии исчезнут, а нормированные к глинистому сланцу (РААС или NASC, составная проба северо-американского глинистого сланца) их спектры окажутся сходными с обычными спектрами для глинистых пород. Считается, что установить наличие контаминации в карбонатных породах можно на основании анализа концентраций в них ряда элементов, например Zr, Th и Al. Они связаны с различными обломочными компонентами (в нашем случае – с цирконом и глинистыми минералами), следовательно, положительная корреляция между РЗЭ и Zr, Th и Al будет указывать на контроль распределения лантаноидов в карбонатных породах со стороны глинистых и иных некарбонатных фаз.

Аналогичным образом для установления влияния контаминации на распределение в карбонатных породах лантаноидов может быть использован анализ корреляционных связей отношения Y/Но с Pb (типичный компонент сульфидов) и Cu (характерный компонент оксидов) (Wang et al., 2014). Положительная корреляция между Y/Но и Pb, а также Cu дает основание предполагать, что распределение лантаноидов и Y в карбонатных породах определяется некарбонатной примесью. На это же указывает и положительная корреляция между названным параметром (а также суммой РЗЭ) и содержанием Zr. К такого же рода индикаторам относятся, по всей видимости,  $\Sigma$ РЗЭ и содержание  $K_2O$  (индикатор терригенной/глинистой примеси), с одной стороны, а также  $\Sigma$ РЗЭ и содержание CaO, с другой.

Изменение первичного распределения РЗЭ и Y в карбонатных породах может происходить также под воздействием диагенетических (в широком смысле) флюидов (Brookins, 1989; Shields, Stille, 2001; Wang et al., 2014; и др.). Возможное их влияние на спектры распределения лантаноидов обычно оценивается путем анализа величин корреляции между Ce/Ce\* и  $(Dy/Sm)_N$  (Shields, Stille, 2001), а также Eu/Eu\*<sup>2</sup> и  $(Pr/Sm)_N$  (Bolhar, Van Kranendonk, 2007). И в том, и в другом случае при влиянии диагенетических флюидов на породы корреляция будет положительной.

### ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для данной работы мы использовали аналитические данные для карбонатных пород верхнеукской подсвиты, приведенные в табл. 1. На основе этих же материалов в публикации (Маслов и др., 2019) были рассмотрены особенности нормированных по РААС спектров РЗЭ и Y в карбонатно-глинистых и карбонатных породах верхнеукской подсвиты.

<sup>2</sup> Значения цериевой и европиевой аномалий рассчитаны в данном случае по формулам  $Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$  и  $Eu/Eu^* = Eu_N / (0.67Sm_N + 0.33Tb_N)$ .

Изучение указанной таблицы показывает, что карбонатные породы содержат от 0.02 до 0.84 мас. % оксида калия (это составляет от 0.6 до 22.8% от содержания его в РААС). Содержание Cu в них варьирует от 1.6 до 10.8 г/т (3.1–21.5% от содержания в РААС). Доля Rb в исследованных нами карбонатных породах варьирует от 0.3 до 17.7% от его содержания в среднем постаршейском австралийском сланце. Минимальное содержание Y равно 0.8 г/т (3.1% от содержания его в РААС), тогда как максимальное составляет 56.4 г/т ( $\approx 209\%$  от РААС).

Иная ситуация свойственна для Zr. Хотя минимальная и максимальная его концентрация в карбонатных породах различаются более чем на порядок (соответственно 0.2 и 3.2 г/т), это не превышает 1.5% от содержания циркония в РААС, а следовательно, обломочные зерна циркона в карбонатных породах, входящих в состав нашей выборки, по всей видимости, практически отсутствуют.

Содержание Pb в верхнеукских известняках составляет от 5.3 до 45.5% от его концентрации в РААС, а содержание Th варьирует в пределах 0.8–24.5% от его концентрации в среднем постаршейском австралийском глинистом сланце. Существенно варьирует в них также и суммарное содержание лантаноидов. Минимальная величина данного параметра составляет 3.7 г/т (2% от суммы РЗЭ в РААС), тогда как максимальная равна 66.8 г/т (36.1% от  $\Sigma$ РЗЭ в РААС). Примечательно, что повышенные суммарные концентрации лантаноидов присущи известнякам со столбчатыми строматолитами (от 16.5 до 66.8 г/т), тогда как, например, в пластовых строматолитах (биоламинитах) этот параметр варьирует от 6.7 до 19.2 г/т, среднее – 13.6 г/т), хотя и указанные значения составляют от 4 до 10% от суммарного содержания РЗЭ в РААС.

Приведенные выше данные дают основание думать, что, по всей видимости, область накопления карбонатных осадков верхнеукской подсвиты располагалась не слишком далеко от континента, поставившего в бассейн ощутимое количество тонкой/глинистой алюмосиликокластики.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

*Контаминация и распределение РЗЭ.* Между содержанием оксида калия и суммой РЗЭ в карбонатных породах верхнеукской подсвиты (вся выборка, 11 образцов (Маслов и др., 2019)) наблюдается сильная положительная корреляция ( $r = 0.97$ ) (рис. 2а). Это же свойственно и пластовым строматолитам (биоламинитам, 5 образцов (врезка на рис. 2а)). Напротив, между суммой лантаноидов и содержанием оксида кальция во всей выборке корреляция сильная отрицательная ( $r = -0.97$ ). Для биоламинитов величина  $r_{CaO-РЗЭ}$  также отрицательная ( $-0.92$ ) (врезка на рис. 2б). Это дает основание считать, что содержание РЗЭ в карбонатных породах верхней под-

**Таблица 1.** Содержание ряда основных породообразующих компонентов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в различных литотипах карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты

**Table 1.** Content of a number of main rock-forming components (wt %) and trace elements (ppm) in various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation

Компонент	Литотипы										
	1	2	3					4	5		
	Номера образцов										
	1701-29	1701-14	1701-19	1701-01	1701-27	1701-39	1701-37	1701-38	1701-32	1701-06	1701-20
SiO <sub>2</sub> , мас. %	0.11	2.58	2.50	4.96	0.44	4.70	1.00	3.42	11.53	1.23	8.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.67	0.66	1.24	0.19	1.15	0.36	0.78	2.66	0.30	1.87
CaO	56.05	53.20	54.00	51.65	54.95	51.75	54.44	52.84	40.80	54.66	47.99
K <sub>2</sub> O	0.02	0.18	0.17	0.36	0.05	0.30	0.09	0.21	0.84	0.09	0.61
Cu, г/т	1.57	2.43	2.82	3.58		10.76	2.26	3.31	6.88	1.98	4.65
Rb	0.45	3.93	4.59	9.17	0.98	7.68	2.13	6.37	28.33	2.38	18.61
Y	1.88	5.22	6.14	6.04	1.60	5.50	1.65	4.35	16.27	4.46	11.18
Zr	0.83	5.20	5.45	10.41	2.08	8.58	3.91	7.16	56.40	3.80	23.62
La	0.65	3.19	3.14	4.13	1.33	3.91	1.42	2.61	12.79	3.14	8.66
Ce	1.44	6.11	5.34	7.59	2.65	7.15	2.76	4.72	25.43	6.48	18.71
Pr	0.16	0.75	0.69	0.94	0.32	0.94	0.32	0.59	3.35	0.76	2.19
Nd	0.64	2.95	2.83	3.69	1.30	3.67	1.29	2.40	13.30	3.03	8.85
Sm	0.16	0.62	0.58	0.75	0.24	0.76	0.25	0.48	2.74	0.60	1.82
Eu	0.03	0.12	0.12	0.15	0.04	0.15	0.05	0.10	0.50	0.12	0.34
Gd	0.18	0.65	0.68	0.77	0.25	0.76	0.25	0.52	2.72	0.62	1.81
Tb	0.02	0.09	0.10	0.11	0.03	0.12	0.04	0.08	0.40	0.09	0.26
Dy	0.15	0.56	0.61	0.69	0.21	0.65	0.20	0.45	2.22	0.52	1.51
Ho	0.04	0.13	0.14	0.15	0.04	0.14	0.04	0.10	0.45	0.11	0.32
Er	0.10	0.36	0.42	0.42	0.13	0.43	0.14	0.28	1.30	0.67	0.99
Tm	0.01	0.05	0.05	0.06	0.02	0.06	0.02	0.04	0.18	0.05	0.13
Yb	0.09	0.31	0.33	0.41	0.11	0.39	0.12	0.26	1.21	0.29	0.84
Lu	0.01	0.05	0.05	0.06	0.02	0.06	0.02	0.04	0.17	0.04	0.12
Pb	1.74	3.37	3.11	2.51	2.79	6.23	1.06	2.43	9.11	2.58	4.97
Th	0.11	0.31	0.38	0.71	0.18	0.83	0.30	0.42	3.57	0.40	1.59
Сумма РЗЭ	3.69	15.93	15.07	19.92	6.69	19.17	6.92	12.65	66.75	16.52	46.55
Ce/Ce*	1.03	0.91	0.84	0.89	0.95	0.86	0.94	0.88	0.89	0.97	0.99
Y/Ho	50.35	41.86	44.23	41.52	37.96	38.19	38.07	43.78	35.95	39.68	34.57
Eu/Eu*	0.94	0.98	0.96	1.00	0.94	0.95	0.93	0.97	0.93	0.98	0.96
(Dy/Sm) <sub>N</sub>	1.17	1.08	1.24	1.09	1.00	1.01	0.99	1.11	0.96	1.03	0.99
(Pr/Sm) <sub>N</sub>	0.64	0.76	0.74	0.79	0.81	0.78	0.83	0.77	0.77	0.80	0.76

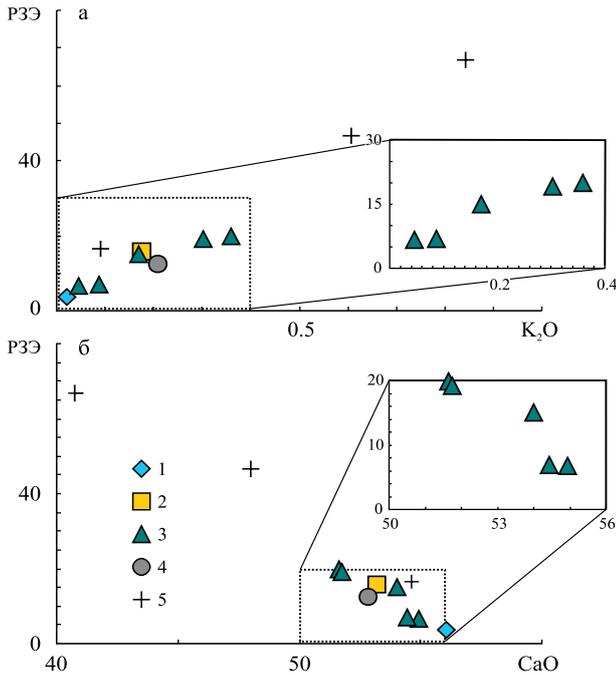
Примечание. 1 – калькарениты, 2 – известняки с обломками строматолитов, 3 – известняки пластовыми строматолитами, 4 – то же с пластово-столбчатыми строматолитами, 5 – то же со столбчатыми строматолитами.

Note. 1 – calcarenites, 2 – limestone with stromatolite fragments, 3 – limestones by bedded stromatolites, 4 – the same with stratal-columnar stromatolites, 5 – the same with columnar stromatolites.

свиты укской свиты в разрезе на восточной окраине г. Усть-Катава контролируется преимущественно терригенной/глинистой примесью.

Положительная корреляция во всей исследованной нами выборке наблюдается и между суммарным содержанием лантаноидов и концентраци-

ями таких элементов, как Th и Zr, а также оксида алюминия (рис. 3). Торий и сумма РЗЭ обладают выраженной положительной корреляцией, описываемой величиной *r*, равной 0.97. Биоламиниты обладают примерно таким же значением *r* (0.92) (врезка на рис. 3а). Для Zr и суммы лантаноидов



**Рис. 2.** Распределение фигуративных точек различных литотипов карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты на диаграммах K<sub>2</sub>O–PЗЭ (а) и CaO–PЗЭ (б).

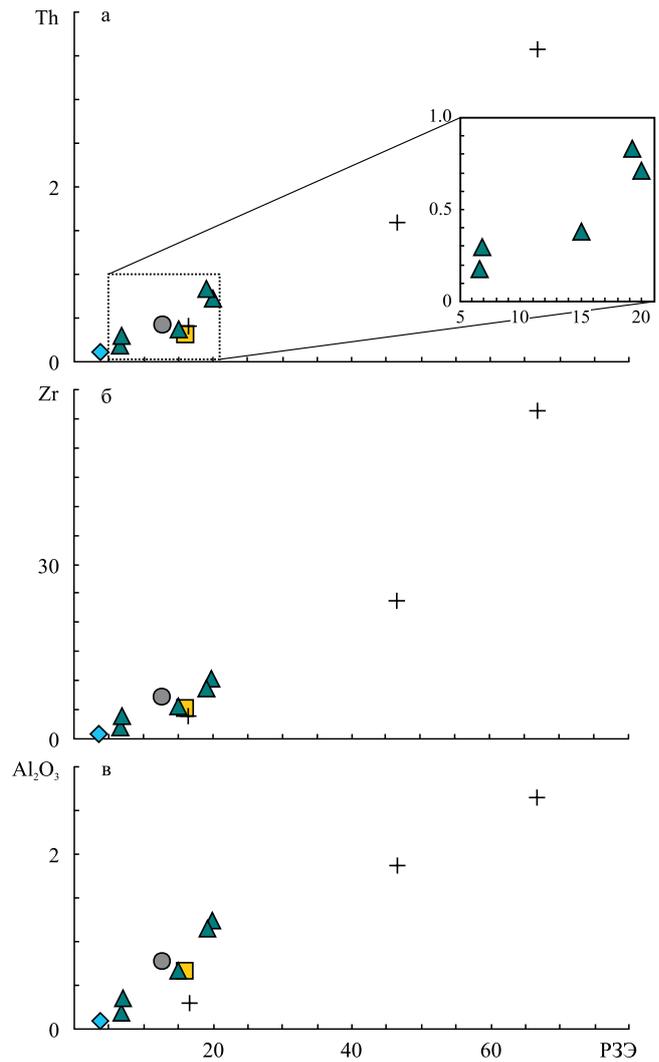
1 – калькаренины, 2 – известняки с обломками строматолитов, 3 – известняки с пластовыми строматолитами, 4 – то же, с пластово-столбчатыми строматолитами, 5 – то же, с тонкостолбчатыми строматолитами.

**Fig. 2.** Distribution of data points of various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation on the diagrams K<sub>2</sub>O–REE (а) and CaO–REE (б).

1 – calcarenites, 2 – limestones with clasts of stromatolites, 3 – limestones with planar stromatolites, 4 – limestones with low-columnar stromatolites, 5 – limestones with thin columnar stromatolites.

этот параметр составляет 0.96. Такая же величина коэффициента корреляции описывает взаимоотношения суммы PЗЭ и оксида алюминия. Все сказанное служит основанием для вывода о преимущественном присутствии редкоземельных элементов в карбонатных породах верхней подсвиты укской свиты в составе глинистой примеси.

Интересно отметить, что между суммой PЗЭ и величиной цериевой аномалии наблюдается слабая отрицательная корреляция ( $r = -0.13$ ); иными словами, величина цериевой аномалии тем больше, чем меньше суммарное содержание лантаноидов, контролируемое количеством терригенной/глинистой примеси, в карбонатных породах. Заметно более выраженная отрицательная корреляция существует между суммой лантаноидов и отношением Y/Но ( $r = -0.60$ ). Это также предполагает, что



**Рис. 3.** Распределение фигуративных точек различных литотипов карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты на диаграммах PЗЭ–Th (а), PЗЭ–Zr (б) и PЗЭ–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в).

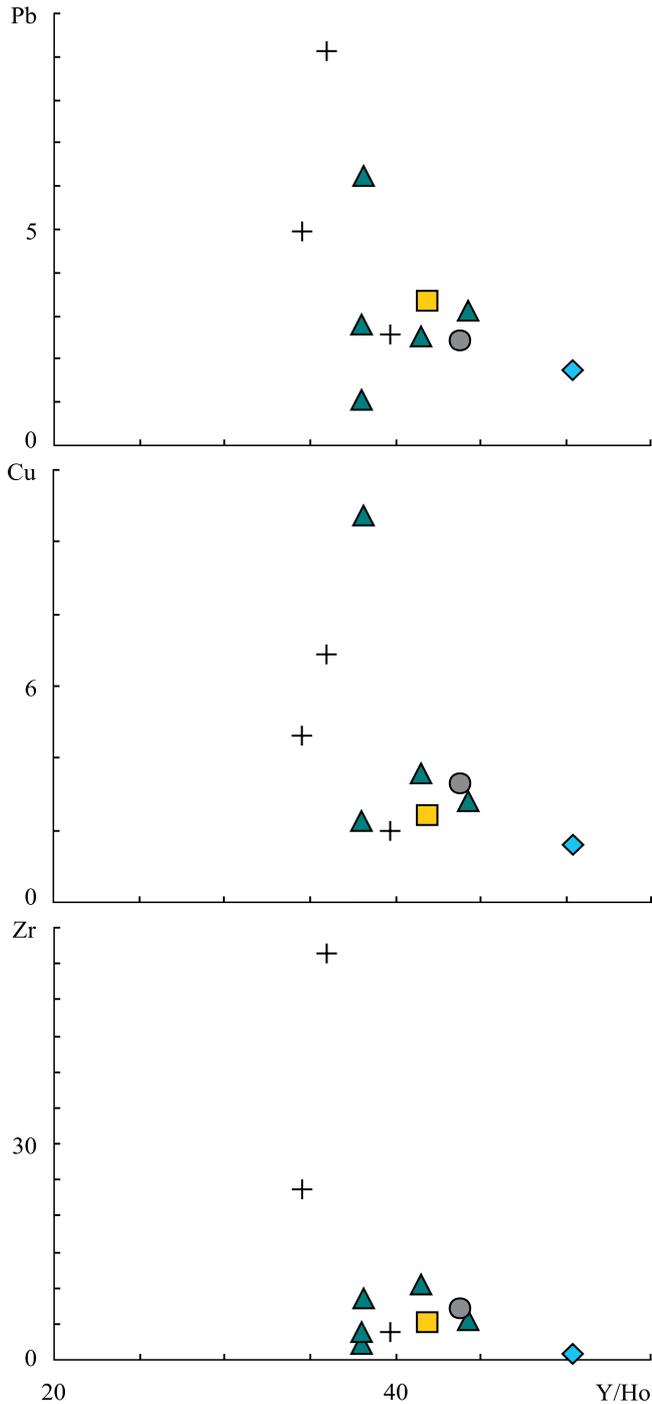
Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 3.** Distribution of data points of various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation on the diagrams REE–Th (а), REE–Zr (б) и REE–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в).

Legend – see Fig. 2.

PЗЭ-характеристики позднеерифейской морской воды могут быть с большим успехом обнаружены в наиболее чистых разностях карбонатных пород, но это, увы, весьма стандартный вывод.

В то же время между величиной отношения Y/Но и содержанием Pb, Cu и Zr в карбонатных породах исследованной нами выборки существуют достаточно значимые отрицательные взаимосвязи (рис. 4). Так, величина коэффициента корреляции для

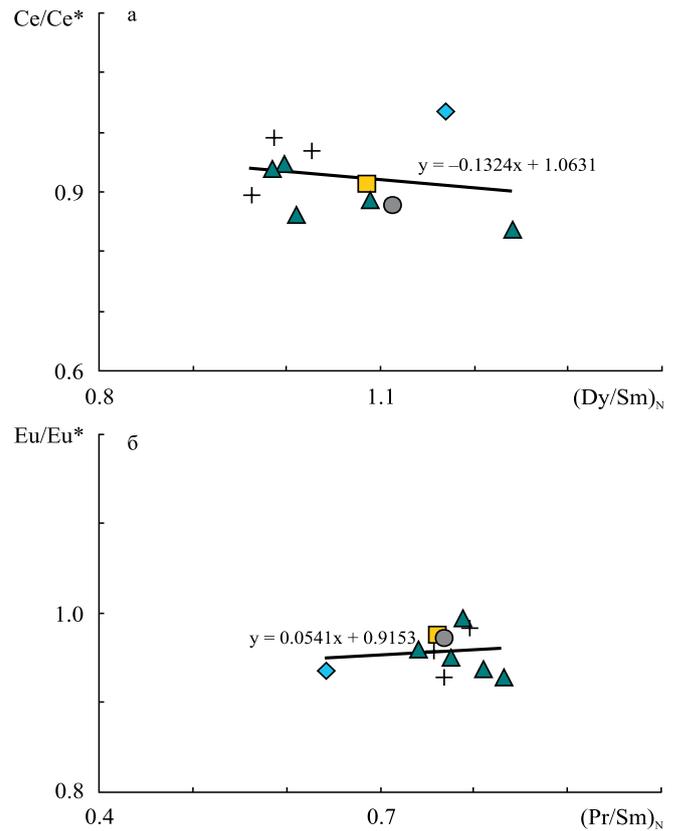


**Рис. 4.** Распределение фигуративных точек различных литотипов карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты на диаграммах Y/Ho–Pb, Y/Ho–Cu и Y/Ho–Zr.

Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 4.** Distribution of data points of various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation on the diagrams Y/Ho–Pb, Y/Ho–Cu and Y/Ho–Zr.

Legend – see Fig. 2.



**Рис. 5.** Распределение фигуративных точек различных литотипов карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты (выборка из 11 образцов) на диаграммах  $(Dy/Sm)_N$ – $Ce/Ce^*$  (а) и  $(Pr/Sm)_N$ – $Eu/Eu^*$  (б).

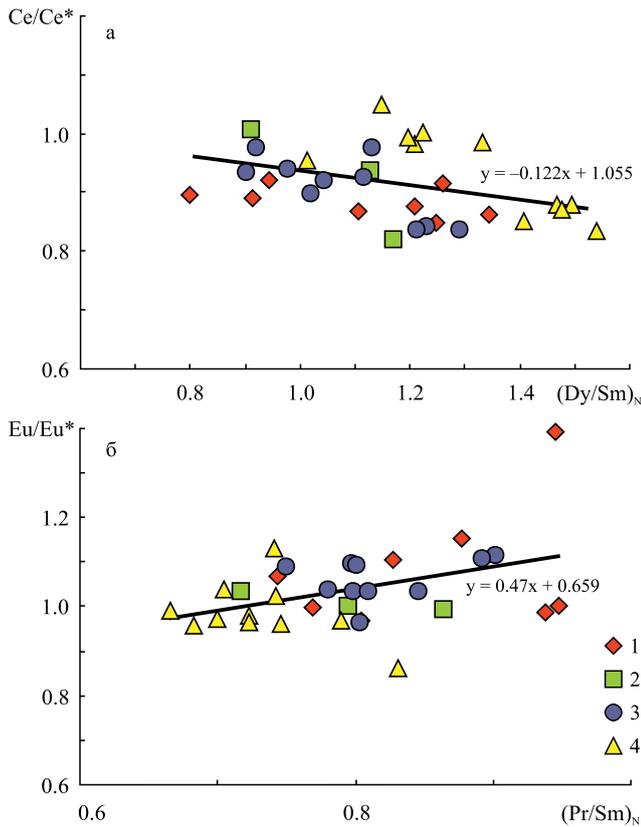
Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 5.** Distribution of data points of various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation (total 11 samples) on the diagrams  $(Dy/Sm)_N$ – $Ce/Ce^*$  (a) and  $(Pr/Sm)_N$ – $Eu/Eu^*$  (б).

Legend – see Fig. 2.

Y/Ho и Pb составляет  $-0.54$ . Для Y/Ho и Cu он равен  $-0.51$ , а для Y/Ho и Zr, несмотря на достаточно низкие общие концентрации последнего в породах, составляет  $-0.52$ . Вместе с тем очевидно, что величина указанного коэффициента для последней пары во многом определяется высоким содержанием циркония в столбчатых строматолитах. Возможно, это является следствием известного для них феномена “улавливания” тонкой терригенной взвеси.

**Воздействие флюидов.** Коэффициент корреляции между параметрами  $Ce/Ce^*$  и  $(Dy/Sm)_N$  в карбонатных породах верхнеукской подсвиты (выборка из 11 образцов (Маслов и др., 2019)) составляет  $-0.20$  (рис. 5а). Напротив, между параметрами  $Eu/Eu^*$  и  $(Pr/Sm)_N$  можно видеть слабую положительную корреляцию ( $r = 0.12$ ) (рис. 5б). Это не позволяет сделать какого-либо определенног



**Рис. 6.** Распределение фигуративных точек различных литотипов карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты (выборка из 32 образцов) на диаграммах  $(Dy/Sm)_N$ – $Ce/Ce^*$  (а) и  $(Pr/Sm)_N$ – $Eu/Eu^*$  (б).

1 – известняки со столбчатыми строматолитами, 2 – то же с пластово-столбчатыми строматолитами, 3 – то же с пластовыми строматолитами (биоламиниты), 4 – зернистые известняки.

**Fig. 6.** Distribution of data points of various lithotypes of carbonate rocks of the upper subformation of the Uk Formation (total 32 samples) on the diagrams  $(Dy/Sm)_N$ – $Ce/Ce^*$  (a) and  $(Pr/Sm)_N$ – $Eu/Eu^*$  (б).

1 – limestones with columnar stromatolites, 2 – the same with planar-columnar stromatolites, 3 – the same with planar stromatolites (biolaminites), 4 – grainy limestones.

да о возможном влиянии диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов в исследуемой нами выборке.

Можно, конечно, считать, что выборка из 11 образцов является статистически не представительной. Для того чтобы выбраться из данного тупика, была использована выборка ICP-MS данных по содержаниям РЗЭ в 32 образцах, представляющих несколько иной набор литотипов (известняки со столбчатыми строматолитами, известняки с пластово-столбчатыми строматолитами, биоламиниты и зернистые известняки, коллекция С.А. Ду-

ба). Эти данные использованы ранее при подготовке публикации (Маслов, Дуб, 2019). Результаты, однако, и для этой выборки такие же, как и в первом случае: корреляция между  $Ce/Ce^*$  и  $(Dy/Sm)_N$  весьма слабая отрицательная, а между  $Eu/Eu^*$  и  $(Pr/Sm)_N$  – весьма слабая положительная (рис. 6).

Таким образом, приведенные данные показывают, что распределение редкоземельных элементов и иттрия в исследованной нами выборке карбонатных пород верхней подсвиты укской свиты контролируется в основном присутствующей в них тонкой/глинистой алюмосиликокластикой. Для получения корректного представления об окислительно-восстановительных параметрах морской воды конца позднего рифея в таком случае необходимо продолжить поиск наименее глинистых разностей карбонатных пород, в которых лантаноиды могут присутствовать в кристаллической решетке кальцита, т. е. являться результатом соосаждения с карбонатными фазами.

#### Благодарности

Автор искренне признателен за помощь при подготовке настоящей работы С.А. Дубу и Н.С. Глушковой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, **19**(5), 659–686.
- Маслов А.В., Дуб С.А. (2019) Распределение редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты (верхней рифей, Южный Урал). *Ежегодник-2018*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 114–121.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. (2002) Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей. *Литосфера*, (2), 54–95.
- Bau M., Moller P. (1993) Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2239–2249.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. (2004) Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**(1), 43–60.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229–250.
- Brookins D.G. (1989) Aqueous geochemistry of rare-earth elements. *Revi. Miner.*, **21**, 201–225.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator.

- Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Notthdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Shaw H.F., Wasserburg G.J. (1985) Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503-518.
- Shields G., Stille P. (2001) Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.*, **175**(1-2), 29-48.
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Tang H.-S., Chen Y.-J., Santosh M., Zhong H., Yang T. (2013) REE geochemistry of carbonates from the Guanmenshan Formation, Liaohu Group, NE Sino-Korean Craton: Implications for seawater compositional change during the Great Oxidation Event. *Prec. Res.*, **227**, 316-336.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Wang Q., Lin Z., Chen D. (2014) Geochemical constraints on the origin of Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Gorges area, South China. *Sediment. Geol.*, **304**, 59-70.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.
- elements. *Revi. Miner.*, **21**, 201-225.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Melnik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, South Urals. *Litosfera*, **19**(5), 659-686. (In Russian)
- Maslov A.V., Dub S.A. (2019) Distribution of rare-earth elements and yttrium in the carbonate rocks of the Uk Formation (Upper Riphean, Southern Urals). *Ezhegodnik-2018*. Tr. IGG UB RAS, v. 166, 114-121. (In Russian)
- Maslov A.V., Olovyanishnikov V.G., Isherskaya M.V. (2002) Riphean deposits of eastern, north-eastern and northern periphery of the Russian platform and western megazone of the Urals: lithostratigraphy, formation conditions and types of sedimentary sequences. *Litosfera*, (2), 54-95. (In Russian)
- Notthdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Shaw H.F., Wasserburg G.J. (1985) Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503-518.
- Shields G., Stille P. (2001) Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.*, **175**(1-2), 29-48.
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Tang H.-S., Chen Y.-J., Santosh M., Zhong H., Yang T. (2013) REE geochemistry of carbonates from the Guanmenshan Formation, Liaohu Group, NE Sino-Korean Craton: Implications for seawater compositional change during the Great Oxidation Event. *Prec. Res.*, **227**, 316-336.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Wang Q., Lin Z., Chen D. (2014) Geochemical constraints on the origin of Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Gorges area, South China. *Sediment. Geol.*, **304**, 59-70.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.

## REFERENCES

УДК 550.93:552.321.1 (470.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

## Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия

Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 12.05.2020 г., принята к печати 17.08.2020 г.

**Объект исследований.** Состав и изотопные параметры цирконов и вмещающих их гранитов крутореченского комплекса, приуроченного к западной части зоны Главного Уральского разлома (Салатимская сутурная зона, Присалатимская зона смятия, Северный Урал). **Методы.** Определение U-Pb возраста, микроэлементного состава и изотопов Lu-Hf производилось методом LA-ICP-MS (Улан-Удэ, Екатеринбург), содержания изотопов Sm-Nd в породах – методом TIMS. **Результаты.** Показано, что морфология и геохимические особенности главной популяции цирконов из гранитов подтверждают их магматический генезис и отсутствие преобразований, что позволяет считать валидным полученный ранее венд-раннекембрийский (542 млн лет) возраст гранитов. Ксеногенные ядра (1034–1221 млн лет) в цирконах, вероятно, заимствованы из пород ишеримской свиты. Источником сноса для последней могли быть породы фундамента Восточно-Европейской платформы. Молодые цирконы (400 млн лет) по составу резко отличаются от более древних и были образованы за счет уже существующих зерен под действием флюидной фазы, генерированной, возможно, под влиянием мантийного диапира. Субстрат для выплавления гранитов был существенно коровым, что подтверждается параметрами трех независимых изотопных систем:  $\varepsilon\text{Nd}(t) = -6$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(t) = -6 \dots -9$ , первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.796943$ . По составу породы протолита могли быть песчаниками с небольшой примесью пелитового материала. Данные по цирконам показали, что в отношении определения границ и возраста саранхапнерской свиты в обрамлении крутореченского комплекса и положения ЮВ границы Ишеримского блока имеется ряд спорных вопросов, для разрешения которых требуются дополнительные исследования. **Заключение.** Результаты могут использоваться при геологическом картировании.

**Ключевые слова:** Главный Уральский разлом, Восточно-Европейская платформа, аккреция, гранитоиды, цирконы, геохимия, изотопия, субстрат, геодинамика

### Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой № АААА-А18-118052590029-6 Государственного задания ИГГ УрО РАН

## Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences

Galina Yu. Shardakova, Anatoly V. Korovko

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Received 12.05.2020, accepted 17.08.2020

**Research subject.** The composition and isotope systems of zircons and their host granites from the Krutorechensky complex (western part of the Main Uralian fault zone, Northern Urals) were investigated. **Methods.** The U-Pb age, trace element contents and Lu-Hf isotopes in the zircons under study were determined by LA-ICP-MS (Ulan-Ude, Ekaterinburg).

**Для цитирования:** Шардакова Г.Ю., Коровко А.В. (2021) Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия. *Литосфера*, 21(1), 32–54. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

**For citation:** Shardakova G.Yu., Korovko A.V. (2021) Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences. *Litosfera*, 21(1), 32–54. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

TIMS was used to determine Sm-Nd isotopes in the rocks. *Results and Discussion.* It was shown that the morphology and composition of the main zircon group from granites confirm their magmatic origin and the absence of alteration. It means that the previously defined Vendian-Cambrian (542 Ma) age of the granites remains valid. The relics ancient (1043–122 Ma) cores were probably inherited from Isherim suite rocks. The source of such detrital grains could have been the rocks from the East-European platform basement. Young zircons (400 Ma) differing strongly from others in composition could have been formed around the already existing grains produced by a fluid generated under the action of plume activity. The source for granite melting was mainly of a crust nature:  $\epsilon\text{Nd}(t) = -6$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t) = -6 \dots -9$ , initial ratio  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.796943$ . In terms of lithology, the source rocks correspond to sandstones with a small admixture of clay components. The obtained information confirms the necessity to further investigate questions concerning the area of distribution and the age of the Sarankhapnorsk suite within the Krutorechensky complex, as well as the position of the eastern boundary of the Isherim block. *Conclusion.* The obtained results can be used in geological mapping.

**Keywords:** Main Uralian fault, East-European platform, accretion, granites, zircons, geochemistry, isotopic system, source, geodynamics

#### Funding information

The studies were conducted in accordance with the theme No. AAAA-A18-118052590029-6 of the State assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

#### Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to the staff of the CCU “Geoanalyst” – N.G. Soloshenko, M.V. Chervyakovskaya and V.S. Chervyakovsky for prompt implementation of analytical procedures and consultations during the processing of isotope data, as well as to S.V. Pribavkin and A.A. Krasnobaev (IGG UB RAS) for valuable comments during the discussion.

## ВВЕДЕНИЕ

Зона Главного Уральского разлома (ГУР), расположенная между структурами Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Уральского орогена, является сложной гетерогенной и полихронной зоной смятия. В ее строении участвуют блоки разного состава, возраста и происхождения, сближенные в пространстве в ходе замыкания палеоокеана и последующих аккреционно-коллизийных процессов. Помимо фрагментов, образования которых интенсивно метаморфизованы на уровне фаций средних и высоких давлений, в меланже ГУР наблюдаются блоки слабоизмененных магматических пород, сохранивших свой исходный состав. Они представлены габбро-гипербазитовыми комплексами, базальтоидами и разнообразными гранитоидами. При этом очень малое количество магматитов зоны ГУР находится “in situ”, большая же их часть составляет пакеты тектонических пластин, перемещенные с востока в ходе аккреции или обдукции.

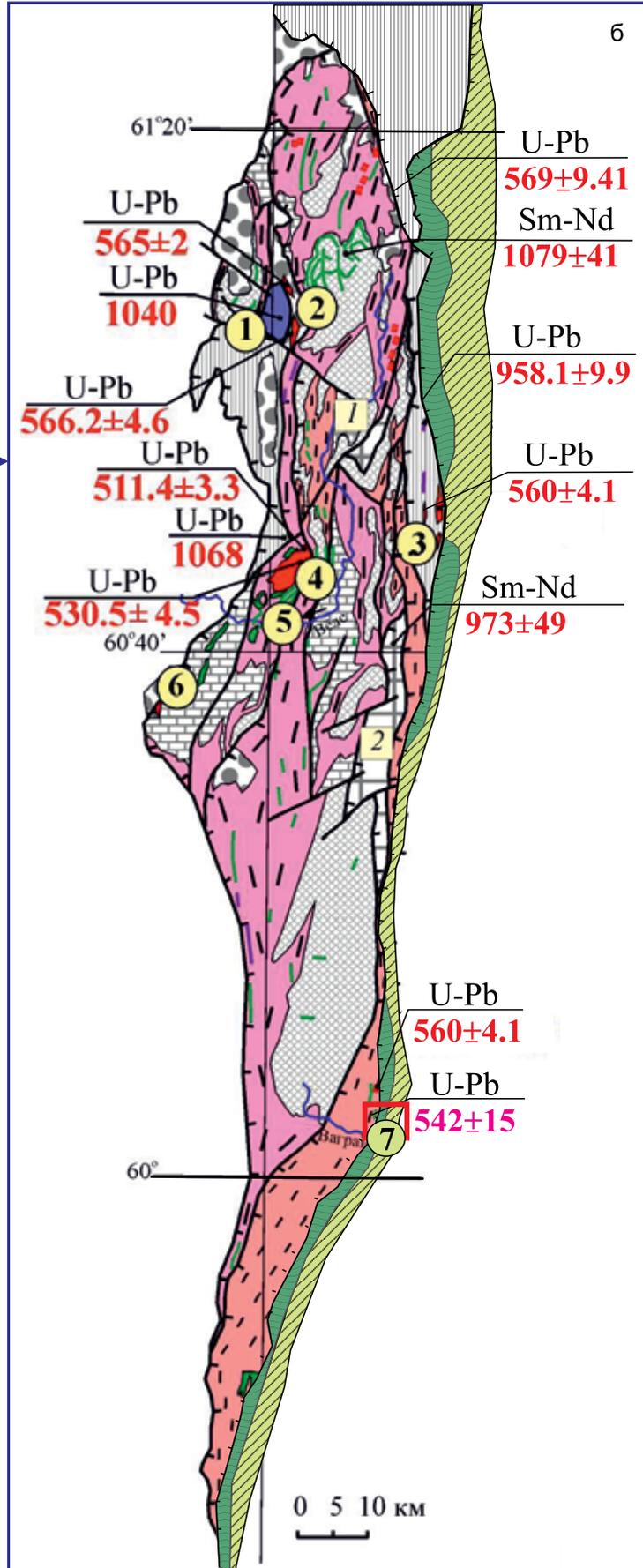
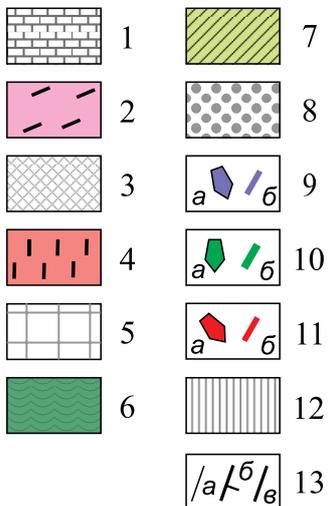
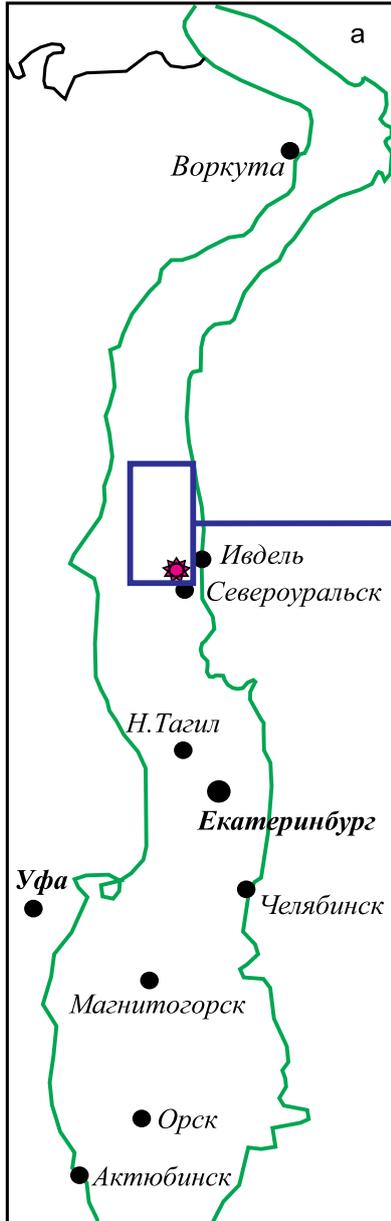
Известно, что магматические породы, в частности гранитоиды, являются наиболее надежными индикаторами для определения палеогеодинамических обстановок. Среди интрузивных пород кислого состава в североуральской части зоны ГУР наиболее широко распространены островодужные плагиогранитоиды палеозоя (Петров, 2007; Пучков, 2010; и др.); породы калинатового ряда редки и изучены относительно слабо. Исследование гранитоидов зоны ГУР способствует уточнению представлений о ее строении, на-

правлении перемещения в пространстве отдельных фрагментов, геодинамических условий и последовательности проявления доуральских этапов развития в восточном обрамлении ВЕП.

Цель данной работы – уточнить представления о строении и истории геологического развития западной части североуральского сегмента Салатимской сутурной зоны (рис. 1, 2). Для этого реализованы следующие задачи: изучены петрогеохимические особенности и возраст гранитов крутореченского комплекса, а также состав и Lu-Hf изотопия цирконов из них. На основе полученных данных подтверждены валидность венд-кембрийских возрастных датировок и геодинамический режим формирования гранитов комплекса, установлены природа и возраст субстрата, проведено сопоставление с аналогами из соседних структур региона, высказано предположение о направлении перемещения блоков, вмещающих граниты крутореченского комплекса. Результаты могут быть использованы для целей геологического картирования, палеогеодинамических и эволюционных реконструкций.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

ГУР – основная шовная зона, отделяющая палеозойские толщи Тагильской и Магнитогорской палеоокеанических зон Уральского орогена от разновозрастных образований ВЕП. Зона ГУР простирается субмеридионально более чем на 2 тыс. км и со-



**Рис. 1.** Позиция района работ (а) и схема геологического строения Ишеримской структуры и ее восточного обрамления (б), (по (Петров, 2015, 2020; Государственная ..., 2007а; Легенда..., 2009) с дополнениями.

а. Синим прямоугольником показан контур рассматриваемого района, малиновой звездочкой – местоположение крутореченского гранитного комплекса (КПК).

б. 1 – терригенные и карбонатные породы расынской (?) и мойвинской свит  $RF_2$ ; 2 – углеродистые сланцы муравьинской свиты  $RF_2$ ; 3 – кварцито-песчаники ишеримской свиты  $RF_2$ ; 4 – углеродистые, слюдяно-кварцевые сланцы вёльсовской свиты  $RF_3(RF_2?)$ ; 5 – дистен-гранат-ставролит-слюдистые кристаллические сланцы белокаменского комплекса  $RF_3$ , блоки (цифры в квадратах): 1 – Мартайский, 2 – Белокаменский; 6 – саранхапнерская метатерригенная свита ( $C_3-O_1sr$ ), 7 – хомасьинская метавулканогенно-осадочная свита ( $O_{1-2}hm$ ), 8 – терригенные толщи  $O_{1-3}$ ; 9 – перидотиты вишерского комплекса (а), пикриты и метабониниты антипинского комплекса (б); 10 – габбро и долериты ишеримского и чурольского комплексов (а – штоки, б – дайки); 11 – гранитоиды вёльсовского комплекса (а – штоки, б – дайки); 12 – переслаивание метабазальтов и метаалевролитов, хозатумпская свита  $RF_3(RF_2?)$ ; 13 – литологические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики (в). Интрузивные массивы (цифры в кружках): 1 – Мойвинский дунит-перидотитовый, 2 – Мойвинский гранитный, 3 – Посьмакский гранитный, 4 – Юбрышкинский габбро-долеритовый, 5 – Вёльсовский гранитный, 6 – Шудьинский гранитный, 7 – крутореченский комплекс. Приведены также данные о возрасте (метод; возраст млн лет): гранитов КГК (Коровко и др., 2019) и дайки гранит-порфира (Петров, 2020) (пояснения см. в тексте). Красным контуром показано местоположение КГК (см. рис. 2).

**Fig. 1.** Position of the area of work (a) and the geological scheme of the Isherim structure and its eastern framing (b), after (Petrov, 2015, 2020; Gosudarstvennaya ..., 2007a, 2007b; Legenda ..., 2009) with the additions.

a. The blue rectangle shows the contour of the area under consideration, the crimson star is the location of the Krutorechensky complex.

b. 1 – terrigenous and carbonate rocks of the Ras'ya and Moiva suites ( $RF_2$ ); 2 – carbon-bearing slates of the Murav'y suite ( $RF_2$ ); 3 – quartzite-sandstones of the Isherim suite ( $RF_2$ ); 4 – carbon-bearing and mica-quartz schists of the Velsa suite ( $RF_3(RF_2?)$ ); 5 – disthene-garnet-staurolite-mica crystalline schists of the Belokamenka complex ( $RF_3$ ), blocks (numbers in squares): 1 – Martaisky, 2 – Belokamensky; 6 – Sarankhapner metasedimentary suite ( $C_3-O_1sr$ ), 7 – Khomasin meta-volcanogenic-sedimentary suite ( $O_{1-2}hm$ ), 8 – terrigenous strata  $O_{1-3}$ ; 9 – peridotites of the Vishera complex (a); picrites and metaboninites of the Antipin complex (b); 10 – gabbro and dolerites of the Isherim and Churof' complexes (a – stocks, b – dykes); 11 – granites of the Velsa complex (a – stocks, b – dykes); 12 – interlayering of metabasalts and metaaleurolites, Khozatump suite ( $RF_3(RF_2?)$ ); 13 – lithological boundaries (a), thrusts and reverse faults (b), faults of complex or unidentified kinematics (c). Intrusive massifs (numbers in circles): 1 – Moyva dunite-peridotites, 2 – Moyva granites, 3 – Pos'mak granites, 4 – Yubryshka gabbro-dolerites; 5 – Velsa granites; 6 – Shud'ya granites; 7 – Krutorechensky granites. Data on the age (method, age, Ma) are also given: Krutorechensky granites (Korovko et al., 2019) and granite-porphry dikes (Petrov, 2020). (explanations see in the text). The red outline shows the location of the Krutorechensky granites (see Fig. 2).

стоит из множества пространственно сближенных тектонических блоков и пакетов тектонических пластин, сложенных в различной степени метаморфизованными полигенными и полихронными образованиями докембрия и палеозоя (см. рис. 1). Объект наших исследований расположен в североуральском сегменте зоны ГУР, в 30 км к юго-западу от г. Североуральска, в верховьях р. Вагран в пределах Присалатимского блока (см. рис. 2). С запада он ограничен Поповским, с востока – Западнокумбинским разломами.

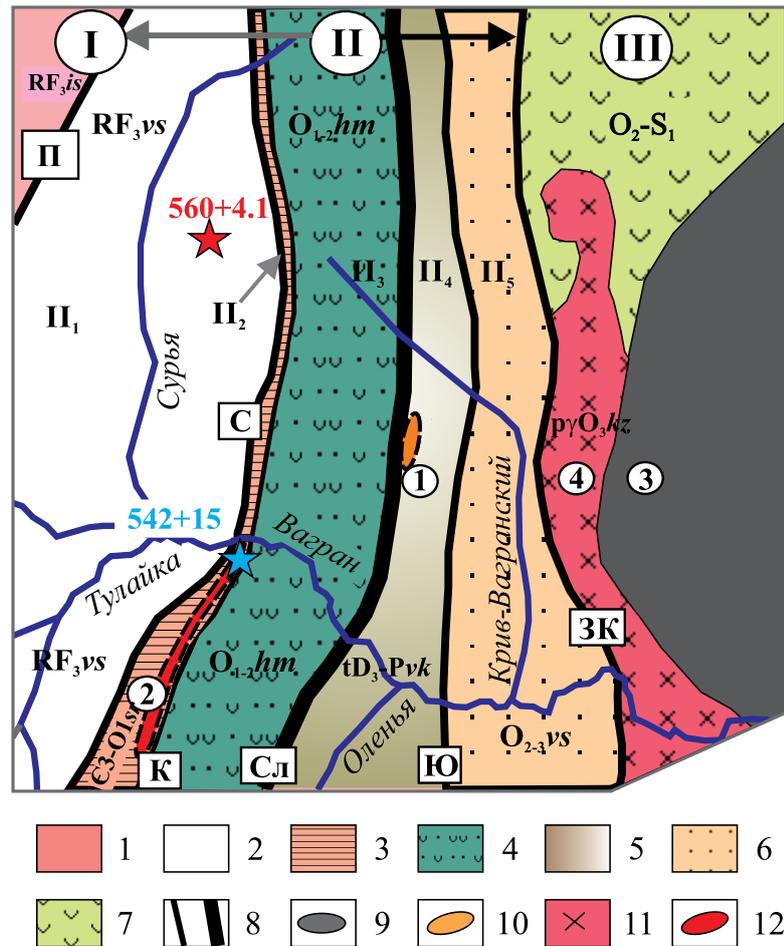
На исследуемой площади зона ГУР состоит из нескольких блоков и пакетов тектонических пластин. С запада к ней примыкает Ишеримский блок, сложенный образованиями среднего рифея (см. рис. 1). К восточной части Ишеримского блока примыкает Хозатумпский блок ( $II_1$  на рис. 2), сложенный падающими на восток образованиями метаосадочной вёльсовской свиты верхнего рифея ( $RF_3vs$ ). Хозатумпский блок с востока ограничен падающим на восток Сосьвинским разломом, который служит западной границей Присалатимского блока, сложенного образованиями метаосадочной саранхапнерской ( $C_3-O_1sr$ ) и метавулканогенно-осадочной хомасьинской ( $O_{1-2}hm$ ) свит (Легенда..., 2009) (см. рис. 2).

По имеющимся представлениям, докембрийские образования Ишеримской структуры, перемещенной с севера на юго-восток в результате тиманской активности, являются частью допалеозойского основания Урала (Петров и др., 2014, 2015) (см. рис. 1, 2).

Образования нижнего палеозоя зоны ГУР, как правило, имеют тектонические контакты с докембрийскими породами Ишеримской структуры и прослеживаются далеко на север, где наблюдалось и их несогласное налегание на последние.

В северной и центральной частях Ишеримской структуры (рис. 1б) присутствуют крупные тела гранитоидов венд-кембрийского возраста (Мойвинский, Посьмакский, Вёльсовский, Шудьинский массивы), рвущие метатерригенно-вулканогенные толщи среднего рифея (Петров и др., 2014; Петров, 2020).

Магматические породы на изучаемой площади (см. рис. 2) развиты неравномерно. В осевой части (собственно Салатимской зоне смятия) они представлены тектонизированными метабазитами и гипербазитами в составе полимиктового меланжа войкаро-кемпирсайского тектоногенного комплекса  $tD_3-Pvk$ . В контурах последнего ранее охарактеризован и датирован Крив-Вагранский сиенитовый массив ( $639 \pm 32$  млн лет,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70228$ )



**Рис. 2.** Позиция КГК на схеме тектонического районирования верховий р. Вагран (масштаб 1:200 000), по (Государственная ..., 20076; Легенда..., 2009) с дополнениями.

Разломы: П – Поповский, С – Сосьвинский, К – Крутореченский, СЛ – Салатимский, Ю – Юртинский, ЗК – Западнокумбинский. Главные структуры, тектонические блоки, пакеты тектонических пластин и слагающие их свиты: I – Ишеримский мегаблок, Сосьвинский блок (1 – ишеримская метатерригенная свита RF<sub>3</sub>is); II – Салатимская сутурная зона: II<sub>1</sub> – Хозатумпский блок (2 – вёловская метатерригенная свита RF<sub>3</sub>vs); II<sub>2</sub> и II<sub>3</sub> – Присалатимский блок: II<sub>2</sub> – Крутореченский пакет (3 – саранхапнерская метатерригенная свита E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>sr); II<sub>3</sub> – Латинско-Киршильский пакет (4 – хомасьинская метавулканогенно-осадочная свита O<sub>1-2</sub>hm); II<sub>4</sub> – Тальтйско-Оленевский блок, Салатимская зона смятия (5 – войкаро-кемпирсайский тектоногенный комплекс tD<sub>3</sub>-Pvk); II<sub>5</sub> – Крив-Вагранский блок (6 – выйская метавулканогенная свита O<sub>2-3</sub>vs); III – Тагильский мегаблок (7 – нерасчлененные образования O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>); 8 – разрывные нарушения разных порядков; 9 – габбро, перидотиты; 10 – сиениты; 11 – плагиограниты; 12 – лейкограниты.

Арабские цифры в кружках – массивы и комплексы: 1 – Крив-Вагранский сиенитовый массив, 2 – крутореченский гранитный комплекс (тектонические границы обозначены пунктирной линией), 3 – Кумбинский полиформационный массив, 4 – Вагранский гранит-плагиогранитный массив.

Звездочками отмечены точки, в которых датированы гранитоиды: красная – дайки гранит-порфиров (Петров, 2020), синяя – граниты крутореченского комплекса (скв. ПС-28, см. текст).

**Fig. 2.** Schematic tectonic map of the upper reaches of the Vagran River and position of КГК (scale 1:200 000), after (Gosudarstvennaya..., 20076; Legend..., 2009).

Faults: П – Popov, С – Sos'va, К – Krutorechensk, СЛ – Salatim, Ю – Yurta, ЗК – West Kumba. Main structures, tectonic blocks, strata, suites (Roman numbers in circles): I – Isherim megablock, Sosva block (1 – Isherim meta-terrigenous suite RF<sub>3</sub>is); II – Salatim suture zone: II<sub>1</sub> – Khozatump block (2 – Velsov meta-terrigenous suite RF<sub>3</sub>vs); II<sub>2</sub> and II<sub>3</sub> – Pri-Salatim block: II<sub>2</sub> – Krutorechensky strata (3 – Sarankhapner meta-terrigenous suite E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>sr); II<sub>3</sub> – Latin-Kirshil strata (4 – Khomasin meta-volcanogenic-sedimentary suite O<sub>1-2</sub>hm); II<sub>4</sub> – Taltiy-Olenev block, Salatim deformation zone (5 – D<sub>3</sub>-Pvk, Voikar-Kempirsai tectonogenic complex); II<sub>5</sub> – Kriv-Vagran block (6 – Vyaya meta-volcanogenic suite O<sub>2-3</sub>vs); III – Tagil megablock (7 – undivided formations O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>); 8 – faults, 9 – gabbro, peridotite; 10 – syenite; 11 – plagiogranites; 12 – syenites. Massifs and complexes (Arabic numbers in circles): 1 – Kriv-Vagran syenite massif, 2 – Krutorechensky granite complex (tectonic boundaries shown by dashed lines); 3 – Kumba poly-formational massif; 4 – Vagran granite-plagiogranite massif. Points where the granites were dated show by stars: red – granite porphyry dyke (Petrov, 2020), blue – the Krutorechensky granites (well ПС-28).

(Коровко и др., 2017а), близкий по возрасту и составу к породам Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Петров и др., 2005).

Объект данного исследования – крутореченский гранит-лейкогранитовый комплекс (далее – КГК) расположен в Присалатимском блоке (II<sub>2</sub> на рис. 2) на правом борту долины р. Вагран, западнее ее правого притока р. Крутой. Канавыми и колонковыми скважинами на протяжении 2 км по простиранию вскрыто несколько субсогласных линзовидных тел (мощностью от 1 до 20–30 м) гранит-порфиров, имеющих тектонические контакты с расланцованными породами саранхапнерской и хомасьинской свит. В краях тел граниты постепенно переходят в blastsомилониты. Гранитоиды двучлудяные, имеют гломеропорфировую структуру: “очковые” (до 5–7 мм) выделения и скопления зерен микроклин-пертита и более мелкие округлые вкрапленники кварца, расположены среди полосчатого мелко-тонкозернистого базиса, состоящего из кварца, полевого шпата, мусковита, биотита, замещаемого хлоритом, лейкоксеном, изредка – стильпномеланом. Акцессорная ассоциация – апатит, ортит, сфен, циркон. Породы слабо пелитизированы.

По химическому составу породы КГК отвечают гранитам и лейкогранитам, относятся к умеренно-щелочному ряду ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 7.79-9.65$  мас. %), калий-натриевого типа ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0.64-0.70$ ), являются высококалиевыми ( $\text{K}_2\text{O} - 4.70-5.69$  мас. %) и пералюминиевыми разностями. В 2019 г. авторами определен возраст гранитов КГК (LA-ICP-MS, U-Pb метод, по цирконам) –  $542 \pm 15$  млн лет. Подробно данные о химическом составе пород и результатах датирования приведены в работе (Коровко и др., 2019). Совокупность этих параметров указывает на сходство гранитоидов КГК с венд-кембрийскими гранитами Ишеримского блока, сформированными в обстановке сжатия на финальном этапе тиманской коллизии (Пучков, 2010; Петров и др., 2013, 2014; Коровко и др., 2019).

В ЮВ части Ишеримской структуры в пределах Хозатумпского блока, среди пород вёлсовской свиты в процессе региональных исследований была обнаружена и датирована ( $560.9 \pm 7.5$  млн лет) дайка гранит-порфиров ( $560.9 \pm 7.5$  млн лет) (Петров, 2020) (см. рис. 1, 2) очень близких по составу (Г.А. Петров, устное сообщение) к гранитам Вёлсовского массива и КГК.

Для понимания общей картины развития западного края ГУР на изучаемой площади, установления обстановок, состава протолита, условий и времени формирования, локализации и преобразования гранитоидов КГК, нами разными методами были проведены дополнительные исследования, комплексная интерпретация результатов которых приведена ниже. Следует отметить, что наложенные катаклаз и сопряженный метаморфизм могли

повлиять на U-Pb систему цирконов и несколько исказить датировки. Чтобы скорректировать представления о возрасте (Коровко и др., 2019) и состоянии пород, авторами исследованы геохимические особенности цирконов из пород КГК и их Lu-Hf-изотопная система.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы (пр. ПС-28/78) выделялись из протолокчек по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой под бинокляром. Затем минералы помещались в шайбы из эпоксидной смолы. Путем полировки шайб цирконы выводились на поверхность приблизительно на  $\frac{1}{2}$  толщины зерна. Перед аналитической процедурой препараты очищались спиртом и азотной кислотой (3%).

Определение U-Pb возраста проводилось в ЦКП “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитик В.Б. Хубанов), методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с применением лазерной абляции (LA-ICP-MS) на базе магнитно-секторного масс-спектрометра ElementXR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (Хубанов и др., 2016). Детально параметры измерений приведены в работе (Коровко и др., 2019).

Остальные виды анализов производились в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Анализ Lu-Hf изотопной системы выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре ICP-MS Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Диаметр кратера – 25 мкм, частота повторения импульсов – 20 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/см<sup>2</sup>. В качестве первичного стандарта использовался циркон GJ-1; в качестве вторичных – цирконы 91500, Plesovice и Mud Tank; процедура велась методом “взятия в вилку” через пять измерений. Средневзвешенное значение изотопного отношения составило  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  для стандартов GJ-1 и Plesovice  $0.282017 \pm 0.000009$  ( $N = 15, \pm 2\sigma$ ) и  $0.28246 \pm 0.000009$  ( $N = 6, \pm 2\sigma$ ) соответственно в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения ( $2\sigma$ ) изотопного отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  для стандартов циркона изменялась от 0.006 до 0.023%.

Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/см<sup>2</sup>. Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO<sub>2</sub>, в качестве внешнего стандарта использовали стандарт-

ное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренное методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский.

Определение концентраций Sm, Nd и изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  пород в целом осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS) путем кислотного разложения, хроматографического разделения фракций REE, Nd, Sm, и дальнейшим измерением изотопного состава Sm, Nd соответствующих смесей образца и спайка с помощью мультиколлекторного термоионизационного масс-спектрометра TRITON Plus (аналитик Н.В. Солошенко).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Краткая характеристика исследуемых цирконов

Для исследования были выбраны несколько цирконов, в которых ранее производились измерения возраста, имеющие низкую дискордантность. Размер выбранных зерен 200–500 мкм (рис. 3). Они представлены двумя морфологическими типами: 1) бледно-розовые, прозрачные “ножевидные” зерна, с коэффициентом удлинения до 1:3 и концентрической зональностью роста; некоторые из зерен в большой выборке имеют “древние” (540 млн лет и более) ядра со следами растворения, 2) мутноватные, коричнево-розовые бипирамидально-призматические, короткие (1:2), с магматической осцилляторной зональностью роста и ксеногенными ядрами (см. (Коровко и др., 2019)). Последние имеют элементы собственного внутреннего строения, несогласные с ориентировкой зон обрастающего их материала. В промежуточных зонах цирконов изредка имеются измененные и/или регенерированные участки. Почти все зерна разбиты сетью трещин.

Ранее нами было показано (Коровко и др., 2019), что в цирконах из гранитов КГК фиксируются три возрастных кластера: 1034–1221 млн лет (средневзвешенный возраст  $1199 \pm 31$  млн лет); 525–586 млн лет ( $542 \pm 15$  млн лет = возраст пород); 369–429 млн лет ( $402 \pm 4$  млн лет). Точки, в которых были произведены измерения состава и Lu-Hf изотопии, были намечены в зернах всех указанных возрастных уровней (цифры в овалах на рис. 3).

### Микроэлементы в цирконах из гранитов КГК

Установлено, что важную генетическую информацию может дать анализ поведения содержаний U и Th в цирконах. Уровень содержаний этих элементов в основной популяции (500–600 млн лет) варьирует: U – 187–750 г/т, Th – 70–314 (до 570) г/т,

а для “молодого” зерна эти величины существенно ниже: U – 67–131, Th – 33–68 г/т (табл. 1, 2). Для соотношений содержаний Th и U характерна почти линейная зависимость, по-видимому отражающая единство процесса формирования цирконов (рис. 4а). Th/U-отношения для всей совокупности исследованных зерен лежат в интервале 0.27–0.75 и не коррелируют с возрастом. В имеющихся парах (в пределах единых зерен) от центра к краю отношения понижаются, а содержания U повышаются, что указывает на нормальную эволюцию составов (магматическая кристаллизация?).

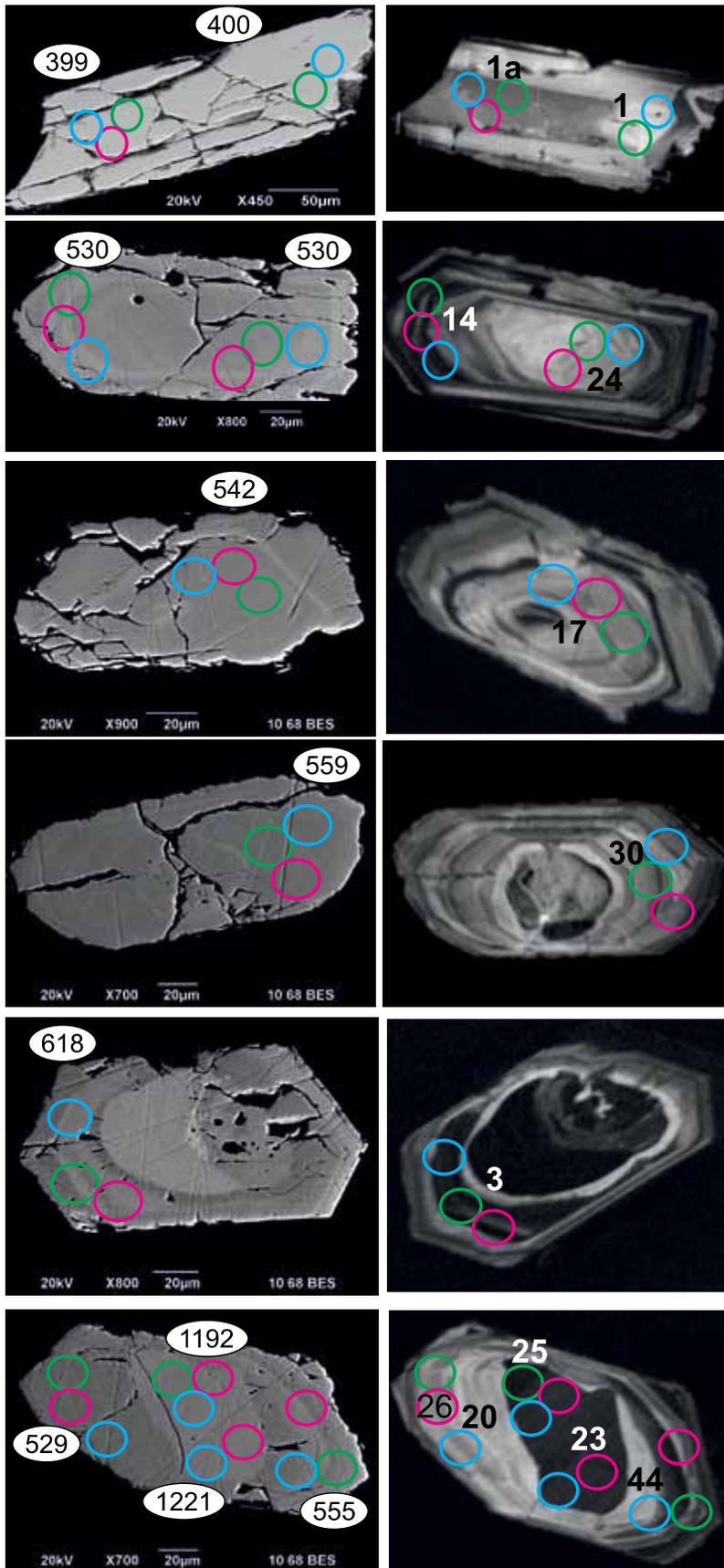
При этом содержания урана растут почти линейно по мере омоложения возраста (рис. 4б). Исключение составляет наиболее “древнее” ядро, характеризующееся относительно невысокими концентрациями U (см. рис. 4, точка 25), что, возможно, связано с иным источником расплава, из которого оно кристаллизовалось.

Другим индикаторным отношением может являться Zr/Hf, величина которого, как правило, уменьшается с ростом дифференцированности расплава. В целом по выборке эта величина варьирует от 49 до 82, при этом максимальные значения наблюдаются в самом “молодом” зерне. В парах “ядро–кайма” зерен с нормальной магматической зональностью отношение Zr/Hf понижается, подтверждая единый кристаллизационный процесс. Для параметров Zr/Hf–Th/U в цирконах (кроме “молодого” зерна) фиксируется прямая зависимость, которая отражает синхронное накопление Hf и Th к конечным стадиям процесса.

Концентрации титана в цирконах позволяют характеризовать термический режим минералообразования. В исследованных зернах они лежат в диапазоне от 4.5 до 192 г/т, что, согласно (Hoskin, 2005), может указывать на разницу в степени преобразования, структурной упорядоченности и/или природе цирконов (магматическая или гидротермальная). В зернах заведомо магматогенного облика повышенные концентрации титана может быть обусловлено наличием микровключений или сорбцией титана в поздних микротрещинах, видимых только при элементном картировании (Harrison, Schmitt, 2007). О температурах формирования будет сказано ниже при обсуждении генезиса цирконов.

Концентрации других HFSE в цирконах из пород КГК сильно варьируют, различаясь в основной группе (540 млн лет) и “молодом” (400 млн лет) зерне соответственно (г/т): Y – 1700–3200 (400–500), Nb – 1.5–14 (0.1–0.5), Ta – 0.7–5 (0.09–0.36) (см. табл. 1).

Считается, что исходные содержания РЗЭ в магматических породах и присутствующих в них цирконах наиболее устойчивы к процессам последующих метаморфических и гидротермальных изменений. Для цирконов КГК их содержания следующие (г/т): сумма РЗЭ – 362–2500, ЛРЗЭ – 8–51, ТРЗЭ – 470–2630. Наименьшие суммы РЗЭ и ЛРЗЭ



**Рис. 3.** Оптические (слева) и катодоллюминесцентные (справа) изображения цирконов из гранитов КГК.

Кружками разного цвета показаны точки измерения возраста, состава РЗЭ и Lu-Hf изотопных параметров. В овалах приведен  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст.

**Fig. 3.** Optical (left) and cathodoluminescent (right) images of zircons from the Krutorechensky granites.

Points (ablation craters) of determination of the age, composition RRE and Lu-Hf isotopy are showing by circles of different colors. Digits in ellipses mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age, Ma.

○ возраст    ○ Lu-Hf    ○ РЗЭ    (529) –  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ , млн лет

**Таблица 1.** Содержания элементов-примесей (г/т) и расчетные индикаторные параметры для цирконов из гранитов КГК  
**Table 1.** Content of trace elements (ppm) and calculated indicator parameters for zircons from KGK granites

№ точки	1*	1a	30	17	14	24	3	25	20	44
Na	27.31	144.86	7.44	150.71	35.77	182.64	16.89	30.87	29.79	198.53
Mg	26.72	11.99	0	28.95	38.95	84.97	18.44	11.22	20.02	326.31
Al	581.44	2591.22	213.71	2428.42	2145.96	7149.15	936.99	176.93	1743.31	8307.66
Sc	332.45	323.5	542.48	477.16	443.14	387.85	463.66	413.25	280.7	318.89
Ti	4.55	16.84	8.52	90.16	13.37	192.21	21.05	17.31	52.02	149.02
Cu	8.28	7.4	2.74	9.56	6.12	25.27	8.56	3.88	7.17	41.46
Y	410.6	512.27	2105.51	2660.72	3346.2	2769.23	2478.26	3189.54	1733.53	1866.93
Nb	0.48	0.01	2.09	1.56	9.28	4.26	6.14	14.19	14.72	5.41
Ba	36.1	17.4	0.01	1	0	3.2	0.58	0.54	0.01	12.11
Hf	7223.24	8079.31	11 637.07	11 441.93	10 426.48	8128.42	11 028.77	12 331.6	10 769.71	9946.61
Ta	0.087	0.36	1.1	0.7	4.85	1.17	4.19	3.51	5.19	2.9
Pb	18.61	45.9	63.07	79.04	384.57	164.02	286.85	444.4	455.8	136.87
Th	33.44	68.16	69.62	160.61	570.71	314.86	337.68	381.49	154.57	195.1
U	67.68	131.77	187.34	215.36	912.45	431.22	750.08	697.27	565.12	389.03
La	2.08	0.34	0.035	0.38	0.01	1.71	1.32	1.15	0.328	1.55
Ce	1.46	3.57	7.9	12.25	26.51	19.1	20.87	22.27	17.78	13.37
Pr	0.155	0.4	0.117	0.82	1.37	0.73	0.71	0.95	0.271	0.72
Nd	0.59	0.91	2.6	4.9	7.64	8.91	2.92	9.79	2.64	12.3
Sm	1.13	2.52	5.81	8.35	13.53	7.86	8.61	12.33	4.27	7.61
Eu	0.41	0.93	0.56	1.83	2.06	1.84	0.62	1.14	0.21	5.33
Gd	8.51	10.01	34.51	46.57	66.05	55.48	39.28	66.15	32.39	34.64
Tb	2.89	3.12	13.8	21.03	24.35	118.32	15.92	22.63	11.44	13.74
Dy	33.05	39.13	167.18	236.7	328.85	221.56	224.85	292.66	170.59	144.82
Ho	11.85	14.91	70.72	85.94	114.4	83.23	83.79	107.4	61.99	58.31
Er	65.58	80.88	348.22	408.54	550.5	333.12	398.93	475.95	242.8	240.74
Tm	14.91	19.69	76.82	89.31	124.37	68.45	90.27	107.29	57.91	56.77
Yb	178.34	221.1	741.77	768.24	1117.37	644.76	802.44	921.5	509.59	557.36
Lu	41.01	48.33	129.36	135.65	170.19	129.53	143.45	151.2	89.57	95.38
(REE)t	361.965	445.84	1599.402	1820.51	2547.2	1694.6	1833.98	2192.41	1201.779	1242.64
Th/U	0.49	0.52	0.37	0.75	0.63	0.73	0.45	0.55	0.27	0.50
Zr/Hf	0.11	0.11	0.08	0.07	0.07	0.08	53.63	54.59	50.16	49.10
(Yb/Gd)n	25.86	27.26	26.53	20.35	20.87	14.34	25.20	17.19	19.41	19.86
(Sm/La)n	0.87	11.62	262.08	34.77	14.43	7.30	10.33	17.05	20.78	7.82
(Pr/Nd) n	1.36	2.29	0.23	0.87	0.93	0.42	1.26	0.50	0.53	0.30
Ce/Ce*	0.59	1.90	8.48	4.84	7.39	6.32	7.36	7.34	10.97	4.55
Eu/Eu*	0.83	1.61	0.55	1.53	1.43	1.44	0.55	0.80	0.22	5.07
T, °C**	677	797	731	1005	774	1128	821	800	929	1084
Age, Ma***	400	399	559	542	530	530	618	1192	529	555

\*Авторские номера точек соответствуют таковым в табл. 1 из работы (Коровко и др., 2019). \*\*Температура рассчитана по (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) для активности  $Ti = 1$  (пояснения в тексте). \*\*\*Приведен  $^{206}Pb/^{238}U$  возраст пород.

\*Author numbers of points correspond to those in table. 1 from (Korovko et al., 2019). \*\*Temperature calculated according to (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) for activity  $Ti = 1$  (explanations in the text). \*\*\*The  $^{206}Pb/^{238}U$  age of the rocks is given.

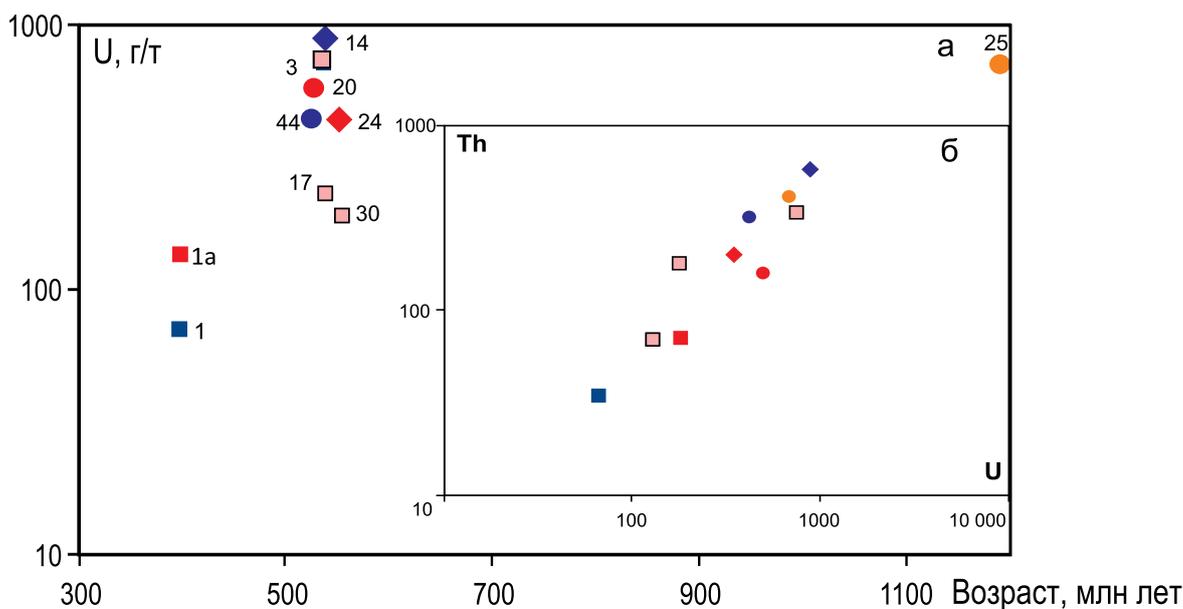
**Таблица 2.** Sm-Nd изотопные данные для гранитов КГК

**Table 2.** Sm-Nd isotope data for KGK granites

№	№ пр.	t, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\pm 2s$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T(DM1)	T(DM2)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$
1	27/40.5	542	35.605	7.770	0.131938	0.00040	0.512085	0.000015	0.511616	0.000015	-6.3	1.93	1.93	0.511940	0.512347
2	27-41.7	542	30.212	6.165	0.123360	0.00037	0.512060	0.000015	0.511621	0.000015	-6.2	1.78	1.92	0.511940	0.512347
3	28/69.5	542	39.643	8.754	0.133499	0.00040	0.512074	0.000015	0.511600	0.000015	-6.6	1.99	1.97	0.511940	0.512347
4	28/78	542	33.694	7.858	0.140999	0.00042	0.512086	0.000015	0.511586	0.000015	-6.9	2.17	1.99	0.511940	0.512347

Примечание. 1, 4 – граниты, 2, 3 – лейкограниты. Анализы приведены в (Коровко и др., 2019). Вычисление первичного отношения и параметра  $\epsilon\text{Nd}$  исследованных пород для возраста  $t$  осуществлялось с использованием значений констант:  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.19670$  (Jacobsen, Wasserburg, 1980). При вычислениях вводятся следующие значения  $2\sigma$  определения Sm-Nd данных, рассчитанные по результатам регулярного анализа стандартных образцов AGV-2 и BHVO-2: 0.3% – для отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.003% – для отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ; для  $\epsilon\text{Nd}$  точность составляла  $\pm 0.5$ .

Note. 1, 4 – granites, 2, 3 – leucogranites. The analyzes are given in (Korovko et al., 2019). The calculation of the primary ratio and parameter  $\epsilon\text{Nd}$  of the studied rocks for age  $t$  was carried out using the values of the constants:  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ year}^{-1}$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.19670$  (Jacobsen, Wasserburg, 1980). In the calculations, the following values of  $2\sigma$  for determining Sm-Nd data are entered, calculated from the results of regular analysis of AGV-2 and BHVO-2: 0.3% standard samples – for the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio, 0.003% – for the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio; for  $\epsilon\text{Nd}$ , the accuracy was  $\pm 0.5$ .



**Рис. 4.** Соотношения содержаний U, Th (г/т) и  $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$  возраста для цирконов КГК.

Номера точек на рисунке соответствуют таковым в табл. 1.

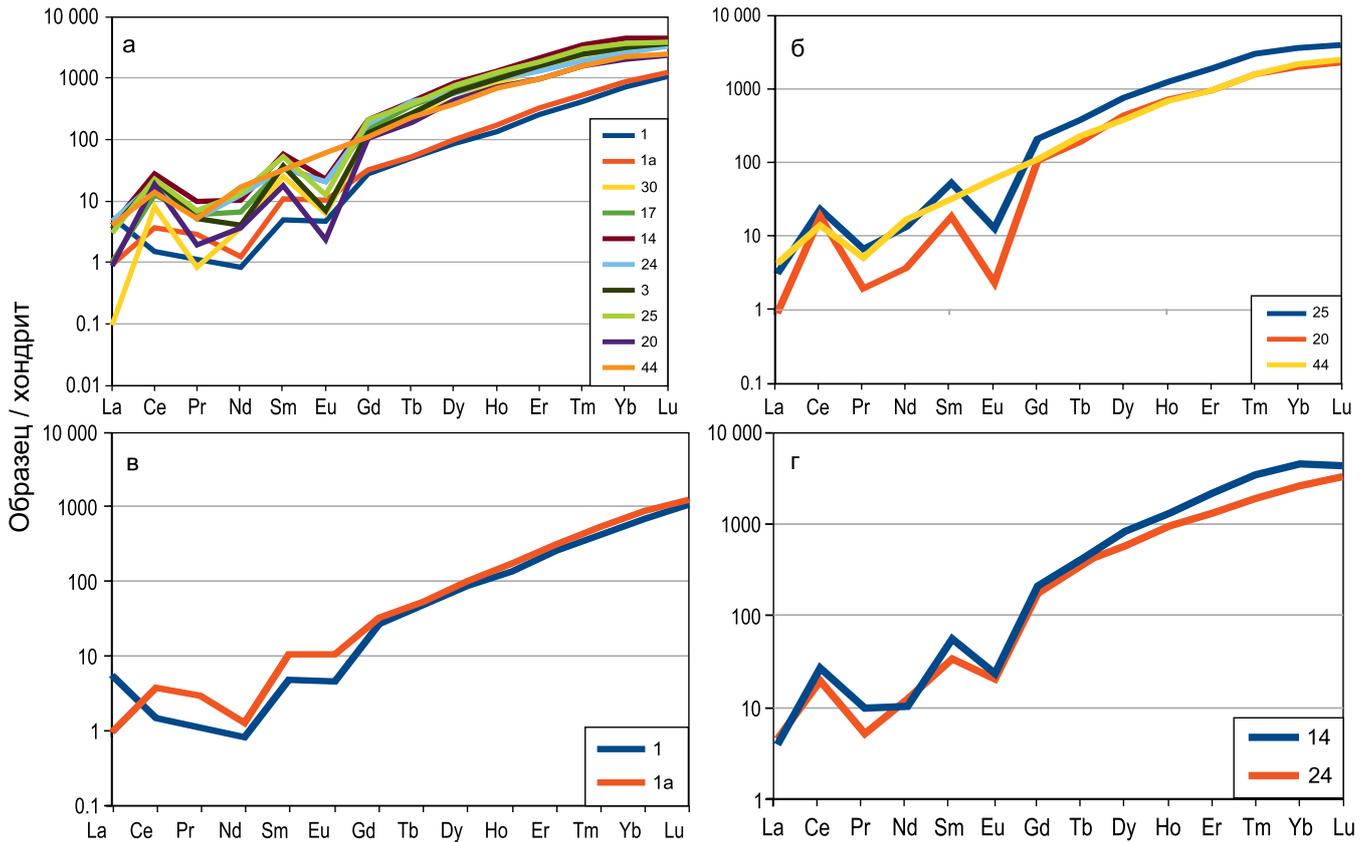
**Fig. 4.** Relationship between U, Th (ppm) и  $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$  age for zircons of the Krutorechensky granites.

The point numbers correspond to those in Table. 1.

характерны для “молодых” цирконов. Величины геохимически важных отношений также варьируют в широких пределах: ЛРЗЭ/ТРЗЭ – 1.1–2.7, Ce/Ce\* – 0.6–28, Eu/Eu\* – 0.12–1, (Yb/Gd)<sub>n</sub> – 14–27, (Sm/La)<sub>n</sub> – 0.87–34 (262) (см. табл. 1).

Нормированные по хондриту тренды распределения РЗЭ во всей выборке цирконов КГК и в па-

рах “центр–край” в пределах единых зерен приведены на рис. 5. “Молодые” цирконы отличаются от зерен основной выборки: они содержат менее всего ЛРЗЭ, в них минимальны величины положительной аномалии Ce, а Eu/Eu\* приближается к 1. Это может указывать на их гидротермальное происхождение или кристаллизацию из позднего расплава



**Рис. 5.** Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) содержания РЗЭ в цирконах КГК.

а – все точки измерений; б–г – пары замеров в пределах единого зерна. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

**Fig. 5.** Chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) REE-contents of zircons from the Krutorechensky complex.

a – all points of determination, б–г – pairs of measurements within a single grain. The point numbers correspond to those in Table. 1.

или флюида, уже обедненного данными компонентами (Hoskin, 2003, 2005; Каулина, 2007; и др.). Во всех парах в направлении от центра к краю прослеживается некоторое увеличение суммы РЗЭ обеих частей спектра. Причины вариаций этих величин и ряда индикаторных соотношений см. в разделе “Обсуждение результатов”.

### Новые изотопные данные по гранитам КГК

*Sm-Nd система в гранитах.* Авторами делались неоднократные попытки получить Sm-Nd изохрому по породам КГК. Из-за близости химического состава пород выборки (небольшой разброс содержаний) либо из-за неоднократно проявленных процессов вторичных изменений четкой зависимости проследить не удалось. Тем не менее мы позволим себе привести данные по изотопному составу Sm и Nd, так как, по нашему мнению, наблюдающаяся устойчивая величина  $\varepsilon_{Nd}(t)$  (около  $-6$ , см. табл. 2) и достаточно показательный модельный возраст (1700 млн лет и более) в комплексе с дру-

гими данными могут быть использованы для реконструкции исходного состава субстрата и протолита КГК.

*Lu-Hf изотопная система в цирконах.* Lu-Hf изотопная система считается более устойчивой к гидротермальным процессам, чем Sm-Nd или Rb-Sr (Geisler et al, 2003; Lenting et al, 2010). Для измерения изотопного состава Hf были выбраны относительно однородные участки зерен, имеющие в СЛ-лучах серую окраску, приближенные к точкам замеров возраста и состава.

Величины первичных  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$  отношений и  $\varepsilon_{Hf}$  для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Дискордантность возрастов для выбранных точек не превышает 5%.

Значения  $\varepsilon_{Hf}(t)$  в цирконах КГК сильно варьируют (табл. 3), но разница в параметрах согласуется с их разными возрастом и происхождением. Цирконы главной возрастной популяции (500–600 млн лет) характеризуются устойчивыми отрицательными величинами ( $-6\dots-9$ ), реликтовые ядра

Таблица 3. Изотопный Lu-Hf состав цирконов из гранитов КГК

Table 3. Lu-Hf isotope content of zircons from KGK granites

№ п.п.	№ точки	t, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DMC}}$
1	1	400	0.027776	0.001127	0.282979	0.000065	15.8	387	378
2	24	528	0.058306	0.001952	0.282455	0.000087	-0.3	1157	1554
3	14	530	0.059436	0.001934	0.282201	0.000094	-9.2	1517	2142
4	3	618	0.082485	0.002574	0.282176	0.000041	-8.6	1584	2193
5	17	542	0.055325	0.001954	0.282277	0.000075	-6.1	1404	1947
6	23	1221	0.026983	0.000993	0.282148	0.000029	4.0	1563	1779
7	30	578	0.049581	0.001622	0.282317	0.000058	-3.9	1336	1816
8	25	1192	0.038795	0.001150	0.282069	0.000047	0.7	1671	1974
9	20	528	0.043070	0.001740	0.282234	0.000038	-8.0	1465	2057
10	44	555	0.058278	0.002647	0.282263	0.000052	-6.7	1455	2021

Примечание. ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ )t – первичное отношение изотопов Hf, рассчитанное на  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст (t, млн лет) с использованием константы распада  $^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$  (Scherer et al., 2001).  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  вычислен с использованием значений для CHUR  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  (Blichert-Toft, Albarede, 1997).  $T_{\text{DM}}$  – модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавки магмы из деплетированной мантии с использованием  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ ;  $T_{\text{DMC}}$  – модельный возраст источника, определенный по двухстадийной модели, основанной на выплавки магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии (Chauvel, Blicher-Toft, 2001; Griffin et al, 2002).

Note. ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ )t is the primary ratio of Hf isotopes calculated for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age (t, Ma) using the decay constant  $^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$  (Scherer et al., 2001).  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  was calculated using the values for CHUR  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$  and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  (Blichert-Toft, Albarede, 1997).  $T_{\text{DM}}$  is the model age of the source, calculated taking into account the melting of magma from the depleted mantle using  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  and  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ ;  $T_{\text{DMC}}$  is the model age of the source, calculated using a two-stage model based on the melting of magma from the middle continental crust formed from the depleted mantle (Chauvel, Blicher-Toft, 2001; Griffin et al, 2002).

(1100–1200 млн лет) имеют значения, близкие к нулю (-0.3 и +0.7), а величина  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  для “молодого” зерна находится практически на тренде DM (+15) (рис. 6).

Отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$  лежат в интервале 0.282124–0.28297. Двухстадийный модельный возраст  $T_{\text{DM}}^C$ , отражающий время пребывания в коре источника для выплавки гранитов, отвечает 1500–2000 млн лет. При расчете по одностадийной модели (источник – мантия) эти цифры несколько омолаживаются (от 1157 млн лет), но также существенно превышают возраст кристаллизации породы ( $\approx 542$  млн лет). Отметим, что при высоких величинах  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  для “молодого” циркона, вероятно, имеет смысл пользоваться одностадийной моделью. В этом случае, с учетом погрешности, модельный возраст источника практически совпадает со временем кристаллизации этого циркона ( $\approx 400$  млн лет).

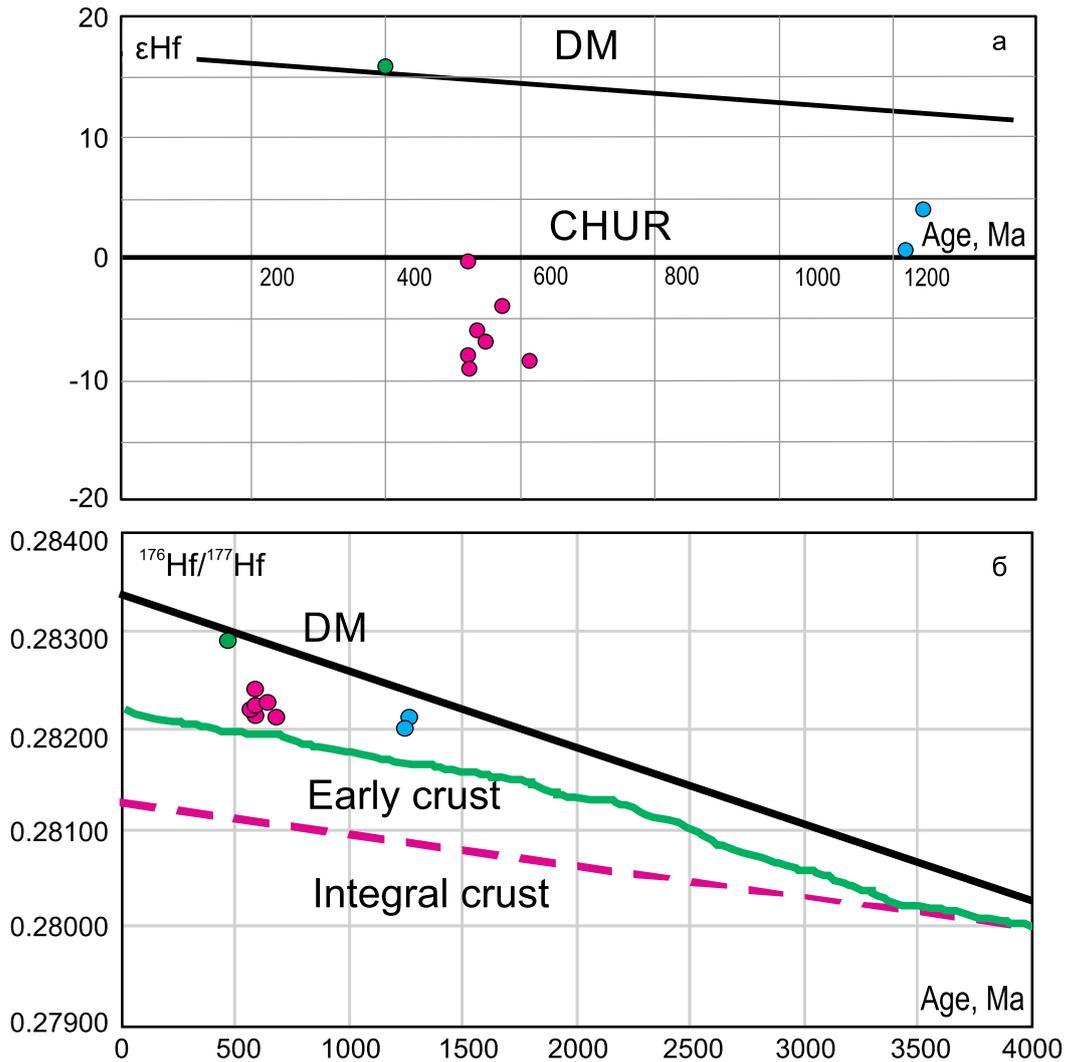
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### О природе цирконов и валидности значений возраста пород

Для определения природы циркона используются вариации содержаний Th и U и их отношений. Величины Th/U в диапазоне от 0.32 до 0.7 отвечают магматическим разностям, а значения ни-

же 0.3–0.1 предполагают гидротермальный генезис цирконов (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Li et al., 2014; Zhong et al., 2018; и др.) (рис. 6–9). При этом термин “гидротермальные цирконы” условен, часто он может характеризовать не происхождение, а степень структурной упорядоченности и особенности состава цирконов (там же). Накопление новых эмпирических данных по цирконам показывает, что в объектах разного генезиса отмечаются очень широкие вариации содержаний U и Th (Pelleter et al., 2007; Каулина, 2010; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013; и мн. др.). В случае КГК величина Th/U лежит в интервале 0.37–0.75 (единичное исключение – 0.27) и не ставит под сомнение их магматогенное происхождение, о котором свидетельствует и внешний облик большинства кристаллов. Отметим, что в цирконах КГК наблюдается тенденция к совместному уменьшению отношений Zr/Hf и Th/U от центра к краю зерен и в целом в основной популяции (600–500 млн лет) цирконов (см. табл. 1), что подтверждает предположение об их кристаллизации из эволюционирующего гранитного расплава.

Для уточнения генезиса цирконов принято использовать диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009). Анализ литературных и авторских данных показывает, что поля “магматических” составов можно несколько расширить “вниз”. На рис. 7



**Рис. 6.** Соотношения Lu-Hf изотопных параметров и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов в цирконах КГК по (Belousova et al, 2010).

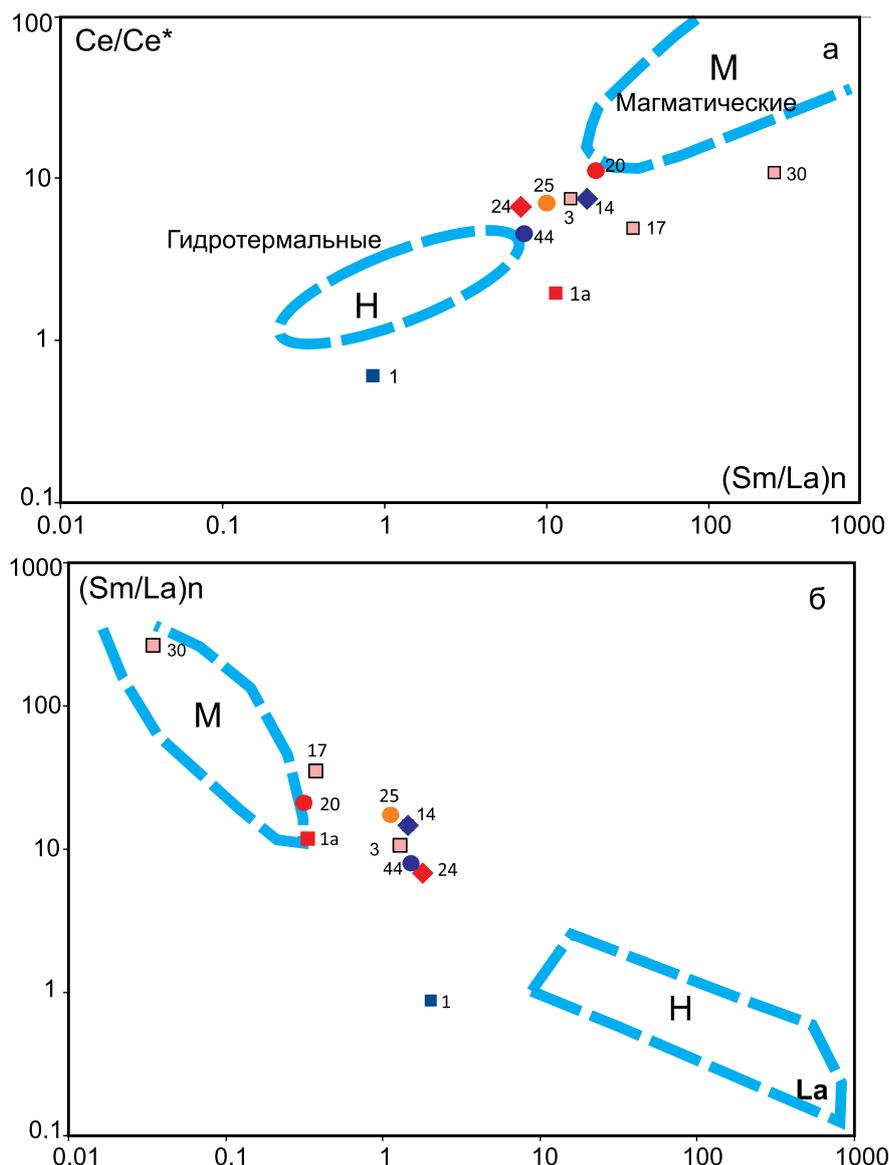
Синие точки – древние ядра, красные – популяция, отвечающая возрасту породы, зеленая точка – молодая кайма.

**Fig.6.** Relationship between Lu-Hf isotope parameters and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Ma) age for zircons of the Krutorechensky granites after (Belousova et al, 2010).

Blue dots are the ancient cores, red – the population corresponding to the rock age, green dot – the young rim.

видно, что вся совокупность составов цирконов КГК образует узкое компактное поле, протягивающееся от границы поля магматических разностей (М) к промежуточным составам и далее почти к “гидротермальным” цирконам. Такая специфика состава цирконов КГК и их компактное и пространственно обособленное положение на диаграммах  $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_n$  и  $(\text{Sm}/\text{La})_n-\text{La}$  (см. рис. 7) позволяют предложить выделение “диагностического контура” составов цирконов анатектического происхождения, что требует своей дальнейшей разработки и “калибровки” с учетом других объектов данного генезиса. Хорошо видно, что к полю,

указывающему на магматическое происхождение (и низкую степень изменений) цирконов, тяготеют составы точек 26, 19, 43, что согласуется и с внешним обликом цирконов и подтверждается низкими содержаниями суммы РЗЭ и высокими величинами  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в них. Последнее, по мнению ряда авторов, указывает не столько на особенности окислительно-восстановительных или температурных условий, сколько на степень структурной упорядоченности цирконов (Балашов, Скублов, 2011; Trail et al., 2012; Loucks et al., 2018; и др.). Отметим, что и остальные точки с возрастом древнее 400 млн лет на диаграммах Хоскина лежат достаточно близко к



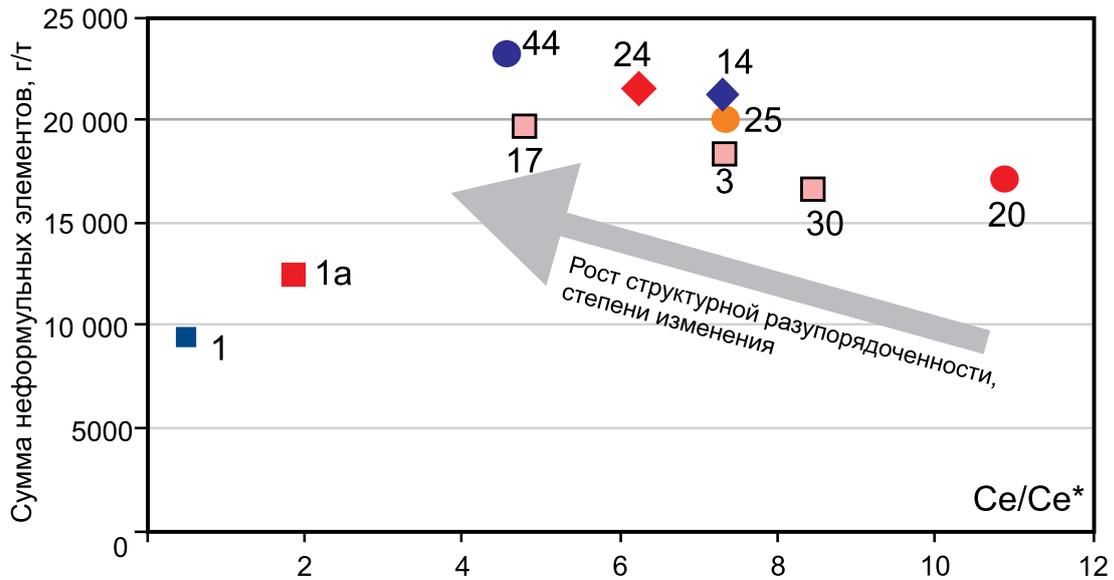
**Рис. 7.** Диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009), определяющие генетические особенности цирконов. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

**Fig. 7.** Genetical diagram by Hoskin (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009) for zircons of the Krutorechensky granites. The point numbers correspond to those in Table. 1.

полю М, что указывает на невысокую степень их преобразования. Позиция точек из каймы “молодого” зерна близка к полю Н, – что, скорее всего, может свидетельствовать об их кристаллизации из поздней флюидной фазы.

В наборе цирконов, образующихся из порции эволюционирующего расплава (зерна с возрастом, отвечающим возрасту кристаллизации породы), показателем степени изменения и структурной упорядоченности может служить величина суммы неформульных элементов в цирконах: ее увеличе-

ние часто указывает на наложение поздних процессов. На рис. 8 сумма неформульных элементов соотнесена с величиной аномалии церия  $Ce/Ce^*$ . Видно, что эти параметры в цирконах из указанной выборки связаны обратной зависимостью, а точки 43, 26 и 19 лежат в самой верхней части “облака”, что подтверждает их наилучшую сохранность и, значит, минимальные изменения в U-Pb системе, следовательно, валидность датировок (529, 542 и 559 млн лет). То есть состав и состояние цирконов показывают, что венд-кембрийский возраст грани-

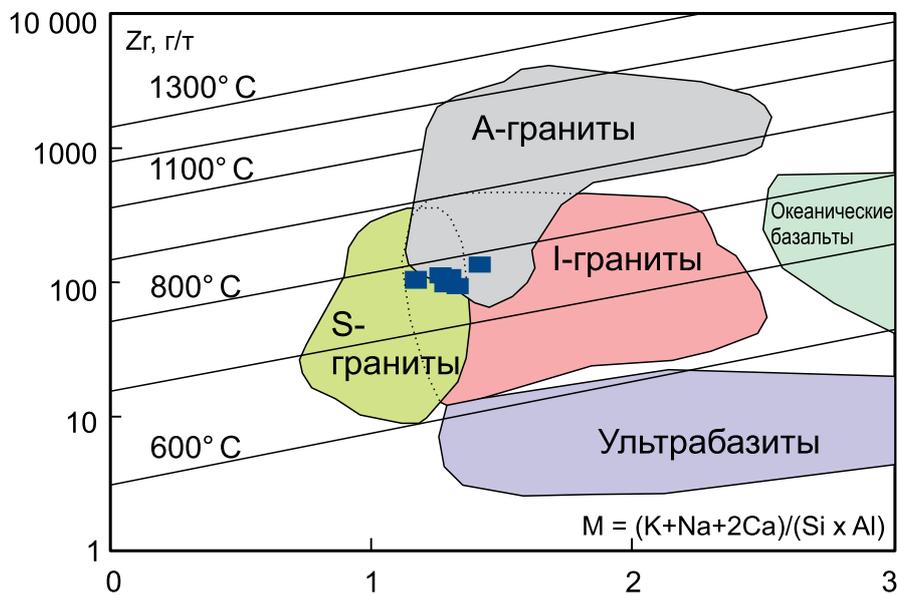


**Рис. 8.** Диаграмма соотношений суммы неформульных элементов (включая РЗЭ) и величины аномалии церия для цирконов КГК.

Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

**Fig. 8.** Total content of unfolmula elements vs. Ce/Ce\* for zircons of the Krutorechensky granites.

The point numbers correspond to those in Table. 1.



**Рис. 9.** Концентрации насыщения цирконием расплавов различного состава (параметр М) и происхождения при разных температурах, по (Kostitsyn et al., 2015; Hanchar, Watson, 2003).

Квадраты – составы гранитоидов КГК.

**Fig. 9.** Concentrations of zirconium saturation for melts of different composition (parameter M) and origin at different temperatures, after (Kostitsyn et al., 2015; Hanchar, Watson, 2003).

Squares – compositions of KKG granitoids.

тов КГК, приводимый нами ранее (Коровко и др., 2019), можно считать доказанным.

С этой точки зрения, большая часть исследованных цирконов должна быть пригодна для расчета температур их кристаллизации. Из выборки исключены замеры с самыми высокими (50–190 г/т) содержаниями титана, которые могут быть обусловлены чужеродными причинами (см. выше). В связи с неопределенностью парагенетических соотношений циркона с минералами титана, активность последнего принята за единицу, т.е. расчетные значения температуры (см. табл. 1) являются минимально возможными и отвечают 730–800°C для главной популяции и 677–790°C – для “молодой”. В целом полученные температуры кристаллизации цирконов превышают значения температур гранитного минимума и характеризуют исследуемые кристаллы как магматические. Независимый расчет температур насыщения расплава Zr, произведенный по составу пород (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al, 2015), дает очень близкий диапазон значений температур кристаллизации, а точки пород КГК лежат большей частью в перекрывающемся участке полей составов S- и I-гранитов (рис. 9).

#### Возраст и состав субстрата, геодинамическая обстановка формирования гранитов КГК

Помимо факта, указанного выше, о возрасте и составе субстрата можно судить на основе данных, полученных несколькими методами, что повышает их достоверность. Реликтовые ядра цирконов из гранитов КГК имеют возраст 1034–1221 млн лет (более полные данные см.: (Коровко и др., 2019)). Hf-модельные возрасты составляют: двустадийная модель – 1500–2142 млн лет, и одностадийная – 1157–1671. Nd-модельный возраст лежит в интервале 1780–1990 млн лет (см. табл. 3).

Ясно, что даже при определенной изменчивости изотопных систем субстрат протолита КГК является докембрийским, т.е., вероятнее всего, это вещество древних блоков, теперь слагающих кристаллический фундамент ВЕП. Это позволяет предполагать, что тектонические фрагменты, представленные гранитами КГК, были вовлечены в зону ГУР с северо-запада, поскольку для комплексов расположенной восточнее Тагильской ордовикско-девонской палеоостровной дуги возрасты кристаллического субстрата преимущественно вендские (Пучков, 2010). Отметим также, что множество датировок детритовых цирконов из метатерригенных пород Ишеримского блока лежат в интервале 1100–2100 млн лет с максимумом в мезопротерозойское время (Петров, 2020) (см. рис. 1), и древние цирконы КГК могли быть “захвачены” оттуда. Изотопно-геохронологические данные и вытекающие из них палеогеодинамические реконструкции для Ишеримского блока, приводи-

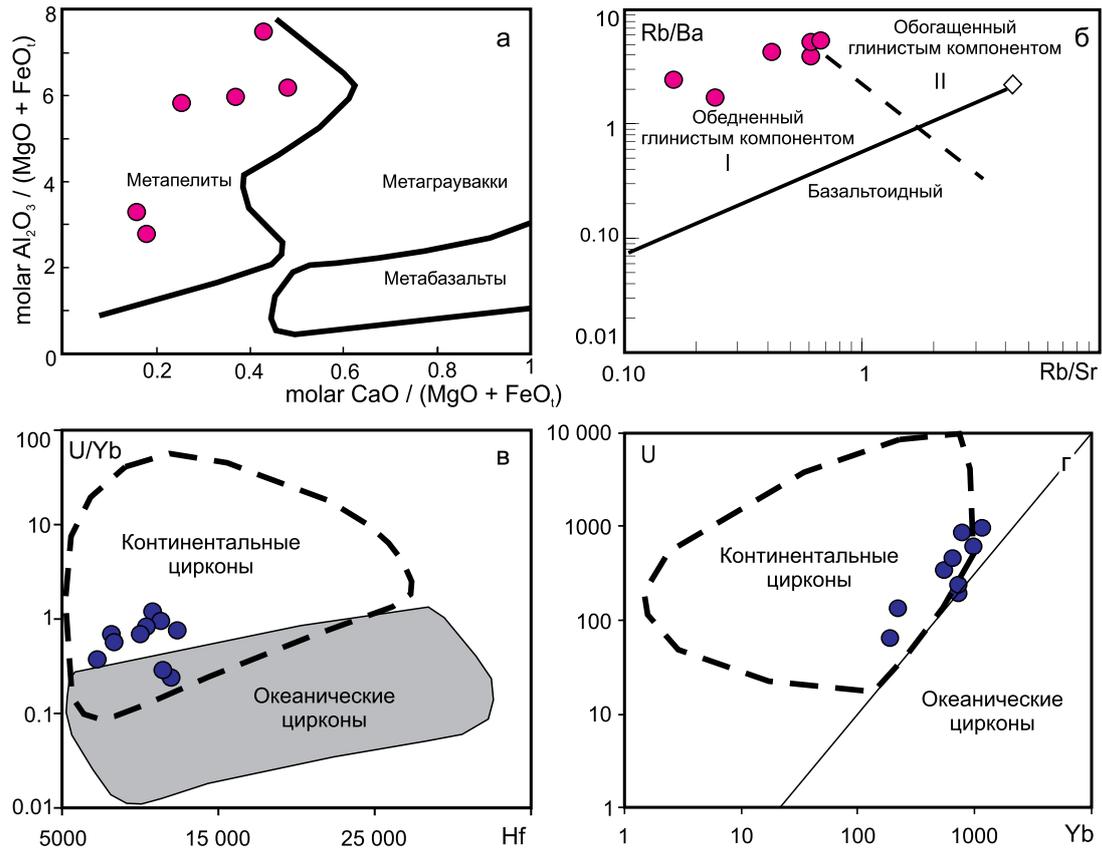
мые в работах (Петров и др., 1015; Петров, 2020), позволяют предполагать, что в конце мезопротерозоя Ишеримский блок располагался вблизи континента Балтика или являлся ее частью – входил в состав суперконтинента Родиния. О положении в структуре последнего составных частей (палеоконтинентов) существуют разные точки зрения (Evans, 2009; Кузнецов и др., 2012; Li et al., 2014; и др.). По мнению Г.А. Петрова (2020), опирающегося на реконструкции Д.В. Метелкина (Metelkin et al., 2015), возможно, “что Ишеримский блок является частью... плиты Свальбард (в состав которой входит также Шпицберген), соприкасавшейся в структуре Родинии с “гренландской” окраиной Лаврентии недалеко от “скандинавской” окраины Балтики”.

Другой (менее вероятный) вариант: мезопротерозойские цирконы унаследованы от местного, восточного источника сноса. Например, в породах Тараташского блока имеются цирконы, возрасты которых отражают их неоднократные преобразования в среднем рифее (Краснобаев и др., 2019).

Как отмечено выше, тектонический блок, сложенный гранитами КГК, чужероден к вмещающим его меланжированным породам саранхапнерской свиты Присалатимского блока (см. рис. 1, 2). По составу и возрасту граниты КГК почти идентичны венд-кембрийским гранитам Ишеримского блока (560–530 млн лет), более всего – породам Вёлсовского массива и гранит-порфирам (560 млн лет), секущим вёлсовскую свиту севернее долины р. Вагран (Петров, 2020) (см. рис. 1, 2). Формирование венд-кембрийских гранитов Северного и Приполярного Урала, по мнению В.Н. Пучкова (2018), связано с активностью мантийного диатрипа (“маньхамбовского плюма”) и под его влиянием породы приобретают двойственные геохимические характеристики, часть из которых сближает их с рифтогенными, другая – с коллизионными образованиями. Граниты КГК также имеют этот двойственный набор признаков.

Вся западная часть ГУР и ее ближайшее западное обрамление представляют собой коллаж разновысотных террейнов, совмещенных в пространстве в результате конвергентных процессов. Поэтому теоретически блок, в пределах которого формировались граниты КГК, мог ранее находиться в пределах Ишеримской структуры, и породы КГК являются производными того же магматического импульса, что и граниты Вёлсовского и других массивов структуры. В то же время остается открытым вопрос о наличии в гранитах Вёлсовского (Мойвинского и др.) массива мезопротерозойских цирконов.

С одной стороны, как отмечает Г.А. Петров, выборки цирконов для целей датирования этих объектов были весьма ограничены по объему. По мнению авторов данной статьи, поскольку гранит-



**Рис. 10.** Диаграммы, позволяющие определить состав субстрата для выплавления гранитоидов.

а, б – по параметрам состава пород (красные точки) (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998); в, г – по параметрам состава цирконов (синие точки) (Grimes et al., 2007).

**Fig. 10.** Diagrams for determining the composition of the substrate for melting granitoids.

а, б – by the parameters of rock composition (red dots) (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998); в, г – by the parameters of zircon composition (blue dots) (Grimes et al., 2007).

ные массивы Ишеримской структуры имеют более крупные размеры, чем тела КГК, они остывали дольше, поэтому облик и состояние U-Pb систем древних реликтовых зерен могли необратимо измениться.

С другой стороны, по данным геологосъемочных работ, в основании Салатимской сутурной зоны (Государственная..., 2007б) присутствуют высокоглиноземистые низкокальциевые метаосадочные породы фундамента ВЕК, которые также могли служить протолитом для гранитоидов КГК.

Можно предложить и более простое объяснение наличия восточнее Ишеримской структуры в зоне ГУР венд-кембрийских гранитов с реликтами древних цирконов. В южной части Ишеримского блока и в Хозатумпском блоке к ЮВ от него, куда входит район наших работ, распространены в виде тектонических фрагментов рифейские (ишеримская и велсовская свиты) и кембрий-ордовикские (?) (саранхапнерская свита) метаосадки, близ-

кие по литологии и химическому составу, но фаунистически не охарактеризованные, в разрезах которых представлены и аркозовые метапесчаники и кварциты (Государственная..., 2007а; Петров, 2020). Здесь деление пород на свиты, по нашему мнению, в связи с ограниченностью данных, сложностью строения разрезов и интенсивными динамотермальными преобразованиями недостаточно обосновано. Конечно, имеется ряд фаунистических находок и наборы возрастов детритовых цирконов в базальных уровнях всех частей границы Урала с ВЕП (Маслов и др., 2018); это касается и упомянутых выше свит. Но для них “классические” разрезы с обоснованием возраста располагаются существенно севернее. Там среднерифейский возраст ишеримской свиты обоснован датировками детритовых цирконов (U-Pb) и Sm-Nd возрастом долитов из силлов, залегающих среди кварцитопесчаников. Отметим, что в наборе цирконов имеются древние зерна с возрастными 2.15–(1.83–2.0) млрд

лет и отсутствуют цирконы моложе 900 млн лет (Петров и др., 2015; Петров, 2020).

Возраст же саранхапнерской свиты был принят на основании предполагаемого сходства ее литологического состава и положения в разрезе с фаунистически охарактеризованной тельпосской свитой, где в филлитах были определены трилобиты  $\text{Є}_3\text{--O}_1$  возраста (Государственная..., 2007а, б). Детритовые цирконы из аркозовых песчаников этой свиты (на Приполярном Урале) имеют возрасты от 2800–1142 до 560–510 млн лет (Петров, 2020), т. е. содержат имеются и венд-кембрийские разновидности. Это позволяет предполагать, что во время формирования саранхапнерской свиты в верхнем кембрии протерозойские образования Ишеримской структуры и локализованные среди них гранитоиды венда-кембрия типа КГК были выведены на уровень эрозионного среза и интенсивно разрушались. Относительно быстрое выведение ее на поверхность может говорить о масштабных активных тектонических (конвергентных?) процессах того времени.

Наличие тектонических “отторженцев” гранитоидов венда-кембрия типа КГК, обладающих повышенной механической устойчивостью, в псевдостратифицированном разрезе полимиктового тектонического меланжа Присалатимской зоны позволяет предполагать два основных варианта их присутствия: 1) как крупных олистолитов в осадочном микстите, локально формирующемся в верхнем кембрии-раннем ордовике по периметру эродированного Ишеримского “блока”; 2) как наиболее сохранившихся тектонических фрагментов кристаллического доордовикского фундамента, перемещенных (“вынесенных” и по восстанию, и по простиранию) в ордовикско-девонский островодужный период развития ГУР.

Отметим также, что проба из образований саранхапнерской свиты, для цирконов из которой были определены вендские возрасты, была отобрана на значительном удалении от крутореченского пакета (см. П<sub>2</sub> на рис. 2), из пород иной литологии. Поэтому можно допустить, что породы, принимаемые на нашей площади за саранхапнерскую свиту, могут здесь оказаться среднерифейскими и относиться к ишеримской свите. В таком случае, крутореченский пакет, в том числе и гранитоиды, следует включать в контуры Ишеримского (Вишерско-Кутимского) антиклинория (структуры), т. е. расширить юго-восточную границу последнего на юго-восток. В целом строение (в том числе и зональное) и история формирования Присалатимской зоны в районе долины р. Вагран требуют дальнейших исследований.

Возвращаясь к генерациям цирконов КГК, отметим, что ксеногенная природа древних ядер подтверждается обособленной позицией точек их составов на диаграммах, характеризующих состоя-

ние Lu-Hf системы. Характерная для них величина  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  – около 0, может указывать на смешанный состав их источника, в отличие от более контрастных позиций точек составов остальных цирконов (см. рис. 6). Если считать эти цирконы заимствованными из пород ишеримской свиты, то в ее составе (и составе источника сноса) имеется не только коровый материал, но и океанические породы, отвечающие производным в разной степени деплетированной мантии (Петров, 2020).

О доминирующей роли корового материала в субстрате популяции цирконов, отвечающей возрасту пород, свидетельствуют негативные величины  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  (–6...–9), лежащие ниже линии CHUR и близкие к тренду ранней коры, а также отрицательные значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $\approx -6$ ) в самих породах. По преваляющим данным авторов, граниты КГК имеют также высокое первичное отношение изотопов Sr (0.796943). Кроме того, составы цирконов из пород КГК по соотношению индикаторных компонентов (U, Y, Yb, Hf) также попадают в область “континентальных” цирконов (см. рис. 10в, г). Расчетные параметры состава самих гранитов (см. рис. 10а, б) указывают на существенно граувакковый источник, с небольшой долей пелитового вещества в субстрате. Применение критерия граничных содержаний ряда микроэлементов в цирконах (по (Belousova et al, 2002)) показывает, что субстрат имеет кислый состав (породы с  $\text{SiO}_2 = 70\text{--}75\%$ ). Резко сиалический состав субстрата ( $(^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr})_i = 0.71\text{--}0.75$ ) характерен для венд-кембрийских гранитов Приполярного Урала и Ишеримского блока (по (Довжикова, 2005; Гранитоидные комплексы..., 2002)).

“Молодые” цирконы (400 млн лет) по морфологии, особенностям состава, параметрам Lu-Hf системы (высокое отношение изотопов Hf и  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +15$ ) резко отличаются от остальных. По критериям Е.А. Белоусовой, источником расплава/флюида для их формирования были мантийные породы основного состава. Популяция цирконов такого возраста в гранитах КГК довольно многочисленна. Полная выборка представлена в (Коровко и др., 2019), где видно, что во многих зернах прослеживаются округлые частично растворенные ядра (с возрастом около 540 млн лет и древнее), хотя есть и самостоятельные зерна. По данным Т.В. Каулиной (2010) наиболее очевидным источником нового циркона в метаморфизованных породах является уже существующий циркон, при парциальном плавлении которого под действием флюидной фазы формируется новая генерация. В нашем случае возраст тектонотермальной активности, инициирующей ее образование, около 400 млн лет (нижний девон), что может быть связано с этапом проявления в регионе девонского субдукционного магматизма.

В конце ордовика-начале девона развивался Уральский палеоокеан, активно шел процесс спре-

динга и наращивания океанической коры, но близлежащая Тагильская дуга столкнулась с пассивной окраиной ВЕП только в конце девона–начале карбона (Пучков, 2010). Наряду с этим предполагается, что в девоне под краем ВЕП имела место плюмовая активность (Puchkov et al., 2016). Кристаллизация “молодых” цирконов (с “гидротермальными” характеристиками) могла происходить под влиянием флюидной фазы, продуцированной плюмом и имеющей иной уровень насыщения микроэлементами, чем в случае кристаллизации более древних цирконов из гранитного расплава. Тогда 400 млн лет – это возраст плюмового события. “Мантийные” метки ( $\epsilon\text{Nd}(t) = +15$ ) этих молодых цирконов могут отражать глубинный уровень генерации мантийного диапира, а отсутствие контаминации коровым материалом могло иметь место из-за небольшого объема флюида и кратковременности процесса.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Морфология и геохимические особенности главной популяции цирконов из гранитов крутореченского комплекса указывают на их магматическое происхождение и относительную структурную упорядоченность, что позволяет считать валидным полученный ранее (Коровко и др., 2019) венд-раннекембрийский (с учетом погрешности) возраст –  $542 \pm 15$  млн лет, отвечающий времени кристаллизации породы.

2. Древние ядра (1034–1221 млн лет), присутствующие в более молодых разностях, скорее всего, заимствованы из пород ишеримской свиты. Источником сноса для последней могли быть породы фундамента ВЕП.

3. Цирконы самой молодой популяции (около 400 млн лет) по составу резко отличаются от более древних, условно отвечают “гидротермальным” разностям и могли быть образованы за счет уже существующих зерен под действием флюидной фазы, генерированной, возможно, под влиянием мантийного диапира.

4. Субстрат для выплавления гранитов КГК был существенно коровым, что подтверждается особенностями состава пород, индикаторными отношениями ряда микроэлементов в цирконах и параметрами трех независимых изотопных систем:  $\epsilon\text{Nd}(t) \approx -6$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t) = 6 \dots -9$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.796943$ . По составу породы протолита могли быть песчаниками с небольшой примесью пелитового материала.

5. Отмечено, что в отношении определения объема, границ и возраста саранхапнерской свиты в рамках Крутореченского пакета Присалатимской зоны и, соответственно, восточной границы Ишеримского блока имеется ряд вопросов, для разрешения которых требуются дополнительные исследования.

### Благодарности

Авторы искренне благодарны сотрудникам ЦКП “Геоаналитик” – Н.Г. Солошенко, М.В. Червяковской и В.С. Червяковскому за оперативное выполнение аналитических процедур и консультации при обработке изотопных данных, а также С.В. Прибавкину и А.А. Краснобаеву (ИГГ УрО РАН) за ценные замечания при обсуждении.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, **6**, 622-633. <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (2007а) Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 332 с.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (2007б) Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-О-XXXVI (Североуральск). Объяснительная записка. Под ред. В.В. Шалагинова. Составили Г.А. Петров, Г.А. Ильасова, Н.И. Тристан и др. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 408 с.
- Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория (2002). И.И. Чайковский Отчет по НИС, Гос. рег. № 48-02-19/2. Пермь: ПГУ, 227 с. (фондовые материалы)
- Довжикова Е.А. (2005) Позднекембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральной части Печорской плиты). Дисс... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 115 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, ИЗД144 с.
- Коровко А.В., Бородин Н.С., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Вишнякова М.Д. (2017а) О возрасте Крив-Вагранского сиенитового массива (Салатимская зона смятия, Северный Урал). Чтения памяти П.Н. Чирвинского, (20). Пермь: ПГУ, 120-126.
- Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Хубанов В.Б. (2019) Венд-раннекембрийские граниты крутореченского комплекса (Присалатимская зона, Северный Урал): возраст протолита, геодинамические условия образования и преобразования. *Геодинамика и тектонофизика*, **10** (4), 863-878. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-4-0446>
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019) Природа цирконовой кластики в песчаниках рифей и венда Южного Урала. *Георесурсы*, **21**(1), 15-25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. (2012) Возраст детритных цирконов из Ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia upside down conception”). *Литосфера*, **4**, 59-77.
- Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия) (2009) СПб.: ВСЕГЕИ, 250 с.
- Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. (2018) Ранние этапы эволюции урала: U-Pb систематика обло-

- мочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(2), 3-20. DOI: 10.7868/S0869592X18020011
- Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГА, 181 с.
- Петров Г.А. (2020). Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 176 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, **4**, 42-69.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2014) Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале. *Докл. АН*, **459** (6), 721-725. DOI: 10.7868/S0869565214360201
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593. DOI: 10.7868/S086956521529023X
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плом-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **5**, 692-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258. DOI: 10.15372/GiG20160113
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73. DOI: 10.4236/ojped.2015.52023 2 654
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.J. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. DOI 10.1007/s00410-002-0364-7
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. // *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Blichert-Toft J., Albarède F. (1997) The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148** (1), 243-258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X)
- Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190** (3-4), 137-151. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00379-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X)
- Evans D.A.D. (2009) The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. (Eds J.B. Murphy, J.D. Kepple, A.J. Hynes). Ancient Orogens and Modern Analogues. *Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **327**, 371-404. <https://doi.org/10.1144/SP 327>
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>
- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496-1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646. <https://doi.org/10.1130/g23603a.1>
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. <https://doi.org/10.2113/0530089>
- Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016>
- 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**, 637-648.
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62.
- Jacobsen S., Wasserburg G.J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>
- Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A. (2010) The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. *Amer. Mineral.*, **95**(8-9), 1343-1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>
- Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution

- and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.* **60**, 14-35. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009>
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T–fO<sub>2</sub> paths during crystallisation of H<sub>2</sub>O-rich and H<sub>2</sub>O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173** (12), 1-21. doi.org/00410-018-1529-3
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precambres.2014.09.013> 0301-9268
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Anich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit, Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>
- Puchkov V.N. (2016) Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics*, **50** (4), 425-438. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184** (1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Scherer E., Münker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683–687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins*. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **42**, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70-87.
- Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**, 97-111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>
- (6), 622-633. (In Russian) <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. DOI 10.1007/s00410-002-0364-7
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Blichert-Toft J., Albarède F. (1997) The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Plane. Sci. Lett.*, **148** (1), 243-258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X)
- Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190** (3-4), 137-151. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00379-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X)
- Dovzhikova E.A. (2005) *Pozdnedokembriiskii magmatizm Pripechorskoi zony razlomov (tsentral'noi chasti Pechorskoi plity)*. Diss.... kand. geol.-min. nauk [Late Precambrian magmatism of the Pripechora fault zone (central part of the Pechora plate). Cand. geol. and min. sci. diss]. Syktyvkar, 115 p. (In Russian)
- Evans D.A.D. (2009) The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. (Eds J.B. Murphy, J.D. Keeple, A.J. Hynes). *Ancient Orogens and Modern Analogues. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **327**, 371-404. <https://doi.org/10.1144/SP327>
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>
- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496-1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Ural'skaya seriya. List R-40 (Severoural'sk). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of the Russian Federation Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series, Sheet P-40 (Severoural'sk). Explanatory letter]. (2007a) St.-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 332 p. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Sredneural'skaya. List R-O-XXXVI (Severoural'sk). Ob'yasnitel'naya zapiska. Pod red. V.V. Shalaginova. Sostavili: G.A. Petrov, G.A. Ilyasova, N.I. Tristan* [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet P-O-XXXVI (Severoural'sk). Explanatory letter. Ed. V.V. Shalaginov. Compiled by G.A. Petrov, G.A. Ilyasova, N.I. Tristan et al]. (2007b). St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 408 p. (In Russian)

## REFERENCES

- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73. DOI: 10.4236/ojped.2015.52023 2 654
- Balashov Yu.A., Skublov S.G. Contrast of geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geokhimiya*,

- Granitoidnye komplekxy Lyapinsko-Kutimskogo megantiklinoriya* (2002) [Granitoid complexes Lyapino-Kutim Megantyclinorium]. Sci. Report I.I. Chaikovskii. St.Registr. No. 48-02-19/2. Perm, PGU, 227 p. (In Russian, unpublished)
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646. https://doi.org/10.1130/g23603a.1
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. https://doi.org/10.2113/0530089
- Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016
- 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**, 637-648.
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62.
- Jacobsen S., Wasserburg G. J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- Kaulina T.V. (2010) *Образование и преобразование тсиркона в полиметаморфических комплексах* [Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity, 144 p. (In Russian)
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope Dating of zircons from Pz<sub>3</sub>-Mz magmatic complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: procedure for determination and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russian) DOI: 10.15372/GiG20160113
- Korovko A.V., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Vishnyakova M.D. (2017a) On the age of the Kriv-Vagran syenite massif (Salatim zone of crumpling, Northern Urals). *Chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo (20)* [Readings in memory of P.N. Chirvinsky, (20)], Perm, Perm Stat Univ. Publ., 120-126. (In Russian)
- Korovko A.V., Shardakova G.Yu., Khubanov V.B. (2019) Vendian-Early Cambrian granites of the Krutorechensky complex (Prisalatimskaya zone, Northern Urals): age of the protolith, geodynamic conditions of formation and transformation. *Geodynamics Tectonophysics*, **10**(4), 863-878. (In Russian) https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-4-0446
- Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. https://doi.org/10.1134/S0016702915090025
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clusters in the Riphean and Vendian sandstones of the southern Urals. *Georesources*, **21**(1), 15-25. https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meyer J. (2012) The age of detrital zircons from the Asha series of the Southern Urals is a confirmation of the spatial conjugation of the Ural region of the Baltic and the Queensland region of Australia in the structure of Rodinia ("Australia upside down concept"). *Lithosphere*, (4), 59-77. (In Russian)
- Legenda Ural'skoi serii listov Gosgeol'karty-1000/3 (aktualizirovannaya versiya)* [Legend of State Geological map 1000/3 (Uralian series of sheets, topical version)]. St.-Petersburg, VSEGEI Publ., 230 p. (In Russian)
- Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A. (2010) The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. *Amer. Mineral.*, **95**(8-9), 1343-1348. https://doi.org/10.2138/am.2010.3521
- Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.* **60**, 14-35. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T-fO<sub>2</sub> paths during crystallisation of H<sub>2</sub>O-rich and H<sub>2</sub>O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173** (12), 1-21. DOI: org/00410-018-1529-3
- Maslov A.V., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. (2018) Early stages of urallides evolution: U-Pb systematics of detrital zircons from rocks of rift associations. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(2), 3-20. (In Russian) DOI: 10.7868/S0869592X18020011
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013 0301-9268
- Pelletier E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit, Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026
- Petrov G.A. (2007) *Usloviya formirovaniya kompleksov zony Glavnogo Ural'skogo razloma na Severnom Urale*. [Condition for the Main Uralian Fault zone complexes formation in the Northern Urals]. Ekaterinburg, UGGA Publ., 181 p. (In Russian)
- Petrov G.A. (2020). *Dokembriyskie komplekxy Isherimskogo antiklinoriya (Severnyi Ural): stratigrafiya, magmatizm, metamorfizm, metallogeniya* [Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny] Ekaterinburg, UB RAS, 176 p. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2014) New data on the composition and age of granites of the Isherim anticlinorium and the position of the Timanid boundary in the Northern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **459** (6), 721-725. (In Russian) DOI: 10.7868/S0869565214360201

- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (Northern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 589-593. (In Russian) DOI: 10.7868 / S086956521529023X
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (actual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [A Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics*, **50** (4), 425-438. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>
- Puchkov V.N. (2018) Plum-dependent granite-ryolite magmatism. *Lithosfera*, **18**(5), 692-705. (In Russian) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Scherer E., Münker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins*. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. Spec. Publ. London, **42**, 313-345
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70-87.
- Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**, 97-111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>

УДК 552.321.5(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

## Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности

В. Н. Смирнов<sup>1</sup>, И. И. Казаков<sup>2</sup>, В. С. Пономарев<sup>1</sup>, Ю. Л. Ронкин<sup>1</sup>, Е. В. Стороженко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: smirnov@igg.uran.ru, pl23v@yandex.ru, y-ronkin@mail.ru

<sup>2</sup>Уральская геологосъемочная экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, e-mail: kazakov@ugse.ru

Поступила в редакцию 22.05.2020 г., принята к печати 07.08.2020 г.

**Объект исследования.** Изучались геологическое положение, вещественный состав и возраст пород относительно небольшого по размерам (около 32 км<sup>2</sup>) Быстринского габбрового массива, который залегает в подошве пакета тектонических пластин, сложенных серпентинизированными дунитами и гарцбургитами офиолитовой ассоциации, в пределах восточной окраины Среднего Урала. **Методы.** Содержание петрогенных элементов определялось рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35. Анализ содержания редких и рассеянных элементов выполнен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S. Состав породообразующих минералов изучался на рентгеновском микроанализаторе CamecaSX100. Возраст массива установлен <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd методом изотопного датирования. Для определения глубин формирования пород использовались амфиболовые геобарометры. **Результаты.** Изучены петро- и геохимические особенности пород, состав породообразующих минералов, установлен возраст пород – 587 ± 19 млн лет. Показано, что габброиды массива представлены двумя петрографическими разновидностями. Преобладающим типом пород являются габбродолериты, которые по минеральному составу, структуре, геохимическим особенностям и глубине формирования (не более 2–3 км), аналогичны однородным габбро ненарушенных офиолитовых разрезов. Результаты картирования массива показали, что он представляет собой наиболее крупное из описанных к настоящему времени на Урале тел габброидов этого типа. Присутствующие в меньшем количестве среднезернистые габбро резко отличаются от габбродолеритов пониженным содержанием Fe, Ti, породообразующих (K, Na) и редких (Li, Rb, Cs) щелочей, а также Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf и элементов редкоземельной группы при значительно более высоком количестве Са, Mg и Ст. Глубина их формирования составляет 10–12 км, что соответствует уровню верхней мантии. **Выводы.** Полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах Быстринского массива тектонически совмещены фрагменты двух уровней офиолитового разреза: относительно малоглубинные однородные габбро верхней части габбрового комплекса офиолитовой ассоциации и глубинные габбро мантийной части офиолитового разреза.

**Ключевые слова:** Урал, офиолиты, габброиды, петро- и геохимические особенности, <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd изотопный возраст

### Источник финансирования

Статья подготовлена в процессе проведения работ по госбюджетной теме ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6 “Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа (на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы)”

## The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation

Vladimir N. Smirnov<sup>1</sup>, Igor I. Kazakov<sup>2</sup>, Vladimir S. Ponomarev<sup>1</sup>, Yury L. Ronkin<sup>1</sup>, Evgenii V. Storozhenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,  
e-mails: smirnov@igg.uran.ru, pl23v@yandex.ru, y-ronkin@mail.ru

<sup>2</sup>Urals Geological Mapping Expedition, 55 Vainer st., Ekaterinburg 620014, Russia, e-mail: kazakov@ugse.ru

Received 22.05.2020, accepted 07.08.2020

**Для цитирования:** Смирнов В.Н., Казаков И.И., Пономарев В.С., Ронкин Ю.Л., Стороженко Е.В. (2021) Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности. *Литосфера*, 21(1), 55–69. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

**For citation:** Smirnov V.N., Kazakov I.I., Ponomarev V.S., Ronkin Yu.L., Storozhenko E.V. (2021) The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation. *Litosfera*, 21(1), 55–69. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

© В.Н. Смирнов, И.И. Казаков, В.С. Пономарев, Ю.Л. Ронкин, Е.В. Стороженко, 2021

*Research subject.* The research covered the geological position, material composition and rock age of a comparatively small (about 32 km<sup>2</sup>) Bystrinskii gabbro massif. This massif underlies a tectonic plate package consisting of serpentinized dunites and harzburgites of the ophiolite association in the Eastern boundary of the Middle Urals. *Methods.* The content of petrogenic elements was measured by the X-ray fluorescence method using an X-ray multichannel spectrometer CPM-35. The analysis of rare-earth element contents was conducted using a NexION 300S mass-spectrometer. The composition of rock-forming minerals was studied using an X-ray microanalyzer CamecaSX100. The age of the massif was determined by the <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd method of isotope dating. Amphibole geobaometers were used to determine the depth of the rock formation. *Results.* According to the petro- and geochemical features and composition of the rock-forming minerals, the <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd isotope age of the rocks was found to be 587 Ma. It was shown that gabbroids in the massif are represented by two petrographic varieties. The predominant type of the rocks is gabbrodolerites, which are similar to the isotropic gabbros of undisturbed ophiolite sections in terms of mineral composition, structure, geochemical features and the depth of formation (not more than 2–3 km). The mapping results showed the massif under study to be the largest among those described thus far. The medium grained gabbroids, which are present in lesser quantities, differ sharply from gabbrodolerites in terms of lower contents of Fe, Ti, both rockforming (K, Na) and rare (Li, Rb, Cs) alkalis, Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf and elements of rare-earth group, as well as by significantly higher quantities of Ca, Mg and Cr. The depth of their formation is 10–12 km, which corresponds to the upper mantle. *Conclusions.* The obtained information demonstrates that fragments of two levels of the ophiolite section are tectonically aligned in the Bystrinskii massif: relatively shallow isotropic gabbros of the upper part of the ophiolite section and deep gabbros of the mantle part of the ophiolite section.

**Keywords:** Urals, ophiolites, gabbroids, petro- and geochemical features, the <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd isotope age

#### Funding information

The article was prepared in the process of work on the state budget theme of the IGG UB RAS No. AAAA-A18-118052590032-6 "Paleogeodynamics and evolution of structural-material complexes during the formation of the continental crust (on the example of the Ural-Mongolian fold belt and the West Siberian platform)"

## ВВЕДЕНИЕ

Быстринским массивом называют небольшое по размерам (около 32 км<sup>2</sup>) габбровое тело неправильной формы, примыкающее с юга к более крупному Режевскому дунит-гарцбургитовому массиву (рис. 1), что позволяет рассматривать их в качестве единой мафит-ультрамафитовой ассоциации. Габброиды Быстринского массива практически не обнажены. Площадь их распространения, приуроченная к бассейну р. Быстрой (правый приток р. Реж), и условия залегания установлены главным образом на основании геофизических данных и результатов картировочного бурения, а характеристика вещественного состава дана по результатам изучения единичных проб, отобранных из элювиальных глыб по правому берегу р. Быстрой и из придорожной выемки в северной части массива.

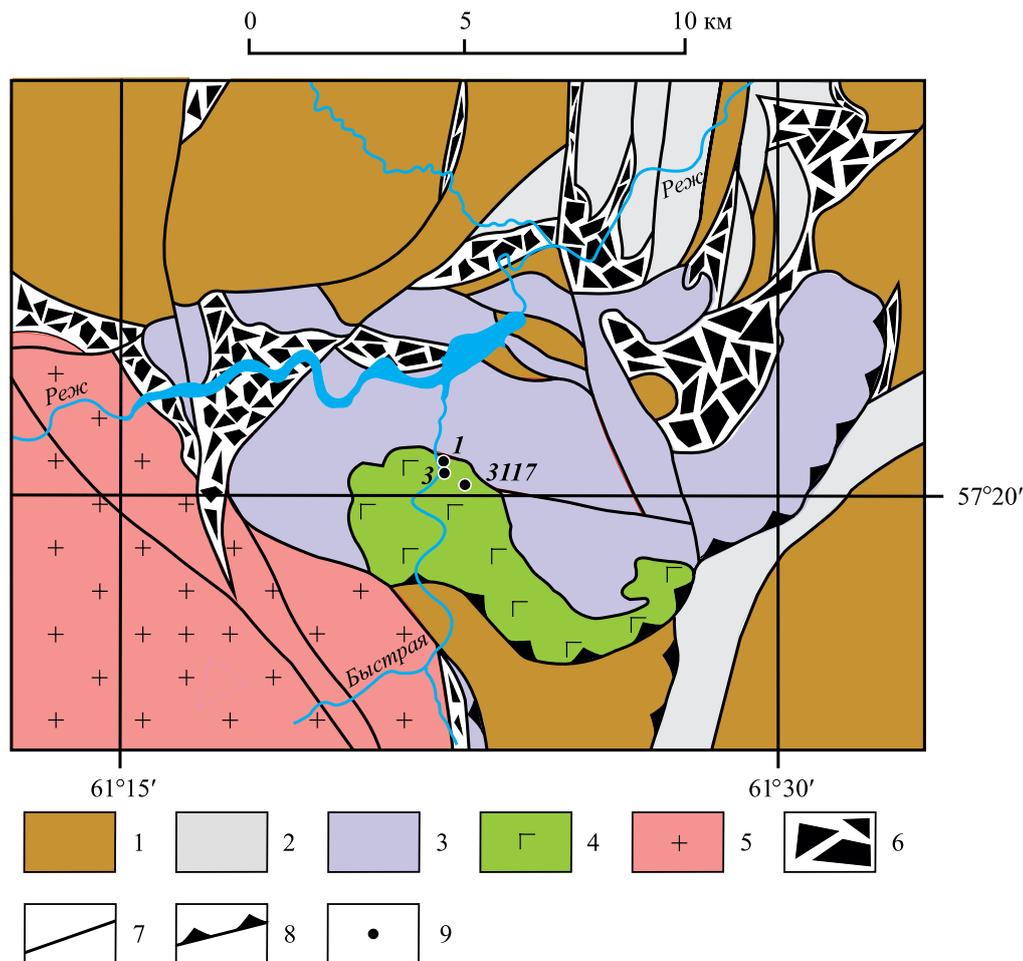
Пространственная совмещенность рассматриваемых габброидов с типичными для офиолитовых комплексов Урала петрографическими разновидностями: серпентинизированными дунитами и гарцбургитами – позволяет уверенно отождествлять эти образования с ассоциациями офиолитового типа (Казаков и др., 2017; Петров, 2019). Однако первые же результаты изучения состава габброидов Быстринского массива показали, что они существенно отличаются от габбро, типичных для офиолитовых массивов как этого региона, так и

других частей Урала, что побудило авторов провести более детальное изучение пород массива в целях объяснения наблюдаемых особенностей состава этих пород, результаты которого изложены в настоящей публикации.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА В СТРУКТУРЕ УРАЛА

Быстринский массив расположен в пределах Восточной зоны Среднего Урала (известной также под названием Алапаевско-Теченский синклинорий (Государственная ..., 2011)), представляющей собой полосу палеозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ с блоками, линзами и пластинами пород офиолитовой ассоциации и многочисленными прорывающими все перечисленные образования интрузиями различного состава и возраста, которая протягивается вдоль восточной окраины Уральского подвижного пояса (Коротеев и др., 1979; Смирнов и др., 2003). В восточном направлении палеозойские комплексы этой зоны погружаются под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты, а с запада отделены от структур открытой части Урала системой разрывных нарушений – Баженовской шовной зоной (Смирнов и др., 2019).

Первичные геологические структуры Восточной зоны были сильно нарушены тектоническими



**Рис. 1.** Схема геологического строения района.

1 – девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы рудянской толщи, 2 – каменноугольные вулканогенно-осадочные породы и осадочные породы бекленищевской и исетской свит, 3 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты Режевского массива, 4 – габброиды Быстринского массива, 5 – позднепалеозойские коллизионные граниты Адуйского массива, 6 – серпентинитовый меланж, 7 – разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики, 8 – шарьяжи, 9 – точки отбора проб.

**Fig. 1.** Geological scheme of the area.

1 – Devonian volcanogenic and volcanogenic-sedimentary rocks of the Rudianka strata, 2 – Carboniferous volcanogenic-sedimentary and sedimentary rocks of Beklenischevo and Iset suites, 3 – serpentinized dunites and harzburgites of the Rezh massif, 4 – gabbroids of the Bystrinskii massif, 5 – Late Paleozoic collisional granites of the Adui massif, 6 – serpentinite mélangé, 7 – faults of complicated or unidentified kinematics, 8 – thrusts, 9 – sampling localities.

движениями на протяжении коллизионного этапа развития региона. Возникшие при этом многочисленные разрывные нарушения представлены преимущественно левосторонними сдвигами, часто трассируемыми зонами меланжа и линзовидными телами серпентинизированных ультрамафитов. Местами нарушения сдвигового характера осложнены надвигами, по всей вероятности, небольшой амплитуды. К одной из таких надвиговых структур приурочено описываемое в настоящей работе тело габброидов, получившее название Быстринского массива (Казаков и др., 2017). Совместно с

ультрамафитами Режевского массива рассматриваемые габброиды слагают пакет субгоризонтально залегающих тектонических пластин сложной морфологии, в котором занимают приподошвенное положение (см. рис. 1). Согласно результатам региональных геологических исследований, пластины относительно полого погружаются под вулканогенные и осадочные образования девона, а юго-восточной части совместно с девонскими вулканитами полого надвинуты на известняки нижнего карбона. Все контакты габбро и ультрамафитов с окружающими палеозойскими толщами тек-

тонические. Характер взаимоотношений габбро с ультрамафитами не наблюдался, но высокая степень деформированности пород в районе с достаточной степенью уверенности позволяет предполагать, что они, скорее всего, также тектонические.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все три использованные для изучения вещественного состава и изотопно-геохронологических исследований пробы габброидов отобраны из естественных обнажений в северной части массива. Два из них (1 и 3) представлены элювиальными глыбами размером до 40 см, встреченными на правом берегу р. Быстрой. Координаты точек отбора: обн. 1 – 57°20.472' с.ш., 61°22.182' в.д.; обн. 3 – 57°20.393' с.ш., 61°22.223' в.д. Еще одно обнажение (3117) представляет собой коренной выход габброидов в придорожной выемке, координаты: 57°20.166' с.ш., 61°34.747' в.д.

Изучение вещественного состава габброидов проводилось в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН). Содержание петрогенных элементов определялось рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова). Анализ содержания редких и рассеянных элементов выполнен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, Л.К. Дерюгина). Состав породообразующих минералов изучен на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 (аналитик Д.А. Замятин).

Определение концентраций Sm, Nd и атомных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с использованием смешанного спайка  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$  и последующим анализом с помощью мультиколлекторного твердофазного анализатора Triton<sup>1</sup> (TIMS) в статическом режиме.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

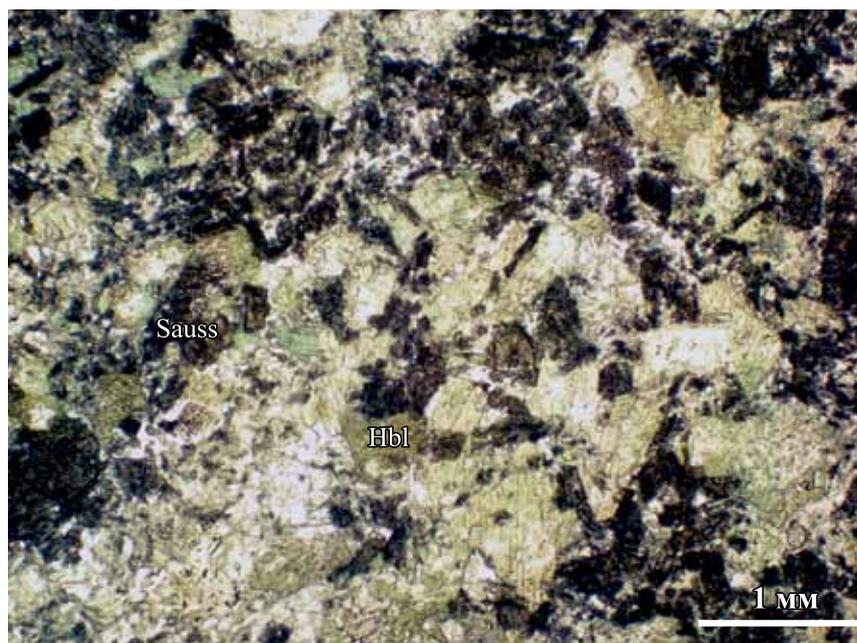
Габброиды Быстринского массива представлены двумя петрографическими разновидностями. Наиболее широко распространены мелкозернистые габбродолериты, состоящие из приблизительно равных количеств зеленого амфибола (магнезиальной роговой обманки) и полностью разложившегося (сосюритизированного) плагиоклаза. Размер зерен минералов в габброидах этой разновидности – 0.3–0.9 мм и менее. Микрострукту-

ра реликтовая габбро-офитовая (рис. 2). Плагиоклаз образует беспорядочно ориентированные зерна призматической или таблитчатой формы, идиоморфные по отношению к амфиболу. Ксеноморфные зерна амфибола, расположенные в промежутках между индивидами плагиоклаза, имеют изометричную или слегка удлиненную форму.

Второй разновидностью габброидов, установленной в пределах Быстринского массива, является среднезернистое габбро, заметно отличающееся от габбродолеритов как по структуре, так и по минеральному составу. Размер зерен первичных индивидов сосюритизированного плагиоклаза и темноцветного минерала в нем обычно находится в пределах от 0.5 до 2 мм, хотя встречаются и более мелкие зерна. Реликтовая микроструктура габбровая, лишь местами приближающаяся к габбро-офитовой. Как правило, зерна первичных породообразующих минералов ксеноморфны, но в виде исключения встречаются идиоморфные кристаллы плагиоклаза таблитчатой формы (рис. 3). Так же, как и габбродолериты, среднезернистые габбро имеют приблизительно одинаковые содержания амфибола и сосюритизированного плагиоклаза. Однако в отличие от габбродолеритов, в которых весь амфибол представлен компактной густоокрашенной разновидностью (магнезиальной роговой обманкой), которая, по всей вероятности, имеет первичное (по-видимому, магматическое) происхождение, в среднезернистом габбро эта разновидность присутствует в незначительном количестве. Преобладает же бледноокрашенная волокнистая разновидность амфибола, варьирующая по составу от актинолита до тремолита, метаморфический генезис которой не вызывает сомнений. Реликтов первичного темноцветного минерала, замещенного метаморфогенным амфиболом актинолит-тремолитового ряда, обнаружить не удалось. По-видимому, это мог быть как первичный, предположительно магматический, амфибол компактной разновидности, так и клинопироксен. Однако ввиду того, что признаков замещения первичного амфибола светлоокрашенным вторичным нигде не наблюдалось, более вероятным представляется предположение о том, что последний образовался в результате замещения зерен клинопироксена, т.е. характерного для габброидов процесса уралитизации.

Степень метаморфических преобразований габброидов двух выделенных разновидностей одинакова и соответствует зеленокаменной ступени метаморфизма. Первичные структуры пород хорошо различимы, но минеральный состав претерпел существенные изменения. Плагиоклаз в процессе метаморфизма полностью разложился с образованием сосюритового агрегата, состоящего, по данным микроскопического изучения, из цоизита, клиноцоизита, лейст хлорита и небольшого количества

<sup>1</sup> Производства Thermo Fisher Scientific Inc.

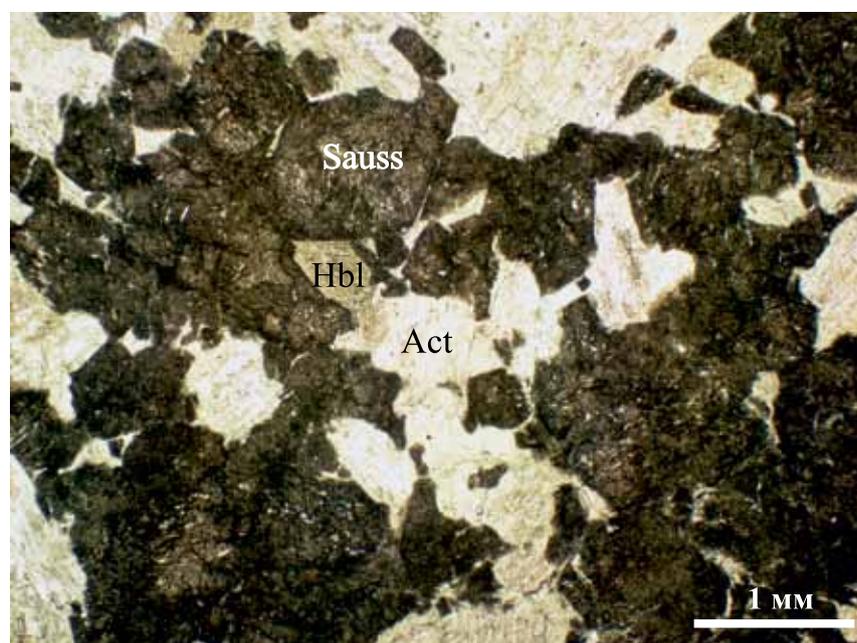


**Рис. 2.** Микроструктура габбро-долерита, шлиф 3, без анализатора.

*Hbl* – магнезиальная роговая обманка, *Souss* – соссюрит.

**Fig. 2.** The Microstructure of gabbro-dolerite, thin section 3, without analyzer.

*Hbl* – magnesian hornblende, *Souss* – saussurite.

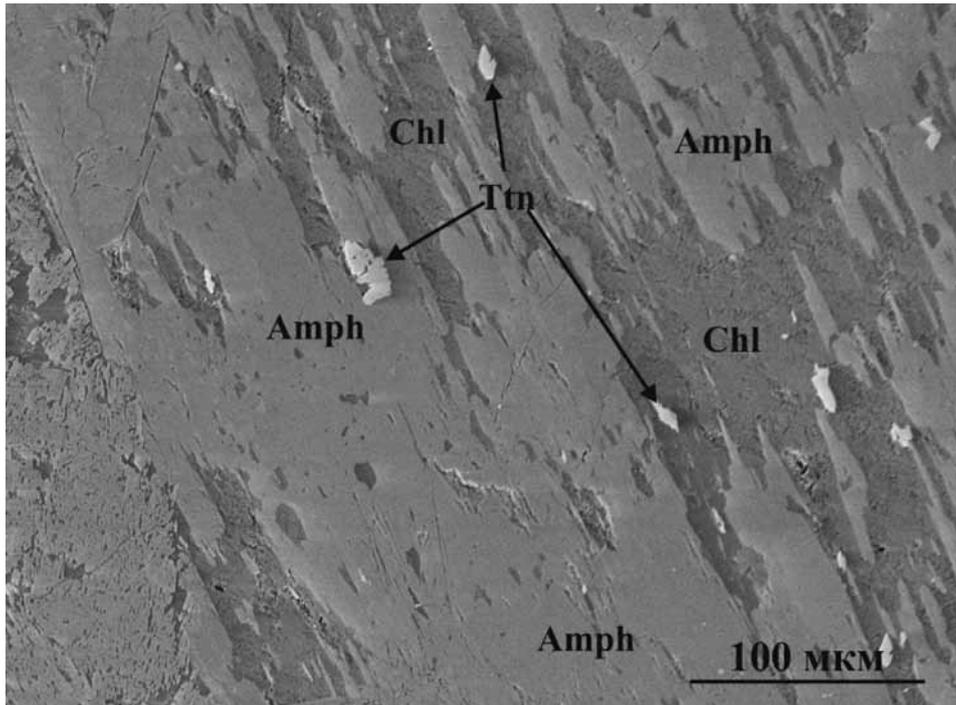


**Рис. 3.** Микроструктура среднезернистого габбро, шлиф 1, без анализатора.

*Act* – актинолит, *Hbl* – магнезиальная роговая обманка, *Souss* – соссюрит.

**Fig. 3.** The Microstructure of medium grained gabbro, thin section 1, without analyzer.

*Act* – actinolite, *Hbl* – magnesian hornblende, *Souss* – saussurite.



**Рис. 4.** BSE-изображение зерна магнезиальной роговой обманки (*Amph*), частично замещенной хлоритом (*Chl*) с включениями новообразованных зерен титанита (*Ttn*). Обр. 1.

**Fig. 4.** BSE-image of the grain of magnesian hornblende (*Amph*), partly replaced by chlorite (*Chl*) with inclusion of newly formed titanite (*Ttn*). Sample 1.

мелких зерен альбита и олигоклаза. Первичный амфибол, представленный компактной густоокрашенной разновидностью, в наименьшей, по сравнению с другими минералами, степени подвергся метаморфическим изменениям. Зерна первичного амфибола частично по трещинам спайности и очень редко полностью замещены хлоритом. Кроме хлорита в качестве включений в нем наблюдаются также зерна титанита и цоизита (рис. 4). Клинопироксен, который, как уже было сказано выше, по-видимому, являлся преобладающим темноцветным минералом среднезернистого габбро, полностью замещен амфиболом тремолит-актинолитового ряда, находящегося в ассоциации с хлоритом. Наряду с хлоритом в виде включений среди вторичного амфибола наблюдаются зерна титанита и цоизита.

#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Результаты микронзондового изучения состава породообразующих минералов приведены в табл. 1.

Единственным сохранившимся неизменным минералом первичного парагенезиса в изученных породах является окрашенная в зеленый цвет компактная разновидность амфибола. Микронзондовое изучение зерен этого минерала показало,

что в обеих петрографических разновидностях по химическому составу он соответствует магнезиальной роговой обманке. При этом величина магнезиальности минерала в разных породах заметно различается, составляя в среднем около 0.75 в габбродолеритах и 0.85 в среднезернистых габбро (рис. 5). Все проанализированные зерна магнезиальной роговой обманки содержат существенное количество титана (до 1.44 мас. %  $TiO_2$ ) и натрия (до 1.38 мас. %  $Na_2O$ ).

Минералы метаморфического генезиса представлены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, хлоритом, цоизитом, клиноцоизитом, эпидотом, кислыми плагиоклазами и титанитом.

Актинолит и тремолит образуют волокнистые агрегаты, заместившие зерна первичного темноцветного минерала (предположительно, клинопироксена) в среднезернистом габбро. Для актинолита характерны значительные вариации содержания кремния (от 7.5 до 8 ф. е.) и алюминия при практически постоянной величине магнезиальности – около 0.85. Тремолит, судя по единственному имеющемуся анализу, обладает минимальной для этого минерала магнезиальностью и максимальным содержанием кремнезема (см. рис. 5).

Хлорит развивается вдоль трещин и по краям зерен магнезиальной роговой обманки, а также при-

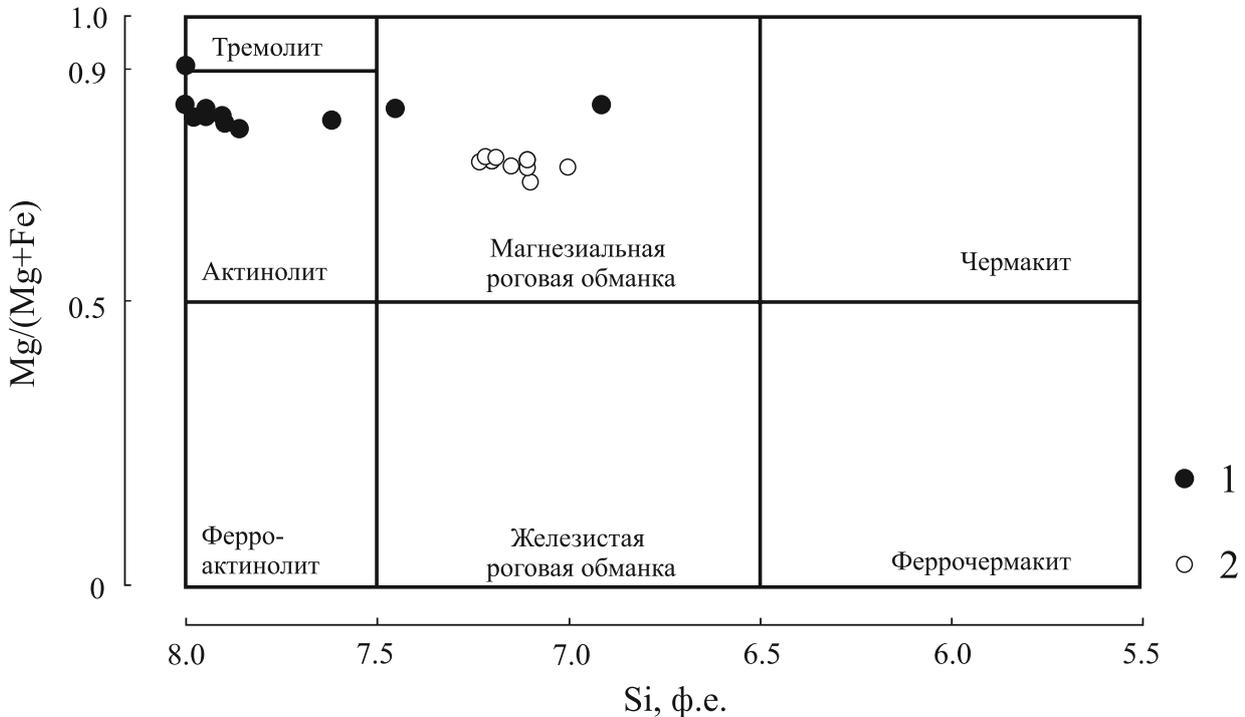
Таблица 1. Состав породообразующих минералов, мас. %

Table 1. The Composition of rock-forming minerals, wt %

№ п.п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Магнезиальные роговые обманки											
1	49.13	0.97	5.89	–	13.50	0.27	14.98	11.29	1.01	0.06	97.10
2	49.51	1.12	6.21	0.04	12.83	0.33	14.59	11.43	1.22	0.05	97.33
3	48.36	1.44	6.74	0.05	13.36	0.18	14.66	11.31	1.20	0.07	97.37
4	48.81	1.34	6.41	0.05	12.81	0.33	14.34	11.72	1.26	0.08	97.15
5	48.52	0.83	6.01	0.04	13.79	0.27	14.91	11.24	1.02	0.09	96.72
6	48.86	0.97	6.33	0.00	12.53	0.19	14.84	11.77	0.85	0.38	96.72
7	48.94	0.89	5.61	0.04	13.67	0.23	15.17	11.39	0.88	0.07	96.89
8	50.10	0.65	5.36	–	13.53	0.24	15.02	11.33	0.91	0.08	97.22
9	49.85	0.65	5.20	0.03	13.25	0.33	15.25	11.42	0.94	0.05	96.97
10	49.59	0.64	4.92	0.06	13.61	0.23	15.87	11.17	0.78	0.05	96.92
11	48.50	1.34	8.42	0.06	7.96	0.12	16.99	11.98	1.38	0.02	96.77
Актинолиты											
12	56.74	0.06	0.65	0.05	6.53	0.15	19.18	13.48	0.05	0.02	96.91
13	56.14	0.02	0.97	0.22	6.91	0.14	18.96	13.55	0.07	–	96.98
14	55.82	0.08	1.88	–	8.22	0.24	18.08	13.08	0.22	0.02	97.64
15	56.05	–	1.27	0.03	6.87	0.21	18.87	13.57	0.09	0.02	96.98
16	56.37	0.04	1.60	–	6.90	0.24	18.98	13.56	0.13	0.03	97.85
17	54.00	0.05	3.58	0.33	7.98	0.22	18.26	12.57	0.21	0.07	97.27
18	56.77	0.02	0.84	0.09	7.31	0.14	19.01	13.31	0.17	0.02	97.68
19	56.18	0.03	2.02	0.06	7.59	0.06	18.35	13.42	0.14	0.03	97.88
Тремолит											
20	62.76	0.05	1.77	0.06	6.11	0.12	15.23	11.20	0.13	0.03	97.46
Клинохлоры											
21	29.04	–	20.04	0.19	12.78	0.12	23.71	0.08	–	–	85.96
22	28.20	–	20.74	0.13	13.32	0.34	23.68	0.07	–	–	86.48
23	29.79	–	19.42	0.20	12.80	0.24	24.02	0.10	–	–	86.57
24	29.20	0.03	20.67	0.32	12.55	0.19	23.27	0.12	–	–	86.35
Цоизиты											
25	38.16	–	32.71	0.04	0.78*	–	0.01	25.30	0.01	–	97.10
26	40.04	0.02	32.32	0.03	0.65*	0.10	0.03	24.00	0.55	0.02	97.76
Клиноцоизиты											
27	37.65	0.09	29.98	–	4.83*	0.20	0.03	24.51	–	–	97.29
28	39.31	0.04	28.03	0.06	6.15*	0.12	0.52	24.18	0.05	0.01	98.47
29	38.58	0.57	27.09	0.28	7.14*	0.05	0.03	24.57	–	–	98.31
30	38.97	0.08	27.61	0.03	7.26*	0.06	0.03	24.00	0.13	0.01	98.18
Эпидоты											
31	38.38	0.16	25.93	0.19	9.79*	0.19	0.02	24.18	0.01	–	98.85
32	38.15	0.33	26.36	0.34	8.77*	0.02	0.01	24.32	–	–	98.30
Плагиоклазы											
33	66.82	–	20.26	–	0.22	–	–	0.85	11.60	0.08	99.83
34	66.86	–	19.82	–	0.26	–	–	0.82	11.61	0.07	99.44
35	43.79	–	31.01	–	0.75	–	–	21.90	1.52	–	98.97
36	63.47	–	21.52	–	0.50	–	–	4.55	9.96	0.06	100.06
Титаниты											
37	30.36	38.93	0.64	–	0.38	0.06	–	28.83	0.01	–	99.21
38	30.57	37.38	1.14	0.05	0.81	0.02	–	29.02	0.03	–	99.02
39	30.68	38.08	0.83	0.03	0.32	0.08	0.01	29.06	–	–	99.09
40	30.96	38.21	0.89	0.11	0.38	0.08	–	29.24	0.04	–	99.91
41	30.79	37.97	1.49	0.09	0.39	0.01	0.02	28.82	–	–	99.58
42	30.96	37.50	1.28	0.09	0.48	–	0.01	28.65	–	–	98.97

Примечание. Магнезиальные роговые обманки: 1–10 – из габбродолерита, 11 – из среднезернистого габбро; 12–19 – актинолиты из среднезернистого габбро; 20 – тремолит из среднезернистого габбро; 21–24 – хлориты из среднезернистого габбро; цоизиты: 25 – из габбродолерита, 26 – из среднезернистого габбро; клиноцоизиты: 27–29 – из габбродолерита, 30 – из среднезернистого габбро; 31–32 – эпидоты из габбродолерита; плагиоклазы: 33–34 – из габбродолерита, 35–36 – из среднезернистого габбро; титаниты: 37–40 – из габбродолерита, 41–42 – из среднезернистого габбро. \*Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в минерале. Прочерк – не обнаружено.

Note. The Magnesian hornblendes: 1–10 – from gabbrodolerite; 11 – from medium-grained gabbro; 12–19 – actinolites from medium-grained gabbro; 20 – tremolite from medium-grained gabbro; 21–24 – chlorites from medium-grained gabbro; Zoisites: 25 – from gabbrodolerite, 26 – from medium-grained gabbro; clinozoisites: 27–29 – from gabbrodolerite; 30 – from medium-grained gabbro; 31–32 – epidotes from gabbrodolerites; plagioclases: 33–34 – from gabbrodolerite, 35–36 – from medium-grained gabbro; titanites: 37–40 – from gabbrodolerite; 41–42 – from medium-grained gabbro. \* – content  $Fe_2O_3$  in mineral. Dash – not determine.



**Рис. 5.** Положение фигуративных точек амфиболов из габброидов Быстринского массива на классификационной диаграмме (Номенклатура ..., 1997).

1 – амфиболы из среднезернистого габбро, обр. 1; 2 – амфиболы из габбродолерита, обр. 3.

**Fig. 5.** The position of the points of amphiboles from the gabbroids of the Bystrinskyi massif on classification diagram (Nomenclature ..., 1997).

1 – amphiboles from the medium grained gabbro, sample 1; 2 – amphiboles from the gabbrodolerite, sample 3.

существует в небольшом количестве в составе сосюритового агрегата. Размер лейст хлорита варьирует от 10 до 200 мкм. Характерен плеохроизм в желтовато-зеленоватых тонах. В единичных случаях внутри хлорита наблюдались зерна рутила неправильной формы размером до 50 мкм. По химическому составу весь проанализированный хлорит из среднезернистого габбро относится к железистому клинохлору ( $FeO$  до 13.32 мас. %, см. табл. 1). В качестве примесей в нем отмечается небольшое количество  $Cr_2O_3$  (до 0.32 мас. %) и  $MnO$  (до 0.34 мас. %).

Цоизит постоянно присутствует в составе сосюрита, а в среднезернистом габбро включения цоизита отмечены также среди хлорит-актинолитовых и хлорит-тремолитовых продуктов замещения первичного темноцветного минерала. Зерна цоизита имеют прямое погасание, окрашены в желтовато-зеленоватый цвет. Химический состав минера-

ла близок к теоретическому. Из примесей в цоизите обеих петрографических разновидностей отмечается небольшое количество  $Fe_2O_3$  – 0.65, 0.78 мас. % (см. табл. 1).

Клиноцоизит является преобладающим минералом в составе сосюритового агрегата, иногда образует также достаточно крупные самостоятельные зерна, расположенные в интерстициях между зернами амфибола. В габбродолеритах клиноцоизит образует идиоморфные или вытянутые зерна размером до 700 мкм, в среднезернистом габбро – призматические или удлиненные зерна без кристаллографических ограничений размером до 100 мкм. Все проанализированные зерна клиноцоизита имеют значительную примесь  $Fe_2O_3$  (4.83–7.26 мас. %).

Эпидот был встречен в габбродолерите в виде зерен изометричной или удлиненной формы размером до 500 мкм в составе сосюритового агре-

гата, а также среди агрегата зерен амфибола. Изученный эпидот имеет зеленую окраску и аномальные цвета интерференции. Химический состав минерала характеризуется наличием примеси незначительного количества титана и хрома (см. табл. 1).

Плагиоклаз, присутствующий в составе сосюритового агрегата в сравнительно небольшом количестве, образует полисинтетически сдвойникованные таблочки размером 50–60 мкм. В среднезернистом габбро часть зерен, по-видимому представляющая собой реликты первичного плагиоклаза, по химическому составу отвечает битовниту ( $Ab_{11}$ , табл. 1, ан. 35). Образование другой части зерен плагиоклаза, по составу соответствующих олигоклазу ( $Ab_{80}$ , табл. 1, ан. 36), возможно, было связано с процессом метаморфического преобразования породы. Реликтов первичного плагиоклаза в габбродолеритах не обнаружено, все проанализированные зерна представлены альбитом ( $Ab_{96}$ , см. табл. 1, ан. 33 и 34).

Титанит образует индивиды неправильной формы, обычно заключенные внутри зерен темноцветных минералов и продуктов их замещения, реже – в интерстициях между зернами амфибола или среди продуктов разложения плагиоклаза. Размер зерен титанита в среднезернистом габбро не превышает 40 мкм, в габбродолеритах достигает 150 мкм. Химический состав титанита близок к теоретическому, среди примесей наиболее высокими содержаниями характеризуются  $Al_2O_3$  (до 1.49 мас. %) и FeO (до 0.81 мас. %).

#### ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петро- и геохимические особенности пород Быстринского массива охарактеризованы тремя пробами, результаты анализа которых, приведены в табл. 2. Габброиды изученных проб обладают общими особенностями состава, что наглядно иллюстрируют диаграммы нормированного распределения элементов-примесей (рис. 6 и 7). Спайдер-диаграммы, построенные для пород всех трех проанализированных проб, имеют отчетливо выраженные отрицательные аномалии Nb и Zr и положительные аномалии Sr и Pb (см. рис. 6), а графики распределения РЗЭ характеризуются положительными аномалиями Eu разной интенсивности (см. рис. 7).

При наличии отмеченных общих особенностей состава две выделенные петрографические разновидности обладают не менее отчетливо выраженными различиями. Анализ табл. 2 свидетельствует о том, что преобладающие среди пород Быстринского массива габбродолериты (пробы 3 и 3/17) имеют существенно повышенное, по сравнению со среднезернистым габбро (проба 1), содержание Fe, Ti, породообразующих (K, Na), и редких (Li, Rb,

Cs) щелочей, а также Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf и элементов редкоземельной группы при значительно меньшем количестве Ca, Mg и Sr.

Наиболее наглядно результаты сравнения иллюстрирует диаграмма нормированного по хондриту распределения РЗЭ (см. рис. 7). Габбродолериты характеризуются существенно повышенными, по сравнению со среднезернистыми габбро суммарными содержаниями редких земель и полными графиками их распределения при наличии сравнительно слабо выраженной положительной европиевой аномалии. Общее содержание РЗЭ в них 10–12 г/т, отношение  $(La/Yb)_N$  довольно сильно варьирует – 0.87 и 1.40 (в среднем близко к единице), при этом  $Eu/Eu^*$  имеет достаточно устойчивую величину – 1.16–1.24. Среднезернистое габбро отличается от габбродолеритов низким содержанием суммы редких земель (4 г/т), в составе которых резко преобладают элементы тяжелой части спектра:  $(La/Yb)_N = 0.45$ , и большей величиной положительной европиевой аномалии:  $Eu/Eu^* = 1.75$ . Спайдер-диаграммы габброидов изученных проб (см. рис. 6) подтверждают наличие существенных различий в составе выделяемых петрографических разновидностей. График распределения элементов в среднезернистом габбро располагается отчетливо ниже графиков для проб габбродолеритов, что отражает пониженное, по сравнению с последними, содержание большинства литофильных редких элементов в среднезернистой разновидности габбро.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ДАТИРОВАНИЯ ГАББРОДОЛЕРИТА

$^{147}Sm$ - $^{143}Nd$  данные и графическая интерпретация результатов представлены в табл. 3 и на диаграмме (рис. 8) в координатах  $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ . Размах осцилляции концентраций Sm, Nd в изученном образце габбродолерита 3/17, и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза и амфибола определяется интервалами 0.318–2.73 и 1.31–5.89 г/т соответственно, диапазоны наблюдаемых отношений  $^{147}Sm/^{144}Nd$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  идентифицируются значениями 0.1465–0.2802, 0.512761–0.513275 (или  $+2.4 \div +12.5$  в единицах  $\epsilon Nd(0)$ ) соответственно.

Аппроксимация фигуративных точек на графике в указанных выше координатах позволяет вычислить с помощью программы Isoplot/EX (Ludwig, 2008) возраст  $587 \pm 19$  млн лет, соответствующий углу наклона линии регрессии при первичном отношении  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.512200 \pm 0.000028$  ( $\epsilon Nd(t) = +6.3$ ) и среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО) 1.04, что соответствует изохронной модели I (McIntyre et al, 1966), подразумевающей, что  $^{147}Sm$ - $^{143}Nd$  система была “замкнутой” на протяжении своей геологической истории.

**Таблица 2.** Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в габброидах Быстринского массива

**Table 2.** Content of petrogenic oxides (wt %) and rare elements (ppm) in the gabbroids of the Bystrinskii massif

Компонент	1	3	3117
SiO <sub>2</sub>	48.00	47.22	49.56
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.55	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.63	16.69	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.07	8.16	4.22
FeO	2.40	2.40	4.20
MnO	0.11	0.13	0.18
MgO	11.27	8.56	11.17
CaO	14.10	10.39	11.00
Na <sub>2</sub> O	1.47	2.75	2.08
K <sub>2</sub> O	0.05	0.49	0.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	0.02
П.п.п.	2.60	2.50	2.80
Сумма	99.91	99.86	100.00
Li	2.99	3.16	Не опр.
Rb	0.27	3.00	7.42
Cs	0.01	0.07	Не опр.
Be	Не обн.	Не обн.	—”—
Sr	190	158	234
Ba	4.03	37.16	40.95
Sc	15	16	Не опр.
V	73	219	—”—
Cr	188	21	—”—
Co	16	16	—”—
Ni	56	47	—”—
Y	2.34	5.74	11.55
Nb	0.09	0.32	0.38
Ta	0.04	0.04	0.02
Zr	2.13	9.18	17.04
Hf	0.12	0.45	0.21
Pb	2.22	1.06	0.59
U	0.03	0.07	0.04
Th	0.06	0.12	0.09
La	0.24	1.06	1.13
Ce	0.68	2.81	2.81
Pr	0.12	0.46	0.39
Nd	0.66	2.32	1.81
Sm	0.27	0.78	0.67
Eu	0.19	0.34	0.30
Gd	0.42	1.07	0.84
Tb	0.08	0.19	0.14
Dy	0.55	1.31	0.96
Ho	0.12	0.28	0.22
Er	0.38	0.88	0.60
Tm	0.06	0.13	0.09
Yb	0.38	0.87	0.58
Lu	0.06	0.13	0.08

Примечание. 1 – среднезернистое габбро; 3, 3117 – габбродолериты.

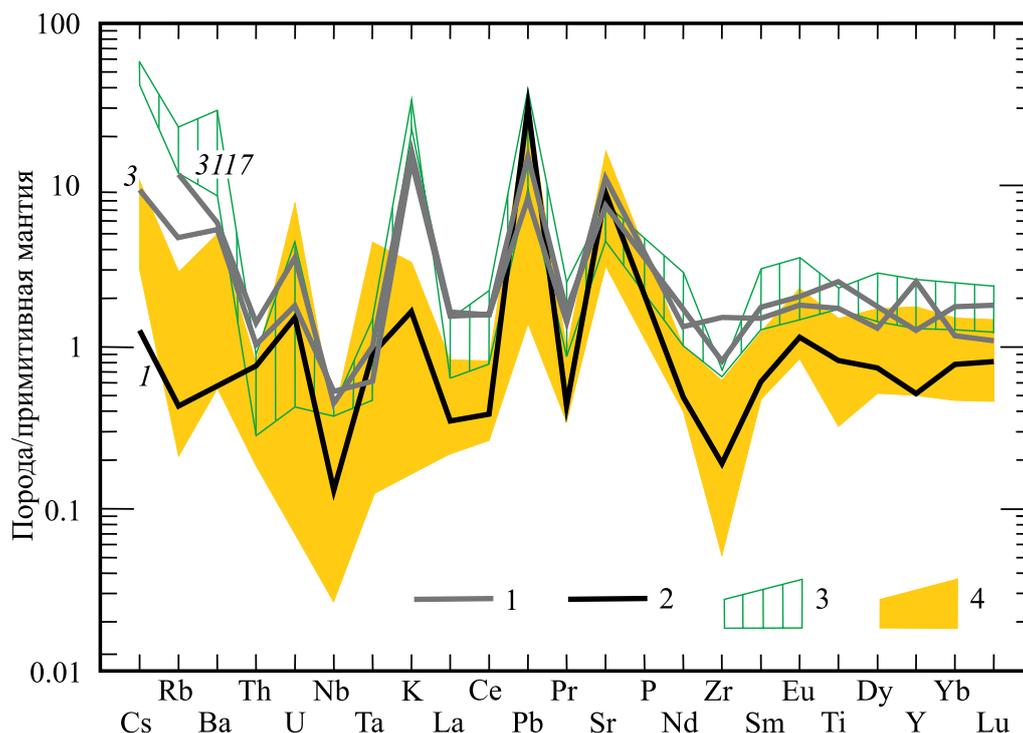
Note. 1 – medium-grained gabbro; 3, 3117 – gabbrodolerite.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Как уже было сказано выше, тесная пространственная связь описываемых габброидов с типичными для офиолитов Урала петрографическими разновидностями: дунитами и гарцбургитами – не оставляет сомнений в их принадлежности к офиолитовой ассоциации. С этим выводом согласуется и данные о неопротерозойском (вендском) изотопном возрасте 587 млн лет, полученные по габбродолериту. Среди образований основного и ультраосновного состава на востоке Урала такие возрасты свойственны только породам офиолитовых комплексов (Попов и др., 2008; Смирнов и др., 2009; Петров и др., 2010; Петров, 2019; и др.). При этом как по структуре, так и по составу преобладающие в Быстринском массиве габбродолериты резко отличаются от габбро, наиболее типичных для офиолитовых комплексов.

Для объяснения особенностей, наблюдаемых в породах Быстринского массива, было проведено их сопоставление с разными типами габброидов из других офиолитовых массивов Восточной зоны Среднего Урала. В процессе сравнения были использованы анализы габброидов, соответствующие разным уровням офиолитового разреза, из коллекции авторов: амфиболовых габбро, присутствующих в виде скринов среди комплекса параллельных даек Рефтинского массива; габбро из блоков расслоенной части офиолитового разреза в Рефтинском и Ключевском массивах и габбро, слагающих небольшие тела и жилы среди мантийных ультрамафитов в Алапаевском и Баженовском массивах.

При сопоставлении сравниваемых образований в первую очередь обращает на себя внимание то, что по петрографическим особенностям (минеральному составу и структуре) изученные габбродолериты полностью аналогичны роговообманковым габбро и габбродолеритам, слагающим скрины в комплексе параллельных долеритовых даек. Для тех и других характерны габбро-офитовые структуры и присутствие роговой обманки в качестве единственного первичного темноцветного минерала. Этим они отличаются от габбро, преобладающего в составе офиолитовых комплексов, присутствующих в составе расслоенной части офиолитового разреза и в виде тел среди мантийных ультрамафитов. В составе этих габбро первичный амфибол, как правило, отсутствует, а темноцветный минерал представлен клинопироксеном, иногда с небольшой примесью оливина. К таким габбро близка вторая петрографическая разновидность, встречаемая в Быстринском массиве, – среднезернистое габбро, для которого, как было показано выше, есть все основания предполагать наличие первичного пироксена, в настоящее время полностью замещенного амфиболом актинолит-тремолитового ряда.



**Рис. 6.** Нормированное по примитивной мантии (Sun, McDonogh, 1989) распределение рассеянных элементов в породах Быстринского массива в сравнении с разными типами габброидов из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

1 – габбродолериты Быстринского массива (пробы 3 и 3117), 2 – среднезернистое габбро Быстринского массива (проба 1), 3 – поле составов однородных габбро из скринов в комплексе параллельных долеритовых даек Рефтинского массива, 4 – поле составов преобладающего типа габбро, присутствующих в составе расслоенной части офиолитового разреза и в виде даек и тел среди мантийных ультрамафитов.

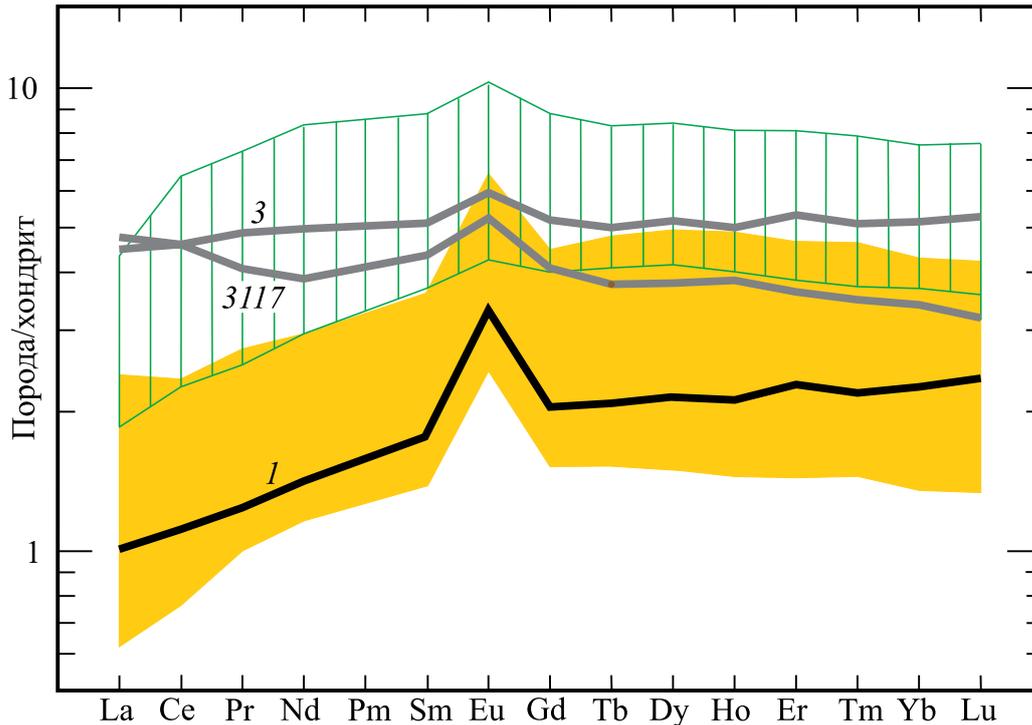
**Fig. 6.** Normalized to primitive mantle distribution of the trace elements in the rocks of the Bystrinskii massif in comparison to different types of the gabbroids from the ophiolite association of Eastern zone of Middle Urals.

1 – gabbrodolerites of the Bystrinskii massif (samples 3 and 3117), 2 – medium grained gabbro (sample 1), 3 – the field of the composition of isotropic gabbros from the screens in the sheeted dike complex of Reftinskyi massif, 4 – the field of the composition of predominant type gabbro located in stratiform part of ophiolite section and as dykes and bodies among mantle ultramafites.

Анализ геохимических особенностей полностью подтверждает этот вывод: габбродолериты Быстринского массива по особенностям состава очень близки амфиболовым габбро и габбродолеритам из скринов комплекса параллельных долеритовых даек, в то время как среднезернистые габбро полностью аналогичны габбро из расслоенной части офиолитового разреза и тел, залегающих среди мантийных ультрамафитов. Это наглядно иллюстрирует рис. 7, на котором графики распределения РЗЭ в изученных габбродолеритах практически точно совпадают с полем амфиболовых габбро из скринов в комплексе параллельных долеритовых даек Рефтинского массива. При этом график распределения редких земель в среднезернистом габбро располагается значительно ниже, в пределах поля составов типичных для офиолитовых комплексов габбро, присутствующих в расслоенной части офиолитового разреза и в виде тел

среди мантийных ультрамафитов. Аналогичным образом спайдер-диаграммы габбродолеритов совпадают с полем амфиболовых габбро из скринов, а спайдер-диаграммы среднезернистых габбро располагаются в поле офиолитовых габбро преобладающего типа (см. рис. 6).

Приведенные данные однозначно указывают на тождественность габбродолеритов, преобладающих в составе Быстринского массива, амфиболовым габбро и габбродолеритам, присутствующим в виде скринов в комплексе долеритовых даек Рефтинского массива, т.е. фрагментам однородных габбро, которые слагают верхнюю часть габбрового комплекса офиолитов, подстилающую в ненарушенных офиолитовых разрезах комплексы параллельных долеритовых даек (Boudier, Nicolas, 1985; и др.). Это позволяет заключить, что Быстринский массив представляет собой достаточно крупный фрагмент однородных габбро, ранее известных на



**Рис. 7.** Нормированное по хондриту (Sun, McDonogh, 1989) распределение редкоземельных элементов в габброидах Быстринского массива в сравнении с разными типами габбро из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

Условные обозначения – рис. 6.

**Fig. 7.** Chondrite-normalized (Sun, McDonogh, 1989) distribution of rare-earth elements in gabbroids of the Bystrinskii massif in comparison to different types of the gabbroids from ophiolite association of Eastern zone of Middle Urals.

Symbols see Fig. 6.

**Таблица 3.**  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  ID-TIMS данные для образца габбродолерита 3117

**Table 3.** Sm-Nd data for sample of gabbrodolerite 3117

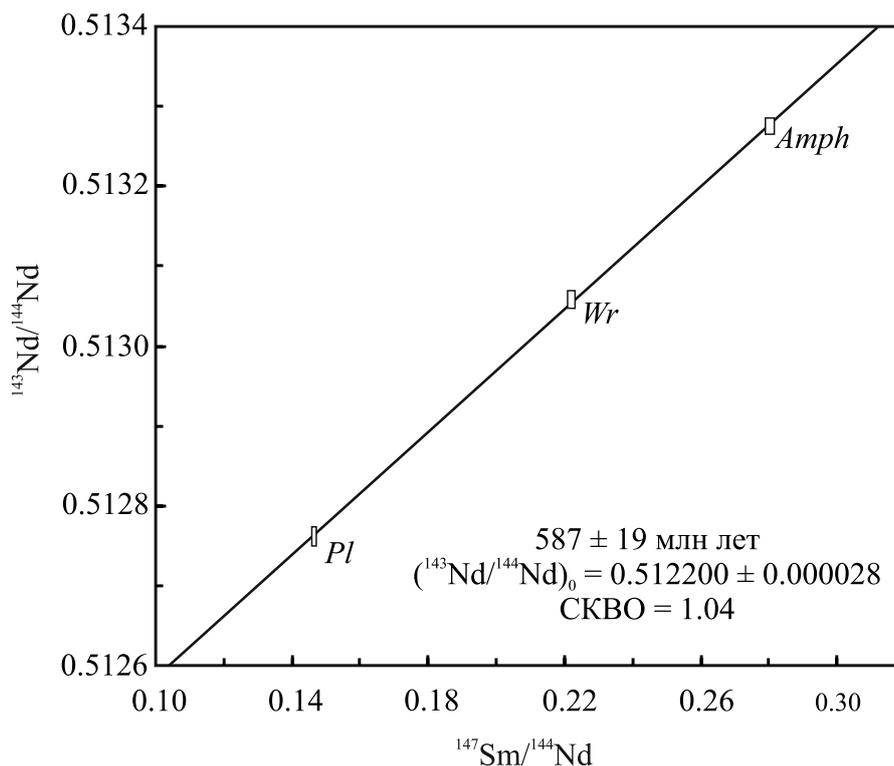
Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
3117 <i>Pl</i>	0.318	1.31	0.1465	0.0007	0.512761	0.000012
3117 <i>Wr</i>	1.08	2.93	0.2221	0.0011	0.513059	0.000011
3117 <i>Amph</i>	2.73	5.89	0.2802	0.0014	0.513275	0.000010

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол.

Note. *Pl* – plagioclase, *Wr* – whole rock, *Amph* – amphibole.

Урале только в виде маломощных тел – скринов – в комплексах параллельных долеритовых даек. Наряду с габбродолеритами в составе Быстринского массива присутствуют габбро, по составу и структуре аналогичные наиболее широко распространенной в офиолитах разновидности габброидов, которая слагает расслоенную часть офиолитового разреза, а также тела и жилы среди мантийных ультрамафитов.

Оценка глубин формирования пород, рассчитанная по составу роговых обманок, подтверждает принципиальные различия в условиях формирования двух выделенных петрографических разновидностей. Величина давления для магнезиальной роговой обманки из габбродолерита составляет, по геобарометру Д.М. Хаммастром и Е.А. Зена (Hammarstrom, Zen, 1986),  $(0.31-1.86) \pm 0.5$  кбар, а по геобарометру М. Шмидта (Schmidt, 1992) –



**Рис. 8.**  $^{147}\text{Sm}$ - $^{144}\text{Nd}$  эволюционная диаграмма для образца габбродолерита 3117.

*Pl* – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол.

**Fig. 8.**  $^{147}\text{Sm}$ - $^{144}\text{Nd}$  evolutionary diagram for the sample of gabbrodolerite 3117.

*Pl* – plagioclase, *Wr* – whole rock, *Amph* – amphibole.

$(0.77\text{--}2.07) \pm 0.5$  кбар, т.е. глубина его формирования, по-видимому, не превышает 2–3 км. При этом давление, рассчитанное для магнезиальной роговой обманки из среднезернистого габбро по этим же геобарометрам, составляет  $3.2 \pm 0.5$  и  $3.55 \pm 0.5$  кбар, что соответствует глубинам 10.7–11.8 км. Эти данные полностью согласуются с выводами, основанными на анализе петрографических и геохимических особенностей пород. Глубина формирования габбродолеритов близка уровню залегания однородных габбро в хорошо изученных разрезах офиолитов, а глубина образования среднезернистых габбро соответствует габброидным телам, залегающим среди ультрамафитов мантийной части офиолитовых разрезов (Boudier, Nicolas, 1985; и др.).

### ВЫВОДЫ

Анализ данных показывает, что габброиды, составляющие Быстринский массив, неоднородны по составу, структурно-текстурным особенностям и условиям образования.

Судя по полученным данным, преобладающим типом пород в этом массиве являются роговообманковые габбродолериты, по петрографическим,

геохимическим особенностям и глубине формирования (не более 2–3 км) соответствующие однородным габбро верхней части габбрового комплекса офиолитов. По-видимому, это наиболее крупный из описанных к настоящему времени на Урале фрагментов габбро этого типа. Ранее аналогичные породы наблюдались только в виде скринов в комплексах параллельных долеритовых даек.

Другая петрографическая разновидность, входящая в состав Быстринского массива, относится к наиболее широко распространенному в офиолитовых ассоциациях типу габбро, химический состав которого характеризуется низким содержанием щелочей, редких и редкоземельных элементов при высоком содержании кальция, магния и хрома. Согласно результатам геобарометрии, формирование этой разновидности габбро происходило на глубинах 10–12 км, т.е. в условиях мантии.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах Быстринского массива тектонически совмещены фрагменты пород двух уровней офиолитового разреза: относительно мало-глубинные однородные габбро верхней части габбрового комплекса офиолитовой ассоциации и глубинные габбро мантийной части офиолитового разреза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011) СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В. Кошевой Ю.Н., Козьмин С.В., Мартынов С.Э., Фадеичева И.Ф., Ронкин Ю.Л., Лукин В.Г. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснительная записка. СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 284 с.
- Коротеев В.А., Дианова В.А., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.
- Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА). (1997) *Записки ВМО* (6), 82-102.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. (2010) Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала. *Докл. АН*, **432** (2), 220-226.
- Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: РУСАИНС, 2019. 276 с.
- Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. (2008) Дордовикский Sm-Nd-изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные. *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов*. Материалы Междунар. науч. конф. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 100-103.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 45-56.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Симонов В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2009) О возрасте и генезисе платиноидсодержащего хромитового оруденения расщепленной части Ключевского массива (восточный склон Среднего Урала). *Петрогенезис и рудообразование*. XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 291-293.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249.
- Boudier F., Nicolas A. (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 84-92.
- Hammarstrom J.M., Zen E-An (1986) Aluminium in hornblend: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.* **76**, 1297-1313.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 3.6. *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.*, (4), 77 p.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonolites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry) *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. London* **42**, 313-345.
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List O-41 – Ekaterinburg. Ob'yasnitel'naya zapiska* [The state geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series Uralic. List O-41 – Ekaterinburg. Explanatory note]. (2011) St.Peterburg, VSEGEI Cartographic Factory, 492 p. (In Russian)
- Hammarstrom J.M., Zen E-An (1986) Aluminium in hornblend: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **76**, 1297-1313.
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Stefanovskii V.V. Koshe-voi Yu.N., Koz'min S.V., Martynov S.A., Fadeicheva I.F., Ronkin Yu.L., Lukin V.G. (2017) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000 (izdanie vtroe). Seriya Ural'skaya. List O-41-XXVI (Asbest). Ob'yasnitel'naya zapiska* [The state geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 (second edition). List O-41-XXVI (Asbest). Explanatory note] St.Peterburg VSEGEI Cartographic Factory, 284 p. (In Russian)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) Srednepaleozoiskii vulkanizm Vostochnoi zony Urala [Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 3.6. *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.*, (4), 77 p.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.
- Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names. (1997) *Zapiski RMO*, (6), 82-102. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P. (2010) Vendian and Silurian ophiolite-formation stages on the eastern slope of the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.* **432**(1), 570-576.
- Petrov G.A. (2019) *Dokembryiskie komplekсы fundamenta paleozoiskoi ostrovoduzhnoi sistemy na Srednem Urale* [Precambrian complexes of Paleozoic island arc system in the Middle Urals]. Moscow, RUSAINS Publ., 276 p. (In Russian)
- Popov V.S., Kremenetskii A.A., Belyatskii B.V. (2008) Preordovian Sm-Nd-isotopic age of ultramafic rocks in ophiolitic belts of the Urals: specified date. "Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов". Материалы Международной конференции. III чтения памяти С.Н. Иванова

- [“Struktur-material complexes and problems of Precambrian geodynamics in Phanerozoic orogens”. Materials of the Intern. Sci. Conf. III S.N. Ivanov reading]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 100-103. (In Russian)
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonolites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonomagmatic zoning of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 45-56. (In Russian)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Simonov V.A., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. (2009) About age and genesis of platinum-bearing chromite mineralization in layered part of Kluchevskoi massif (Eastern slope of the Middle Urals). *Petrogenesis i rudoobrazovanie. XIV chtenya pamyati A.N. Zavaritskogo* [Petrogenesis and ore formation. XIV A.N. Zavaritskyi reading]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 291-293. (In Russian)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -age of deformations in Bazgenovo suture zone (Eastern boundary of the Middle Urals). *Litosfera*, **19**(2), 242-249. (In Russian)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **42**, 313-345.

УДК 549+551.761+235.47

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-70-89

## Минералогия спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня

Е. В. Перевозникова, В. Т. Казаченко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, e-mail: elenavalper@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.03.2020 г., принята к печати 10.08.2020 г.

*Объект исследований.* Статья посвящена изучению спессартин-кварцевых пород триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Объектами исследований служили коренные выходы спессартин-кварцевых пород Горной и Широкопаднинской площадей Малиновского и Ольгинского рудных районов (в Самаркинском и Таухинском террейнах соответственно). *Материалы и методы.* Отбор каменного материала проводился штучным способом. Диагностика минералов выполнялась под микроскопом в проходящем и отраженном свете и завершалась определением их составов. Анализы минералов (в аншлифах) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100. *Результаты.* Спессартин-кварцевые и марганцевосиликатные породы занимают одинаковое положение в разрезе триасовых отложений Таухинского и Самаркинского террейнов, что свидетельствует о синхронном накоплении осадков (протолитов этих пород) в едином осадочном бассейне. В Таухинском террейне эти породы образовались при контактовом метаморфизме кремнисто-родохрозитовых тел в позднем мелу при становлении гранитоидных массивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, а в Самаркинском террейне – в раннемеловое время при формировании гранитоидных тел Хунгари-Татибинского плутонического пояса. Протолитами кремнисто-родохрозитовых пород и их контактово-метаморфизованных аналогов являлись кремнистые или биогенной природы. Из-за одинаковой природы протолитов и близких условий метаморфизма марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы обнаруживают минералогическое сходство. Оно выражается в присутствии многих общих для них минералов, таких как спессартин, члены ильменит-пиррофанитового ряда, титанит, монацит, бастнезит, алланит, апатит, циркон, бадделит, торанит и др. В спессартин-кварцевых породах Сихотэ-Алиня присутствует группа редких в природе минералов: чералит, грэйит, редкая разновидность фтор-глиноземистого титанита, в котором около половины Ti замещено Al, и кармелтазит. *Заключение.* Появление (при контактовом метаморфизме кремнисто-родохрозитовых пород в восстановительных условиях) спессартин-кварцевых или, вместо них, марганцевосиликатных пород, сложенных главным образом пироксеноидами, определяется относительными количествами карбонатного и глинистого вещества в исходных осадках, а также содержаниями в них Ва и щелочей.

**Ключевые слова:** спессартин-кварцевые породы, кремнисто-родохрозитовые породы, марганцевосиликатные породы, минералогия, чералит, кармелтазит, грэйит, триасовая кремневая формация, Сихотэ-Алинь

## Mineralogy of spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin

Elena V. Perevznikova, Valentin T. Kazachenko

Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 159 Century of Vladivostok 100<sup>th</sup> av., Vladivostok 690022, Russia, e-mail: elenavalper@yandex.ru

Received 20.03.2020, accepted 10.08.2020

*Research subject.* The article is devoted to the study of spessartine-quartz rocks of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin. The research objects involved the outcrops of spessartine-quartz rocks of the Gornaya and Shirokaya Pad areas from Malinovka and Olga ore districts (in the Samarka and Taukha terranes respectively). *Materials and methods.* The selection of stone materials was performed manually. The diagnostic of minerals was performed using the microscope in transmitted and reflected light and carried out by the determination of their composition. The polished sections of the minerals were investigated at the FEGI FEB RAS using JXA8100 microanalysers. *Results.* Spessartine-quartz and manganese silicate rocks occupy the same position in the section of the Triassic deposits of the Taukha and Samarka terranes. This indicates a synchronous accumulation of sediments (protoliths of these rocks) in a single sedimentary basin. The rocks formed by contact metamorphism in the Late and Early Cretaceous large granitoid massifs. This process is manifested in the presence of a variety of such minerals, as spessartine, members of the ilmenite-pyrophanite

**Для цитирования:** Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т. (2021) Минералогия спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня. *Литосфера*, 21(1), 70–89. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-70-89

**For citation:** Perevznikova E.V., Kazachenko V.T. (2021) Mineralogy of spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin. *Litosfera*, 21(1), 70–89. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-70-89

series, titanite, monazite, bastnesite, allanite, apatite, zircon, baddeleyite, torianite and others. The rocks under study also include such rare minerals, as cheralite, greyite and a rare variety of fluorine-aluminous titanite. *Conclusion.* The occurrence (during contact metamorphism of siliceous-rhodochrosite rocks) of spessartine-quartz or manganesilicate rocks composed mainly of pyroxenoids, was determined by both the relative amounts of carbonate and clay matter, as well as the concentrations of Ba and alkalis in the initial sediments.

**Keywords:** spessartine-quartz rocks, siliceous-rhodochrosite rocks, manganesilicate rocks, mineralogy, cheralite, carmelazite, greyite, Triassic chert formation, Sikhote-Alin

## ВВЕДЕНИЕ

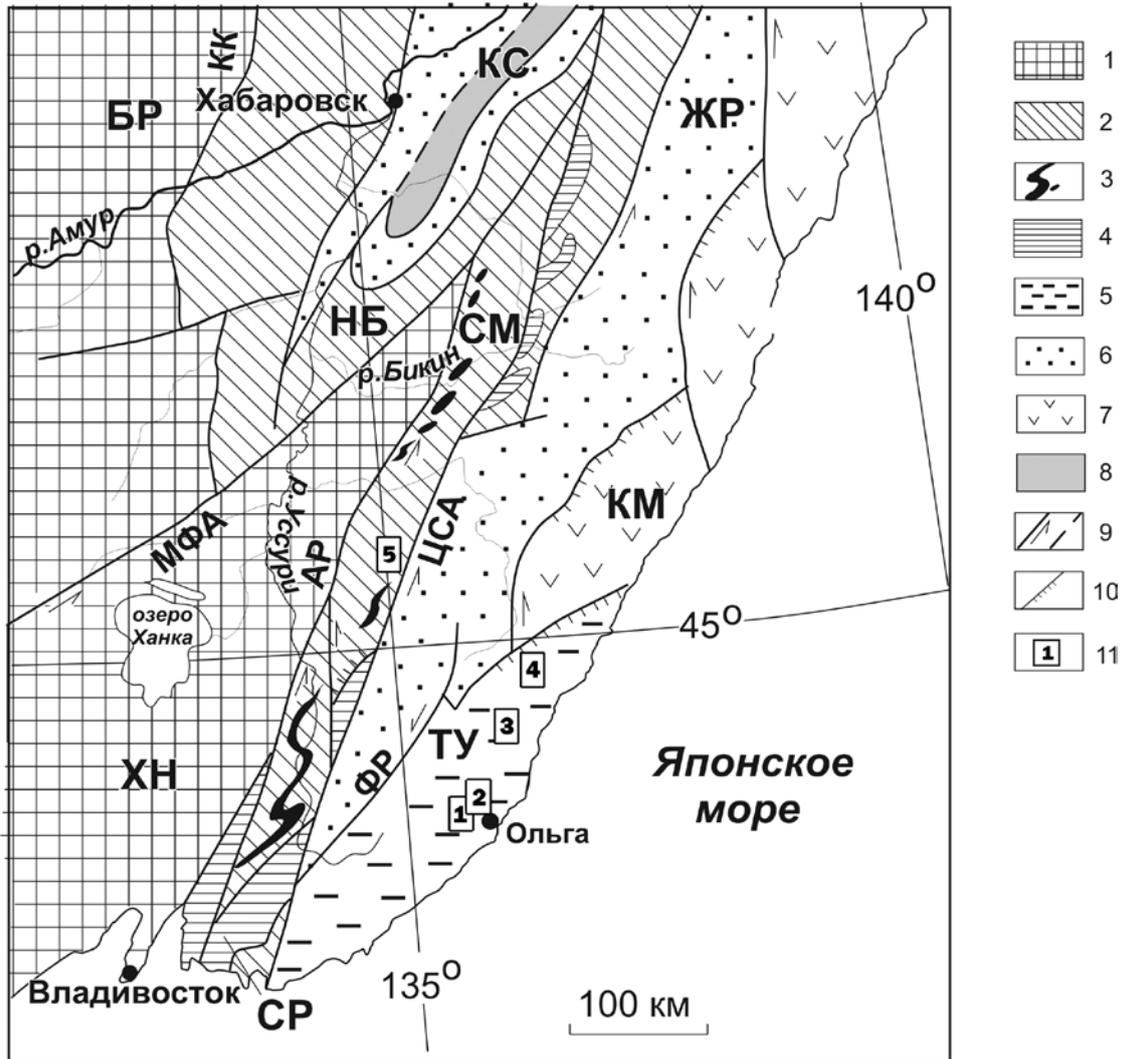
Особенностью Сихотэ-Алиня, отмечаемой многими исследователями при изучении металлогении этой крупной геологической структуры, является распространение богатых или обогащенных Mn геологических образований (Радкевич и др., 1960; Кулиш, Кулиш, 1974; Гуляева, 1982; и др.).

Наиболее значительные концентрации Mn характерны для Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня (рис. 1). В этих структурах распространены геологические образования, которые (по содержанию и минеральной форме Mn, а также условиям залегания) соответствуют промышленному типу стратифицированных карбонатных марганцевых руд (но плохо изучены в отношении запасов) или являются ценным ювелирно-поделочным или поделочным материалом. К ним относятся кремнисто-родохрозитовые породы триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и так называемые “родониты” – контактово-метаморфизованные аналоги кремнисто-родохрозитовых пород. Особый интерес к богатым или обогащенным Mn образованиям (включая скарны широко известных месторождений Дальнегорской группы и руды некоторых жильных месторождений Приморья) связан с сопутствующей им Au-Ag-Pd-Pt минерализацией (Казаченко и др., 2012; и др.), а также борными, полиметаллическими (с Ag, Au или Sn) или оловянно-полиметаллическими рудами.

Наибольшее накопление Mn в Сихотэ-Алине происходило в среднем–позднем триасе в металлоносных осадках, частично метаморфизованных при становлении крупных гранитоидных тел позднемелового (в Таухинском террейне) и раннемелового (в Самаркинском) возраста. Они представлены в нынешнем виде кремнисто-родохрозитовыми, спессартин-кварцевыми, марганцевосиликатными (сложенными главным образом силикатами Mn) породами и силикатно-магнетитовыми рудами триасовой кремневой формации, которая известна в Сихотэ-Алине в виде крупных блоков в

осадочных породах юрского и раннемелового олистостромовых комплексов Самаркинского (и его аналога – Наданьхада-Бикинского) и Таухинского террейнов (см. рис. 1). Она сложена кремнями, кремневыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами (Волохин и др., 2003). Местами (в Центральном и Северном Сихотэ-Алине) в составе триасовой кремневой формации присутствуют прослои известняков, мергелей, глинистых и кремнистых известняков. Ее особенностью является также наличие яшм, углеродистых разностей кремнистых и кремнисто-глинистых пород, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Нижняя часть формации сложена “глинисто-кремнистой” толщей (оленок–средний анизий), обогащенной прослоями углеродистых разностей пород и перекрытой “кремневой” толщей светло-серых плитчатых кремней. В основании последней присутствует горизонт яшм (верхний анизий–ладинский ярус) мощностью более 3 м. Вышележащие кремни относятся к карнию и норю. Во время юрской и меловой аккреций фрагменты триасовой кремневой формации были включены в состав крупных геологических структур Сихотэ-Алиня – Самаркинского и Таухинского террейнов соответственно.

Кремнисто-родохрозитовые, марганцевосиликатные породы и силикатно-магнетитовые руды слагают стратифицированные линзообразные и пластовые тела в основании “кремневой толщи”. Вместе с яшмами они образуют единую рудоносную пачку или сменяют друг друга по простиранию пород. На поверхности их выходы, группирующиеся в серии протяженных линейных зон, параллельных простиранию вмещающих пород, маркируют выходы смятого в складки рудоносного горизонта. Некоторые зоны прослежены по простиранию на расстоянии не менее 4.5–6.5 км (рис. 2). На некоторых интервалах таких зон марганцевосиликатные породы и силикатно-магнетитовые руды залегают в спессартин-кварцевых породах (рис. 3), в некоторых отношениях близких к яшмам. Как и яшмы, они представляют собой метаморфизован-

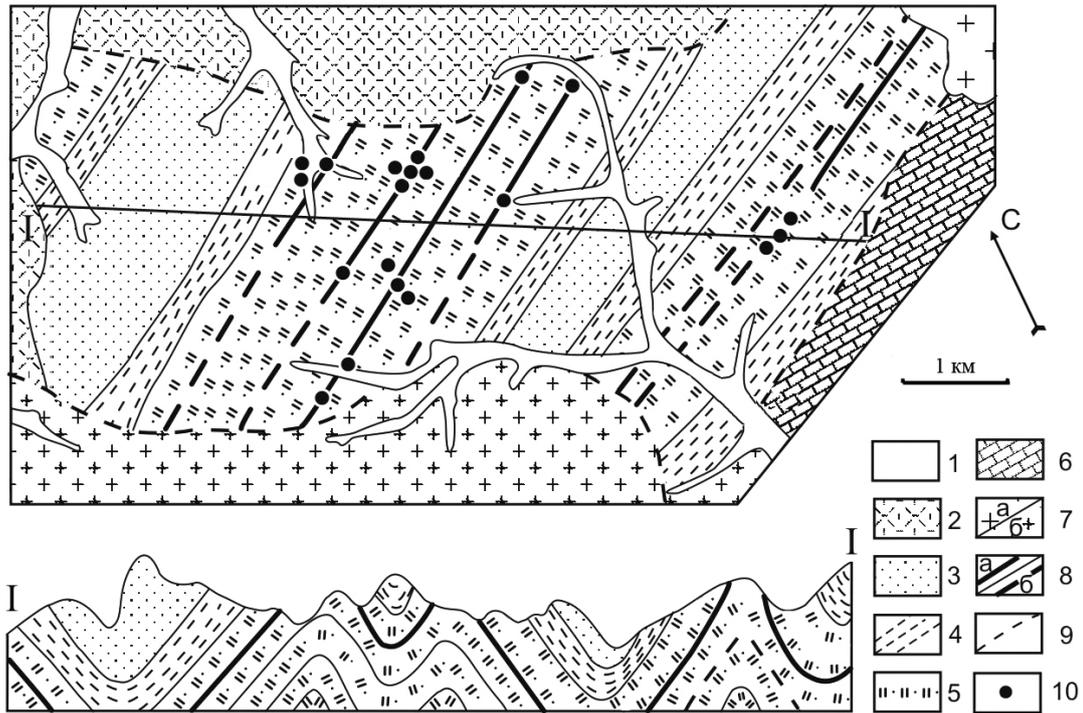


**Рис. 1.** Положение изученных объектов в Сихотэ-Алине. Тектоническая основа по А.И. Ханчуку (Геодинамика..., 2006) с небольшими изменениями.

1 – фрагменты раннепалеозойских орогенных поясов по Л.М. Парфенову (Парфенов и др., 2003): ХН – Ханкайский массив, БР – Буреинский массив; 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский; 3 – калиновские габброиды (девон?); 4 – Украинско-Сергеевский террейн (СР) и его фрагменты, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 5–8 – раннемеловые террейны-фрагменты: 5 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – приконтинентального спредингового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский); 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – изученные площади с выходами триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков: 1 – Широкопаднинская, 2 – Мокрушинская, 3 – Высокогорская, 4 – Садовая, 5 – Горная.

**Fig. 1.** Position of the studied objects in the Sikhote-Alin. Tectonic base after A.I. Khanchuk (Geodinamika..., 2006) with little changes.

1 – fragments of early paleozoic orogenic belts according to L.M. Parfenov (Parfenov et al, 2003): 1 – ХН – Khanka massif, БР – Bureya massif; 2 – Jurassic terranes (fragments of accretionary prisms): СМ – Samarka, НБ – Nadan'khada-Bikin; 3 – Kalinovka gabbroids (Devonian?); 4 – Okraino-Sergeevka terrane (СР) and its fragments included into the structures of the Jurassic accretionary prism and that underwent together with them the cycle of the syn- and post-accretionary transformations; 5–8 – the Early Cretaceous terranes – fragments of: 5 – the Neocomian accretionary prism (ТУ – Taukha), 6 – the near-continental spreading turbidite basin (ЖР – Zhuravlevka-Amur); 7 – the Barremian-Albian island-arc system (КМ – Kema); 8 – the Albian accretionary prism (КМ – Kiselevka-Manomin); 9 – left-lateral faults including: КК – Kukan, АР – Arsenyevka, МФА – Mishan-Fushun (Alchansky), ЦСА – Central Sikhote-Alin, ФР – Furmanovka; 10 – thrusts; 11 – the studied areas with the exposures of the Triassic contact-metamorphosed metal-bearing sediments and deposits: 1 – Shirokaya Pad', 2 – Mokrusha, 3 – Vysokogorsk, 4 – Sadovaya, 5 – Gornaya.



**Рис. 2.** Схема геологического строения Широкопаднинской площади (по Ф.И. Ростовскому и др., 1981 с изменениями и дополнениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса; 3 – песчаная толща (K<sub>1</sub>?); 4 – пелит-алевролитовая толща с горизонтами туффигов, кремнистых пород и песчаников (J<sub>2-3</sub>); 5 – кремнисто-глинистая толща среднего–позднего триаса; 6 – карбон-пермские отложения; 7 – граниты Владимирского (а) и Широкопаднинского (б) массивов; 8 – рудоносная пачка: а – установленное местоположение, б – предполагаемое; 9 – разрывные нарушения; 10 – установленные выходы рудоносной пачки.

**Fig. 2.** Schematic geological structure of the Shirokaya Pad' area (after F.I. Rostovskii, et al., 1981 with changes and additions).

1 – Quaternary sediments; 2 – volcanics of the East-Sikhote-Alin Volcanic Belt; 3 – sandy sequence (K<sub>1</sub>?); 4 – clays and siltstones with tuffite, siliceous rock and sandstone units (J<sub>2-3</sub>); 5 – siliceous-clayey sequence (Middle–Late Triassic); 6 – Carboniferous–Permian sedimentary rocks; 7 – granites of the Vladimir (a) and Shirokaya Pad' (b) massifs; 8 – ore-bearing unit: a – proved, b – inferred; 9 – fractures; 10 – proved exposures ore-bearing unit.

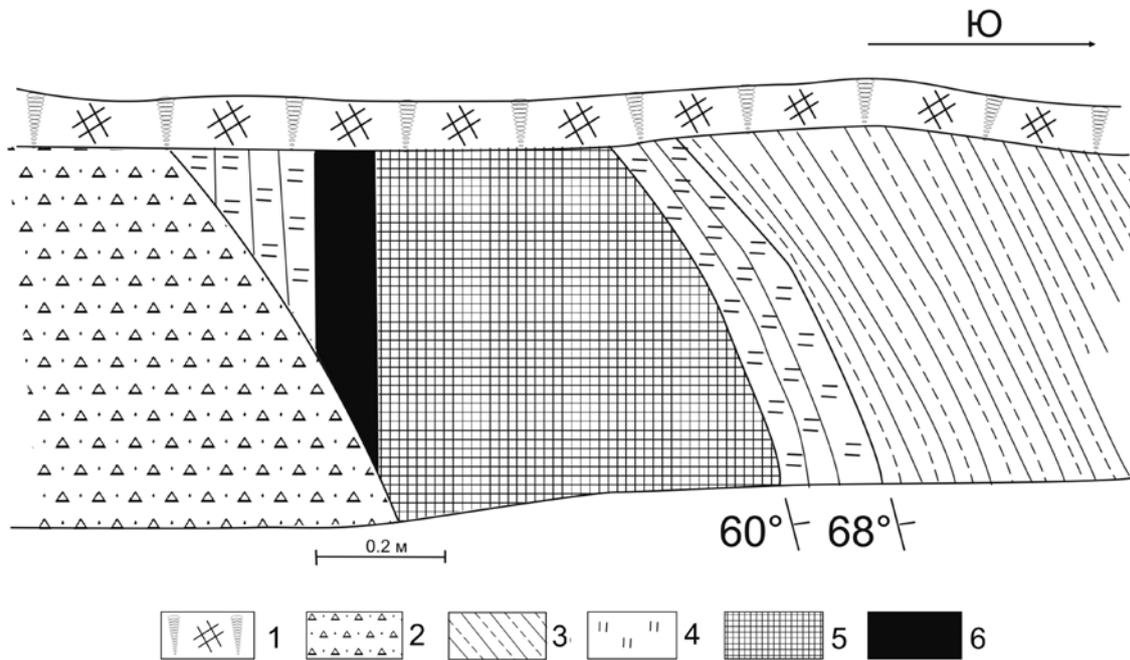
ные, окрашенные (в коричневый цвет) кремнистые и глинисто-кремнистые породы микрозернистой структуры (рис. 4), но обогащенные восстановленным до двухвалентного состояния Mn. По минеральному составу спессартин-кварцевые породы близки к гондитам (обычно мелкозернистым), однако их образование связано не с региональным (как в случае гондитов), а с контактовым метаморфизмом металлоносных осадков.

Кремнисто-родохрозитовые породы представляют собой кремни, насыщенные криптокристаллическим родохрозитом или агрегатами из мельчайших дендритоподобных кристаллов этого минерала. Они содержат многочисленные мельчайшие включения рудных минералов, органического вещества, микроскопические чешуйки хлорита, кристаллы титанита и апатита.

В марганцевосиликатных породах преобладают родонит, пироксмангит, спессартин и кварц.

Распространены пиррофанит, тефроит, манганактинолит, марганцовистые разновидности клинопироксена и амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда (Перевозникова, 2010). Реже встречаются манганпиромалит, алабандин, манганаксинит, гельвин, родохрозит, Ва-содержащий флогопит, гиалофан, цельзиан, магнетит, графит и другие минералы. Содержание MnO в марганцевосиликатных породах достигает 47 мас. %. Марганцевосиликатные породы содержат акцессорную минерализацию в виде разнообразных соединений Th, U, REE, Ni, Co и многих других металлов.

Силикатно-магнетитовые руды представлены тонко- и мелкокристаллическими разновидностями тальк-магнетитового, тальк-хлорит-магнетитового, манганактинолит-магнетитового (со спессартином) и хлорит-магнетитового состава с плохо сохранившейся слоистой текстурой (Казаченко, 2002). В них присутствуют сингенетические микровключения кас-



**Рис. 3.** Характер залегания и строение рудоносной пачки на Широкопаднинской площади Ольгинского района (рудопоявление 19), по (Казаченко, Сапин, 1990) с дополнениями и изменениями.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – делювий; 3 – кремнисто-глинистые породы; 4 – спессартин-кварцевые породы; 5 – марганцевосиликатные породы; 6 – силикатно-магнетитовые руды.

**Fig. 3.** The nature of occurrence and structure of the ore bearing layer at Shirokaya Pad' area of the Olga district (ore occurrence 19), by (Kazachenko, Sapin, 1990) with additions and changes.

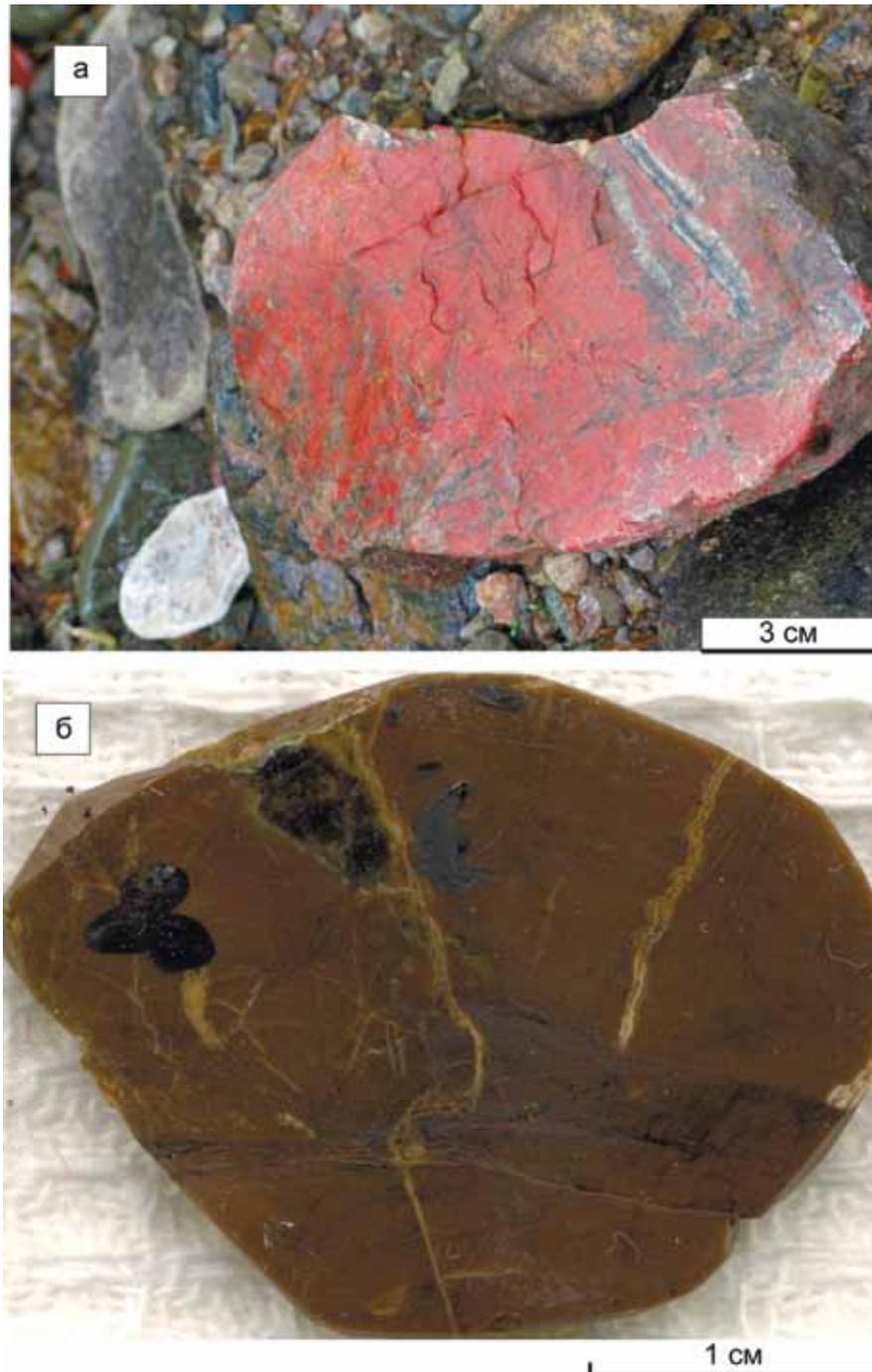
1 – ground-vegetation layer; 2 – deluvium; 3 – siliceous-clay rocks; 4 – spessartine-quartz rocks; 5 – manganese-silicate rocks; 6 – silicate-magnetite ores.

ситерита, ильменита, титанита, шеелита, ксеноти-ма, монацита, бадделейта, ториянита, уранинита, куларита, барита, арсенидов и сульфидов Ni и Co и других минералов. Силикатно-магнетитовые руды содержат 49.26–91.37 мас. % (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), обогащены Mn (до 0.82 мас. % MnO) и Sn (до 0.65 мас. % SnO<sub>2</sub>).

Современное накопление Mn, как показано многочисленными исследователями, в том числе нашими соотечественниками Н.М. Страховым, И.М. Варенцовым и др., внесшими значительный вклад в решение проблем образования марганцевых месторождений и океанического литогенеза, происходит в океанах, мелководных морях, фиордах, пресноводных озерах и болотах. Большинство залежей в океане, представляющих собой скопление железомарганцевых конкреций, располагаются в областях развития красных глин или кремнистых илов. Накопление Mn происходит на абиссальных равнинах, подводных плато, поднятиях, во впадинах и других морфологических элементах океанского дна, в зонах континентального обрамления, в континентальных рифтовых структурах. Большинство залежей, для которых предполагается

эндогенный источник Mn, Fe, Cu, Ni и Co, расположено вблизи или в самых центрах спрединга, таких как Срединно-Атлантический и Центрально-Индийский хребты, Тихоокеанско-Антарктическое и Восточно-Тихоокеанское поднятия, Галапагосский рифт и зоны разломов океанского дна (Мендосино и Атлантик) (Рой, 1986).

Образование марганцевых и железомарганцевых залежей в морском бассейне, по современным представлениям, может происходить путем осаждения из морской воды, гидротермальным (отложения горячих источников) и диагенетическим способами. Залежи марганцевых карбонатов, как отмечает С. Рой (1986), формировались путем либо непосредственного осаждения из вод бассейна, либо отложения из иловых вод в ходе диагенетического перераспределения в восстановленных осадках. В гемипелагических областях современных океанов, мелководных морях и пресноводных озерах с восстановленными, обогащенными органическим веществом донными осадками широко распространен процесс диагенетического перераспределения Mn с образованием карбонатной формы этого элемента. Способ и механизм концентрации



**Рис. 4.** Внешний вид яшм (а) и спессартин-кварцевых пород (б).

**Fig. 4.** Appearance of jaspers (a) and spessartine-quartz rocks (б).

переходных металлов в поровых водах восстановленных осадков изучались многими исследователями в различных бассейнах (Li et al., 1969; Price, Calvert, 1970; Логвиненко, 1972; и др.). Залежи марганцевых карбонатов в более древних отложениях нередко связаны с такими обогащенными углеродистым веществом восстановленными осадками.

Во многих случаях при последующем метаморфизме в них образовались марганцевосиликатные породы и силикатно-карбонатные марганцевые руды с графитом, близкие по минеральному составу и особенностям образования к марганцевосиликатным и спессартин-кварцевым породам Сихотэ-Алиня. Марганцевосиликатные породы и силикат-

но-карбонатные марганцевые руды являются широко распространенными образованиями. Их примерами могут служить карбонатно-марганцево-силикатные породы в верхнеюрских радиоляри-тах Альп (Peters et al., 1973, 1978; Trommsdorff et al., 1970; и др.), девонские оксидно-карбонатно-силикатные, оксидно-силикатные руды и марганцево-силикатные породы Урала (Брусницын, 2000; Старикова и др., 2004; Брусницын, Жуков, 2005; и др.), а также триасовые пластовые месторождения Японии (Ватанабэ и др., 1973; Sato, 1980) оксидно-карбонатно-марганцевосиликатного типа. Спессартин-кварцевые породы известны в родонитовых месторождениях Урала (Прибавкин и др., 2018; и др.) и других регионов. Все эти образования, как и марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы Сихотэ-Алиня, согласно залегают в силицитовых горизонтах, они образовались в результате контактового или регионального метаморфизма богатых марганцевыми карбонатами отложений. В изучение минералогии, минеральных ассоциаций и условий метаморфизма подобных образований значительный вклад внесли П. Браун, Э. Петерсен, Х. Момои, В. Мареш, А. Моттана, Я. Абрехт, Т. Петерс, А.И. Брусницын, И.Г. Жуков, Е.В. Старикова, Е.Г. Ожогина, В. Мэйсон, К. Ишида и другие исследователи.

Выяснение особенностей происхождения марганцевосиликатных пород Сихотэ-Алиня потребовало решения ряда важнейших вопросов, в том числе определения геологических условий залегания (пластовой и линзовидной морфологии рудных тел, триасового возраста, согласного залегания в кремнистых породах триасового возраста). Кроме того, потребовались обнаружение кремнисто-родохрозитовых пород и получение доказательств, что они являются протолитами марганцевосиликатных пород, выяснение их диагенетического происхождения в осадках, обогащенных органическим веществом, выяснение источника Mn (по геологическим, геохимическим и изотопным данным), а также доказательства контактовой природы метаморфизма, приводившего к преобразованию протолитов в марганцевосиликатные породы в их нынешнем виде. Решение этих вопросов позволило сформировать целостную картину происхождения марганцевосиликатных пород в рамках геологической истории Сихотэ-Алиня (Казаченко и др., 2016), которая почти во всех отношениях применима и к вмещающим их спессартин-кварцевым породам. При этом существовали причины, обусловившие появление спессартин-кварцевых пород вместо марганцевосиликатных и их существенные минералогические различия. Выяснение этих причин на основе сравнительной минералогической характеристики марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня и являлось целью данного исследования.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор каменного материала для исследований проводился штучным способом. Для уверенной диагностики большинства минералов изученных пород, таких как гранат, полевые шпаты, слюды, хлорит, эпидот, алланит, ильменит, монацит, циркон, апатит и пироксен, было достаточно изучения оптических свойств и морфологии кристаллов под микроскопом, а также определения их состава. Диагностика некоторых редких минералов, присутствующих в виде мелких единичных зерен из-за отсутствия возможности использования других методов, выполнена только по результатам определения состава. Анализы минералов (в аншлифах) проводились в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight (табл. 1, 2) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе  $1 \times 10^{-8}$  А. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление. В качестве стандартов использованы чистые металлы, зерна минералов (проанализированные другими методами), а также набор эталонов, поставляемых фирмой Agar Scientific.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Спессартин-кварцевые породы содержат многочисленные мельчайшие включения спессартина и пиррофанита (рис. 5), которыми и обусловлена их коричневая окраска (см. рис. 4б). Яшмы и спессартин-кварцевые породы занимают одинаковое положение в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и имеют одинаковый или очень близкий возраст. Они приурочены к основанию “кремневой” толщи. В шлифах спессартин-кварцевых пород Широкопаднинской площади Ольгинского района, отобранных у обоих контактов рудоносной пачки (см. рис. 3), обнаружены многочисленные сферы *Triassocampe* sp., *Tripocyelia* sp., *Spongosaturnalis* sp., обломки конодонтов. После препарирования проб яшм Широкопаднинской площади выявлены многочисленные сферы – *Tripocyelia* sp., *Triassocampe* sp. (возможно, несколько видов). Род *Triassocampe* широко распространен в триасе Приморья, Хабаровского края, Сахалина, Японии и Карелии. По результатам палеонтологических исследований возраст яшм и спессартин-кварцевых пород отвечает среднему-позднему триасу (Казаченко, 2002). Более точно возраст яшм триасовой кремневой формации определен Ю.Г. Волохиным с соавторами по конодонтам. Согласно их данным, время появления этих пород (точнее, их протолитов) соответствует позднему анизию–ладину (Волохин и др., 2003).

**Спессартин-кварцевые породы Горной площади** наряду с кварцем, спессартином и пиррофа-

Таблица 1. Результаты изучения химического состава минералов спессартин-кварцевых пород Горной площади Малиновского рудного района, мас. %  
 Table 1. Results of the study of the chemical composition minerals of spessartine-quartz rocks in the Gornaya area of the Malinovsky ore district, wt %

№ п.п.	F	Mg	Al	Si	K	Ca	P	Ti	Mn	Fe	Zr	Y	La	Ce	Nd	Th	Сумма*	Формула
1	—	—	9.85	29.66	12.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.10	$(K_{0.88}Na_{0.05}Ba_{0.07})_{1.00}Al_{1.00}(Si_{2.97}Al_{0.03})_{3.00}O_8$
2	—	0.58	14.97	18.43	0.89	0.32	—	0.29	—	2.99	—	—	—	—	—	—	76.16	$(Al_{1.34}Fe_{0.34}Ti_{0.04})_{3.87}Si_{4.13}O_{10}(OH)_8$
3	—	1.60	5.44	12.98	4.27	—	—	—	—	28.34	—	—	—	—	—	—	99.24	$(K_{0.82}Na_{0.09})_{0.91}(Fe_{2.63}Mg_{0.37})_{3.00}(Al_{0.76}Fe_{0.24})_{1.00}(Si_{2.62}Al_{0.38})_{3.00}O_{10}(OH)_2$
4	—	7.00	10.74	11.68	—	—	—	—	0.62	21.59	—	—	—	—	—	—	92.67	$(Mg_{1.9}Fe_{2.56}Mn_{0.08}Al_{1.39})_{5.94}(Si_{2.75}Al_{1.25})_{4.00}O_{10}(OH)_8$
5	—	8.96	10.77	12.13	—	—	—	—	0.62	18.01	—	—	—	—	—	—	92.81	$(Mg_{2.38}Fe_{2.09}Mn_{0.07}Al_{0.16})_{4.70}(Si_{2.79}Al_{1.21})_{4.00}O_{10}(OH)_8$
6	—	—	14.95	18.46	—	16.90	—	—	—	3.93	—	—	—	—	—	—	99.22	$Ca_{1.97}(Al_{0.49}Fe_{0.33})_{0.93}Al_{2.00}Si_{3.08}O_{12}(OH)$
7	—	—	13.92	17.88	—	16.36	—	—	—	5.29	—	—	—	—	—	—	98.11	$Ca_{1.97}(Al_{0.49}Fe_{0.46})_{0.95}Al_{2.00}Si_{3.08}O_{12}(OH)$
8	—	4.58	0.37	24.83	—	15.09	—	—	3.49	9.33	—	—	—	—	—	—	99.83	$(Ca_{0.89}Sc_{0.02}Mn_{0.09})_{1.00}(Mg_{0.44}Fe_{0.39}Mn_{0.06}Al_{0.03})_{0.92}Si_{2.08}O_6$
9	2.04	0.93	10.56	17.39	—	2.99	—	0.20	16.27	10.20	—	—	—	—	—	—	97.34	$(Mn_{1.47}Fe_{0.89}Ca_{0.37})_{2.92}(Al_{1.95}Ti_{0.02}Fe_{0.03})_{2.00}Si_{3.08}O_{12}$
10	—	0.25	10.50	18.16	—	8.67	—	0.30	17.12	5.18	—	—	—	—	—	—	99.62	$(Mn_{1.49}Fe_{0.33}Ca_{1.04}Mg_{0.05})_{2.91}(Al_{1.86}Ti_{0.03}Fe_{0.11})_{2.00}Si_{3.05}O_{12}$
11	—	0.76	10.93	18.29	—	3.36	—	—	19.97	7.82	—	—	—	—	—	—	100.45	$(Mn_{1.74}Fe_{0.66}Ca_{0.40}Mg_{0.15})_{2.89}(Al_{1.93}Fe_{0.07})_{2.00}Si_{3.11}O_{12}$
12	2.11	—	—	0.77	—	—	—	30.46	20.08	13.80	—	—	—	—	—	—	98.40	$(Mn_{0.59}Fe_{0.40})_{0.99}(TiO_3)_{1.01}$
13	—	—	—	0.92	—	—	—	31.08	17.75	16.86	—	—	—	—	—	—	100.27	$(Mn_{0.51}Fe_{0.47})_{0.98}(TiO_3)_{1.02}$
14	—	—	—	0.85	—	—	—	29.91	14.84	20.24	—	—	—	—	—	—	99.85	$(Fe_{0.57}Mn_{0.43})_{1.00}(Ti_{0.98}V_{0.02})_{1.00}O_3$
15	—	—	—	2.05	—	—	—	28.22	12.62	20.37	—	—	—	—	—	—	98.01	$(Fe_{0.62}Mn_{0.38})_{1.00}(TiO_3)_{1.00}$
16	—	—	4.11	6.14	—	—	9.39	—	—	1.20	—	—	4.26	6.28	4.79	21.95	99.28	$(Ca_{0.32}Th_{0.31}Ce_{0.15}Nd_{0.11}La_{0.10}Gd_{0.02})_{1.01}(PO_4)_{0.99}$
17	—	—	0.30	1.72	—	—	—	—	—	—	64.34	—	—	—	—	—	97.86	$(Zr_{0.99}Hf_{0.01})_{1.00}O_2$
18	—	—	0.84	6.59	—	—	10.09	—	—	6.40	—	—	8.55	19.66	7.34	7.38	98.91	$(Ce_{0.44}La_{0.19}Nd_{0.16}Th_{0.10}Ca_{0.09})_{0.98}(PO_4)_{1.02}$
19	—	—	1.77	22.20	—	1.26	7.57	—	—	—	—	—	7.81	15.41	5.53	—	99.11	$(Ce_{0.46}La_{0.23}Nd_{0.16}Ca_{0.13})_{0.98}(PO_4)_{1.02}$
20	—	—	—	12.32	—	0.22	—	—	—	—	—	—	16.09	30.82	6.47	—	88.16	$(Ce_{0.54}La_{0.29}Nd_{0.11}Pr_{0.05}Ca_{0.01})_{1.00}(CO_3)(OH)$
21	—	—	5.37	2.12	—	—	—	—	—	—	—	—	15.81	31.07	5.49	—	78.01	$(Ce_{0.59}La_{0.31}Nd_{0.10})(CO_3)(OH)$
22	0.68	0.84	1.34	15.69	—	—	—	—	—	1.67	—	—	10.80	22.48	—	—	74.88	$(Ce_{0.67}La_{0.33})_{1.00}(CO_3)(OH)_{0.85}F_{0.15}$
23	—	1.12	2.78	9.51	—	—	—	—	—	—	—	—	13.77	21.58	3.86	—	79.16	$(Ce_{0.55}La_{0.35}Nd_{0.10})_{1.00}(CO_3)(OH)$
24	—	—	—	1.14	—	—	—	—	—	0.39	—	26.80	—	—	—	—	63.00	$(Y_{1.78}Dy_{0.15}Gd_{0.07})_{2.00}(CO_3) \cdot nH_2O (?)$
25	5.09	—	7.13	15.29	—	20.51	—	11.53	—	0.36	—	—	—	—	—	—	97.84	$Ca_{0.99}(Ti_{0.46}Al_{0.51}Fe_{0.01})_{0.98}Si_{1.03}O_4O_{0.48}F_{0.51}(OH)_{0.01}$
26	3.68	—	5.13	14.73	—	20.53	—	14.69	—	—	—	—	—	—	—	—	97.05	$Ca_{1.00}(Ti_{0.60}Al_{0.37})_{0.97}Si_{1.03}O_4O_{0.61}F_{0.39}$
27	3.95	—	5.88	15.58	—	21.00	—	13.85	—	—	—	—	—	—	—	—	99.49	$Ca_{0.99}(Ti_{0.55}Al_{0.41})_{0.96}Si_{1.05}O_4O_{0.59}(OH)_{0.02}F_{0.39}$

Примечание. В анализах, кроме того: 1 – 0.39 Na и 3.66 Ba; 3 – 0.35 Na; 8 – 0.30 Se; 14 – 0.62 V; 16 – 1.18 Gd; 17 – 1.35 Hf; 20 – 2.70 Pr; 21 – 0.21 Ni; 24 – 1.10 Co, 2.07 Gd, 4.07 Dy. Минералы: калиевый полевой шпат (1), каолинит (2), аннит (3), шамозит (4), клинохлор (5), клинозоисит (6, 7), марганцовый пирохсен диопсид-геденбергитового ряда (8), спессартин (9–11), пирофанит (12, 13), ильменит (14, 15), чералит (16), бадделейт (17), моназит (18, 19), бастнезит (20–23), тенгерит-(Y)(?) (24), титанит (25–27). Процент – не обнаружено. \*Суммы элементов включаются в себя опущенные в таблице содержания кислорода, □ – вакантные позиции.  
 Note. In addition, to analyses: 1 – 0.39 Na, 3.66 Ba; 3 – 0.35 Na; 8 – 0.30 Se; 14 – 0.62 V; 16 – 1.18 Gd; 17 – 1.35 Hf; 20 – 2.70 Pr; 21 – 0.21 Ni; 24 – 1.10 Co, 2.07 Gd, 4.07 Dy. Minerals: potassic feldspar (1), kaolinite (2), annite (3), chamosite (4), clinocllore (5), clinzoisite (6, 7), manganese pyroxene of diopside-hedenbergite series (8), spessartine (9–11), pyrophanite (12, 13), ilmenite (14, 15), cheralite (16), baddeleyite (17), monazite (18, 19), bastnesite (20–23), tengerite-(Y)(?) (24), titanite (25–27). Dash – not detected. \*Amounts of elements include the omitted oxygen content in the table, □ – vacant positions.

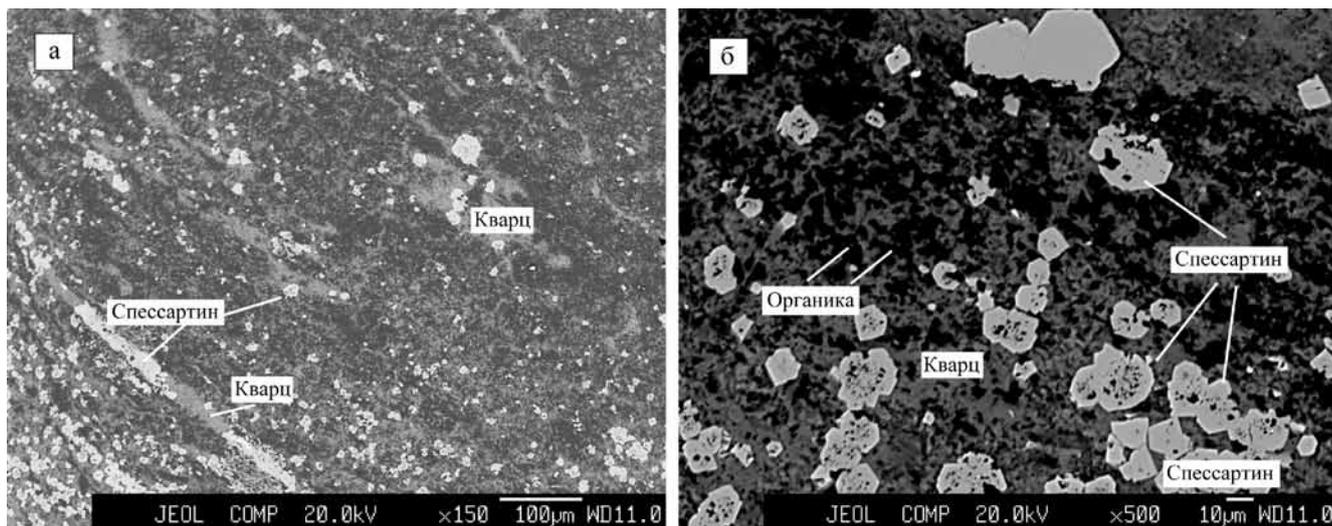
**Таблица 2.** Результаты изучения состава минералов спессартин-кварцевых пород Широкопадинской площади на рентгеноспектральном микроанализаторе, мас. %

**Table 2.** Results of the study of minerals of spessartine-quartz rocks of the Shirokopadinskaya area using the X-ray spectral microprobe, wt. %

№ п.п.	F	Mg	Na	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr	La	Ce	Nd	Th	Сумма*	Минерал	Формула
1	—	—	8.18	10.03	31.95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98.24	Альбит	$\text{Na}_{0.95}\text{Al}_{1.00}\text{Si}_{3.03}\text{O}_8$
2	—	5.90	—	10.85	15.26	—	4.51	—	0.50	1.10	17.36	—	—	—	—	—	98.81	Биотит	$\text{K}_{0.53}(\text{Mg}_{1.11}\text{Fe}_{1.42}\text{Mn}_{0.09}\text{Al}_{0.38})_{3.00}(\text{Al}_{0.95}\text{Ti}_{0.05})_{1.00}(\text{Si}_{2.49}\text{Al}_{0.51})_{3.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
3	—	5.64	—	9.79	16.81	—	7.93	—	0.49	0.94	14.54	—	—	—	—	—	97.51	Биотит	$\text{K}_{0.82}(\text{Mg}_{0.93}\text{Fe}_{1.00}\text{Mn}_{0.07})_{3.00}(\text{Al}_{0.90}\text{Fe}_{0.06}\text{Ti}_{0.04})_{1.00}(\text{Si}_{2.49}\text{Al}_{0.57})_{3.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
4	—	7.71	—	12.04	12.96	—	0.35	—	—	2.19	20.21	—	—	—	—	—	97.92	Шамозит	$(\text{Mg}_{0.92}\text{Mn}_{0.24}\text{Fe}_{2.19}\text{Al}_{1.50})_{5.88}\square_{0.15}(\text{Al}_{1.20}\text{Si}_{2.80})_{4.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
5	—	—	—	1.25	18.67	—	0.33	—	—	—	41.53	—	—	—	—	—	99.25	Ферросилит	$\text{Fe}_{1.02}(\text{Si}_{0.92}\text{Al}_{0.06})_{0.98}\text{O}_{3.22}$
6	—	0.57	—	7.63	1.76	—	—	1.35	28.98	—	—	20.45	—	—	—	—	99.32	Кармелтазит	$\text{Zr}_{1.06}(\text{Al}_{1.83}\text{Sc}_{0.21})_{2.04}\text{Ti}_{3.90}\text{O}_{14}$
7	—	—	—	11.37	16.43	—	—	7.43	—	3.36	9.09	—	2.69	9.13	3.00	—	98.45	Алланит	$(\text{Ca}_{0.97}\text{Ce}_{0.34}\text{Nd}_{0.11}\text{La}_{0.10}\text{Mn}_{0.32})_{1.84}(\text{Fe}_{0.86}\text{Al}_{2.22})_{3.08}\text{Si}_{3.08}\text{O}_{12}(\text{O},\text{OH})$
8	—	—	—	1.40	15.21	9.97	—	—	—	—	—	—	13.54	23.72	5.86	—	102.75	Монацит	$(\text{Ce}_{0.54}\text{La}_{0.31}\text{Nd}_{0.13})_{0.98}(\text{PO}_4)_{1.02}$
9	—	—	—	4.91	14.81	6.82	—	2.46	—	—	1.26	—	4.03	9.28	3.57	14.17	96.59	Чералит	$(\text{Ce}_{0.28}\text{Ca}_{0.26}\text{Th}_{0.26}\text{La}_{0.12}\text{Nd}_{0.10})_{1.02}(\text{PO}_4)_{0.93}(\text{SO}_4)_{0.05}$
10	—	0.42	—	1.48	29.32	2.40	0.75	0.43	—	—	0.86	—	—	—	—	21.16	101.56	Грэйит	$\text{Th}_{1.08}(\text{PO}_4)_{0.92}\cdot\text{H}_2\text{O}$
11	—	2.19	—	3.47	14.53	—	0.68	0.57	—	0.57	4.65	—	—	—	—	36.27	98.81	Торианит	$\text{ThO}_2$
12	—	1.46	—	2.01	8.75	—	—	0.80	—	0.65	3.11	—	—	—	—	52.84	102.45	Торианит	$(\text{Th}_{0.97}\text{U}_{0.03})\text{O}_2$
13	3.46	—	—	—	0.59	17.44	—	37.67	—	—	0.55	—	—	—	—	—	98.12	Апатит	$\text{Ca}_5\text{O}(\text{PO}_4)_3\text{F}_{0.97}(\text{OH})_{0.03}$
14	—	—	—	—	14.71	—	—	—	—	—	0.45	48.65	—	—	—	—	98.41	Циркон	$(\text{Zr}_{1.05}\text{Hf}_{0.01}\text{Sr}_{0.04})_{1.10}(\text{SiO}_4)_{0.90}$
15	1.78	0.26	—	10.62	17.36	—	—	1.10	—	20.79	9.18	—	—	—	—	—	97.40	Спессартин	$(\text{Mn}_{1.90}\text{Fe}_{0.83}\text{Ca}_{0.14}\text{Mg}_{0.05})_{2.92}\text{Al}_{1.98}\text{Si}_{3.10}\text{O}_{12}$
16	—	—	—	10.65	16.66	—	—	1.07	0.23	23.63	7.51	—	—	—	—	—	99.60	Спессартин	$(\text{Mn}_{2.19}\text{Fe}_{0.68}\text{Ca}_{0.13})_{2.99}(\text{Al}_{1.99}\text{Ti}_{0.02})_{1.01}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{22}$
17	—	—	—	10.56	16.99	—	—	1.05	—	25.17	5.92	—	—	—	—	—	98.64	Спессартин	$(\text{Mn}_{2.31}\text{Fe}_{0.51}\text{Ca}_{0.13})_{2.95}(\text{Al}_{1.97}\text{Fe}_{0.03})_{2.00}\text{Si}_{3.05}\text{O}_{22}$
18	—	—	—	0.33	3.59	—	0.20	—	28.14	16.18	17.69	—	—	—	—	—	97.51	Ильменит	$(\text{Fe}_{0.53}\text{Mn}_{0.49})_{1.02}(\text{TiO}_3)_{0.98}$
19	—	—	—	—	0.24	—	—	—	31.29	16.34	17.91	—	—	—	—	—	99.91	Ильменит	$(\text{Fe}_{0.50}\text{Mn}_{0.47})_{0.97}(\text{TiO}_3)_{1.03}$
20	—	0.37	—	2.18	15.40	—	1.25	—	19.12	11.88	10.40	—	—	—	—	—	103.38	Пирофанит	$(\text{Mn}_{0.54}\text{Fe}_{0.46})_{1.00}(\text{TiO}_3)_{1.00}$
21	—	—	—	0.22	1.38	—	—	—	30.93	19.99	12.96	—	—	—	—	—	98.42	Пирофанит	$(\text{Mn}_{0.58}\text{Fe}_{0.37}\text{Zn}_{0.02})_{0.97}(\text{TiO}_3)_{1.03}$
22	—	—	—	0.58	7.11	—	0.38	—	25.42	18.22	10.65	—	—	—	—	—	98.33	Пирофанит	$(\text{Mn}_{0.63}\text{Fe}_{0.36})_{0.99}(\text{TiO}_3)_{1.01}$

Примечание. В анализах, кроме того: 3 – 0.17 Cl; 6 – 1.46 Sc; 9 – 0.37 S; 10 – 0.26 S; 12 – 1.67 U; 14 – 1.73 Sr, 1.03 Hf; 21 – 0.80 Zn. Формула рассчитана после вычета циркония по кремнию на циркон. Прочерк – не обнаружено. \*Суммы элементов включают в себя опущенные в таблице содержания кислорода, □ – вакансии.

Note. In addition, in the analyses: 3 – 0.17 Cl; 6 – 1.46 Sc; 9 – 0.37 S; 10 – 0.26 S; 12 – 1.67 U; 14 – 1.73 Sr, 1.03 Hf; 21 – 0.80 Zn. The formula is calculated after the deduction of zirconium to silicium in zircon. Dash – not detected. \*Amounts of elements include the omitted oxygen content in the table, □ – vacant positions.



**Рис. 5.** Внутреннее строение спессартин-кварцевых пород.

а – мелкий план, видны кварцевые зонки перекристаллизации пород вдоль микротрещин с крупными участками спессартина; б – относительно крупный план.

**Fig. 5.** Internal structure of spessartine-quartz rocks.

а – small plan, quartz signs of recrystallization of rocks along microcracks with large areas of spessartine; б – and relatively large plan.

нитом содержат калиевый полевой шпат, хлорит, аннит, клиноцоизит, клинопироксен и другие минералы. В калиевом полевоом шпате присутствует до 5 мол. % альбитового минала (см. табл. 1). Этот минерал слагает зональные кристаллы, краевые части которых обогащены Ва. Встречается каолинит (в гнездах и прожилках вместе с гидроксидами Fe и Mn), являющийся продуктом экзогенного изменения полевых шпатов. Аннит, наблюдаемый в яшмах в виде отдельных рассеянных чешуек или их агрегатов, содержит немного Na и Mg. Хлорит слагает бесформенные гнезда и маломощные прожилки. В таких прожилках и вдоль их контактов присутствуют скопления чешуек биотита. Хлорит обогащен Mn и характеризуется непостоянными содержаниями Mg и Fe. Клиноцоизит образует сростания с пятнисто-неоднородным по составу хлоритом и калиевым полевым шпатом. Этот минерал содержит немного Fe. Пироксен встречается редко, в виде единичных кристаллов и относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Он обогащен Mn и представлен салитом с примерно одинаковыми содержаниями диопсидового и геденбергитового миналов и небольшим количеством Sc и Al.

Богатые Mn породообразующие минералы представлены спессартином и членами ильменит-пирофанитового изоморфного ряда. Спессартин относится к богатой алмандиновым и гроссуляровым миналами (см. табл. 1) разновидности. Кроме того, он содержит до 6.5 мол. % пироповой ком-

поненты и немного Ti. Этот минерал характеризуется непостоянством размеров кристаллов и их состава, особенно в отношении содержаний Ca и Mn. Члены ильменит-пирофанитового ряда – высокомарганцовистый ильменит и высокожелезистый пирофанит – слагают многочисленные кристаллы или участки неправильной формы. Ильменит иногда представлен V-содержащей разновидностью.

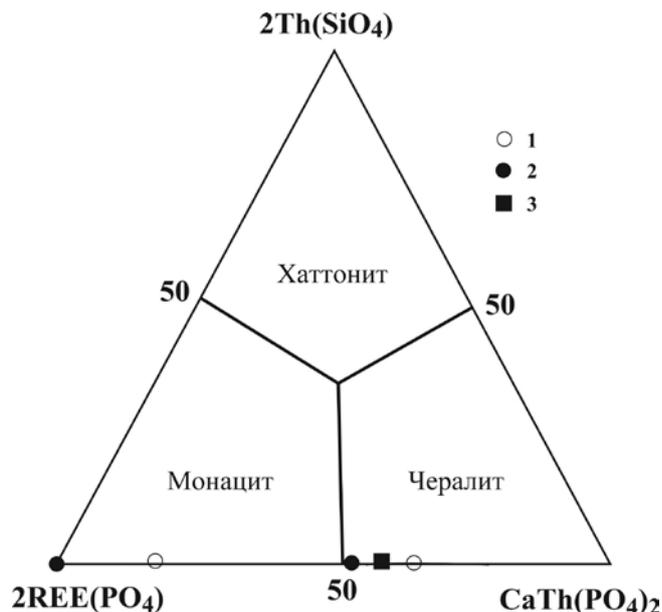
К циркониевым минералам относится циркон и Hf-содержащий бадделейт (см. табл. 1). Их редкие и мелкие кристаллы рассеяны в объеме породы. Апатит относится к высокофтористой разновидности (F-апатиту).

В спессартин-кварцевых породах Горной площади присутствует группа минералов РЗЭ. Наиболее распространенными являются монацит и бастнезит. Оба минерала обогащены (в порядке убывания их содержаний) Ce, La и Nd (см. табл. 1). Монацит и бастнезит обычно слагают кристаллы сечением до  $3 \times 4$  мкм, рассеянные в массе породы или образующие скопления в прожилках органического вещества. Структурные особенности монацита подразумевают возможность гетеровалентных замещений, определяющих сопряженное (из-за необходимости компенсации избыточного заряда) вхождение в этот минерал некоторых двух- и четырехвалентных элементов с отношением их атомных количеств как 1:1. Крайние, изоструктурные монациту, члены таких изоморфных рядов, когда двухвалентный элемент представлен Ca, известны в качестве природного минерала чералита

$\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$  и искусственных химических соединений  $\text{CaCe}(\text{PO}_4)_2$ ,  $\text{CaU}(\text{PO}_4)_2$  и  $\text{CaNp}(\text{PO}_4)_2$  (Borhan et al., 2010). Группировки  $(\text{PO}_4)^{3-}$  в монаците могут замещаться группировками  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  с компенсацией избыточного отрицательного заряда путем замещения  $\text{REE}^{+3}$  четырехвалентным Th вплоть до образования хаттонита  $\text{ThSiO}_4$  (Pabst, 1951). Таким образом, природные минералы монацитовой группы относятся к непрерывной монацит-чералит-хаттонитовой изоморфной серии. В ограниченном количестве в минералах этой серии могут присутствовать Sr и U, замещающие Ca и Th соответственно. Чералитом первоначально был назван минерал  $\text{Th}_{0.3}\text{Ca}_{0.3}\text{Ce}_{0.2}\text{Nd}_{0.1}\text{La}_{0.1}\text{REE}_{0.05}(\text{PO}_4)_{0.9}(\text{SiO}_4)_{0.1}$  из штата Керала (Индия) (Bowie, Horne, 1953). Впоследствии для чералита в качестве идеальной была принята формула  $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$  (Linhout, 2007). Монацит из спессартин-кварцевых пород Горной площади, как правило, обогащен Th и Ca, количество атомов которых в формуле обычно практически одинаково (см. табл. 1). Это указывает на то, что компенсация избыточного заряда в монаците при замещении  $\text{REE}^{+3}$  четырехвалентным Th происходила путем замещения  $\text{REE}^{+3}$  двухвалентным Ca с образованием чералитового минала. Другими словами, монацит из спессартин-кварцевых пород Горной площади относится к монацит-чералитовому изоморфному ряду  $2\text{REE}(\text{PO}_4) - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ . В сростаниях с хлоритом встречается минерал монацит-чералитового ряда, в котором чералитовый минал  $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$  преобладает над монацитовым. По составу (см. табл. 1) чералит Горной площади близок к упомянутому минералу из штата Керала (Индия). Составы минералов монацит-чералитового ряда из спессартин-кварцевых пород Горной площади вынесены на классификационную диаграмму (рис. 6). Положение точки богатого Ca и Th члена этого ряда подтверждает правомерность его отнесения к чералиту. В чералите Горной площади, как и в индийском минерале, содержание кальциевого, ториевого и редкоземельного миналов примерно одинаковы. В бастнезите иногда в заметном количестве присутствует Pr или F.

В спессартин-кварцевых породах Горной площади встречаются рассеянные включения минерала, анализы которого пересчитываются на идеальную формулу редкого в природе, обогащенного Dy и Gd карбоната Y – тенгерита-(Y) (см. табл. 1). Его окончательная диагностика, требующая подтверждения другими методами, затруднена из-за малых размеров и редкой встречаемости зерен этого минерала. Тенгерит (?) из спессартин-кварцевых пород Горной площади, как тенгерит из Итгерби и Иисака (Miyawaki et al., 1993), обогащен Dy и Gd.

В спессартин-кварцевых породах Горной площади встречается фтор-глиноземистый титанит – его редкая разновидность, в которой иногда до половины Ti (и даже несколько более) замещены Al.



**Рис. 6.** Положение точек чералита из спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня на классификационной диаграмме  $2\text{REE}(\text{PO}_4) - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{Th}(\text{SiO}_4)$  (Linhout, 2007).

1, 2 – минералы монацит-чералитового изоморфного ряда из спессартин-кварцевых пород Горной (1) и Широкопаднинской (2) площадей Сихотэ-Алиня; 3 – чералит из Индии.

**Fig. 6.** The position of the points of cheralite of spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin on the classification chart  $2\text{REE}(\text{PO}_4) - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{Th}(\text{SiO}_4)$  (Linhout, 2007).

1, 2 – minerals of monazite-cheralite isomorphous series from spessartine-quartz rocks of the Gornaya (1) and Shirokaya Pad' (2) areas of the Sikhote-Alin; 3 – cheralite from India.

Кроме основных элементов, а также Al и F, в титаните иногда присутствует незначительная примесь Mn и Fe. Состав минерала непостоянен главным образом в отношении содержания Ti и Al, а также O и F (см. табл. 1). Фтор-глиноземистый титанит встречается в виде многочисленных рассеянных в кварце однородных по составу кристаллов размером до  $10 \times 30$  мкм (рис. 7). Более крупные кристаллы (с размером сечения до  $200 \times 200$  мкм) отмечались в сростании с зернами спессартина и крупными чешуйками хлорита. Иногда кристаллы фтор-глиноземистого титанита с включениями пиррофанита присутствуют в относительно крупных хлоритовых чешуйках. Вместе с этим минералом в породе, сложенной главным образом кварцем и содержащей многочисленные кристаллы и неправильной формы участки обогащенного Ba (до 3.66 мас. %) калиевого полевого шпата и хлорита, обнаружены многочисленные зерна

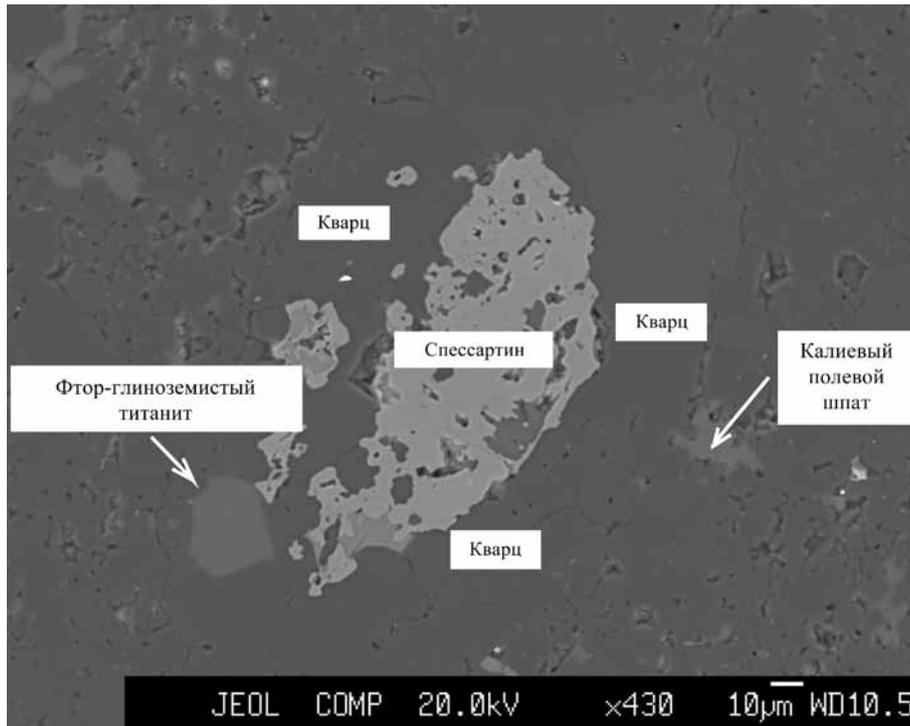


Рис. 7. Кристалл фтор-глиноземистого титанита в спессартин-кварцевой породе Горной площади.

Fig. 7. Crystal of fluorine-alumina titanite in spessartine-quartz rock of the Gornaya area.

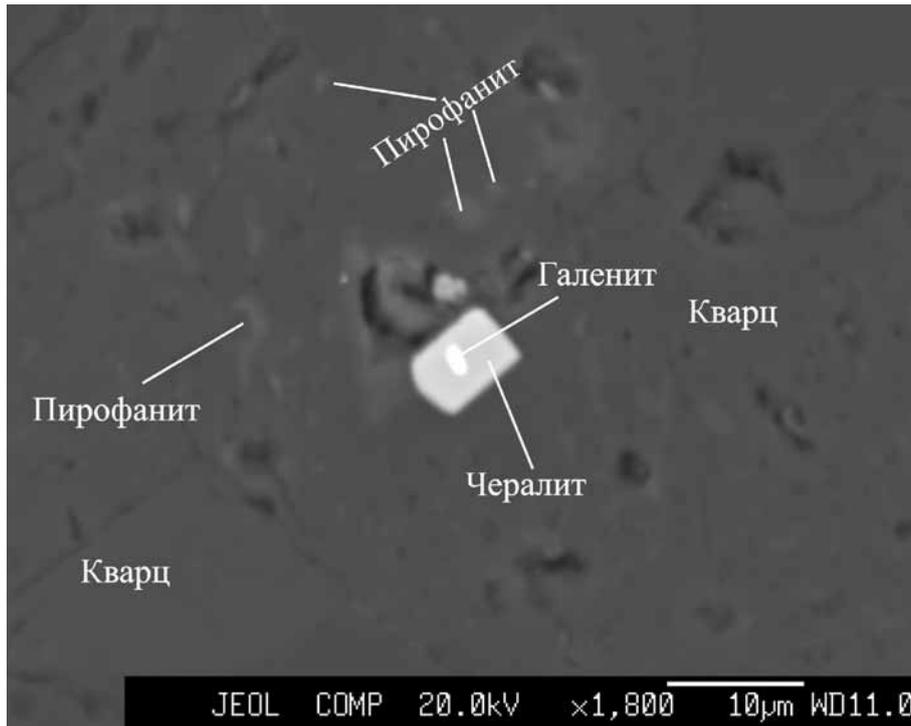
V-содержащих разновидностей железистого пиррофанита и марганцовистого ильменита (см. табл. 1), а также клиноцоизита, граната гроссуляр-спессартинового и альмандин-спессартинового состава и F-апатита. Встречаются мелкие зерна и кристаллы барита ( $\text{Ba}_{0.94}\text{Ca}_{0.02}\text{SO}_4$ ), циркона, бадделлита и чералита.

В виде зерен размером первые микрометры–десятки микрометров в спессартин-кварцевых породах Горной площади присутствуют касситерит, Ni-содержащий пирротин ( $\text{Fe}_{0.89}\text{Ni}_{0.05}\text{S}$ ), сфалерит ( $\text{Zn}_{0.74}\text{Fe}_{0.23}\text{S}$ ), самородное Au (с Ag), “медистое золото”, миллерит, антимонит и молибденит. Встречаются включения и прожилки органического вещества.

**В спессартин-кварцевых породах Широкопаднинской площади** в качестве породообразующих минералов, наряду с кварцем, встречаются спессартин, пиррофанит, альбит, хлорит и биотит. Эти минералы слагают в кварце бесформенные гнезда, отдельные кристаллы и чешуйки или присутствуют в составе маломощных прожилков. Альбит не содержит примеси анортитового минала (см. табл. 2). Биотит обогащен Mn. В нем, кроме того, присутствует немного Ti. Хлорит относится к марганцовистой (до 2.19 мас. % Mn) разновидности.

Спессартин образует россыпь мельчайших или относительно крупных кристаллов (см. рис. 5), осо-

бенности распределения которых, как и обособлений других минералов, иногда подчеркивают первичную слоистость пород (см. рис. 5а). Для спессартин-кварцевых пород характерны микротрещины, вдоль которых они испытали перекристаллизацию с увеличением размеров кристаллов главным образом кварца и спессартина. Последний содержит существенную долю альмандинового и небольшое количество гроссулярового миналов. Иногда в его составе присутствует немного Mg или Ti (см. табл. 2). В крупных кристаллах спессартина отмечались включения ульманита, миллерита, оксида или, возможно, карбоната Ce и La. Встречаются прожилки биотит-спессартинового состава или спессартина с многочисленными включениями монацита. Пиррофанит и ильменит, граница между которыми условно проводится по содержанию ильменитового и пиррофанитового миналов в 50 мол. %, слагают в породе многочисленные кристаллы удлиненного сечения. Пиррофанит встречается значительно чаще ильменита. Он содержит мелкие включения монацита и иногда образует сростания с хлоритом. Этот минерал имеет изменчивый состав (см. табл. 2), но в целом богат ильменитовым миналом, содержание которого иногда приближается к 50 мол. %, а ильменит богат пиррофанитовым миналом, количество которого достигает 48 мол. %. Вследствие этого составы пиррофа-



**Рис. 8.** Кристалл чералита (с включением галенита) в спессартин-кварцевой породе Широкопаднинской площади.

**Fig. 8.** Cheralite crystal (with the inclusion of galenite) in spessartine-quartz rock in Shirokaya Pad' area.

нита и ильменита в спессартин-кварцевых породах Широкопаднинской площади в некоторых случаях очень близки. Пирофанит иногда содержит немного Zn (см. табл. 2) в виде экандрюситового минала, количество которого не превышает 2 мол. %.

Спессартин-кварцевые породы Широкопаднинской площади содержат разнообразную акцессорную минерализацию. Минералы REE представлены алланитом, монацитом и чералитом. Алланит, встречающийся в виде редких рассеянных зерен, обогащен Mn и относительно беден REE (см. табл. 2), из которых прибором обнаружены только Ce, La и Nd. Монацит, иногда присутствующий в виде скоплений многочисленных кристаллов, тоже обогащен Ce, La и Nd и не содержит чералитового или хаттонитового миналов. Чералит (см. табл. 2) встречается в виде отдельных кристаллов, иногда вмещающих каплевидные включения галенита (рис. 8). Содержание чералитового минала в этом минерале (52 мол. %) лишь незначительно превышает содержание монацитового (48 мол. %). Правомерность его отнесения к чералиту подтверждает положение точки состава на классификационной диаграмме (см. рис. 6).

Среди ториевых минералов в спессартин-кварцевых породах Широкопаднинской площади наиболее распространен торианит, иногда содержащий примесь U и образующий отдельные рассеянные в породе кристаллы или многочислен-

ные мельчайшие включения в биотите спессартин-биотитовых (с органическим веществом) прожилковидных зоннок. Реже попадаются единичные включения редкого в природе фосфата Th – грэйита (см. табл. 2). Встречаются также редкие рассеянные включения фторапатита, в котором практически все позиции гидроксильной группы заняты F, а также Hf-, и Sr-содержащего циркона и очень редкого в природе циркониевого минерала – кармелтазита  $ZrAl_2Ti_4O_{11}$  (см. табл. 2), содержащего мельчайшие включения циркона или образующего с ним сростания. Кармелтазит, причисленный к драгоценным камням, в качестве нового минерала был описан в корундовых агрегатах из основных и ультраосновных пирокластических пород на севере Израиля, в районе г. Кармель в 2018 г. Ранее он был известен только в метеорите Альенде, упавшем на Землю в 1962 г. Кармелтазит обладает высокой твердостью, превышающей таковую алмаза. По представлениям (Griffin et al., 2018), этот минерал из Израиля образовался на границе земной коры и мантии, на глубине около 30 км. В спессартин-кварцевых породах Широкопаднинской площади обнаружены также включения кобальтина, ульманита, Ni- и Co-содержащего пирротина ( $Fe_{0.91-0.95}Co_{0.05-0.01}Ni_{0.04-0.03})_{0.99}S_{1.00}$ , умеренно-железистого сфалерита ( $Zn_{0.85}Fe_{0.13})_{0.98}S_{1.02}$ , халькозина  $Cu_{1.83}S_{1.00}$ , цинксодержащего кубани-

та  $(\text{Cu}_{0.90}\text{Zn}_{0.21})_{1.11}\text{Fe}_{1.91}\text{S}_{2.98}$  и соединения  $\text{CuFe}_3\text{S}_4$  (по анализу –  $\text{Cu}_{1.00}(\text{Fe}_{2.88}\text{Ni}_{0.03})_{2.91}\text{S}_{4.09}$ ). Встречаются барит и халькопирит, слагающие маломощные жилки, а также цинкит, ковеллин, шеелит, касситерит, галенит и “медистое золото”.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наряду с пластовой или линзообразной формой тел и их согласным залеганием в кремнистых отложениях триасового возраста большое значение для понимания генезиса марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня имело обнаружение их протолитов. При проведении полевых исследований в Ольгинском рудном районе было выяснено, что марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы за пределами контактового ореола поздне мелового Широкопаднинского гранитоидного массива переходят в пластовые кремнистые породы, насыщенные криптористаллическим родохрозитом и включениями органического вещества (Перевозникова, 2010). С удалением от кромки массива в марганцевосиликатных породах на фоне закономерного изменения структурных особенностей происходит смена высокотемпературных ассоциаций средне-низкотемпературными. Таким образом, установлено, что марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы образовались в результате контактового метаморфизма кремнисто-родохрозитовых пород. Полученные выводы о морфологии тел, согласном залегании в кремнях и возникновении рассматриваемых пород в результате метаморфизма кремнисто-родохрозитовых пород очень важны в генетическом отношении. Они позволяют прийти к заключению, что исходным материалом являлись осадки триасового возраста и что важную роль в образовании марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород играли процессы диагенеза и контактового метаморфизма. Кремнисто-родохрозитовый состав подвергавшихся контактовому метаморфизму пород, присутствие в них органического вещества свидетельствуют о восстановительном характере диагенеза исходных отложений, в результате которого весь Mn был восстановлен до двухвалентного состояния. Эти обстоятельства указывают на обогащенность исходных осадков органическим веществом. Протолитами кремнисто-родохрозитовых пород, представляющих собой обогащенные родохрозитом радиоляриты или глинисто-кремнистые породы с многочисленными фрагментами радиолярий и органическим веществом, являлись, очевидно, обогащенные Mn и органикой биогенные кремнистые илы. Доминирование двухвалентных Mn и Fe в марганцевосиликатных породах при отсутствии минералов трех- и четырехвалентного Mn свидетельствует об унаследованности восстановительного режима при контактовом метаморфизме.

Эти выводы согласуются с результатами изучения подобных образований и часто сопутствующих им оксидно-карбонатно-силикатных и оксидно-силикатных марганцевых руд отечественными и зарубежными исследователями в других регионах планеты. Примерами могут служить карбонатно-марганцевосиликатные породы в верхнеюрских радиоляритах Альп (Trommsdorff et al., 1970; Peters et al., 1973, 1978; и др.), девонские оксидно-карбонатно-силикатные, оксидно-силикатные руды и марганцевосиликатные породы Урала (Старикова и др., 2004; Брусницын, Жуков, 2005; и др.), а также триасовые пластовые месторождения Японии (Ватанабэ и др., 1973; Sato, 1980) оксидно-карбонатно-марганцевосиликатного типа. Все они занимают стратифицированное положение в силицитовых горизонтах и образовались в результате контактового или регионального метаморфизма богатых марганцевыми карбонатами отложений.

Спессартин-кварцевые породы занимают одинаковое положение в разрезе триасовых отложений Таухинского и Самаркинского террейнов Сихотэ-Алиня – такое же, как и марганцевосиликатные породы. Это свидетельствует о синхронном накоплении осадков (протолитов этих пород) в едином осадочном бассейне. Марганцевосиликатные породы образовались при контактовом метаморфизме обогащенных родохрозитом кремнистых пород – в Таухинском террейне в позднем мелу при становлении крупных гранитоидных массивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, а в Самаркинском террейне в раннемеловое время при формировании крупных гранитоидных тел Хунгари-Татибинского плутонического пояса. Спессартин-кварцевые породы, вмещающие марганцевосиликатные породы и являющиеся, как и последние, метаморфизованными аналогами обогащенных Mn триасовых осадков, имеют такое же происхождение. Образование марганцевосиликатных пород происходило в восстановительных условиях. Оно было связано главным образом с реакциями между кремнистым, карбонатным и глинистым веществом, протекавшими вследствие повышения температуры и приводившими к возникновению безглиноземистых силикатов двухвалентного Mn и спессартина. Такие же процессы и тоже в восстановительных условиях протекали и при формировании спессартин-кварцевых пород, с той лишь разницей, что они приводили к возникновению только спессартина. Из-за одинаковой природы протолитов и близких условий метаморфизма марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы обнаруживают минералогическое сходство. Оно выражается в присутствии многих общих для них минералов, таких как спессартин, члены ильменит-пирофанитового ряда, титанит, монацит, бастнезит, алланит, апатит, циркон, бадделит, торианит и др. Содержания альмандиново-

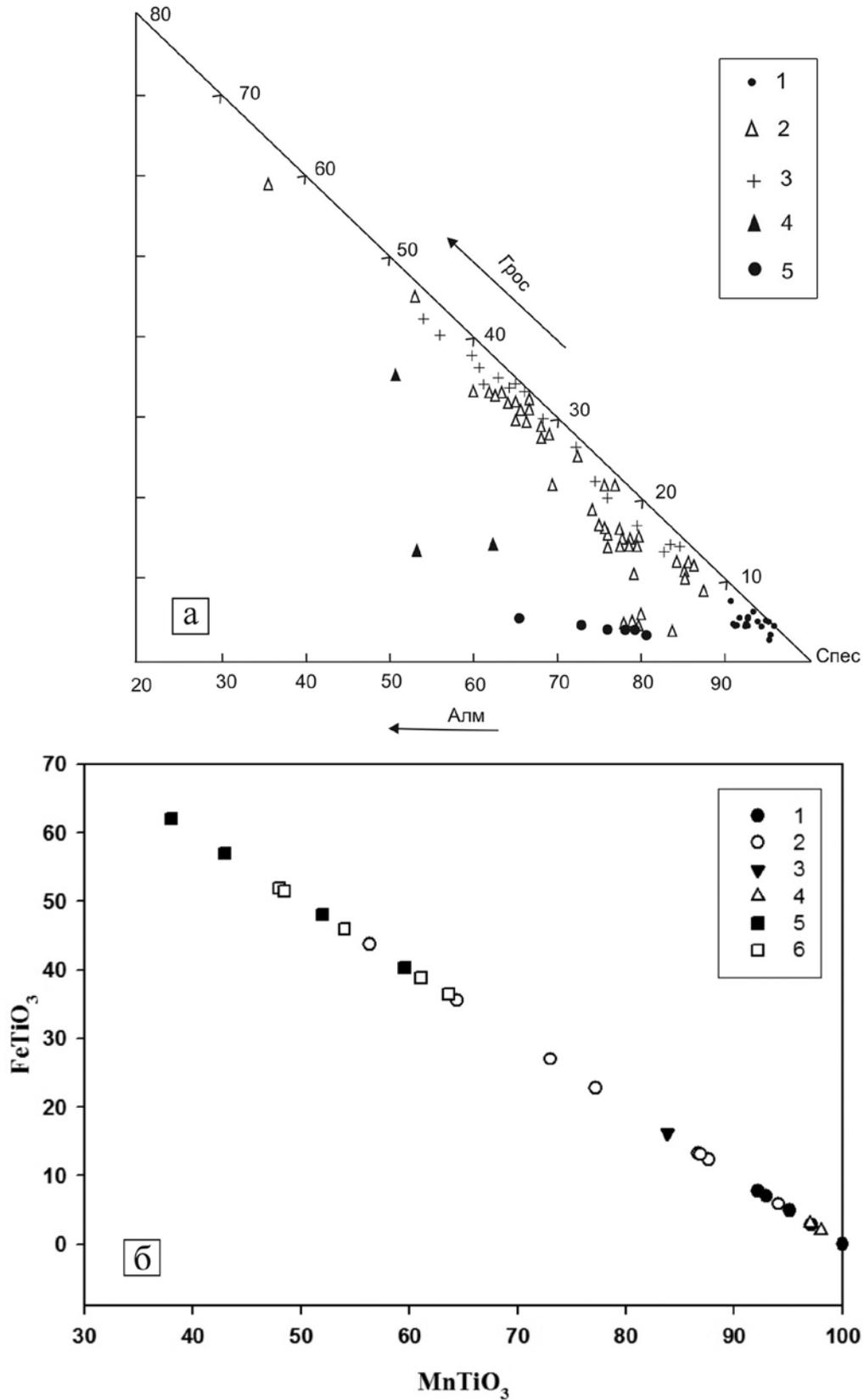
го минала в спессартине спессартин-кварцевых пород Горной и Широкопаднинской площадей почти одинаковы. Спессартин из спессартин-кварцевых пород этих площадей, по сравнению с этим минералом из марганцевосиликатных пород Сихотэ-Алиня, богаче Fe, которое присутствует главным образом в двухвалентной форме (рис. 9а). Спессартин из спессартин-кварцевых пород Горной площади отличается относительно высоким содержанием гроссулярового минала (при низком – в марганцевосиликатных породах этой площади). Спессартин из аналогичных пород Широкопаднинской площади характеризуется низким содержанием этого минала (при широких вариациях его содержания в марганцевосиликатных породах) (см. рис. 9а). Члены ильменит-пирофанитового ряда в спессартин-кварцевых породах Сихотэ-Алиня представлены высокожелезистым пирофанитом и богатым Mn ильменитом в отличие от марганцевосиликатных пород, содержащих в целом относительно бедный ильменитовым миналом пирофанит (см. рис. 9б). Таким образом, спессартин и члены пирофанит-ильменитового ряда из спессартин-кварцевых пород отличаются более высокими железистостью и Fe-Mn отношением по сравнению с аналогичными показателями этих минералов из марганцевосиликатных пород Сихотэ-Алиня. Обогащение марганцевых минералов марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород двухвалентным Fe отражает восстановительную обстановку метаморфизма металлоносных осадков.

Минералы REE в марганцевосиликатных породах Сихотэ-Алиня представлены главным образом монацитом-(Ce), торнебомитом-(Ce) или алланитом-(Ce). Реже встречаются бастнезит-(Ce) и гидроксид (Ce, La)O(OH, F, Cl) (?). В небольшом количестве REE иногда присутствуют в апатите и бреггерите (Перевозникова, 2010). Все эти минералы, за исключением торнебомита, обнаружены и в спессартин-кварцевых породах Сихотэ-Алиня. Характерными изоморфными примесями монацита в марганцевосиликатных породах Таухинского террейна являются Ca и Th (присутствующие в виде чералитового минала), а Самаркинского – Ca и Sr. В монаците спессартин-кварцевых пород обоих террейнов отмечается изоморфная примесь Ca и Th – тоже в виде чералитового минала. В спессартин-кварцевых породах обоих террейнов в отличие от марганцевосиликатных пород присутствуют очень богатые Ca и Th члены монацит-чералитового изоморфного ряда, представленные чералитом, обогащенным монацитовым миналом (см. рис. 6). К минералам Th и U в марганцевосиликатных породах Сихотэ-Алиня относятся торрианит, бреггерит и уранинит. Торрианиту свойственно переменное, иногда высокое содержание U. Уранинит из марганцевосиликатных пород Самаркинского террейна обогащен Zr. В спессартин-кварцевых поро-

дах Сихотэ-Алиня из минералов Th и U обнаружены (в Таухинском террейне) только торрианит с небольшой изоморфной примесью U, а также редкий в природе фосфат Th – грэйит.

В спессартин-кварцевых породах Сихотэ-Алиня присутствует группа редких в природе минералов и минеральных разновидностей. Кроме уже упомянутых чералита и грэйита, к ним относятся редкая разновидность фтор-глиноземистого титанита, в которой около половины Ti замещено Al, кармелтазит и тенгерит-(Y)(?). Фтор-глиноземистый титанит обнаружен в спессартин-кварцевых породах Самаркинского террейна. Алюминий, как видно из кристаллохимических формул (см. табл. 1), замещает Ti, а F входит в структуру этого минерала вместо кислорода. Несмотря на то что количество F в кристаллохимических формулах изменчиво (от 0.37 до 0.56 ф. е.), оно всегда равно количеству Al. Таким образом, можно полагать, что при замещении трехвалентным Al четырехвалентного Ti уменьшение суммарного положительного заряда компенсировалось уменьшением отрицательного заряда в результате замещения кислорода фтором по схеме  $Al^{3+}F^{-} \rightarrow Ti^{4+}O^{2-}$ . Титанит отличается необычайно высоким содержанием Al и F. Около половины позиций Ti в структуре этого минерала, и даже несколько более, как видно из кристаллохимических формул, может занимать Al. Минералогические особенности спессартин-кварцевых пород свидетельствуют о восстановительном характере контактового метаморфизма, обусловленном присутствием органического вещества. С этим обстоятельством, очевидно, и связано высокое содержание F в титаните, занимавшего в структуре позиции недостающего кислорода и, как следствие (в силу кристаллохимических особенностей минерала), высокое содержание Al.

Кармелтазит, содержащий изоморфную примесь Sc, встречается в спессартин-кварцевых породах Широкопаднинской площади. Такой же минерал, но с меньшим содержанием Sc обнаружен нами в яшмах Высокогорской площади Кавалеровского рудного района (Таухинский террейн) (неопубликованные данные). Наряду с кармелтазитом в них встречаются другие редкие минералы – вассонит TiS, перовскит  $CaTiO_3$  (с примесью REE и Nb), браунмиллерит  $Ca_2FeAlO_5$ , соединение  $Ca_3(Y, REE, Sc)_2(CO_3)_5(OH)F$ , близкое по составу к камфугиту, и бариоферрит  $BaFe_{12}O_{19}$ . Некоторые из них образуются в условиях, не сопоставимых с условиями контактового метаморфизма. Зерна таких минералов в спессартин-кварцевых породах и яшмах, в частности зерна кармелтазита – минерала высоких давлений, являются, очевидно, реликтовыми и поступали в осадки, предположительно, из габброидов сергеевского или калиновского комплексов или из метаморфических пород Ханкайского массива при их экзогенном разрушении.



**Рис. 9.** Диаграммы состава граната (а) и пирофанита (б) марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня.

а. 1–3 – гранат из марганцевосиликатных пород Горной (1), Широкопаднинской (2) и Садовой (3) площадей; 4, 5 – гранат из спессартин-кварцевых пород Горной (4) и Широкопаднинской (5) площадей.

б. 1–4 – пирофанит из марганцевосиликатных пород Горной (1), Широкопаднинской (2), Мокрушинской (3) и Садовой (4) площадей; 5, 6 – пирофанит-ильменитовый твердый раствор из спессартин-кварцевых пород Горной (5) и Широкопаднинской площадей (6).

**Fig. 9.** Diagrams of the composition of garnet (a) and pyrophanite (б) of manganese silicate and spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin.

а. 1–3 – garnet from manganese silicate rocks of Gornaya (1), Shirokaya Pad' (2) and Sadovaya (3) areas; 4, 5 – garnet from spessartine-quartz rocks of Gornaya (4) and Shirokaya Pad' (5) areas.

б. 1–4 – pyrophanite from manganese silicate rocks of Gornaya (1), Shirokaya Pad' (2), Mokrusha (3) and Sadovaya (4) areas; 5, 6 – pyrophanite-ilmenite solid solution from spessartine-quartz rocks of Gornaya (5) and Shirokaya Pad' areas (6).

Основными минералогическими особенностями спессартин-кварцевых пород, отличающими их от марганцевосиликатных пород, являются отсутствие пироксеноидов и других не содержащих Al силикатов Mn, а также относительно небольшая доля марганцевых минералов, представленных спессартином, пирофанитом или марганцовистым ильменитом. В ассоциациях марганцевосиликатных пород безглиноземистые силикаты Mn (родонит, пироксмангит, бустамит, тефрит и др.) преобладают над глиноземсодержащими (главным образом спессартином), а также пирофанитом. При контактовом метаморфизме образование безглиноземистых силикатов Mn, в том числе пироксеноидов, возможно только при относительно низкой фугитивности кислорода и при избыточном (в исходной породе) содержании Mn по отношению к Al и Ti, которые связывают его в составе спессартина, пирофанита или марганцовистого ильменита. Образованию безглиноземистых силикатов Mn при метаморфизме способствует также обогащение осадков K, Na и Ba, связывающих глинозем в составе полевых шпатов и слюд.

Спессартин-кварцевые породы, как и марганцевосиликатные, могут возникать (при несоблюдении перечисленных условий) в восстановительных обстановках метаморфизма, как это имело место в Сихотэ-Алине. Однако во многих случаях их происхождение (вместо марганцевосиликатных пород) связано с более окислительными обстановками, так как спессартин более устойчив с возрастанием фугитивности кислорода по сравнению с пироксеноидами и тефритом (Казаченко, 2002). Примерами таких геологических образований являются знаменитые докембрийские марганцеворудные пояса Индии (Dasgupta, Manickavasagam, 1981), спессартин- и пьмонтитсодержащие метаосадки Западных Карпат (Spisiak et al., 1989), марганцовистые метаморфические породы о. Андрос (Греция) (Reinecke, 1986) и Олары (Австралия) (Ashley, 1984) и многие другие.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые приведена минералогическая характеристика спессартин-кварцевых пород триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Они занимают одинаковое положение в разрезе триасо-

вых отложений Таухинского и Самаркинского террейнов Сихотэ-Алиня – такое же, как и марганцевосиликатные породы, что свидетельствует о синхронном накоплении осадков (протолитов этих пород) в едином осадочном бассейне. Марганцевосиликатные породы образовались при контактовом метаморфизме обогащенных родохрозитом кремнистых пород – в Таухинском террейне в позднем мелу при становлении крупных гранитоидных массивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, а в Самаркинском террейне в раннемеловое время при формировании крупных гранитоидных тел Хунгари-Татибинского плутонического пояса. Спессартин-кварцевые породы, вмещающие марганцевосиликатные породы и являющиеся, как и последние, метаморфизованными аналогами обогащенных Mn триасовых осадков Сихотэ-Алиня, имеют такое же происхождение. Образование марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород было связано с реакциями между силикатной, карбонатной и алюмосиликатной составляющими кремнисто-родохрозитовых пород. Реакции протекали в восстановительной обстановке при повышении температуры и приводили к возникновению безглиноземистых силикатов Mn (в основном пироксеноидов) и спессартина. Протолитами кремнисто-родохрозитовых пород и, соответственно, их контактово-метаморфизованных аналогов – марганцевосиликатных и спессартин-кварцевых пород – являлись в разной степени обогащенные гидроксидами Mn, органическим, глинистым и слюдястым веществом кремнистые илы биогенной природы. Из-за одинаковой природы протолитов и близких условий метаморфизма марганцевосиликатные и спессартин-кварцевые породы обнаруживают значительное минералогическое сходство. Оно выражается в присутствии многих общих для них минералов, таких как спессартин, члены ильменит-пирофанитового ряда, титанит, монацит, бастнезит, алланит, апатит, циркон, бадделит, торинит и др.

В спессартин-кварцевых породах Сихотэ-Алиня присутствует группа редких в природе минералов и минеральных разновидностей. К ним относятся чералит, грэйит, редкая разновидность фторглиноземистого титанита, в которой около половины Ti замещено Al, кармелтазит и тенгерит-(Y) (?).

Основными минералогическими особенностями спессартин-кварцевых пород, отличающими их от марганцевосиликатных, выступают отсутствие пироксеноидов и других безглиноземистых силикатов Mn, а также относительно небольшая доля марганцевых минералов, представленных спессартином, пирофанитом или марганцовистым ильменитом. Появление спессартин-кварцевых пород или вместо них марганцевосиликатных при контактовом метаморфизме в Сихотэ-Алине происходило в восстановительных условиях минералообразования и определялось главным образом количественным соотношением карбонатного и глинистого материала в исходных осадках и содержанием в них Ва и щелочей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брусницын А.И. (2000) Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПб. гос. ун-т, 200 с.
- Брусницын А.И., Жуков И.Г. (2005) Южно-Файзуллинское марганцевое месторождение (Южный Урал): геологическое строение, петрография, процессы формирования. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 1-21.
- Ватанабе Е., Юи С., Като А. (1973) Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии. *Вулканизм и рудообразование*. М.: Мир, 104-120.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. (2003) Триа-совая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 252 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Под ред. А.И. Ханчука (2006). Владивосток: Дальнаука, 572 с.
- Гуляева Т.Я. (1982) Оловосодержащий андрадит Белогорского месторождения (Приморье). *Тихоокеан. геология*, (5), 110-113.
- Казаченко В.Т. (2002) Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 250 с.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. (2016) Геохимические и изотопные “метки” древних габброидов в триасовых метаморфизованных метал-лоносных осадках, скарнах и рудах скарновых месторождений Сихотэ-Алиня. *Вестн. Кольского НЦ РАН*, 4(27), 16-36.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Нарнов Г.А. (2012) Акцессорная минерализация в скарнах Дальнегорского рудного района (Сихотэ-Алинь). *Записки РМО*, (4), 74-96.
- Казаченко В.Т., Сапин В.И. (1990) Минералогия и генезис железомарганцевого оруденения Прибрежной зоны Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 248 с.
- Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. (1974) Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, Ин-т тектоники и геофизики ДВ НЦ АН СССР. 466 с.
- Логвиненко Н.В. (1972) Состав и генезис карбонатов железа и марганца в осадочных образованиях. *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 86-96.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Х. Янь. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеан. геология*, 22(6), 7-41.
- Перевозникова Е.В. (2010) Марганцевосиликатные породы Южного Сихотэ-Алиня: минералогия и генезис. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 192 с.
- Прибавкин С.В., Григорьев В.В., Квачев В.И., Готтман И.А. (2018) Метаморфизм марганцовистых осадков Гагарского проявления родонита по данным амфибол-биотит-полевошпатовой термобарометрии. *Ежегодник-2017*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165, 151-155.
- Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. (1960) Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. *Труды ИГЕМ АН СССР*, 34(1), 328 с.
- Рой С. (1986) Месторождения марганца. М.: Мир, 520 с.
- Ростовский Ф.И., Мельник В.Г., Лысюк А.Ф. (1981) Отчет Ольгинской партии о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 за 1977-1981 г.г. (в двух томах). ПГО “Приморгеология”, г. Владивосток.
- Старикова Е.В., Брусницын А.И., Жуков И.Г. (2004) Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал: строение, состав, генезис. СПб.: Наука, 230 с.
- Ashley P.M. (1984) Piemontite-bearing rocks from the Olary District, South Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, 31, 203-216.
- Borhan A., Apetrachioaei B., Popa K. (2010) On the existence of cerium (IV) orthophosphate,  $Ce_3(PO_4)_4$ . *Rev. Roum. Chim.*, 55(7), 389-393.
- Bowie S.H.U., Horne J.E.T. (1953) Cheralite, a new mineral of the monazite group. *Mineral. Mag.*, (30), 93-99.
- Dasgupta H.C., Manickavasagam M. (1981) Regional Metamorphism of Non-Calcareous Manganiferous Sediments from India and the Related Petrogenetic Grid for a Part of the System Mn-Fe-Si-O. *J. Petrol.*, 22(3), 363-396.
- Griffin W.L., Gain S.E.M., Bindi L., Toledo V., Cámara F., Saunders M., O'Reilly S.Y. (2018) Carmeltazite,  $ZrAl_2Ti_4O_{11}$ , a New Mineral Trapped in Corundum from Volcanic Rocks of Mt Carmel, Northern Israel. *Minerals*, 8(12), 601. doi:10.3390/min8120601
- Li Y.H., Bischoff J.L., Mathieu G. (1969) The migration of manganese in the Arctic Basin Sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (7), 265-270.
- Linthout K. (2007) Tripartite division of the system  $2REE-PO_4-CaTh(PO_4)_2-2ThSiO_4$ , discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by  $CaTh(PO_4)_2$ . *Canad. Mineral.*, (45), 503-508.
- Miyawaki R., Kuriyama J., Nakai I. (1993) The redefinition of tenerite-(Y),  $Y_2(CO_3)_3 \cdot 2-3H_2O$ , and its crystal structure. *Amer. Miner.*, (78), 425-432.
- Pabst A. (1951) Huttonite, a new monoclinic thorium silicate, with an account on its occurrence, analysis, and properties (the latter by C.O. Hutton). *Amer. Miner.*, 36, 60-69.
- Peters T., Schwander H., Trommsdorf V. (1973) Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rhodochrosite, Quartz: Experimental Data and Occurrences in the Rhetic Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 325-332.
- Peters T., Valarelli J.V., Coutinho J.M.V., Sommerauer J., Von Raumer J. (1978) The manganese deposits of Buritirama (Para, Brazil). *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 57, 409-423.

- Price N.B., Calvert S.E. (1970) Compositional variation in Pacific Ocean-ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates. *Mar. Geol.*, **9**, 145-171.
- Reinecke T. (1986) Phase relations of sursassite and other Mn-silicates in highly oxidized low-grade, high-pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros Islands, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 110-126.
- Sato K. (1980) Tungsten Skarn Deposit of the Fujigatani Mine Southwest Japan. *Econ. Geol.*, **75**(7), 1066-1082.
- Spisiak Ya., Hovorka D., Rybka R., Turan Ya. (1989) Spessartin a piemontit v metasedimentoch starsiecho paleozoika vnutornykh Zapadnykh Karpat. *Casopis pro mineralogii a geologii*, **34**(1), 17-30.
- Trommsdorff V., Schwander H., Peters T. (1970) Mangan-silikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **50**(3), 439-545.
- REFERENCES
- Ashley P.M. (1984) Piemontite-bearing rocks from the Olary District, South Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, **31**, 203-216.
- Bowie S.H.U., Horne J.E.T. (1953) Cheralite, a new mineral of the monazite group. *Mineral. Mag.*, (30), 93-99.
- Borhan A., Apetrachioaei B., Popa K. (2010) On the existence of cerium (IV) orthophosphate,  $Ce_3(PO_4)_4$ . *Rev. Roum. Chim.*, **55**(7), 389-393.
- Brunsnitsyn A.I. (2000) *Rodonitovye mestorozhdeniya Srednego Urala (mineralogiya i genesis)* [Rhodonite Deposits of the Central Urals (Mineralogy and Genesis)]. St. Petersburg, St. Petersburg State Univ. Publ., 200 p. (In Russian)
- Brunsnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2005) The South Faizuly manganese deposit in the Southern Urals: geology, petrography and formation conditions. *Lithol. Mineral Resources*, **40**(1), 30-47.
- Dasgupta H.C., Manickavasagam M. (1981) Regional Metamorphism of Non-Calcareous Manganiferous Sediments from India and the Related Petrogenetic Grid for a Part of the System Mn-Fe-Si-O. *J. Petrol.*, **22**(3), 363-396.
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii* [Geodynamics, magmatism, and metallogeny of East Russia]. B. I. (2006) Ed. by A.I. Khanchuk. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 572 p. (In Russian)
- Griffin W.L., Gain S.E.M., Bindi L., Toledo V., Cámara F., Saunders M., O'Reilly S.Y. (2018) Carmeltazite,  $ZrAl_2Ti_4O_{11}$ , a New Mineral Trapped in Corundum from Volcanic Rocks of Mt Carmel, Northern Israel. *Minerals*, **8**(12), 601. doi:10.3390/min8120601
- Gulyaeva T.Ya. (1982) *Olovosoderzhashchii andradit Belogorskogo mestorozhdeniya (Primorye)* [Sn-bearing andradite of the Belogorsky deposit (Primor'e)]. *Tikhookean. Geol.*, (5), 110-113. (In Russian)
- Logvinenko N.V. (1972) Sostav i genesis karbonatov zheleza i margantsa v osadochnykh obrazovaniyakh [Composition and Genesis of iron and manganese carbonate in sedimentary formations]. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 86-96. (In Russian)
- Kazachenko V.T. (2002). *Petrologiya i mineralogiya gidrotermal'nykh margantsevykh porod Vostoka Rossii* [Petrology and mineralogy of hydrothermal manganese rocks of East Russia]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 250 p. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Lavrik S.N. (2016) Geochemical and isotopic "markers" of the old gabbroids in the Triassic metamorphosed metalliferous sediments, skarns, and ores of the skarn deposits of the Sikhote-Alin]. *Vestn. Kol'skogo NTs RAN*, **4**(27), 16-36. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Narnov G.A. (2012) Accessory mineralization in skarns of the Dal'negorsky ore district (Sikhote-Alin)]. *Zapiski RMO*, (4), 73-96. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Sapin V.I. (1990) *Mineralogiya i genesis zhelezo-margantseвого orudneniya Pribrezhnoi zony Primor'ya* [Mineralogy and genesis of the iron-manganese mineralization of Coastal zone of Primor'e]. Vladivostok, DVO AN SSSR, 248 p. (In Russian)
- Kulish L.I., Kulish E.A. (1974) *Metamorficheskie margantsevye komplekсы Dal'nego Vostoka* [Metamorphic manganese complexes of the Far East]. Khabarovsk, DVO AN SSSR. 466 p. (In Russian)
- Li Y.H., Bischoff J.L., Mathieu G. (1969) The migration of manganese in the Arctic Basin Sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **7**, 265-270.
- Linhout K. (2007) Tripartite division of the system  $2REE-PO_4-CaTh(PO_4)_2-2ThSiO_4$ , discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by  $CaTh(PO_4)_2$ . *Canad. Mineral.*, (45), 503-508.
- Miyawaki R., Kuriyama J., Nakai I. (1993) The redefinition of tengerite-(Y),  $Y_2(CO_3)_3 \cdot 2-3H_2O$ , and its crystal structure. *Amer. Miner.*, (78), 425-432.
- Pabst A. (1951) Huttonite, a new monoclinic thorium silicate, with an account on its occurrence, analysis, and properties (the latter by C.O. Hutton). *Amer. Miner.*, **36**, 60-69.
- Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopyev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yang H. (2003). A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia. *Tikhookean. Geol.* **22**(6), 7-41. (In Russian)
- Perevoznikova E.V. (2010). *Margantsevosilikatnye porody Yuzhnoego Sikhote-Alinya: mineralogiya i genesis*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Manganese-silicate rocks of the South Sikhote-Alin: mineralogy and genesis]. Cand. geol. and min. sci. diss. Vladivostok, 192 p. (In Russian)
- Peters T., Schwander H., Trommsdorff V. (1973) Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rhodochrosite, Quartz: Experimental Data and Occurrences in the Rhetic Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 325-332.
- Peters T., Valarelli J.V., Coutinho J.M.V., Sommerauer J., Von Raumer J. (1978) The manganese deposits of Buritirama (Para, Brazil). *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **57**, 409-423.
- Pribavkin S.V., Grigor'ev V.V., Kvachev V.I., Gottman I.A. (2018) Metamorphism of manganese deposits of Gagarinsky rhodonite deposits according to amphibole-biotite-feldspar thermobarometry. *Ezhegodnik-2017. Tr. IGEM UrO RAN*, V. 165, 151-155. (In Russian)
- Price N.B., Calvert S.E. (1970) Compositional variation in Pacific Ocean-ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates. *Mar. Geol.*, **9**, 145-171.
- Radkevich E.A., Lobanova G.M., Thomson I.N. (1960) *Geologiya svintsovo-tsinkovykh mestorozhdenii Primor'ya* [Geology of lead- zinc deposits of Primorye]. *Tr. IGEM AN SSSR*, **34**(1), 328 p. (In Russian)

- Reinecke T. (1986) Phase relations of sursassite and other Mn-Silicates in highly oxidized low-grade, high-pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros Islands, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 110-126.
- Roy S. (1986) *Mestorozhdeniya margantsa* [Manganese Deposits]. Moscow, Mir Publ., 520 p. (In Russian)
- Rostovskii F.I., Mel'nik V.G., Lysyuk A.F. (1981) *Otchet Olginskoy partii o rezul'tatakh geologicheskoy s'yemki i poiskov masshtaba 1 : 50 000 za 1977-1981 g.g. (v dvukh tomakh)*. [Report of the Olginskaya party on the results of geological survey and prospecting at a scale of 1 : 50 000 for 1977-1981. (in 2 volumes)]. PGO "Primor-geology", Vladivostok (In Russian, unpublished)
- Sato K. (1980) Tungsten Skarn Deposit of the Fujigatani Mine Southwest Japan. *Econ. Geol.*, **75**(7), 1066-1082.
- Spisiak Ya., Hovorka D., Rybka R., Turan Ya. (1989) Spessartin a piemontit v metasedimentoch starsiecho paleozoika vnutornych Zapadnykh Karpat. *Casopis pro mineralogii a geologii*, **34**(1), 17-30.
- Starikova E.V., Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2004) *Paleogidrotermal'naya postroika margantsevogo mestorozhdeniya Kyzyl-Tash, Yuzhnyi Ural: stroenie, sostav, genezis* [Paleohydrothermal buildup of the Kyzyl-Tash manganese deposit, southern Urals: structure, composition, genesis]. St. Petersburg, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Trommsdorff V., Schwander H., Peters T. (1970) Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **50**(3), 439-545.
- Volokhin Yu.G., Mikhailik E.V., Burii G.I. (2003) *Triasovaya kremnevaya formatsiya Sikhote-Alinya* [The Triassic silicic formation of the Sikhote-Alin]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 252 p. (In Russian)
- Watanabe E., Yu S., Kato A. (1973) Overview of formation manganese deposits in Japan. *Vulkanizm i rudoobrazovanie* [Volcanism and ore formation]. Moscow, Mir Publ., 104-120. (In Russian)

УДК 550.47

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-90-102

## Редкие земли в руде Букукинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье)

Г. А. Юргенсон

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672002, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, e-mail: yurgga@mail.ru

Поступила в редакцию 21.07.2020 г., принята к печати 31.08.2020 г.

*Объектом исследования* являются минеральные ассоциации кварц-вольфрамитовых жил Букукинского месторождения, содержания в них редкоземельных элементов, их минералы-носители, химический состав последних и распределение в них легких и тяжелых лантаноидов. *Материалы и методы.* Изучен химический состав двух групповых проб с различным содержанием рудных минералов, а также минеральный состав руд с использованием 143 образцов в шлифах и аншлифах с помощью оптического поляризационного микроскопа AXIO ScopeAI, растрового электронного микроскопа LEO 1430 VP. Химические анализы руд выполнены методом ISP MS. *Результаты.* Изучение химического состава групповых проб показало, что содержание и распределение редкоземельных элементов, соотношение легких и тяжелых лантаноидов в рудах зависят от соотношения в них вольфрамита и других рудных минералов, ассоциирующих с флюоритом и апатитом. Основным минералом-концентратом редкоземельных элементов в вольфрамит-сульфидно-кварцевых рудах Букукинского месторождения является монацит-(Ce), содержащий (мас. %) Ce (27.09–31.59), La (13.13–17.67), Nd (5.59–10.26), Pr (до 2.86), Sm (до 1.14), Th (до 6.59). *Заключение.* Подтвержден вывод о возрастании коэффициента концентрации тяжелых лантаноидов в зависимости от уменьшения их ионного радиуса, установленный нами ранее для вольфрамита Шерловой Горы. Количество, минеральные формы и соотношения содержаний редкоземельных элементов цериевой и иттриевой групп в руде Букукинского месторождения могут быть типохимическими признаками грейзеновых месторождений вольфрама и использоваться для рудноформационной типизации при их прогнозе и поисках.

**Ключевые слова:** редкоземельные элементы, монацит, вольфрамит, вольфрам, Букукинское месторождение, Восточное Забайкалье

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания проекта № 0386-2019-0004 (IX.137.1.2)

## Rare-earth elements in the ore of the Bukukinskoye tungsten deposit (the Eastern Transbaikalia)

Georgi A. Yurgenson

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB of RAS, 16a Nedorezova st., Chita 672002, Russia, e-mail: yurgga@mail.ru

Received 21.07.2020, accepted 31.08.2020

*Research subject.* This study investigated the mineral association of quartz-wolframite veins of the Bukukinskoye tungsten deposit, with a particular focus on the content of rare-earth elements and their carrier minerals, their chemical composition and the distribution of light and heavy lanthanides. *Materials and methods.* The chemical composition of two groups of samples containing different ore minerals, as well as the mineral composition of ores was investigated on 143 samples in thin and polished sections using an AXIO ScopeAI optical polarizing microscope and a LEO 1430 VP scanning electron microscope. Chemical examination of ores was carried out using the ISP MS method. *Results.* The study of the chemical composition of group samples determined that the content and distribution of REE, the ratio of light and heavy lanthanides in ores depends on the ratio of wolframite and other ore minerals, associated with fluorite and apatite. The main REE concentrator mineral in the wolframite-sulfide-quartz ores of the Bukukinskoye deposit is monazite-(Ce) containing (wt %) Ce (27.09–31.59) La (13.13–17.67), Nd (5.59–10.26), Pr (up to 2.86), Sm (up to 1.14), Th (up to 6.59). *Conclusion.* The obtained results confirmed our earlier findings for the wolframite of the Sherlova Gora that an increase in the concentration coefficient of heavy lanthanides depends on a decrease in their ionic radius. The contents,

**Для цитирования:** Юргенсон Г. А. (2021) Редкие земли в руде Букукинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, 21(1), 90–102. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-90-102

**For citation:** Yurgenson G.A. (2021) Rare-earth elements in the ore of the Bukukinskoye tungsten deposit (Eastern Transbaikalia). *Litosfera*, 21(1), 90–102. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-90-102

© Г.А. Юргенсон, 2021

mineral forms and ratios of REE of the cerium and yttrium groups in the ore of the Bukukinskoye deposit can be typochemical signs of greisen tungsten deposits, thus being useful for typification of ore formation in geological forecasting and prospecting.

**Keywords:** *rare earth elements, monazite, wolframite, tungsten, Bukukinskoye deposit, East Transbaikalia*

**Funding information**

*This work was carried out as part of the state assignment of project No. 0386-2019-0004 (IX.137.1.2)*

## ВВЕДЕНИЕ

Редкоземельные элементы (РЗЭ), или лантаноиды, как известно, представляют собою металлы с особыми свойствами, определяющими их положение в периодической системе. Этими свойствами обусловлен интерес к ним и все возрастающее использование в современной, в частности, СВЧ-электронике, фотоэлектронике, нефтепереработке, легировании металлических сплавов и других современных технологиях. Интенсивное изучение их минералогии и геохимии началось во второй половине XX в. и продолжается по сей день. В 1960-х гг. в ИМГРЭ под руководством К.А. Власова (1964) созданы уникальные сводки по геохимии и минералогии редких металлов, в том числе и РЗЭ. Е.И. Семеновым изучены геохимия и минералогия РЗЭ в щелочных породах и карбонатитах. Было показано наследование акцессорными минералами геохимических особенностей замещаемых толщ при метаморфизме, в частности малое содержание тория в монаците, урана в цирконе и др. Выявлено существенное индикаторное значение для прогнозирования связанного с гранитоидами и щелочными породами оруденения с использованием ассоциаций акцессорных минералов и, прежде всего, монацита и ксенотима: М.Д. Скурским с соавторами (1975), показано, что для вольфрамоносных литий-фтористых гранитов кукульбейского комплекса типична монацит-ксенотимовая акцессорная минеральная ассоциация.

В известной сводке Ю.А. Балашова (1976) о редкоземельных элементах были подведены итоги их изучения, высвечены основные проблемы и направления дальнейших исследований РЗЭ, а именно их распределение в горных породах, в эндогенных и гипергенных процессах. Эта работа способствовала использованию имеющихся данных для решения задач теории литосферных плит, поисков и прогноза редкоземельного оруденения в различных условиях. Значительные успехи были достигнуты в изучении геохимии и минералогии РЗЭ, условий их миграции и концентрирования в эндогенных и гипергенных обстановках.

Акцессорные, в том числе редкоземельные, минералы рассмотрены С.М. Бескиным и В.В. Матисом (2006) как индикаторные минералы петролого-металлогенических гранитоидных серий. В монографии Н.Л. Добрецова, Ю.Б. Марина С.М. Бескина, С.А. Лескова (2007) показаны возможности использования акцессорных минералов для расчленения и картирования гранитоидных интрузий и гранитоидных серий.

Установлено, что лантаноиды цериевой группы имеют тенденцию накапливаться в составе постмагматической деятельности, связанной с щелочными породами, а иттриевой – с производными кислых магм (Типоморфизм минералов..., 1989). В результате анализа и обобщения распределения РЗЭ во флюоритах нами определено, что соотношение содержаний редких земель цериевой и иттриевой групп является индикатором для отнесения месторождений флюорита к определенным рудным формациям и их типам. Месторождения собственно флюоритовой формации связаны с базальтоидным магматизмом, а ртутно-сурьмяные и оптического флюорита – с гранитоидным. На примере распределения РЗЭ в вольфрамитах Шерловой Горы показано, что в них преобладают тяжелые лантаноиды, что связано с их накоплением в остаточных расплавах (Yurgenson et al., 2017). Поэтому различное поведение входящих в эти группы РЗЭ, выявленное для кварцевых жил с вольфрамитом, представляется весьма интересным.

## СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ЦЕЛЬ РАБОТЫ

Букукинское месторождение вольфрама находится в Газимуро-Ононском хребте Оловянинского района Забайкальского края (рис. 1).

Оно открыто местными жителями в 1911–1916 гг. и с 1915 г. уже разрабатывалось Кабинетом Его Императорского Величества. За 1915–1917 гг. добыто около 50 т вольфрама. В 1926 г. добыча руды была возобновлена и продолжалась до 1960 г., когда рудник законсервировали (Быбин, 2003), как и другие в Восточном Забайкалье (Анотонова Гора, Дедова Гора, Белуха), добывавшие вольфрам. Это было связано с возможностью экспортировать



**Рис. 1.** Местоположение Букукинского месторождения вольфрама.

**Fig. 1.** Location of the Bukukinsky tungsten deposit.

относительно дешевые концентраты с вольфрамом из Монголии и Китая, а с шеелитом – из КНДР. При среднем содержании  $WO_3$  в руде Букукинского месторождения 0.19–2.5 мас. % запасы его на 01.01.1962 составляли: балансовые А + В + С – 3631 т, С<sub>2</sub> – 2459 т, забалансовые – 403 т. Более того, имеются значительные перспективы, связанные с оруденением в штокверках, а также по слабо изученным северному и западному флангам (Гребенников, 2003).

Месторождение изучалось П.П. Сущинским (1917), М.М. Тетяевым (1918) и в те же годы – С.А. Докторовичем-Гребницким. Геологическое строение месторождения освещено в более поздних работах О.Д. Левицкого (1940), А.В. Дружинина (1968, 1978). Было установлено, что рудное поле локализовано в олово-вольфрамовой зоне Монголо-Охотского минерагенического пояса в грейзенизированных метаморфизованных песчаниках с прослоями сланцев и конгломератов нижней и средней юры, прорванных гранитоидами кукульбейского интрузивного комплекса (Гайворонский, 1995) (рис. 2).

Возраст рудовмещающих ганоидоритов –  $141 \pm 5$  млн лет, грейзенов –  $137 \pm 5$  млн лет – получен Р.М. Константиновым с соавторами калий-аргоновым методом по мусковиту (Онтоев, 1974). В пределах рудного поля развит дайковый комплекс. При этом грейзенизированные порфириды участвуют в строении продуктивных жил, указывая на парагенетические связи даек с оруденением.

Оруденение было представлено 85 кварц-вольфрамит-сульфидными жилами и штокверками. Жилы имеют линзовидную, кулисообразную и сложную формы мощностью 0.1–3 м и протяженностью 90–100 м. Размеры штокверков – 40 × 50,

60 × 150 м, мощность прожилков – 0.03–0.2 м, длина – от 1–2 до 15–30 м (Гребенников, 2003). Д.О. Антоев (1974) выделил две стадии оруденения. Ранняя представлена пологопадающими кварц-вольфрамитовыми жилами с молибденитом, висмутином и другими сульфидами, а поздняя – крутопадающими кварц-сульфидно-гюбнеритовыми.

Минеральный состав руд изучен довольно детально, благодаря исследованиям О.Д. Левицкого (1940) и Д.О. Антоева (1974), группой исследователей под руководством В.Ф. Барабанова (Вольфрамитовые месторождения, 1995). Они характеризуются обилием минеральных видов. К главным рудным минералам рудоносных жил относятся вольфрамит, сфалерит, пирротин, галенит, козалит, висмутин, лиллианит, халькопирит, пирит; к второстепенным – молибденит, арсенопирит, галенобисмутит, ферберит, касситерит, станнин, шеелит, блеклые руды,  $\alpha$ -матильдит; к редким – самородный висмут, креннерит, сивьянит (?), петцит, тетрадимит, штернберит, гаухекорнит, марказит, сфен, циркон, рутил (Онтоев, 1974). Главными жильными минералами являются кварц и мусковит; второстепенными – кальцит, сидерит, серицит, халцедон, триплит, родохрозит, халцедоновидный кварц, флюорит, анкерит, хлорит, альбит, микроклин; редкими – турмалин, топаз, апатит, берилл, стеллерит. Однако редкоземельной минерализации в жильных телах месторождения не уделялось внимания и их минералы не были обнаружены.

Основные результаты изучения химического состава главных минералов Букукинского месторождения были получены до середины 1970-х гг. с использованием химического и полуколичественного спектрального анализов монофракций, чистота отбора которых, за редким исключением, относительна. Более того, получить достаточные для химического анализа чистые количества редких и примесных минералов, размеры которых составляют доли мм, практически не представлялось возможным. Тем не менее изучение минералогии и геохимии месторождений вольфрама показало, что в их рудах и минералах РЗЭ не редкость и были обнаружены как собственные их минералы (Вольфрамитовые месторождения, 1995; Kasatkin et al., 2014; Yurgenson, Kononov, 2014; Попова и др., 2016, 2017; Юргенсон и др., 2020), так и их примеси в вольфрамите (Гавриленко и др., 1995; Yurgenson et al., 2017). Определены РЗЭ и во флюорите (Красильщикова и др., 1986; Типоморфизм минералов..., 1989; Kasatkin et al., 2014; Файзиев и др., 2000; Юргенсон и др., 2020) и в других минералах. При этом для примесей РЗЭ в вольфрамите Шерловой Горы установлено, что коэффициенты концентрации тяжелых лантаноидов существенно выше, чем таковые легких. Анализ условий образования вольфрамита в жильных телах этого ме-

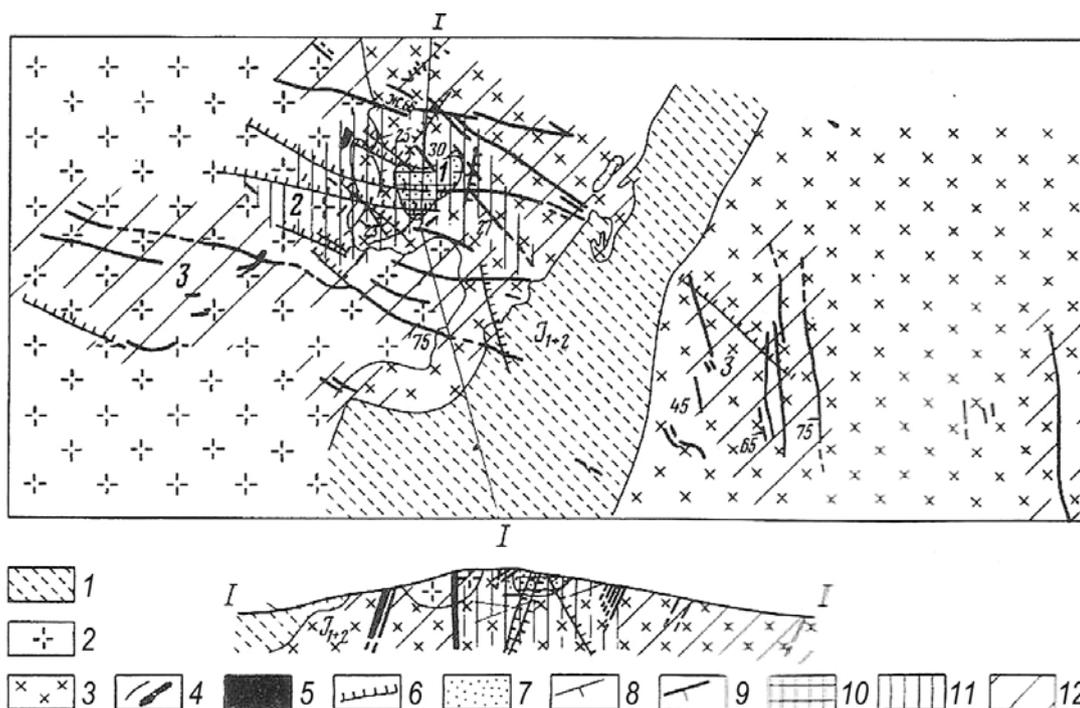


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрез Букукинского месторождения, по (Онтоев, 1974).

1 – сланцы и песчаники метаморфизованные; 2 – крупнозернистые порфировидные граниты; 3 – среднезернистые гранодиориты; 4 – дайки лампрофиров; 5 – гранит-порфиры; 6 – тектонические нарушения; 7 – участки грейзенизации; 8 – пологопадающие кварцево-вольфрамитовые жилы с молибденитом, висмутином и другими сульфидами; 9 – крутопадающие кварцево-сульфидно-гюбнеритовые жилы; 10 – зона интенсивной грейзенизации (1); 11 – зона жильного и штокверкового оруденения ранней стадии (2); 12 – зона жильного кварц-сульфидно-гюбнеритового оруденения поздней стадии (3).

Fig. 2. Schematic geological map and section of the Bukukinsky field, by (Ontoev, 1974).

1 – shales and sandstones metamorphosed; 2 – coarse-grained porphyritic granites; 3 – medium-grained granodiorites; 4 – lamprophyre dikes; 5 – granite porphyry; 6 – tectonic disturbances; 7 – areas of greisenization; 8 – dipping quartz-tungsten veins with molybdenite, bismuthine and other sulfides; 9 – steeply falling quartz-sulfide-gubnerite veins; 10 – zone of intensive greisenization (1); 11 – zone vein and stockwork mineralization of an early stage (2); 12 – zone of vein quartz-sulfide-gubnerite mineralization of a late stage (3).

сторождения показал, что он представляет собою продукт кристаллизации из остаточных расплавов (Yurgenson et al., 2017; Юргенсон и др., 2018). Для руд Букукинского месторождения такие исследования не проводились.

Поэтому цель настоящей работы – изучение содержания РЗЭ в минералах руд этого месторождения с использованием современных методов. Предметом исследования определена их редкоземельная специализация и минералы-носители РЗЭ.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождение посещалось автором в 2014 г. в целях изучения строения и минерального состава кварцево-вольфрамитовых жил, а также почв и техноземов хвостохранилища. Общее число отобранных образцов для минералогических исследований – 143. Из них изготовлено 27 аншлифов и 26

прозрачных шлифов. Минеральный состав руд исследован в шлифах и аншлифах с помощью оптического поляризационного микроскопа АХЮ ScoreAI, а также электронно-зондовым методом на растровом электронном микроскопе LEO 1430 VP (аналитики Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, руководитель лаборатории к.т.н. С.В. Канакин). Для определения химического состава жильного материала с различным содержанием рудных минералов подготовлено две групповые пробы. Химические анализы выполнены методом ISP MS в лаборатории ОАО “Восток лимитед”, руководитель Т.Л. Попова. Исследования методом порошковой дифракции проведены в аналитическом центре Института земной коры СО РАН на дифрактометре ДРОН-3.0, излучение –  $\text{CuK}\alpha$ , Ni-фильтр,  $V = 25 \text{ кВ}$ ,  $I = 20 \text{ мА}$ , в диапазоне  $3\text{--}60^\circ(2\theta)$ , шаг сканирования –  $0.05^\circ$ . Полученные данные использованы для идентификации фазового состава

**Таблица 1.** Содержание рудных элементов в пробах вольфрамит-сульфидно-кварцевых жил с различным количеством рудных минералов, г/т**Table 1.** The content of ore elements in samples of wolframite-sulfide-quartz veins with different amounts of ore minerals, ppm

Проба	Bi	Sb	Ta	Sn	Ni	Cu	As	Mo	Co	Fe	Mn	Zn	Cd	Nb	Pb	W	S	SiO <sub>2</sub>
1	454	7.3	2.7	585	35	590	90	23	12.1	81 400	2960	6180	56	10	2890	9040	67 900	652 000
2	619	9.3	3.5	676	34	480	70	18	8.5	54 200	1900	3820	35	6	1580	2480	46 400	695 000
1/2	0.7	0.8	0.8	0.9	1.1	1,2	1.3	1.3	1.4	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.8	3.6	1.5	0.94

ва образцов с помощью программы поиска фаз на основе минералогической базы данных PDF-2 (2007 г.). Для достоверности результатов рентгенофазового анализа дополнительно проведено рентген-флуоресцентное определение содержания основных и примесных элементов на кристалл-дифракционном спектрометре S8 Tiger (Bruker Nano GmbH, Германия). Из исследуемого материала были приготовлены прессованные таблетки-излучатели на подложке из борной кислоты. Условия съемки: аппарат ДРОН-3.0, излучение  $\text{CuK}\alpha$ , Ni-фильтр,  $V = 25\text{кВ}$ ,  $I = 20\text{мА}$ , угловой диапазон –  $3\text{--}45^\circ (2\theta)$  со скоростью измерения  $1^\circ/\text{мин}$ . Аналитики З.Ф. Ущাপовская и Т.С. Филева.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Главные минералы изученных кварц-вольфрамитовых жил представлены кварцем, вольфрамитом, сфалеритом, пиритом. Кроме них присутствуют железистый мусковит, халькопирит, галенит, висмутинит, козалит, сидерит, анкерит, флюорит, лиллианит, берилл, арсенопирит, шеелит, пирротин, касситерит, сульфосоли меди, содержащие серебро, станнын. В результате электронно-микроскопических исследований выявлены неизвестные ранее в Забайкалье цилинголит ( $\text{xilingolite}$ ) ( $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$ ) и ашамальмит ( $\text{aschalmite}$ ) ( $\text{Pb}_{6-3x}\text{Bi}_{2+x}\text{S}_9$ ) (формулы по (Флейшер, 1990; Malcolm Back, 2014), и неизвестные ранее в рудах месторождения платтнерит ( $\text{PbO}_2$ ), штромейерит ( $\text{AgCuS}$ ), шапбахит ( $\text{Ag}_{0.4}\text{Pb}_{0.2}\text{Bi}_{0.4}\text{S}$ ), бисмит ( $\text{Bi}_2\text{O}_3$ ), кестерит ( $\text{Cu}_2(\text{Zn},\text{Fe})\text{SnS}_4$ ), рудашевскит ( $(\text{Fe},\text{Zn})\text{S}$ ), густавит ( $\text{PbAgBi}_3\text{S}_6$ ). Особенностью козалита, цилинголита, ашамальмита, других сульфосолей, галенита, галеннобисмутита и англезита, согласно нашим данным, является содержание в них серебра от 0.66 до 7.73 мас. %. Диагностика вольфрамитовых жил, халькопирита, козалита, лиллианита, пирротина, мусковита и анкерита подтверждена рентгеноструктурным анализом. Их дифрактограммы типичны и поэтому здесь не приводятся. Более того, диагностика их однозначно подтверждается данными изучения химического состава электроннозондовым анализом.

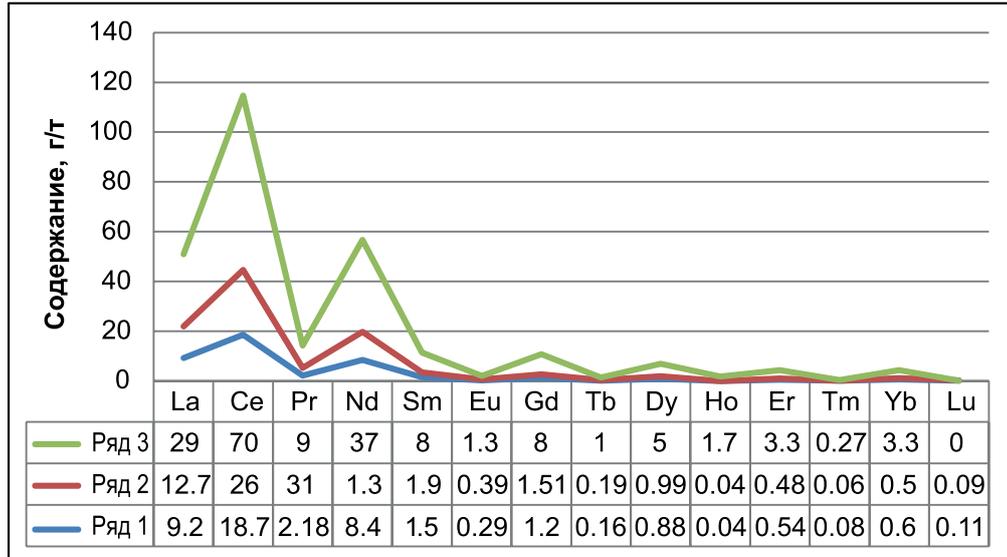
Для изучения подготовлены две пробы рудного материала из жил, различающихся по количеству

кварца, сульфидов и вольфрамитов. В них определено содержание РЗЭ и главных элементов, составляющих вольфрамит-сульфидно-кварцевые руды. В пробе 1 содержание рудных элементов около 10, в пробе 2 – не более 1.5 мас. %.

Как видно из табл. 1, различается содержание железа, серы, марганца, свинца, цинка и вольфрама, входящих в состав рудных минералов, в частности сульфидов и вольфрамитов. Пробы различаются также составом находящегося в них вольфрамитов. Соотношение рудных элементов, за исключением висмута, сурьмы, тантала и олова в пробе, обогащенной сульфидами и вольфрамитом, больше единицы. Это вполне согласуется с относительно ранним молибденит-халькопирит-галенит-пирит-вольфрамитовым парагенезисом. Висмут, сурьма и олово связаны здесь в основном с поздней гюбнерит-сульфосоли-сульфо-висмутовой ассоциацией, в которой висмут находится в цилинголите, ашамальмите, возможно, в густавите и викингите, а олово – в форме станнына и кестерита. Касситерит определен преимущественно в ранней кварц-мусковитовой довольфрамитовой ассоциации.

Содержания РЗЭ и тренд изменения их в двух изученных пробах показан на рис. 3.

Анализ приведенных данных показал следующее. Во-первых, общая тенденция уменьшения концентраций РЗЭ с возрастанием атомного номера элемента четко прослеживается при явно меньших содержаниях в пробе с относительно большим количеством рудного материала (ряд 1) по сравнению с пробой с его меньшим содержанием (ряд 2). Во-вторых, наблюдаются различия в содержаниях и их тренде для рассматриваемых двух проб. В пробе с относительно высоким количеством рудных минералов (ряд 1) низкие содержания присутствуют лантаноидам – от лантана до диспрозия включительно, но начиная с гольмия, содержания которого одинаковы в обеих пробах, для остальных элементов иттриевой группы в обогащенной рудными минералами пробе они больше, чем в относительно обедненной рудными минералами и составляющими их химическими элементами. Особенно хорошо это видно по величинам отношений коэффициентов их концентраций относительно кларка (рис. 4).

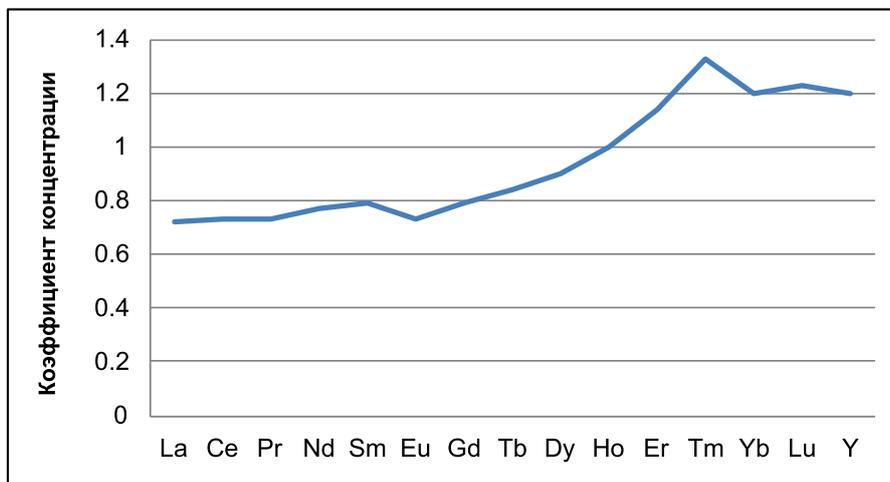


**Рис. 3.** Тренд содержания лантаноидов в жильном материале с разным содержанием рудных минералов в сравнении с кларком.

По горизонтальной оси приведены значения содержания элементов. Ряд 1 – проба с высоким содержанием рудных минералов, ряд 2 – с низким, ряд 3 – средние содержания в земной коре, по (Виноградов, 1962).

**Fig. 3.** The trend of lanthanide contents in vein material with different contents of ore minerals.

The horizontal axis shows the contents of the elements. Row 1 – sample with a high content of ore minerals, row 2 – low ore mineral sample, row 3 – average contents in the Earth crust, by (Vinogradov, 1962).

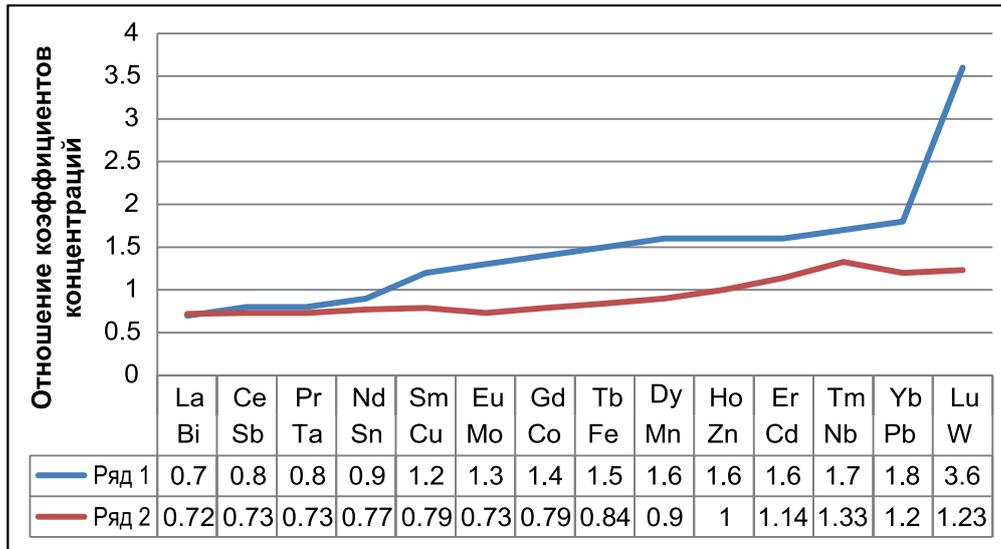


**Рис. 4.** Тренд возрастания отношений коэффициентов концентраций тяжелых РЗЭ относительно их кларка (вертикальная ось) по сравнению с легкими РЗЭ в пробе с большим содержанием рудных минералов.

**Fig. 4.** The trend of increasing ratios of concentration coefficients of heavy REE relative to their clark (vertical axis) compared to light in a sample with a high content of ore minerals.

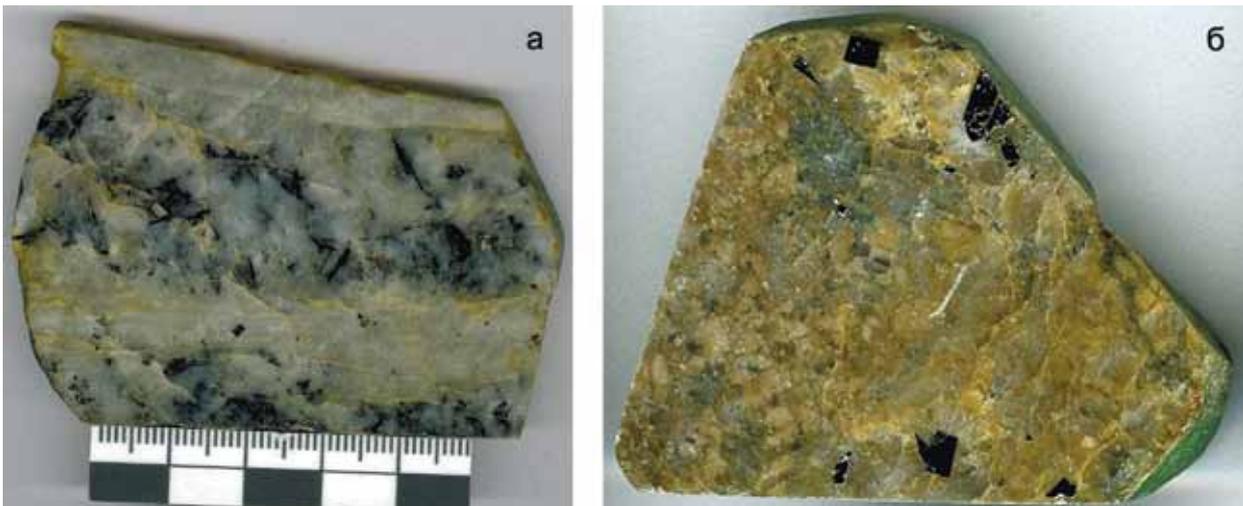
Как видно на рис. 5, тренд возрастания отношений концентраций рудных элементов в пробе с относительно большим содержанием рудных минералов аналогичен таковому для РЗЭ. Это означает,

что доля тяжелых лантаноидов возрастает с увеличением количества вольфрамитов и ассоциирующихся с ним рудных минералов и увязывается с резким возрастанием отношения содержания воль-



**Рис. 5.** Тренды изменения отношений концентраций рудных элементов в пробе, обогащенной рудными минералами (ряд 1) и РЗЭ в относительно бедной пробе (ряд 2).

**Fig. 5.** The trend in the concentration ratios of ore elements in a sample enriched in ore minerals, compared with a relatively poor one.



**Рис. 6.** Ранняя вольфрамит-сульфидно-кварцевая, (обр. БК-22) – а и поздняя флюорит-сульфидно-слюдисто-кварцевая (обр. БК-16) – б минеральные ассоциации с монацитом.

Обр. БК-16 – натуральная величина.

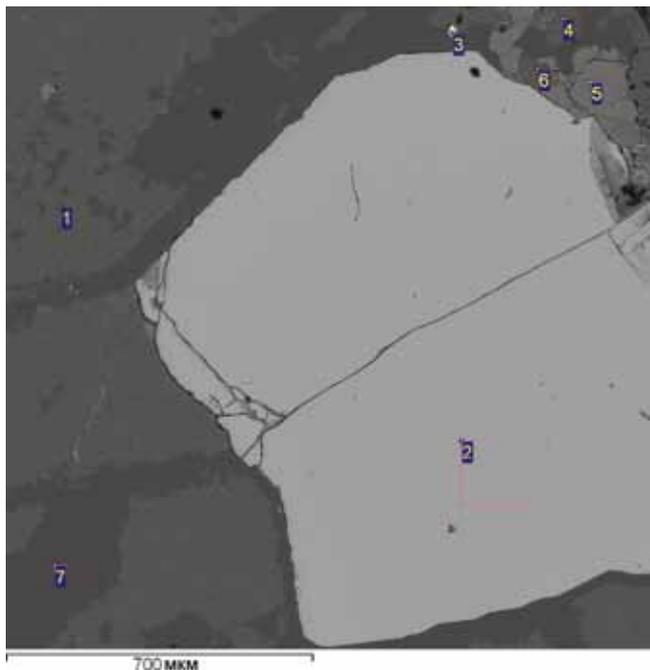
**Fig. 6.** Early wolframite-sulfide-quartz (sample БК-22) – а and late fluorite-sulfide-mica-quartz (sample БК-16) – б mineral associations with monazite.

Samples БК-16 – life size.

фрама, равного 3.6, и серы, равного 1.5. Связь возрастания доли тяжелых лантаноидов в ассоциациях с вольфрамитом установлена нами однозначно для Шерловой Горы (Yurgenson et al., 2017).

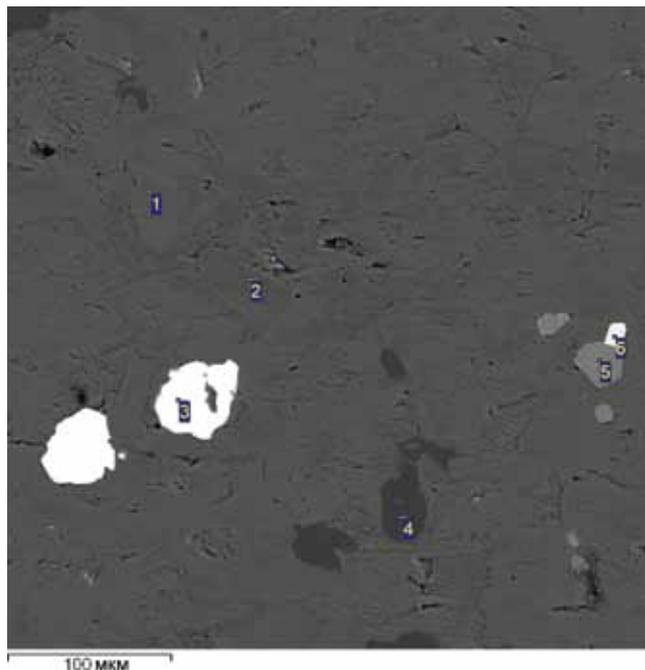
Минеральные формы РЗЭ в вольфрамит-сульфидно-кварцевых жилах Букукинского месторождения представлены монацитом, иттрофлюори-

том и апатитом. Но основная масса редких земель связана с монацитом, который образует отдельные микронные кристаллики непосредственно в кварцево-слюдистом агрегате или вблизи с находящимися в нем кристаллами пирита. Типичный облик минерального агрегата, содержащего монацит, приведен на рис. 6.



**Рис. 7.** Монацит (3) в ассоциации с флюоритом (5) и кварцем (7) рядом с пиритом (2) в мусковитовом (1, 4, 6) агрегате. Обр. БК-16-2-3. Электронно-микроскопический снимок.

**Fig. 7.** Monazite (3) in association with fluorite (5) and quartz (7) next to pyrite (2) in a muscovite (1, 4, 6) aggregate. Sample БК-16-2-3. Electron microscopic image.



**Рис. 8.** Ассоциация монацита (3), циркона (6), апатита (5) и кварца (4) в железистом мусковите (1, 2). Обр. 16-4-1-3. Электронно-микроскопический снимок.

**Fig. 8.** The association of monazite (3), zircon (6), apatite (5) and quartz (4) in glandular muscovite (1, 2). Sample 16-4-1-3. Electron microscopic image.

На рис. 6а хорошо видно, что поздний, существенно кварцевый агрегат, не содержащий видимых включений вольфрамита, образует две взаимопараллельные полосы. Одна из них (срединная) содержит идиоморфные включения пирита. Облик такого жильного материала представлен на рис. 6б.

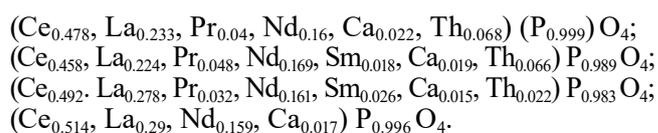
Монацит преимущественно развит в висмутин-молибденит-вольфрамит-пирит-слюдисто-кварцевых жилах. Он, за редким исключением, ксеноморфен. Индивиды или их сростки имеют микронные размеры. Количество его едва достигает первых сотых долей процента.

Примерно 20-микронный субидiomорфный кристаллик монацита в ассоциации с пиритом, слюдой, апатитом, флюоритом и кварцем представлен на рис. 7. Флюорит и апатит, как показано ниже, содержат низкие концентрации РЗЭ.

Монацит, находящийся в виде включений в железистом мусковите, ассоциирует с редкоземельным апатитом и цирконом (рис. 8). Формы выделения его сростков субизометричны и имеют размеры до 40 мкм.

Результаты изучения химического состава монацита приведены в табл. 2 и 3. Из них видно, что в одной из точек измерений (2-3) присутствует фтор.

Полагая, что он захвачен из флюорита, мы исключили его из расчета. После расчета формульных коэффициентов на  $O_4$  выведены кристаллохимические формулы монацита, имеющие вид:



Особенностью монацита является преобладание церия над лантаном почти в два раза, высокое содержание неодима, присутствие в половине анализов самария, нетипичного для монацита-(Ce), постоянное присутствие кальция, отсутствие урана и некоторый недостаток фосфора.

Флюорит, достаточно часто присутствующий в относительно поздних гюбнерит-сульфидно-кварцевых жилах, в большинстве изученных образцов не содержит примесей РЗЭ, больших чем 0.01 мас. %, являющихся порогом точных их определений, используемым электронно-зондовым методом. Выявлен лишь один случай флюорита, содержащего 0.59 мас. % иттрия. Он, как видно на рис. 9, представляет собою лишь один из фрагментов (точка измерения 2) сростка его индивидов в соста-

**Таблица 2.** Химический состав монацита, мас. %**Table 2.** The chemical composition of monazite, wt %

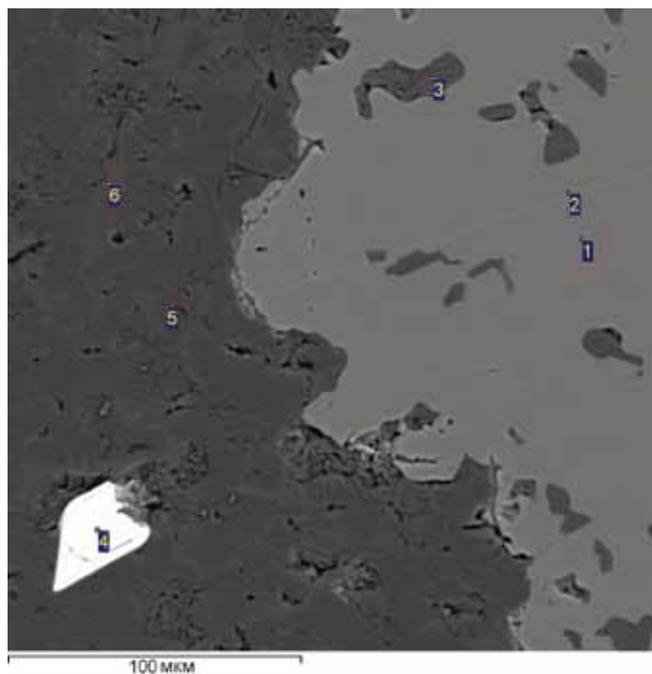
Точка измерения	O	F	P	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th	Сумма
2-3	24.29	1.42	12.19	0.35	12.85	26.62	2.22	9.15	Н.о.	6.29	95.38
3-5	24.54	Н.о.	12.32	0.31	12.5	25.8	2.72	9.79	1.09	6.16	95.23
4-1-3	23.69	Н.о.	12.4	0.25	15.7	28.06	1.86	9.44	1.58	2.09	95.06
7-1-6	22.58	Н.о.	11.88	0.26	15.53	27.76	Н.о.	8.83	Н.о.	Н.о.	87.85

Примечание. Н.о. – не обнаружено.

Note. Н.о. – note detected.

**Таблица 3.** Химический состав монацита, нормированный к 100%**Table 3.** The chemical composition of monazite, normalized to 100%

Точка измерения	O	P	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th
2-3	25.97	12.98	0.37	13.47	27.91	2.33	9.59	Н.о.	6.59
3-5	25.77	12.94	0.33	13.13	27.09	2.86	10.28	1.14	6.47
4-1-3	24.92	13.04	0.26	16.51	29.52	1.96	9.93	1.66	2.2
7-1-6	25.7	13.52	0.3	17.67	31.59	Н.о.	10.05	Н.о.	Н.о.



**Рис. 9.** Ассоциация флюорит (1, 2), мусковит (3, 5, 6), циркон (4). Обр. БК-16-1-2. Электронно-микроскопический снимок.

**Fig. 9.** Association fluorite (1–2), muscovite (3, 5–6), zircon (4). Sample БК-16-1-2. Electron microscopic image.

ве поздней флюоритсодержащей ассоциации, секущей существенно мусковитовый агрегат и захватившей его фрагменты (точка 3). Об этой неодно-

родности состава флюорита свидетельствует весьма низкое содержание иттрия (менее 0.01 мас. %) в соседней точке 1 (см. рис. 9), где наряду с ним присутствуют церий и лантан. Судя по рентгеновским спектрам флюорита, иттрий и фосфор практически всегда присутствуют в нем (рис. 10). Как сказано выше, носителем РЗЭ, в частности церия и лантана, является также апатит, в спектрах которого они постоянно присутствуют (рис. 11), указывая на вероятность содержания менее 0.01 мас. %. Но доля их в общем балансе РЗЭ неизвестна.

Вольфрамит также является носителем РЗЭ. Выполнено 19 определений его состава. Непосредственно в нем или в непосредственной ассоциации с ним ни монацит, ни ксенотим не обнаружены. Но на его рентгеновских спектрах постоянно присутствуют наиболее распространенные РЗЭ цериевой или иттриевой групп. Первая представлена церием и лантаном всегда в ассоциации с фосфором, а вторая – иттрием и фосфором. Это обстоятельство может быть интерпретировано как наличие в нем квазимикронных примесей монацита или ксенотима. Анализ распределения этих групп элементов в сравнении с составом, ассоциациями и генерациями вольфрамиты показал, что они не случайны.

Во-первых, выявлено, что диапазон химического состава вольфрамиты Букукинского месторождения находится в пределах, позволяющих отнести их к вольфрамиту с преобладанием марганца, формульные коэффициенты которого находятся в пределах 0.557–0.918. Во-вторых, среди них по составу выделяются три группы: 1) вольфрамит с

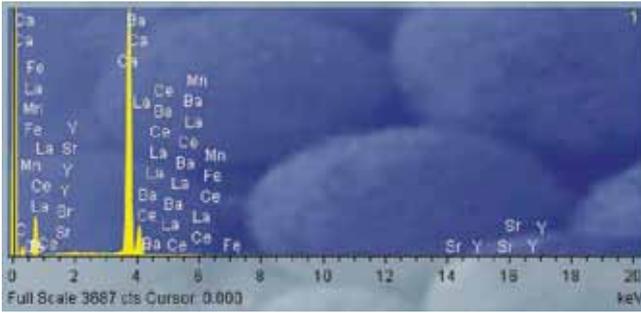


Рис. 10. Спектр флюорита, содержащего лантан, церий и иттрий. Обр. БК-16-1-2-1.

Fig. 10. Spectrum of fluorite containing lanthanum, cerium and yttrium. Sample БК-16-1-2-1.

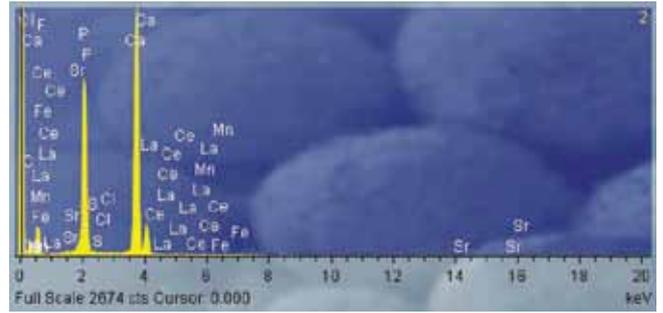


Рис. 11. Спектр фторапатита, содержащего лантан и церий. Обр. БК-16-4-2-2.

Fig. 11. Spectrum of fluorapatite containing lanthanum and cerium. Sample БК-16-4-2-2.

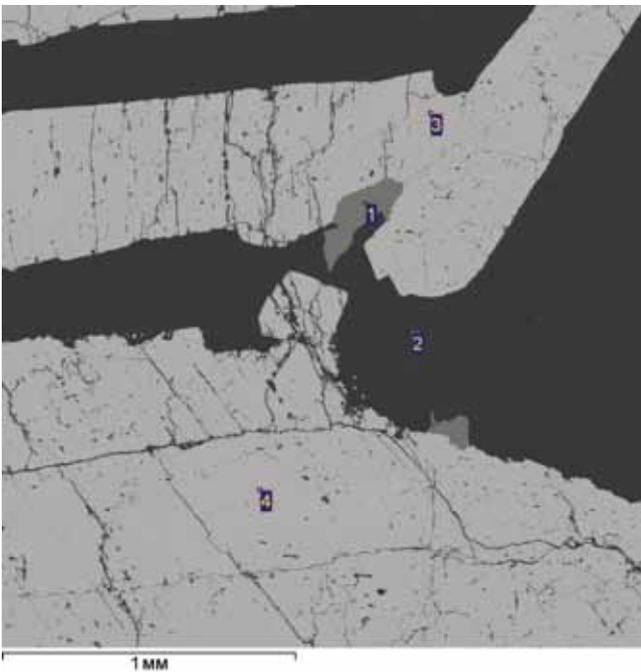


Рис. 12. Вольфрамит (3, 4) ранней генерации в ассоциации с кварцем (2) и халькопиритом (1). Обр. БК-49-1. Электронно-микроскопический снимок.

Fig. 12. Early generation wolframite (3, 4) in association with quartz (2) and chalcopyrite (1). Sample БК-49-1. Electron-microscopic image.

пределами формульных коэффициентов марганца 0.557–0.708; 2) гюбнерит-вольфрамит с пределами формульных коэффициентов марганца 0.859–0.873 и 3) гюбнерит с пределами формульных коэффициентов марганца 0.896–0.918. Эта дискретность в какой-то мере свидетельствует о принадлежности вольфрамитов к определенным минеральным ассоциациям, соответствующим стадийности по Д.О. Онтюеву (1974).

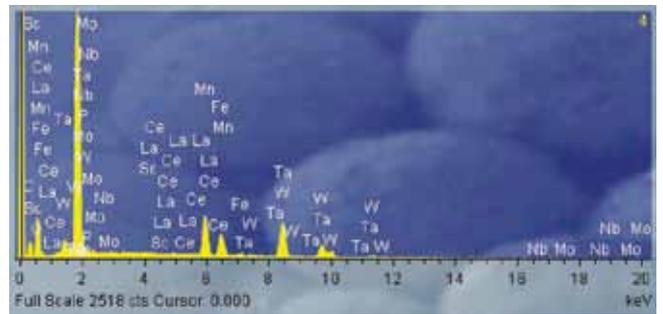


Рис. 13. Спектр вольфрамитов, содержащего примесь церия и лантана. Обр. БК-49-1-4.

Fig. 13. Spectrum of tungsten containing an admixture of cerium and lanthanum. Sample. БК-49-1-4.

Спектры вольфрамитов ранней генерации, содержащей висмутин, молибденит и халькопирит (рис. 12, 13), отличаются присутствием церия и лантана, указывающих на возможную примесь мельчайших индивидов монацита. Формулы их таковы:

- обр. БК-49-1-3 –  $(\text{Mn}_{0.618}, \text{Fe}_{0.401}) \text{W}_{0.993}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-49-1-4 –  $(\text{Mn}_{0.637}, \text{Fe}_{0.344}) \text{W}_{1.007}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-49-2-1 –  $(\text{Mn}_{0.586}, \text{Fe}_{0.429}) \text{W}_{0.995}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-49-2-2 –  $(\text{Mn}_{0.557}, \text{Fe}_{0.46}) \text{W}_{0.994}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-49-4-1-2 –  $(\text{Mn}_{0.69}, \text{Fe}_{0.298}) \text{W}_{1.004}\text{O}_4$ .

Примесь церия и лантана всегда присутствует также в относительно чистых гюбнеритах с формульным коэффициентом марганца 0.889–0.896, находящихся в сульфидно-кварцевой ассоциации, содержащей пирит, галенит, сфалерит и сульфосоли с наложенным на них железистым мусковитом. Формулы их следующие:

- обр. БК-70-4-6  $(\text{Mn}_{0.896}, \text{Fe}_{0.113}) \text{W}_{0.997}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-70-4-7  $(\text{Mn}_{0.913}, \text{Fe}_{0.101}) \text{W}_{0.995}\text{O}_4$ ;
- обр. БК-70-5-1  $(\text{Mn}_{0.889}, \text{Fe}_{0.096}) \text{W}_{1.005}\text{O}_4$ .



химическими признаками грейзеновых месторождений вольфрама и использоваться для рудноформационной типизации при их прогнозе и поисках.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Бескин С.М., Матиас В.В. (2006) Индикаторные минералы петролого-металлогенических вариантов гранитоидных серий (в салических геоблоках). *Современные проблемы сырьевой базы редких металлов России (1958–2006)*. М.: ВИМС, 149-154.
- Быбин Ф.Ф. (2003) Букука. *Энциклопедия Забайкалья. Т. II*. (Гл. ред. Р.Ф. Гениатулин). Новосибирск: Наука, 155.
- Виноград А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-571.
- Вольфрамитовые месторождения. (1995) *Генезис вольфрамитовых месторождений*. Т. III. (Ред. В.Ф. Барабанов). СПб.: Изд. С.-Петербургского ун-та, 246 с.
- Гавриленко В.В., Гайдамако И.М., Смоленский В.В. (1995) Редкоземельные элементы, скандий и ниобий в вольфрамитах Баджальского рудного района (Дальний Восток). *Зап. ВМО*, (3), 48-56.
- Гайворонский Б.А. (1995) Букукинское месторождение. *Месторождения Забайкалья*. Т. I. Кн. 1 (Ред. акад. Н.П. Лаверов). М.; Чита: Геоинформрак, 146-148.
- Гребенников А.М. (2003) Букукинское месторождение вольфрама. *Энциклопедия Забайкалья. Т. II*. (Гл. ред. Р.Ф. Гениатулин). Новосибирск: Наука, 155.
- Добрецов Н.Л., Марин Ю.Б., Бескин С.М., Лесков С.А. (2007) Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий и выделения петролого-металлогенических вариантов гранитоидных серий. СПб.: ВСЕГЕИ, 80 с.
- Дружинин А.В. (1968) Структурные условия локализации вольфрамового и молибденового оруденения в Восточном Забайкалье. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (8), 44-60.
- Дружинин А.В. (1978) Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена (Восточное Забайкалье). *Особенности геологии гидротермальных рудных месторождений*. М.: Недра, 136-167.
- Красильщикова О.А., Тарашан А.Н., Платонов А.Н. (1986) Окраска и люминесценция природного флюорита. Киев: Наук. Думка, 223 с.
- Левицкий О.Д. (1940) Вольфрамитовые месторождения Забайкалья. М.: Изд. АН СССР, 270 с.
- Онтоев Д.О. (1974) Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 244 с.
- Попова Ю.А., Бычков А.Ю., Матвеева С.С. (2016) Геохимические особенности поведения лантаноидов при формировании месторождения Светлое (Чукотка). *Геохимия*, (8), 761-768.
- Попова Ю.А., Матвеева С.С., Бычков А.Ю., Тарнопольская М.Е., Бычкова Я.В. (2017) Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье). *Геохимия*, (2), 178-185.
- Семенов Е.И. (1963) Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР. 412с.
- Скурский М.Д., Морозов Ф.М., Бабкин А.С., Гайворонский Б.А., Гребенников А.М. (1975) Вольфрамитовые

- рудные формации и минеральные типы рудопроявлений вольфрама Забайкалья. *Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений*. Труды III Всесоюзного совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамитовых месторождений СССР. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 203-208.
- Сушинский П.П. (1917) Заметка о геологическом строении некоторых новых месторождений вольфрамита в Южном Забайкалье. *Изв. Акад. Наук*, (8), 567-590.
- Тетяев М.М. (1918) Вольфрамитовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. *Материалы по общ. и прикл. геологии*. Петроград, **32**, 15-33.
- Типоморфизм минералов: Справочник. (1989) Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 560 с.
- Файзиев А.Р., Искандеров Ф.Ш., Гафуров Ф.Г. (2000) Условия кристаллизации флюорита в редкоземельно-флюоритовом месторождении Дункельдык (Восточный Памир). *Тр. ВНИИ синтеза минерал. сырья*, **16**, 369-374.
- Флейшер М. (1990) Словарь минеральных видов. М.: Мир, 206 с.
- Юргенсон Г.А., Прокофьев В.Ю., Кононов О.В. (2018) Физико-химические условия формирования камнецветной и редкометалльной минерализации месторождения Шерлова Гора (Юго-Восточное Забайкалье, Россия). *XVIII Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная 100-летию со дня рождения профессора Юрия Александровича Долгова (1918 – 1993) / Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН*. М: Изд-во Первого МГМУ имени И.М. Сеченова. 156-158.
- Юргенсон Г.А., Солодухина М.А., Филенко Р.А. (2020) Церий в компонентах ландшафта Шерловгорского горнорудного района (Юго-Восточное Забайкалье). *Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, **331**(3), 159-173. DOI: 10.18799/24131830/2020/3/2559
- Kasatkin A.V., Klopotov K.I., Plášil J. (2014) Supergene minerals of Sherlova Gora. *Mineralogical Almanac, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA*, **19**, (2), 94-139.
- Malcolm E. Back. (2014) Fleischer's Glossary of Mineral Species. Tucson. The Mineralogical Record Inc., 420 p.
- Yurgenson G.A., Bychkov A. Yu., Kononov O.V., Popova J.A. (2017) REE in wolframites from Sherlova Gora gems mine (Transbaikalia, Russia). *Goldschmidt Abstr.*, 4443.
- Yurgenson G., Kononov O. Sherlova Gora: Deposit for Gemstones and Rare Metals. *Sherlova Gora/Mineralogical Almanac*, volume 19, issue 2, 2014, Lakewood, USA: Mineral-Almanac Ltd., 12-93.

## REFERENCES

- Balashov Yu.A. (1976) Geokhimiya redkozemel'nykh elementov [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russian)
- Beskin S.M., Matias V.V. (2006) Indicator minerals of petrologic-metallogenic variants of granitoid series (in salic geoblocks). *Sovremennye problemy syr'evoi bazy redkikh metallov Rossii (1958–2006)* [Modern problems of the raw materials base of rare metals of Russia (1958–2006)]. Moscow, VIMS Publ., 149-154. (In Russian)

- Bybin F.F. (2003) Bukuka. *Entsiklopediya Zabaikal'ya* [Encyclopedia of Transbaikalia]. V.II. (Ch. ed. R.F. Geniatulin). Novosibirsk, Nauka Publ., 155. (In Russian)
- Gaivoronskii B.A. (1995) Bukukinskoye deposit. *Mestorozhdeniya Zabaikal'ya* [Deposits of Transbaikalia]. V. I, B. 1. (Ed. Acad. N.P. Laverov). Moscow; Chita, Geoinformmrak Publ., 146-148. (In Russian)
- Gavrilenko V.V., Gaidamako I.M, Smolenskii V.V. (1995) Rare earth elements, scandium and niobium in wolframites of the Badzhal ore district (Far East). *Zapiski Vsesoyuzn. Mineral. Obshch-va*, (3), 48-56. (In Russian)
- Grebennikov A.M. (2003) Bukukinskoye tungsten deposit. *Entsiklopediya Zabaikal'ya* [Encyclopedia of Transbaikalia]. V.II. (Ch. ed. R.F. Geniatulin). Novosibirsk, Nauka Publ., 155. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Marin Yu.B., Beskin S.M., Leskov S.A. (2007) *Printsipy raschleneniya i kartirovaniya granitoidnykh intruzii i vydeleniya petrologo-metallogenicheskikh variantov granitoidnykh serii* [Principles of dismemberment and mapping of granitoid intrusions and separation of petrologic-metallogenic variants of granitoid series]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 80 p. (In Russian)
- Druzhinin A.V. (1968) Structural conditions for the localization of tungsten and molybdenum mineralization in East Transbaikalia. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (8), 44-60. (In Russian)
- Druzhinin A.V. (1978) Structures of ore fields and deposits of tungsten, tin and molybdenum (East Transbaikalia). *Osobennosti geologii gidrotermal'nykh rudnykh mestorozhdenii* [Features of the geology of hydrothermal ore deposits]. Moscow, Nedra Publ., 136-167. (In Russian)
- Faiziev A.R., Iskanderov F.Sh., Gafurov F.G. (2000) Fluorite crystallization conditions in the rare-earth fluorite deposit Dunkeldyk (Eastern Pamir). *Trudy VNII sinteza mineral'nogo syr'ya* [Proc. All-Russian Science-Research Institute of Mineral Raw Synthesis, (16), 369-374. (In Russian)
- Fleisher M. (1990) Slovar' mineral'nykh vidov [Glossary of mineral species]. Moscow, Mir Publ., 206 p. (In Russian)
- Kasatkin A.V., Klopotov K.I., Plášil J. (2014) Supergene minerals of Sherlova Gora. *Mineralogical Almanac*, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA, **19**(2), 94-139.
- Malcolm E. Back. (2014) Fleischer's Glossary of Mineral Species. Tucson. The Mineralogical Record Inc. 420 p.
- Krasil'shchikova O.A., Tarashech A.N., Platonov A.N. (1986) Okraska i lyuminesstentsiya prirodnoyu flyorita [Coloring and luminescence of natural fluorite]. Kiev, Nauk. Dumka, 223 p. (In Russian)
- Levitskii O.D. (1940) Vol'framitovyie mestorozhdeniya Zabaikal'ya [Wolframite deposits of Transbaikalia]. Moscow, Publishing House of the Akad. Nauk SSSR, 270 p. (In Russian)
- Ontoev D.O. (1974) Stadiinost' mineralizatsii i zonal'nost' mestorozhdenii Zabaikal'ya [Stadiality of mineralization and zoning of deposits in Transbaikalia]. Moscow, Nauka Publ., 244 p. (In Russian)
- Popova Yu.A., Bychkov A.Yu., Matveeva S.S. (2016) Geochemical features of the behavior of lanthanides during the formation of the Svetloye deposit (Chukotka). *Geokhimiya*, (8), 761-768. (In Russian)
- Popova Yu.A., Matveeva S.S., Bychkov A.Yu., Tarnopol'skaya M.E., Bychkova Y.V. (2017) The behavior of lanthanides during the formation of mineralized domes using the example of the Spokoininsky deposit (Transbaikalia). *Geokhimiya*, (2), 178-185. (In Russian)
- Semenov E.I. (1963) *Mineralogiya redkikh zemel* [Mineralogy of Rare earths]. Moscow, AN SSSR Publ., 412 p.
- Skurskii M.D., Morozov F.M., Babkin A.S., Gaivoronskii B.A., Grebennikov A.M. (1975) Tungsten ore formations and mineral types of ore occurrences of tungsten Transbaikalia. *Mineralogiya i geokhimiya vol'framovykh mestorozhdenii. Trudy III Vsesoyuznogo soveshchaniya po mineralogii, geokhimi, genezisu i kompleksnomu ispol'zovaniyu vol'framovykh mestorozhdenii SSSR* [Mineralogy and geochemistry of tungsten deposits. Proceedings of the III All-Union meeting on mineralogy, geochemistry, genesis and integrated use of tungsten deposits of the USSR]. Leningrad, Publishing house of Leningrad University, 203-208. (In Russian)
- Sushchinskii P.P. (1917) A note on the geological structure of some new deposits of wolframite in the South Transbaikalia. *Izv. Akad. Nauk*, (8), 567-590. (In Russian)
- Tetyaev M.M. (1918) Tungsten and tin deposits of the Onon-Borzinsky district of the Transbaikal region. *Materialy po obshch. i prikl. geologii*. Petrograd, (32), 15-33. (In Russian)
- Tipomorfizm mineralov: Spravochnik. (1989) [Typomorphism of Minerals: A Guide] (Ed. L.V. Chernysheva). Moscow, Nedra Publ., 560 p. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) Average contents of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust. *Geokhimiya*, (7), 555-571. (In Russian)
- Wolframite deposits. (1995) *Genezis vol'framovykh mestorozhdenii. T. III* [Genesis of tungsten deposits. V. III]. (Ed. V.F. Barabanov). St.Petersburg, Publishing House of the St. Petersburg University, 246 p. (In Russian)
- Yurgenson G.A., Bychkov A.Yu., Kononov O.V., Popova J.A. (2017) REE in wolframites from Sherlova Gora gems mine (Transbaikalia, Russia). *Goldschmidt Abstr.*, 4443.
- Yurgenson G., Kononov O. (2014) Sherlova Gora: Deposit for Gemstones and Rare Metals. Sherlova Gora. *Miner. Almanac*, **19**(2), Lakewood, USA: Mineral-Almanac Ltd., 12-93.
- Yurgenson G.A., Prokofiev V.Yu., Kononov O.V. (2018) Physico-chemical conditions for the formation of gems and rare metal mineralization of the Sherlova Gora deposit (South-Eastern Transbaikalia, Russia). *XVIII Vserossiiskaya konferentsiya po termobarogeokhimi, posvyashchennaya 100-letiyu so dnya rozhdeniya professora Yuriya Aleksandrovicha Dolgova (1918–1993)*. *Mineralogicheskii muzei imeni A.E. Fersmana RAN* [XVIII All-Russian Conference on Thermobarogeochemistry dedicated to the 100th anniversary of the birth of Professor Yuri Alexandrovich Dolgov (1918–1993). Mineralogical Museum named after A.E. Fersman RAS]. Moscow, Publishing house of the First Moscow State Medical University named after I.M. Sechenov, 156-158. (In Russian)
- Yurgenson G.A., Solodukhina M.A., Filenko R.A. (2020). Cerium in landscape components of the Sherlovogorsk mining region (South-Eastern Transbaikalia) *Izv. Tomskogo politechnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov*, **331** (3), 159-173. (In Russian) DOI: 10.18799/24131830/2020/3/2559

УДК 553.495 (571.5:571.6)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-103-115

## Новый урановый потенциально крупный район России (Дальний Восток)

А. М. Жирнов<sup>1</sup>, В. А. Гурьянов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4, e-mail: zhantmich@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, e-mail: guryanov\_v@mail.ru

Поступила в редакцию 05.12.2018 г., принята к печати 12.11.2019 г.

**Объект исследования.** Урановые месторождения Тырминского района Дальнего Востока, кратко изучавшегося 60 лет назад и весьма сходного со Стрельцовским сверхкрупным урановым районом России. **Материалы и методы.** Материалами являются геологические сведения о месторождениях урана в перспективном Тырминском районе и в крупнейшем Стрельцовском районе Дальнего Востока. Метод исследования – сопоставление известных сведений о геологических особенностях месторождений урана и рудных районов в целом. **Результаты.** Урановорудные районы локализованы в мезозойских вулканогенных кальдерах, в пределах палеозойских гранитов. Конкретные месторождения урана сформированы в узлах пересечения разнонаправленных разломов, чаще вблизи границ вулканогенных кальдер. Месторождения формируются в пределах контрастного геологического разреза и представлены крутыми жилообразными и штокверковыми телами и пологими пластообразными телами под экранами слоев плотных песчаников, алевролитов и в благоприятных слоях конгломератов и эффузивных брекчий. Длина рудных тел – 0.2–1 км, мощность – 1–80 м. Урановые руды принадлежат к фтор-молибден-урановому типу, околорудные породы представлены аргиллитами и гидрослюдитами. Некоторые месторождения Тырминского района вскрыты скважинами до глубины 80–160 м от поверхности, тогда как месторождения Стрельцовского района разведаны скважинами и подземными горными выработками до глубины 1.5 км от поверхности. **Заключение.** На основании большого сходства месторождений в указанных районах протяженность урановых месторождений Тырминского района прогнозируется до глубины 500–700 м, а ресурсы их оцениваются как крупные. Тырминский район рассматривается как наиболее перспективный урановый район юга Дальнего Востока и рекомендуется как первоочередной для постановки оценочных и разведочных работ на уран.

**Ключевые слова:** Дальний Восток, мезозойские кальдеры, новый урановый район, крупные ресурсы

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания для институтов ИКАРП ДВО РАН и ИТИГ ДВО РАН на 2017–2020 гг.

## A new potentially large uranium district in Russia (Far East)

Anatoly M. Zhirnov<sup>1</sup>, Valentin A. Guryanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute for the Complex Analysis of Regional Problems, Far Eastern Branch of RAS, 4 Sholom-Aleikhem st., Birobidzhan 679016, Russia, e-mail: zhantmich@yandex.ru

<sup>2</sup>Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 65 Kim Yu Chen st., Khabarovsk 680000, Russia, e-mail: guryanov\_v@mail.ru

Received 05.12.2018, accepted 12.11.2019

**Research subject.** The aim was to justify the prospects of uranium deposits in the Tyrmensk area of the Far East, which were briefly studied over 60 years ago. These deposits are highly similar to those located in the Streltsovsk mega uranium district. **Materials and methods.** The materials were geological data on uranium deposits in the promising Tyrmensk district and in the largest Streltsovsky district in the Far East. The research method was a comparison of the available information about the geological features of uranium deposits and ore areas as a whole. **Results.** The uranium ore regions under study are localized in Mesozoic volcanogenic calderas, within Paleozoic granites. Specific uranium deposits are

**Для цитирования:** Жирнов А.М., Гурьянов В.А. (2021) Новый урановый потенциально крупный район России (Дальний Восток). *Литосфера*, 21(1), 103-115. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-103-115

**For citation:** Zhirnov A.M., Guryanov V.A. (2021) A new potentially large uranium district in Russia (Far East). *Litosfera*, 21(1), 103-115. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-103-115

© А.М. Жирнов, В.А. Гурьянов, 2021

formed at intersections of multidirectional faults, most frequently in the vicinity of volcanic caldera boundaries. The deposits formed within a contrasting geological section are represented by steep vein-like and stock-like bodies, as well as by gently sloping formation-like bodies under the screens of layers of dense sandstones and siltstones. In addition, deposits are found in favourable layers of conglomerates and effusives breccia. The length and thickness of ore bodies comprise 0.2–1 km and 1–80 m, respectively. Uranium ores belong to the fluorine-molybdenum-uranium type; near-ore rocks are represented by mudstones and hydrosludites. Some fields in the Tyrminsk district are opened by wells to a depth of 80–160 m from the surface, while the fields in the Streltsovsk district are explored by wells and underground mine workings to a depth of 1.5 km from the surface. *Conclusion.* The extent of uranium deposits in the Tyrminsk district is predicted to reach a depth of 500–700 m, with their resources being estimated as “large” based on the high similarity of localities in the areas under study. As the most promising uranium area in the south Far East, the Tyrminsk district is recommended as a priority exploration site for uranium.

**Keywords:** *Far East, Mesozoic calderas, new uranium region, large resources*

#### Funding information

*The work was carried out within the framework of the state task for the institutes of ICARP FEB RAS and ITIG FEB RAS for 2017–2020*

#### Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewer for their useful comments and recommendations concerning the initial version of the manuscript, which improved its quality significantly.

## ВВЕДЕНИЕ

Уран входит в число 11 дефицитных стратегических металлов России, остро необходимых для развития экономики страны (Быховский, Тигунов, 2015). Поэтому остается актуальной задача выявления новых месторождений урана с качественными рудами, залегающих в благоприятных географо-экономических условиях.

В России главное промышленное значение имеют гидротермальные месторождения урана в Стрельцовской вулканогенной кальдере мезозойского возраста (в верховье р. Аргунь-Амур, в западной части Амурского региона) с разведанными крупными запасами урана до глубины 1.5 км от поверхности. Наиболее перспективным районом уранового оруденения такого типа в России является Тырминский урановорудный район в Среднем Приамурье. Этот район весьма сходен по условиям формирования уранового оруденения со Стрельцовским урановорудным районом, но изучался в далекие годы и в основном с поверхности (Горошко и др., 2006). Характеристика Тырминского и Стрельцовского рудных районов приведена в (Горошко и др., 2006; Петров и др., 2014; Шатков, 2015; и др.). Сравнительное исследование условий локализации уранового оруденения для двух указанных районов никогда не проводилось, как и определение прогнозных ресурсов урана в Тырминском районе на этой основе.

Для научного прогноза месторождений полезных ископаемых (и рудных районов) важны два научных критерия. Во-первых, необходимо правильное определение формационного типа месторож-

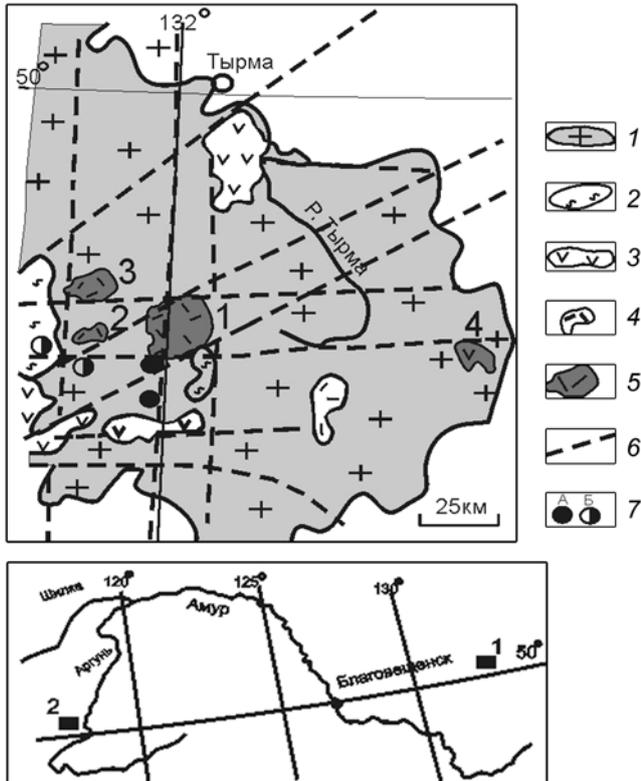
дения (рудного района) из всего их разнообразия (Критерии..., 1986). Во-вторых, необходимо тщательное сопоставление региональных и локальных факторов локализации месторождений (рудных районов), особенностей состава руд и околорудных изменений вмещающих пород исследуемого месторождения (рудного района) с эталонным месторождением (районом). За эталонный объект принимается месторождение, детально изученное подземными горными выработками на большую глубину (Бойцов и др., 1991).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИСЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены опубликованные статьи многих исследователей (в том числе авторские) и фондовые материалы. Главным методом исследования является сравнительный анализ и сопоставление региональных критериев Тырминского и Стрельцовского рудных районов и локальных факторов формирования отдельных месторождений урана, особенностей состава руд и околорудных измененных пород. Такое сопоставление позволило создать научную основу прогнозной оценки урановых рудных объектов Тырминского района и определить возможные ресурсы урана.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Урановорудные районы и узлы формируются, как правило, в специфической геологической обстановке, определяемой благоприятным сочетанием нескольких региональных критериев. К ним от-



**Рис. 1.** Геолого-структурная позиция Тырминского уранового района (Геологическая карта..., 1987; Горошко и др., 2006).

1 – палеозойские граниты Тырминского массива; 2 – участки архейских метаморфических пород; 3 – нижнемеловые впадины с андезитами; 4 – верхнемеловые впадины с риолитами; 5 – ураноносные впадины: 1 – Каменушинская, 2 – Яуринская, 3 – Таланджинская, 4 – Белоаянская; 6 – главные разломы; 7 – рудопроявления олова (А) и золота (Б).

Внизу: Географическое положение Тырминского (1) и Стрельцовского (2) урановых районов Приамурья.

**Fig. 1.** Geological and structural position of the Tyrminsky uranium district (Geological map..., 1987; Goroshko et al., 2006).

1 – Paleozoic granites of the Tyrminsky massif; 2 – The places of the Archean metamorphic rocks; 3 – Lower Cretaceous depressions with andesites; 4 – Upper Cretaceous depressions with rhyolites; 5 – uranium depressions: 1 – Kamenushinskaya, 2 – Yaurinskaya, 3 – Talandzhinskaya, 4 – Beloyanskaya; 6 – The main faults, 7 – ore bodies of tin (A) and gold (B).

Below: Geographic location of Tyrminsky (1) and Strel'tsovsky (2) uranium districts of the Amur region.

#### Критерии локализации месторождений в Тырминском районе

носятся тип земной коры и ее мощность, геотектонический режим развития, сочетание зон глубинных разломов и локализация в зонах мезозойской тектоно-магматической активизации в пределах крупных территорий. В пределах Восточного Забайкалья и Дальнего Востока установлены следующие региональные критерии локализации урановорудных районов.

1. Наличие палеозойских гранитоидных блоков земной коры большой мощности калиевой и ураноториевой геохимической направленности с устойчивым режимом к поднятию на протяжении ряда циклов геологического развития (Бойцов, 1989; Бойцов и др., 1991; Жирнов, 1997).

2. Наличие зон позднемезозойской тектоно-магматической активизации в пределах гранитоидных блоков.

3. Приуроченность мезозойских вулканогенных кальдер к стыкам палеозойских гранитных массивов с жесткими архейскими и протерозойскими блоками пород.

4. Наличие региональных разломов и их пересечений, активизированных в мезозойское время, в пределах благоприятных гранитоидных блоков (Бойцов, 1989; Бойцов и др., 1991; Жирнов, Лобов, 2002)

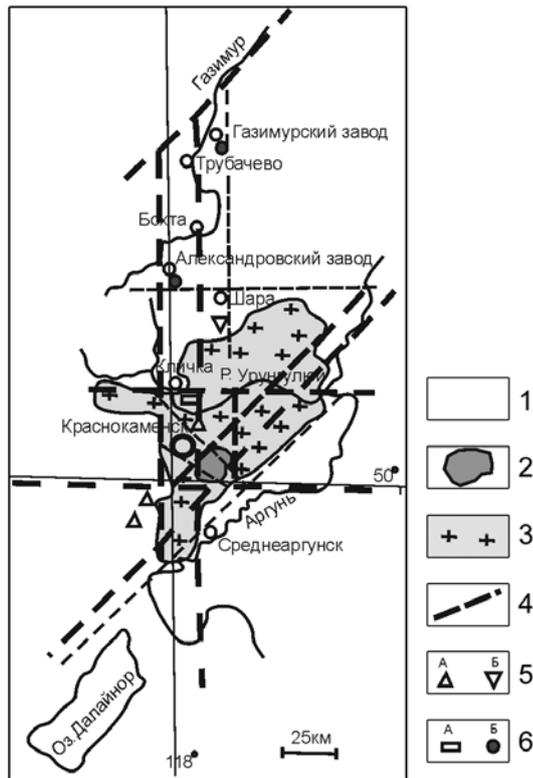
В результате совместного проявления указанных критериев формируются мезозойские вулканогенные кальдеры, вмещающие крупномасштабные урановорудные районы.

Тырминский урановорудный район Среднего Приамурья расположен на левобережье средней части р. Амур, на границе Хабаровского края и Еврейской автономной области (рис. 1).

Рудный район сформировался в Тырминском многоэтапном массиве палеозойских гранитов (размером 125 × 80 км), прорывающем архейский фундамент и составляющем южную часть крупного Буреинского массива. Рудный район расположен в широтной тектонической зоне длиной 50 км, шириной 20 км, ограниченной с флангов скрытыми разломами – Кульдуру-Суларинском на западе, Турук-Ушманским на востоке, Шулигда-Куримиканским на севере и Урило-Тырминским на юге (см. рис. 1).

Меридиональные разломы длиной 250–280 км прослеживаются до долины р. Бурей (на севере) и представляют собой южные фланги более протяженных скрытых разломов, достигающих р. Селемджа (Жирнов, Лобов, 2002). Широтные разломы короче – длиной 150–220 км, ограничены с флангов тектоническими нарушениями по долинам рек Архара на западе и Урми на востоке. Разломы представлены обычно зонами трещиноватости, брекчирования и милонитизации (Ван-Ван-Е и др., 1981).

Разломы разграничивают блоки пород разного возраста и разного структурного плана. Например, Кульдуру-Суларинский разлом отделяет докембрийские толщи от меридионально вытянутых интрузивов палеозойского возраста и разграничи-



**Рис. 2.** Геолого-структурная позиция Стрельцовского уранового района (Рыбалов, 2002; Петров и др., 2014).

1 – горные породы архей-мезозойского возраста, 2 – ураноносная впадина, 3 – палеозойские граниты, 4 – главные разломы, 5 – месторождения флюорита (А) и молибдена (Б), 6 – месторождения олова (А) и полиметаллов (Б).

**Fig. 2.** Geological and structural position of the Streltsovsky uranium district (Rybalov, 2002; Petrov et al., 2014).

1 – Mountain rocks of the Archean-Cretaceous age, 2 – Uranium depression, 3 – Paleozoic granites, 4 – The main faults, 5 – Deposits of fluorite (A) and molybdenite (B), 6 – Deposits of tin (A) and lead with zinc (B).

вает восточный фланг Хингано-Олонойского вулканогенного прогиба от палеозойских гранитов. Как правило, разломы хорошо проявлены в неотектонике и трассируются спрямленными отрезками рек и крупных притоков, либо горными водоразделами.

Магматические образования Тырминского гранитоидного массива и Кимканской рифей-раннекембрийской впадины (на юге территории) представлены преимущественно гранитами и гранодиоритами нескольких комплексов (ордовикским биробиджанским и средне-позднекарбовым тырмо-буреинским), сформированными в несколько фаз (Карта..., 1990; Геологическая карта..., 1987; Горошко и др., 2006). Все гранитоиды характеризуются повышенной геохимической специализацией на ра-

диоактивные элементы. Наиболее высоким содержанием калия и повышенной радиоактивностью отличаются граниты поздней фазы тырмо-буреинского комплекса. Средние содержания урана и тория в этих гранитах составляют соответственно 10.4 и 24.5 г/т (Горошко и др., 2006). В гранитах поздних фаз в качестве аксессуарных минералов присутствуют монацит, циркон, апатит, ортит, ксенотим и уранинит (Жирнов, 1997).

Вулканогенные кальдеры (грабены) Тырминского рудного района возникли в период меловой тектоно-магматической активизации на Дальнем Востоке.

### Критерии локализации месторождений в Стрельцовском районе

Стрельцовский рудный район расположен в западной части Амурского региона, совмещенной с восточным флангом Восточного Забайкалья (см. рис. 1). Район локализован в пределах крупного Аргунского (Урулюнгуевского) массива гранитоидов палеозойского возраста (размером 150 × 70 км), среди архей-протерозойских гранитогнейсов (рис. 2) (Петров и др., 2014).

Массив гранитов испытывал устойчивую тенденцию к воздыманию и, соответственно, неравномерную калишпатовую гранитизацию с приносом радиоактивных элементов до 6.9 г/т (Бойцов, 1989). В позднем мезозое в его пределах произошло заложение соподчиненных сводов и отдельных вулканических депрессий кальдерного типа, ограниченных крупными разломами. В одной из таких кальдер (Стрельцовской) сосредоточено промышленное урановое оруденение.

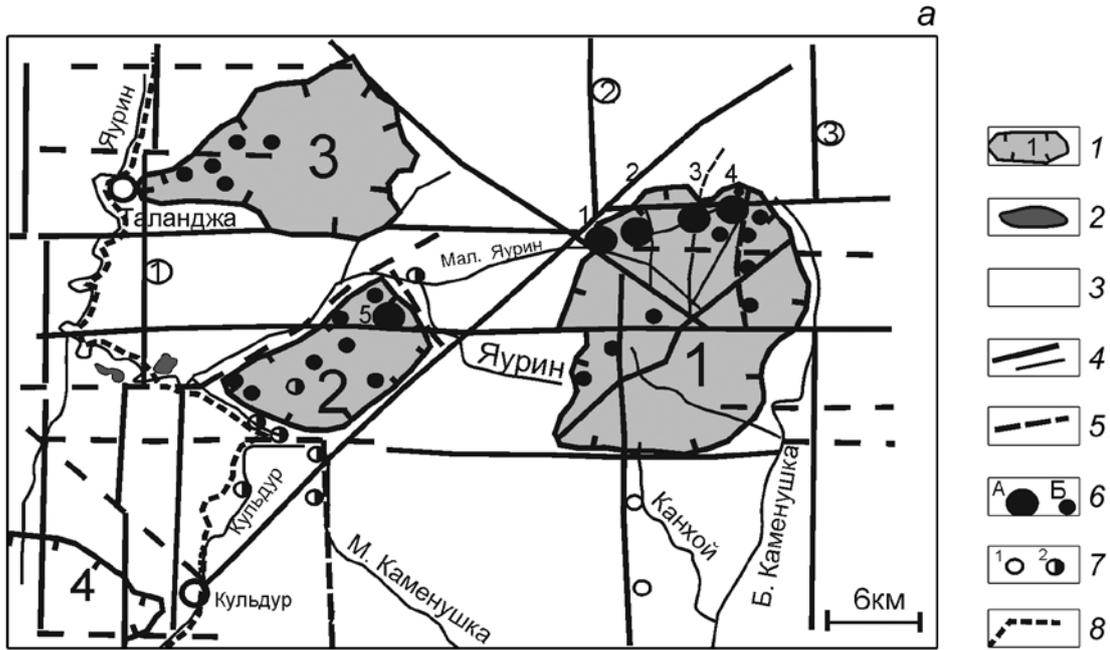
### ЛОКАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

К важнейшим локальным факторам локализации месторождений урана рассматриваемых районов относятся следующие.

1. *Вулкано-тектонические структуры кальдерного типа* с контрастным геологическим разрезом, сформированные в результате развития благоприятных региональных критериев, рассмотренных выше. Это рудовмещающие структуры первого порядка.

На территории Тырминского рудного района близко расположены три вулкано-тектонические структуры – кальдеры суммарной площадью 430 км<sup>2</sup>, в том числе Каменушинская кальдера – 224 км<sup>2</sup>, Яуринская – 48 км<sup>2</sup>, Таланджинская кальдера – 160 км<sup>2</sup> (рис. 3а). В аналогичной кальдере локализован и Стрельцовский урановый район (рис. 3б).

В качестве эталонной (модельной) кальдеры рассмотрим Стрельцовскую, детально изученную за 50 лет эксплуатации и разведки урановых месторождений.

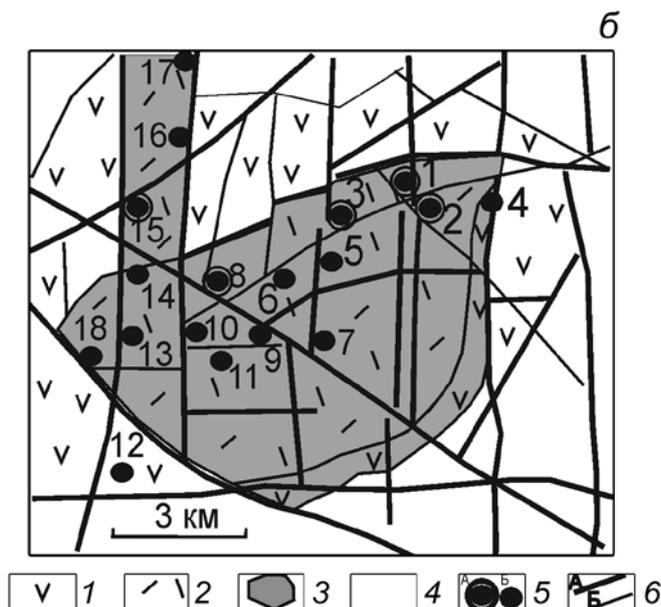


**Рис. 3а.** Структурный контроль месторождений урана в кальдерах Тырминского района (Горошко и др., 2006; Машковцев и др., 2013).

1 – кальдеры с кислыми вулканитами (крупные цифры): 1 – Каменушинская, 2 – Яуринская, 3 – Таланджинская, 4 – Хингано-Олонойская; 2 – мелкие штоки габбро; 3 – палеозойские граниты с ксенолитами архейских метаморфитов; 4 – установленные разрывные нарушения (цифры в кружках): 1 – Кульдуро-Суларинский, 2 – Биджано-Эхилканский, 3 – Турук-Ушманский; 5 – предполагаемые скрытые разломы; 6А – месторождения урана (мелкие цифры): 1 – Ласточка, 2 – Светлое, 3 – Эхилканское, 4 – Каменушинское, 5 – Туманное; 6Б – рудопроявления урана; 7 – рудопроявления олова (1), проявления и россыпи золота (2), по геологическим съемкам М.Г. Золотова (1958), С.Д. Добкина (2001); 8 – железная дорога Чегдомын-Хабаровск.

**Fig. 3a.** Structural control of uranium deposits in the caldera of the Tyrminsky district (Goroshko et al., 2006; Mashkovtsev et al., 2013).

1 – Calderas with acid volcanic (large figures): 1 – Kamenushinskaya, 2 – Yaurinskaya, 3 – Talandzhinskaya, 4 – Khingano-Oloynoyskaya; 2 – small gabbro rods; 3 – Paleozoic granites with Archean metamorphic xenoliths; 4 – established faults, including (figures in circles) 1 – Kulduro-Sularinsky, 2 – Bidzhano-Ekhilkansky, 3 – Turuk-Ushmansky; 5 – the supposed hidden faults; 6A – uranium deposits (small figures): 1 – Lastochka, 2 – Svetloe, 3 – Ehilkan, 4 – Kamenushinsk, 5 – Tumannoe; 6B – uranium ore occurrences; 7 – ore occurrences of tin (1), gold occurrence and placer (2) (according to geological surveys of M.G. Zolotov (1958), S.D. Dobkin (2001)); 8 – Chegdomyn-Khabarovsk railway.



**Рис. 3б.** Структурный контроль месторождений урана в Стрельцовой кальдере (Котов и др., 1995; Петров и др., 2014).

1 – андезиты внешнего грабена; 2 – риолиты; 3 – внутренняя ураноносная кальдера; 4 – протерозойские метаморфические породы и палеозойские граниты; 5 – месторождения урана: А – крупные (1 – Стрельцовское, 2 – Антей, 3 – Октябрьское, 8 – Тулукуевское, 15 – Аргунское); Б – средние и мелкие месторождения; 6 – разломы: А – крупные, Б – соподчиненные.

**Fig. 3б.** Structural control of uranium deposits in the Streltsovskaya caldera (Kotov et al., 1995; Petrov et al., 2014).

1 – external graben's andesites; 2 – rhyolites; 3 – internal uranium-bearing caldera; 4 – Proterozoic metamorphic rocks and Paleozoic granites; 5 – uranium deposits: A – large (Streltsovskoe, 2 – Antey, 3 – October, 8 – Tulukuyevskoe, 15 – Argunskoe); B – medium and small deposits; 6 – faults: A – large, B – subordinated.

**Стрельцовская кальдера** размером 220 км<sup>2</sup> сформирована в ограничении крупных разломов (см. рис. 2, рис. 3б). В геологическом строении Стрельцовской вулканогенной впадины выделяют два структурных яруса вулканогенных пород и древний гранитоидный протерозойско-палеозойский фундамент. Вулканогенная впадина сложена нижним ярусом андезибазальтов и верхним ярусом риолитов (рис. 4).

Нижний вулканогенный ярус впадины (J<sub>2,3</sub>) сложен тремя покровами андезибазальтов и трахидацитов, разделенных двумя прослоями лав и туфов трахидацитов. Вулканиды подстилаются слоем конгломератов.

Породы верхнего вулканогенного яруса (K<sub>1</sub>) залегают на эродированной поверхности нижнего яруса, иногда непосредственно на породах фундамента. Главный объем верхнего яруса и вулканогенной кальдеры в целом составляет мощная (до 500 м) толща риолитов с микрофельзитовой структурой и игнимбритовой текстурой. В основании и верхней части этой толщи выделяются покровы пепловых туфов.

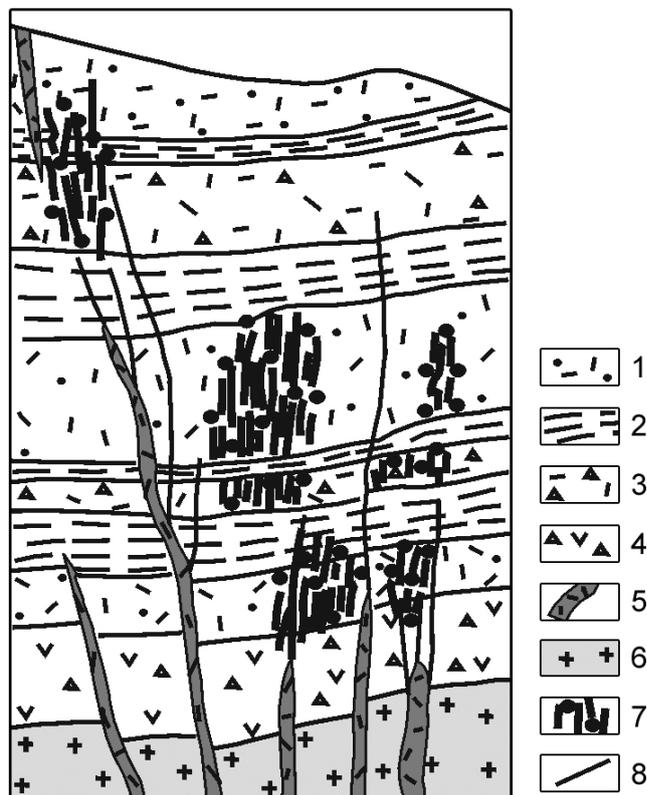
Все эффузивные породы прорываются Краснокаменским штоком и кольцевой дайкой микрозернистых граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, которые ближе к поверхности сменяются трахириолитами (Шатков, 2015). Вулканическая эволюция магматического очага под Стрельцовской (Тулукуевской) кальдерой продолжалась около 20 млн лет – в интервале 143–127 млн лет (Рыбалов, 2002; Шатков, 2015).

Позже в пределах кальдеры произошло формирование многочисленных месторождений урана фтор-молибден-уранового типа (Бойцов, 1989).

**Тырминские кальдеры** характеризуются сходным типом геологического разреза, наиболее изученном на глубину в крупной Каменушинской кальдере. Она имеет округлую форму диаметром около 15 км, окруженную с периферии полукольцевыми дайками гранит-порфиров и риолитов. Площадь ее равна площади Стрельцовской кальдеры. В ее строении выделяются два главных комплекса пород – верхний риолитовый с горизонтом перлитовых туфов в основании общей мощностью 500 м и нижний, имеющий более сложное строение.

Нижний комплекс пород расчленяется на три толщи. Нижняя толща мощностью 200–300 м представлена андезитами и андезибазальтами, их туфами и лавами с горизонтом конгломератов и андезитов в основании. Средняя осадочная толща мощностью 250 м сложена алевролитами с прослоями углефицированного детрита. В ее основании залегает покров андезибазальтов весьма изменчивой мощности – от 20 до 200 м.

Верхняя толща также начинается слоем туфоалевролитов с углефицированным детритом, перекрытым горизонтом пепловых туфов, но основная мас-



**Рис. 4.** Литологический контроль локализации рудных штоков в геологическом разрезе слоистых пирокластических пород, по Е.П. Солюшину (Бойцов, 1989).

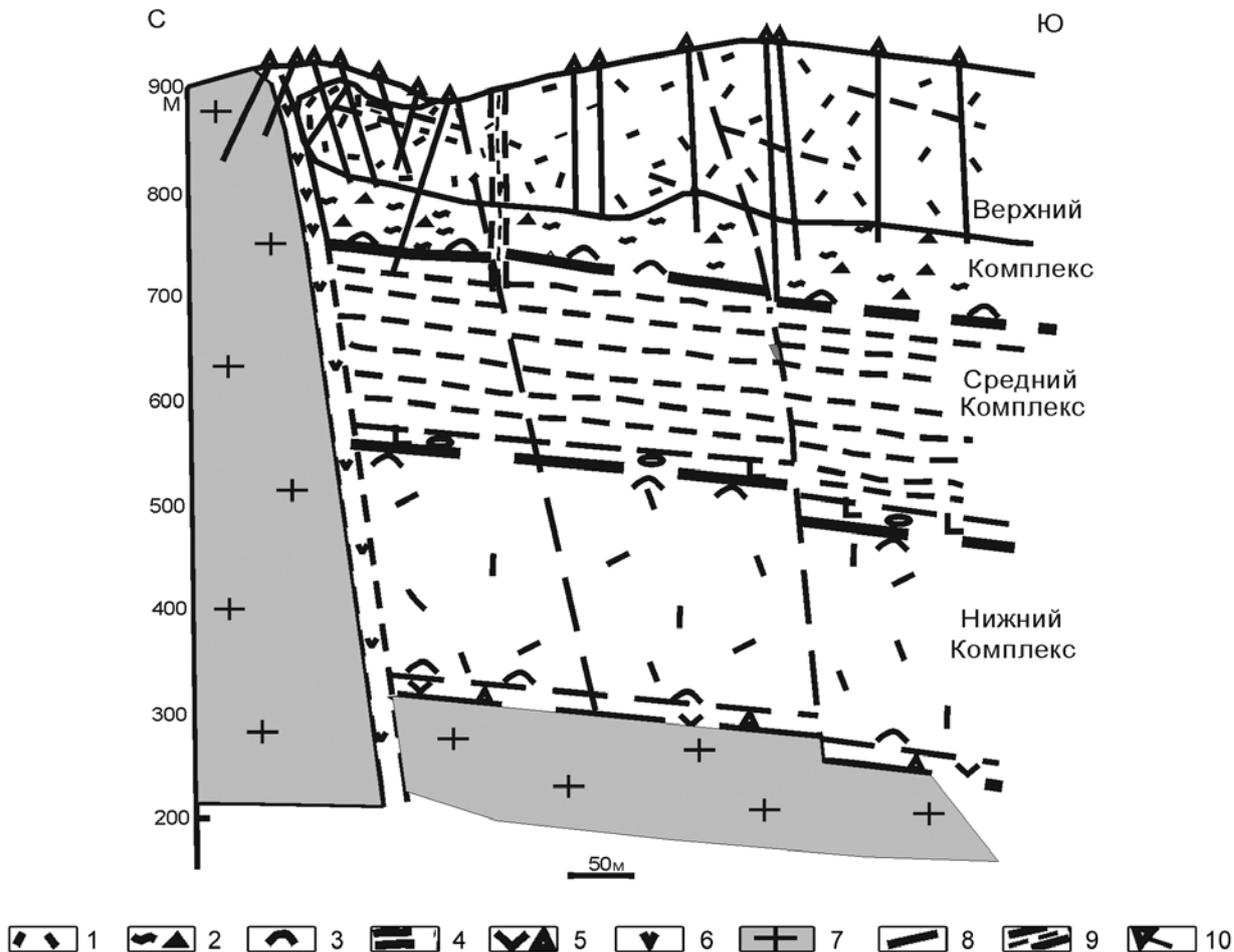
1 – туфы риолитов, 2 – полосчатые риолиты, 3 – брекчии риолитов, 4 – брекчии андезидацитов, 5 – дайки кварцевых порфиров, 6 – граниты фундамента, 7 – рудные штоковерки, 8 – разломы.

**Fig. 4.** Lithological control of localization of ore vein zones in geological section of layers pyroclastic rocks, by E.P. Sonyushkin (Boitsov, 1989).

1 – rhyolite tuffs, 2 – banded rhyolites, 3 – rhyolite breccias, 4 – andesite breccias, 5 – quartz porphyry dikes, 6 – basement granites, 7 – ore vein zones, 8 – faults.

са ее представлена ультракислыми риолитами, риолитовыми порфирами и крупновкрапленниковыми гранит-порфирами (рис. 5). Кроме того, часто встречаются пирокластические породы – туфы и кластолавы дацитового состава. Установлены также изометрические тела эксплозивных брекчии дацитов, сцементированных кварцем (Ван-Ван-Е и др., 1981).

Все вулканогенные породы Каменушинской кальдеры характеризуются аномально высокими содержаниями щелочей (8–9 мас. %) и кремнекислоты, и пониженными содержаниями окислов магния и кальция. Общая мощность вулканогенных образований в Каменушинской кальдере около 1 км на флангах и до 1.5 км в центральной части (Ван-Ван-Е и др., 1981; Горошко и др., 2006).



**Рис. 5.** Слоистый литологический разрез Каменушинской кальдеры, по данным бурения глубоких скважин (Ван-Ван-Е и др., 1981; Горошко и др., 2006).

1 – риолиты, 2 – лавобрекчии риолитов, 3 – туфы, 4 – алевролиты с углефицированным детритом, 5 – лавобрекчии андезитов, 6 – дайка андезитовых порфиритов, 7 – граниты фундамента, 8 – разломы, 9 – зоны тектонической трещиноватости, 10 – скважины колонкового бурения.

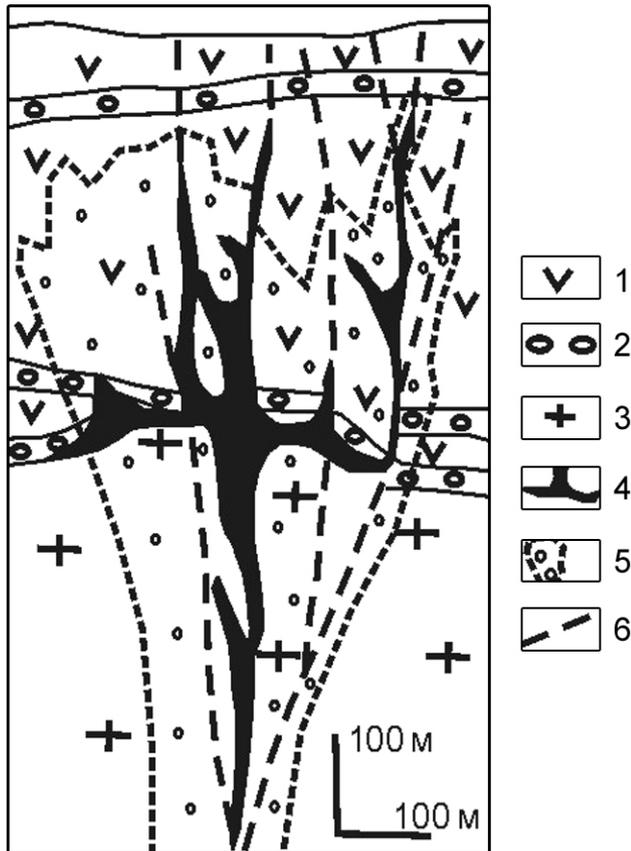
**Fig. 5.** Layer lithological section of the Kamenushinskaya caldera, according to the drilling of deep wells (Van-Van-E et al., 1981, Goroshko et al., 2006).

1 – rhyolites, 2 – breccias lava of rhyolites, 3 – tuffs, 4 – siltstone with coalified detritus, 5 – breccias lava of andesites, 6 – dike of andesitic porphyrites, 7 – basement granites, 8 – faults, 9 – zones of tectonic fractures, 10 – core drilling wells.

Яуринская кальдера расположена в 10 км к западу от Каменушинской, Таланджинская кальдера находится в 6 км к северу от Яуринской. С поверхности обе они представлены кислыми эффузивами, подобными риолитам Каменушинской кальдеры.

2. *Контрастный литологический состав* эффузивов, слагающих кальдеры. Как видно из выше приведенных разрезов кальдер, в них имеются отдельные слои повышенной или пониженной пористости. В нижней толще Стрельцовой кальдеры залегает слой конгломератов, а в основании верхней риолитовой толщи находится слой пепловых туфов.

Еще более контрастный состав геологического разреза установлен в Каменушинской кальдере. Нижняя толща также подстилается слоем конгломератов. Средняя толща разреза представлена алевролитами с прослоями углефицированного детрита, а в ее основании залегает горизонт андезибазальтов мощностью 20–200 м. Эта толща является, по-видимому, экранирующей для рудоносных растворов и обладает, на участках развития углефицированного детрита, повышенной адсорбционной способностью к рудоотложению. В основании верхней риолитовой толщи также залегает специфический слой туфоалевролитов с углефицированным детритом, пе-



**Рис. 6.** Структурный и литологический контроль рудных тел месторождения Антей (Петров и др., 2015).

1 – дациты и риолиты; 2 – песчаники, алевролиты и конгломераты; 3 – граниты; 4 – рудные тела; 5 – зона окolorудных гидрослюдистых метасоматитов; 6 – разрывные нарушения.

**Fig. 6.** Structural and lithological control of ore bodies at the Antej deposit (Petrov et al., 2015).

1 – dacites and rhyolites; 2 – sandstones, siltstones and conglomerates; 3 – granites; 4 – ore bodies; 5 – zone of near-ore hydrothermal metasomatites; 6 – faults.

рекрытым горизонтом пепловых туфов (Горошко и др., 2006). Этот слой также весьма благоприятен для рудоотложения (см. рис. 5).

Возраст вулканитов верхней части разреза определен калий-аргоновым методом в 95–77 млн лет, низов геологического разреза – в 103–88 млн лет. Радиологический возраст уранового оруденения месторождений Тырминского района составляет 80–78 млн лет (Горошко и др., 2006)

3. *Высокая нарушенность эффузивов кальдер вертикальными разломами* различной ориентировки и приуроченность месторождений урана преимущественно к узлам пересечения разломов (см. рис. 2, 3).

Площади кальдер рассечены многочисленными разломами разных направлений. Месторождения урана локализованы обычно вблизи разломов, а наиболее крупные из них тяготеют к участкам пересечения разно ориентированных разломов. Характерно расположение месторождений в северных краевых частях кальдер. Например, в Каменушинской кальдере все месторождения урана расположены в северной, приподнятой, части кальдеры, где имеются и субвулканические тела гранит-порфиров. Несколько месторождений (Ласточка, Светлое, Эхилканское, Каменушинское) локализованы в зоне главного, Светлинского, разлома северо-восточного простирания, на пересечении с субмеридиональными разломами (см. рис. 3а).

4. *Приуроченность месторождений к интрузиям гранитов куполовидного типа* или к их наклонным контактам (рис. 6).

Скрытая куполовидная интрузия гранитов установлена в северо-восточной части Стрельцовской кальдеры. Именно к ней приурочены крупные месторождения Стрельцовское, Антей и Тулукуевское. Эта часть кальдеры приподнята относительно западной части. В западной части кальдеры наиболее крупное месторождение – Аргунское – локализовано в эндоконтактовой части наклонного тела гранитов (Шатков, 2015).

Помимо перечисленных выше есть и другие факторы контроля оруденения и характерные признаки минерального состава руд (табл. 1)

Приведенное детальное сопоставление критериев и факторов локализации прогнозируемого и эталонного рудных районов является необходимым и важным методом их сравнения. Именно *“комплекс критериев и факторов составляет единственно верную базу для всестороннего описания объектов и гарантирует его полноту”* (Бойцов и др., 1991, с. 130). Установленное большое сходство сравниваемых рудных районов позволяет достаточно надежно оценивать высокую перспективность Тырминского района.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ РУДОНОСНОСТИ СТРЕЛЬЦОВСКОГО И ТЫРМИНСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

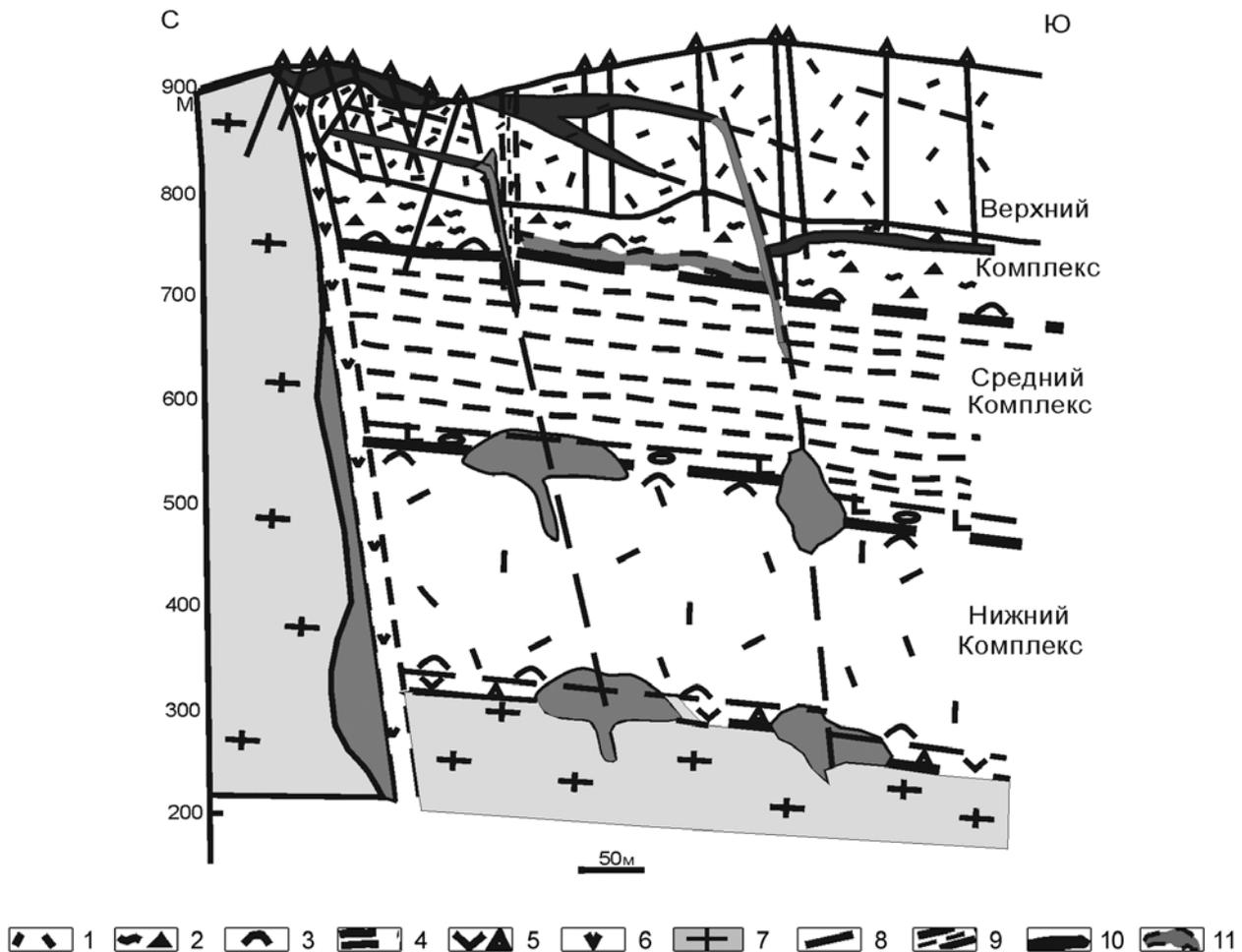
Месторождения урана в Стрельцовском рудном районе разрабатываются уже 50 лет и, соответственно, непрерывно разведываются – с постоянным увеличением запасов и ресурсов урана. Глубина разведки месторождений достигла 1–2 км, а отдельные скважины пробурены до глубины 2.6 км (Петров, 2014).

Месторождения и рудопроявления Тырминского рудного района были выявлены 60 лет назад и изучены частично только с поверхности, на стадии поисковых работ. Месторождение Ласточка с

**Таблица 1.** Корреляция критериев, факторов и признаков локализации месторождений в Стрельцовском и Тырминском урановых районах

**Table 1.** Correlation of criteria, styles and indications of deposits localization in Streltsovo and Tyrma uranium regions

№ п.п.	Критерии и факторы локализации месторождений	Стрельцовский район	Тырминский район
Региональные: критерии			
1	Гранитоидные блоки земной коры большой мощности, калиевой геохимической направленности, повышенной радиоактивности, с устойчивым режимом поднятия на протяжении ряда циклов геологического развития	Аргунский массив гранитоидов размером 150 × 70 км <sup>2</sup>	Тырминский массив гранитоидов размером 125 × 80 км <sup>2</sup>
2	Приуроченность к стыкам осадочных и вулканогенных впадин с жесткими архейскими и протерозойскими блоками пород	Южная окраина Аргунского палеозойского блока гранитов с блоком докембрийских гранитогнейсов	Юго-западная граница Тырминского палеозойского блока гранитов с докембрийскими гнейсами
3	Зоны мезозойской тектоно-магматической активизации	Аргунская меридиональная зона позднеюрско-раннемелового возраста – 143–128 млн лет	Урило-Тырминская широтная зона мелового возраста – 103–76 млн лет
4	Участки пересечения региональных разломов, активизированных в мезозое	Локализация кальдер в зонах пересечения глубинных разломов	Локализация кальдер в зонах пересечения глубинных разломов
Локальные факторы и признаки оруденения			
1	Вулканические кальдеры с контрастным типом геологического разреза	Тулукуевская (Стрельцовская)	Каменушинская, Яуринская, Таланджинская
2	Контрастный состав вмещающих пород, слагающих кальдеры	Андезибазальты и риолиты с прослоями конгломератов, пепловых туфов; штоки и дайки гранитов	Андезибазальты и риолиты с прослоями туфоалевролитов с углефицированным детритом, штоки и дайки гранитов
3	Тектонический контроль рудных зон и тел	Зоны дробления преобладающе меридионального и широтного направления	Зоны дробления меридионального, широтного и северо-восточного направления
4	Приуроченность крупных месторождений к нескрытым куполовидным интрузиям гранитов	Северо-восточный фланг кальдеры	Северный фланг Каменушинской кальдеры
5	Высокий радиогеохимический фон рудовмещающих пород	Содержания урана 10–20 г/т и тория 40–50 г/т	Содержания урана 10–15 г/т и тория 40–47 г/т
6	Высокая продуктивность оруденения на сходной по размеру площади	20 месторождений урана на площади 200 км <sup>2</sup>	5 месторождений урана и 19 рудопроявлений на площади 300 км <sup>2</sup>
7	Четкий литологический контроль уранового оруденения	Горизонты конгломератов, песчаников и пепловых туфов	Горизонты конгломератов, песчаников и туфоалевролитов, особенно обогащенных углистым детритом
8	Формы и размеры рудных тел  Возраст формирования рудных тел	Жилообразные тела, штокверки, горизонтальные и пологие пластообразные залежи в зонах трещиноватости. Длина – до 1 км, глубина – до 2 км, мощность – 1–100 м  140–130 млн лет	Жилообразные тела, штокверки, горизонтальные и пологие пластообразные залежи. Длина – 0.5–1 км, глубина (предварительная) – до 200 м, мощность – 1–78 м  80–78 млн лет
9	Типы руд  Минеральный состав руд	Фтор-молибден-урановый  Настуран, браннерит, иордзит, кварц, пирит, марказит, арсенопирит, темно-фиолетовый флюорит, альбит, хлорит	Фтор-молибден-урановый  Настуран, иордзит, пирит, арсенопирит, гематит, молибденит, черный флюорит, кварц, хлорит
10	Главные околорудные изменения	Аргиллизация надрудная, гидрослюдизация околорудная	Аргиллизация надрудная, гидрослюдизация околорудная



**Рис. 7.** Схематический геологический разрез – модель положения прогнозных рудных тел в глубинном разрезе Каменушинской впадины.

1–9 – см. рис. 5; 10 – разведанные рудные тела месторождения Ласточка; 11 – прогнозируемые рудные тела на разных горизонтах вулканической кальдеры.

**Fig. 7.** Schematic geological section – a model of the position of forecast ore bodies in a deep section of the Kame-nushinskaya caldera.

1–9 – see fig.5; 10 – explored ore bodies of the Lastochka deposit; 11 – predicted ore bodies on different horizons of volcanic caldera.

утвержденными запасами 4.7 тыс. т урана и прогнозными ресурсами 20 тыс. т (Машковцев и др., 2013) разведано только до глубины 120–160 м. Более того, оно недоразведано. Четыре скважины на южном фланге геологического разреза (рис. 7) недобурены до нижнего рудного пласта, а еще одна скважина не перебурила рудное тело до выхода во вмещающие породы. Не выявлен и не разбурен рудоподводящий вертикальный разлом.

Другие месторождения имеют запасы до 2 тыс. т. Общие запасы и ресурсы урана в Каменушинской кальдере оцениваются в 30 тыс. т (Машковцев и др., 2013). Рудопроявления урана совсем не изучены на глубину, за исключением отдельных вскрытых скважинами до глубины 80–120 м.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ТЫРМИНСКОГО РАЙОНА

Учитывая малую глубину разведки месторождений Каменушинской впадины (до 80–160 м) и неизученность вертикальных рудоподводящих каналов и пологих зон структурно-стратиграфического несогласия на разных глубинах, вполне правомерно прогнозировать протяженность оруденения до глубины 500–700 м. Соответственно, ресурсы урана в этой впадине могут быть в два раза больше известной оценки (30 тыс. т), т.е. на уровне 60 тыс. т (см. рис. 7).

Весьма интересно месторождение Туманное в Яуриной вулканогенной впадине, расположенной в 15 км западнее Каменушинской впадины. Ту-

манное месторождение урана характеризуется наличием руд с повышенным содержанием урана (до 0.5 мас. %) и присутствием в рудах промышленных содержаний ряда минералов-спутников: молибдена (0.6–3%), иттрия (до 1%), ниобия (до 0.3%), свинца (до 0.3%), в ряде случаев селена (до 0.3%). Длина рудных тел – 70 м, мощность – 1–4 м (Горошко и др., 2006). Рудовмещающими являются разломы близмеридионального простирания в составе крупного Биджано-Эхилканского разлома. Соответственно, следует ожидать большую глубину распространения руд месторождения. Однако месторождение вскрыто скважинами лишь до глубины 80–100 м от поверхности. А ряд скважин, намеченных для пересечения более глубоких горизонтов месторождения, недобурен до рудных тел. Учитывая малую глубину разведки Туманного месторождения и других рудопроявлений и благоприятную геолого-структурную позицию Яуринской впадины, ресурсы урана в ней можно предварительно оценить на уровне 5 тыс. т.

Несколько рудопроявлений урана выявлено в близко расположенной Таланжинской вулканической впадине. Урановые объекты кучно сосредоточены на западном фланге впадины, в узле пересечения меридиональных и широтных разломов. Протяженность рудных зон до 200 м при мощности 1–7 м. Содержания урана достигают 1%. На поверхности вскрыт верхнерудный интервал месторождения, что подтверждается присутствием в рудах характерных элементов-спутников (с содержаниями в процентах): мышьяка – 1–3, серебра – 0.1, свинца и цинка – 0.3, сурьмы – 0.01 (Горошко и др., 2006). На глубину рудопроявления не изучены. Ресурсы урановых объектов Таланжинской впадины можно предварительно оценить в 5 тыс. т.

Следует обратить внимание и на то, что небольшие по длине месторождения урана в Яуринской и Таланжинской впадинах, расположенные в узлах пересечения разломов, могут иметь большую глубину распространения руд – до 500 м и более. Для данного района с мощным гранитным фундаментом и весьма плотным вулканогенным чехлом характерны, в частности, трубчатые тела взрывных брекчий. Они характеризуются небольшим поперечным сечением, от первых десятков метров до 200 × 100 м, но большой протяженностью на глубину. Примером может служить Хинганское оловорудное месторождение с богатыми рудами (в 50 км к юго-западу), отработывавшееся более 50 лет до глубины 600 м от поверхности.

За рубежом известны богатые урановые месторождения в брекчиевых трубках диаметром 30–120 м, протяженностью на глубину до 900 м (Наумов, Шумилин, 1995). Поэтому вполне правомерно ожидать в рассмотренных вулканогенных впадинах урановорудные тела трубчатой формы.

Высокая степень сходства рассмотренных рудных районов и месторождений урана по геолого-тектоническим, структурным и металлогеническим особенностям позволяет обоснованно предполагать большую глубину распространения уранового оруденения в Тырминском рудном районе, до 500–700 м (см. рис. 7), и, соответственно, прогнозировать крупные ресурсы урана – на уровне 70 тыс. т.

Следует заметить, что существуют сходные факторы локализации месторождений и рудных тел урана (и золота) разных промышленных типов и геологического возраста. Это прежде всего тектонические и литологические факторы контроля – приуроченность к региональным глубинным разломам длительного развития, участкам их пересечения и разветвления. Локализация руд в разного рода литологически благоприятных породах – углистых, графитизированных, амфиболизированных и пиритизированных породах, а также под пологими интрузивными дайками и разрывными нарушениями как экранами для рудоносных растворов (Бойцов и др., 1989; Жирнов, Лобов, 2002). Подобные условия характерны, в частности, для ряда урановых и золотых протерозойских месторождений в Дамбукинском и Улканском районах Становой области и Алданского щита (Гурьянов, 2007; Жирнов, 2019). Общность главных факторов локализации месторождений урана, установленных в том числе и в Тырминском рудном районе, может служить дополнительным фактором перспективности ураноносности рассматриваемого района.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Тырминский урановорудный район, рассмотренный в данном сообщении, характеризуется тремя ураноносными вулканогенными впадинами, установленными в самый ранний период широкосащитных геологических исследований на уран – в 60-е гг. XX в. Таким образом, эффективность массовых поисков урана, проведенных в те далекие годы, оказалась весьма высокой. В короткие сроки удалось обнаружить и опробовать большое число геохимических аномалий урана, рудопроявлений и даже отдельных относительно крупных объектов, названных месторождениями. Но геолого-поисковые и геолого-оценочные работы были быстро прекращены в связи с открытием богатых месторождений урана в других регионах страны. Фактически все рассмотренные рудные объекты были охарактеризованы только по данным геолого-поисковых работ.

Лишь месторождение Ласточка в Каменушинской впадине было разведано частично – на небольшую глубину. Недоизученность рудных объектов подтверждается, в частности, присутствием в рудах минералов-спутников, характерных для верх-

нерудного среза месторождений: аргентита, арсенирита, висмутина. Отдельные месторождения предварительно оценены лишь до глубины 80–160 м, а возможные крутопадающие рудные тела на месторождениях и многие структурно-литологические несогласия – вплоть до подошвы вулканогенной впадины с породами древнего фундамента (на глубине 0.8–1.0 км) – не вскрыты скважинами. Хотя именно вертикальные рудоподводящие разломы-каналы и пологие структурно-литологические горизонты характерны для многих месторождений урана Стрельцовского урановорудного района (Бойцов, 1989; Петров и др., 2014; Шатков, 2015).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведенное сравнение региональных критериев и локальных факторов и признаков локализации месторождений урана в перспективном Тырминском и сверхкрупном Стрельцовском урановорудных районах показало их большое сходство. Главные рудовмещающие структуры в этих районах – мезозойские вулканогенные кальдеры – сформированы на заключительном позднемезозойском этапе тектоно-магматической активизации после длительной эволюции крупных гранитоидных блоков палеозойского возраста, отличающихся калиевой специализацией и повышенной радиоактивностью.

Конкретные рудоносные кальдеры образовались в специфических тектонических условиях на небольших участках (120–200 км<sup>2</sup>), ограниченных крупными разломами меридионального, широтного и северо-восточного направления. Сами кальдеры рассечены разломами таких же направлений. Некоторые из них являются рудоконтролирующими, а в узлах пересечений разломов часто локализованы рудные тела, зоны и месторождения урана в целом. Особенно благоприятны участки близ границ вулканогенных кальдер и нескрытых гранитных куполов, к которым приурочены наиболее крупные рудные тела.

Наряду с вертикальными и наклонными рудоконтролирующими разломами весьма благоприятны для локализации уранового оруденения горизонтальные слои конгломератов, туфов, туфопесчаников и углистых алевролитов.

Месторождения урана в рассмотренных районах весьма сходны также по минеральному составу руд и околорудным изменениям вмещающих пород.

Это обстоятельство в сочетании с отсутствием разведанности рудных объектов Тырминского района на глубину послужило основанием для предварительной оценки ресурсов урана в этом районе на уровне 70 тыс. т.

Благоприятные географо-экономические условия Тырминского рудного района – в южной ча-

сти Дальнего Востока, с хорошо развитой инфраструктурой и наличием железной дороги – позволяют рекомендовать этот район как первоочередной для проведения поисково-оценочных и разведочных работ.

### Благодарности

Авторы благодарны рецензенту за полезные замечания и рекомендации к первоначальному варианту статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бойцов В.Е. (1989) Геология месторождений урана. М.: Недра, 302 с.
- Бойцов В.Е., Вальков В.О., Фролов А.А. (1991) Факторы локализации и прогноз оруденения. М.: Недра, 235 с.
- Быховский Л.З., Тигунов Л.П. (2015) Стратегическое минеральное сырье: пути решения проблемы дефицита. *Мин. ресурсы России*, (5), 43–49.
- Ван-Ван-Е А.П., Романюха П.П., Трушко В.В. (1981) Основные черты строения, эволюции вулканизма и металлогении Каменушинского эффузивного поля (Малый Хинган). *Металлогения Приамурья*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 94–101.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области (1987). Масштаб 1 : 2 500 000. (Гл. ред. Л.И. Красный). Хабаровск: Дальгеология Мингео СССР.
- Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. (2006) Металлогения урана Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 372 с.
- Гурьянов В.А. (2007) Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становый щит). Владивосток: Дальнаука, 226 с.
- Жирнов А.М. (1997) Региональный прогноз золотых и золото-урановых объектов на юге Буреинского кратона. *Отеч. геология*, (2), 23–31.
- Жирнов А.М., Лобов А.М. (2002) Тектоника и металлогения Учуро-Буреино-Ханкайского рудного пояса. *Геология рудн. месторождений*, (1), 31–41.
- Жирнов А.М. (2019) Крупные золотоносные штокерки в архейской зеленокаменной толще Приамурья – новый тип месторождений России. *Отеч. геология*, (4), 37–46.
- Карта полезных ископаемых Еврейской автономной области (1990). Масштаб 1 : 500 000 (С.А. Рямов, В.А. Кондратьева. Ред. М.В. Мартынюк). Хабаровск. Тематическая партия ДВГУ.
- Котов Е.И., Малов В.С., Звездинская Л.В. (1995) Иттрий-редкоземельная минерализация Стрельцовского урановорудного района (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудн. месторождений*, 37(1), 67–76.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые (1986). Л.: Недра, 751 с.
- Машковцев Г.А., Мигута А.К., Щеточкин В.Н., Константинов А.К. (2013) Ресурсная база урана. Проблемы развития и освоения. *Минер. ресурсы России*, (5), 81–91.
- Наумов С.С., Шумилин М.В. (1995) Месторождения в брекиевых трубках – новый источник богатых урановых руд. *Изв. вузов, Сер. геология и разведка*, (2), 55–62.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. (2014) Влияние петрофизических свойств и деформаций по-

род на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье). *Геология рудн. месторождений*, **56**(2), 95-117.

Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А. (2015) Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример молибден-уранового месторождения Антей, Забайкалье. *Геология рудн. месторождений*, **57**(4), 327-350.

Рыбалов В.Л. (2002) Пространственное размещение позднемезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье. *Геология рудн. месторождений*, **44**(4), 354-368.

Шатков Г.А. (2015) Стрельцовский тип урановых месторождений. *Регион. геология и металлогения*, **63**, 85-96.

## REFERENCES

- Boitsov V.E. (1989) *Geologiya uranovykh mestorozhdenii* [Geology of uranium deposits]. Moscow, Nedra Publ., 302 p. (In Russian)
- Boitsov V.E., Val'kov B.O., Frolov A.A. (1991) *Faktory lokalizatsii i prognoz mestorozhdenii* [Localization factors and field forecast]. Moscow, Nedra Publ., 235 p. (In Russian)
- Bykhovskii L.Z., Tigonov L.P. (2015) Strategic minerals: solutions to the shortage problem. *Mineral. Resursy Rossii*, (5), 43-49. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Khabarovskogo kraia i Amurskoi oblasti. Masshtab 1 : 2 500 000* [Geological map of the Khabarovsk Territory and the Amur Region, scale: 1 : 2 500 000]. (Ch. ed. L.I. Krasny). (1991) Khabarovsk. Dal'Geology USSR, Ministry of Geology Publ. (In Russian)
- Goroshko M.V., Malyshev Yu.F., Kirillov V.E. (2006) *Metallogeniya urana Dal'nego Vostoka* [Metallogeny uranium of the Far East]. Vladovostok, Dal'nauka Publ., 372 p. (In Russian)
- Gur'yanov V.A. (2007) *Geologiya i metallogeniya Ulkanskogo raiona (Aldano-Stanovoi shchit)* [Geology and metallogeny of the Ulkan region (Aldan-Stanovoi shield)]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 226 p. (In Russian)
- Karta poleznykh iskopaemykh Evreiskoi avtonomoi oblasti Masshtab 1 : 500 000* (S.A. Ryamov, V.A. Kondrat'eva. Red. M.V. Martynyuk) [Map deposits of Jewish Autonomous Region]. (1990). Khabarovsk, Tematicheskaya partiya DVGU. (In Russian, unpublished)
- Kotov E.I., Malov V.S., Zvezdinskaya L.V. (1995) Yttrium-rare-earth mineralization of the Streltsov uranium ore region (Eastern Transbaikalia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (37)1, 67-76. (In Russian)
- Kriterii prognoznnoi otsenki territorii na tverdye poleznye iskopaemye* [Criteria for predictive assessment of areas for solid minerals]. (1986). Leningrad, Nedra Publ., 751 p. (In Russian)
- Mashkovtsev G.A., Miguta A.K., Shchetochkin V.N. Kostantinov A.K. (2013) Resource base of uranium. Problems of development and working. *Miner. Resursy Rossii*, (5), 81-91. (In Russian)
- Naumov S.S., Shumilin M.V. (1995). Breccia pipes deposits – a new source of rich uranium ores. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Ser. Geologiya i Razvedka*, (2), 55-62. (In Russian)
- Petrov V.A., Andreeva O.V., Poluektov V.V. (2014) The influence of petrophysical properties and rock deformations on the vertical zonality of metasomatites in uranium-bearing volcanic structures (using the example of Streltsovskaya caldera, Transbaikalia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **56**, (2), 95-117. (In Russian)
- Petrov V.A., Rebetskii U.L., Poluektov V.V., Burmistrov A.A. (2015) Tectonophysics of hydrothermal ore bearing: example of molibden-uranium deposit Antei, Zabaikal'e, *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57** (4), 327-350. (In Russian)
- Rybalov V.L. (2002) Spatial distribution of the Late Mesozoic ore deposits in Eastern Transbaikalia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **44**(4), 354-368. (In Russian)
- Shatkov G.A. (2015) Streltsovsky type of uranium deposits. *Region. Geol. Metallogen.*, **63**, 85-96. (In Russian)
- Van-Van-E., Romanyukha P.P., Trushko V.V. (1981) The main features of the structure, evolution of volcanism and metallogeny of the Kamenushi effusive field (Small Khingan), *Metallogeniya Priamur'ya*. Vladivostok, DVNTs Akad. Nauk SSSR, 94-101. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (1997) Regional forecast of gold and gold-uranium obzhects on South of Burien craton]. *Otech. Geologiya*, (2), 23-31. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2019) Large gold bearing shtockverks in archaic green-rocks of Priamuria – new type of Russia deposits, *Otech. Geologiya*, (4), 37-46. (In Russian)
- Zhirnov A.M., Lobov A.M. (2002) Tectonics and metallogeny of the Uchyr-Burian-Khanka ore belt. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (1), 31-41. (In Russian)

## Опыт применения геофизических методов при поисках эпитермальных месторождений золота (на примере Малетойваямского золоторудного поля, Камчатка)

Г. В. Гурин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>«НПП ВИРГ-Рудгеофизика», 197348, г. Санкт-Петербург, ул. Аэродромная, д. 8, корп. А, оф. 244,  
e-mail: gurin-geo@mail.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, 199034, г. Санкт-Петербург,  
Университетская наб., д. 7–9

Поступила в редакцию 16.07.2020 г., принята к печати 14.08.2020 г.

*Объект исследований.* Малетойваямское золоторудное поле (МРП) Северо-Камчатского района и расположенные в его пределах золоторудные объекты “high sulfidation” (HS-типа), относимые к новому геолого-промышленному типу эпитермальных месторождения на п-ове Камчатка. *Материалы и методы.* В статье рассматриваются результаты комплексных геофизических работ (электроразведка, магниторазведка, петрофизические исследования), выполненных в 2016–2017 гг. “НПП ВИРГ-Рудгеофизика” в центральной части МРП, включающего в себя рудопоявления золота HS-типа. *Результаты.* Показана эффективность применения электро- и магниторазведки для поиска эпитермальных месторождений золота HS-типа в пределах плохо обнаженных массивов вторичных кварцитов. По данным наземной магнитной съемки выделены фрагменты кольцевой структуры, разбивающие ее разрывные нарушения и массивы измененных пород в неогеновой вулканогенно-осадочной толще андезитового состава. На основе 3D инверсии данных магнитного поля дана оценка глубинного геологического строения МРП, форм, размеров и особенностей строения массивов измененных пород. Привлечение данных электроразведки методами сопротивления и вызванной поляризации позволило дифференцировать массивы вторичных кварцитов по составу (выявить элементы метасоматической зональности), уточнить геологическое строение золотоносных структур, выделить и проследить золотоносные тела монокварцитов в плане и разрезе. Полученные по результатам геофизических работ материалы позволили существенно изменить представления о геологическом строении центральной части МРП. *Выводы.* Применение геофизических методов для поисков эпитермальных месторождений золота HS-типа в пределах плохо обнаженных массивов вторичных кварцитов Камчатки позволяет устанавливать геолого-структурные особенности их строения, выделять рудоконтролирующие структуры и золотоносные тела монокварцитов, создавая основу для геологоразведочных работ.

**Ключевые слова:** эпитермальные месторождения золота, массивы вторичных кварцитов, золотоносные монокварциты, геофизические методы, петрофизические исследования, электроразведка, магниторазведка

## Geophysical prospecting for epithermal gold deposits (a case study from the Maletoyvayam gold ore field, Kamchatka Peninsula)

Grigoriy V. Gurin<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>NPP VIRG-Rudgeofizika, 8A–244 Aerodromnaya st., St. Petersburg 197348, Russia, e-mail: gurin-geo@mail.ru  
<sup>2</sup>St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, 7–9 Universitetskaya quay, St. Petersburg 199034, Russia

Received 16.07.2020, accepted 14.08.2020

*Research subject.* The high-sulfidation (HS-type) epithermal gold deposits of the Maletoyvayam ore field, which is located in the volcanic belts of the Kamchatka Peninsula. *Materials and methods.* The paper presents the results of geophysical and petrophysical studies carried out by “NPP VIRG-Rudgeofizika” (2016–2017 years) in the central part of the Maletoyvayam ore field hosting HS-type gold deposits. *Results.* The presented case study shows the potential of geophysical prospecting for HS-type epithermal gold deposits located within altered rock areas. On the basis of the conducted magnetic surveys, fragments of a ring structure broken by faults and the hydrothermally altered bodies within

**Для цитирования:** Гурин Г.В. (2021) Опыт применения геофизических методов при поисках эпитермальных месторождений золота (на примере Малетойваямского золоторудного поля, Камчатка). *Литосфера*, 21(1), 116–132. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-116-132

**For citation:** Gurin G.V. (2021) Geophysical prospecting for epithermal gold deposits (a case study from the Maletoyvayam gold ore field, Kamchatka Peninsula). *Litosfera*, 21(1), 116–132. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-116-132

the Neogene volcanogenic-sedimentary sequence of the andesite composition were identified. Using the 3D inversion of magnetic data, the shape, size and structure of the hydrothermally altered bodies were estimated. The electrical survey data allowed the hydrothermally altered areas to be differentiated in terms of composition. As a result, zoning of hydrothermally altered areas was conducted, and ore-bearing sites and gold-bearing bodies of monoquartzites in the plan and cross-section were determined. *Conclusions.* Geophysical techniques for prospecting HS-type epithermal gold deposits are effective in distinguishing important gold-related features within the altered zone thereby facilitating identification of specific drill targets.

**Keywords:** *epithermal gold deposits, hydrothermally altered rock, gold-bearing monoquartzites, geophysical methods, petrophysical studies, electrical prospecting, magnetic prospecting*

#### Acknowledgements

The author is grateful to the geologists of ООО “KamMed” for the geological information provided, to colleagues who took part in the fieldwork and discussions of their results, to the editor D.Yu. Demezhko and the reviewer for their comments and recommendations.

## ВВЕДЕНИЕ

Резкий рост цен на драгоценные металлы в начале 2000-х гг. сделал привлекательными для золотодобывающих компаний месторождения с бедными рудами (содержание Au 1–2 г/т), но большими запасами. К этой группе относятся месторождения золото-сульфидной (например, Сухой Лог (Иркутская обл.) и медно-порфировой формаций (Sillitoe, 2010), а также золото-серебряные эпitherмальные “*high sulfidation*” (HS), или кислотно-сульфатного типа (Лепанто (Филиппины) (Hedenquist et al., 1998), Янакоча (Перу) (Teal, Benavides, 2010), Ель Индио (Чили) (Holley et al., 2016) и др.). Значительная доля эпitherмальных Au-Ag-месторождений HS-типа приурочены к массивам измененных пород – кислотно-сульфатным образованиям (алунит-каолинит-кварцевые, гидрослюдисто-каолинит-кварцевые и др.), расположенным в молодых вулканогенно-осадочных поясах. Генетически эпitherмальные Au-Ag-месторождений HS-типа связаны с медно-порфирировыми системами. Они располагаются в зоне интенсивного кислотного выщелачивания и вскипания гидротерм, представленных кислотно-сульфатными образованиями (в последующем – массивами вторичных кварцитов). Ранее эти образования рассматривались в качестве околорудных метасоматитов или “надрудных шляп” медно-порфирировых систем, не содержащих промышленного оруденения (Волков и др., 2015).

Целенаправленные поиски Au-Ag-месторождений HS-типа в России проводятся с начала 2000-х гг. К настоящему времени выявлено всего несколько таких месторождений, из которых ведется добыча металла (Озерновское (п-ов Камчатка), Светлое (Хабаровский край), Утесное, Атаган (Магаданская обл.)). По этой причине перспективы открытия подобных месторождений в пределах молодых

вулканогенно-осадочных поясов Дальнего Востока России весьма высоки (Волков и др., 2015).

Геологическое строение эпitherмальных Au-Ag-месторождений HS-типа имеет существенные различия. Их объединяет то, что они располагаются в пределах полей интенсивно измененных пород – массивов вторичных кварцитов – площадью до 10 км<sup>2</sup> и более (Sillitoe, 2010; Петренко, 1999), которые с разной степенью детальности отражаются в геофизических полях. Примеры решения поисковых и картировочных задач геофизическими методами на эпitherмальных Au-Ag-месторождениях HS-типа в Новой Зеландии, Японии, Австралии, США и других районах мира многочисленны (Allis, 1990; Irvine, Smith, 1990; Locke et al., 2007; Kellett, Bromley, 2019). Обобщая результаты этих работ, можно выделить группу геофизических методов, обладающих наибольшей эффективностью: магнитная съемка (в наземном или аэровариантах), аэрогамма-спектрометрия (для хорошо обнаженных территорий), электроразведка методами кажущегося сопротивления (КС) и вызванной поляризации (ВП).

На Камчатке, в частности, известно большое количество массивов вторичных кварцитов, в пределах которых поисковые работы на золото, серебро и медь не проводились, несмотря на то что рудопроявления этих металлов установлены повсеместно. Такая ситуация сложилась в Северо-Камчатском сероносном районе, в пределах которого с конца 1950-х по 1970-е гг. геолого-разведочные работы были нацелены на поиски серы (Яроцкий, 2006). Позднее, в 2000-х гг., в его пределах выделяют рудные узлы (Малетойваямский, Ветроваямский) и участки, перспективные на выявление крупнообъемных эпitherмальных золотосеребряных и медно-порфирировых месторождений (Петренко, 1999; Волчков, Звездов, 1997). Так, в пределах Малетойваямского рудного узла с 2007 г. про-

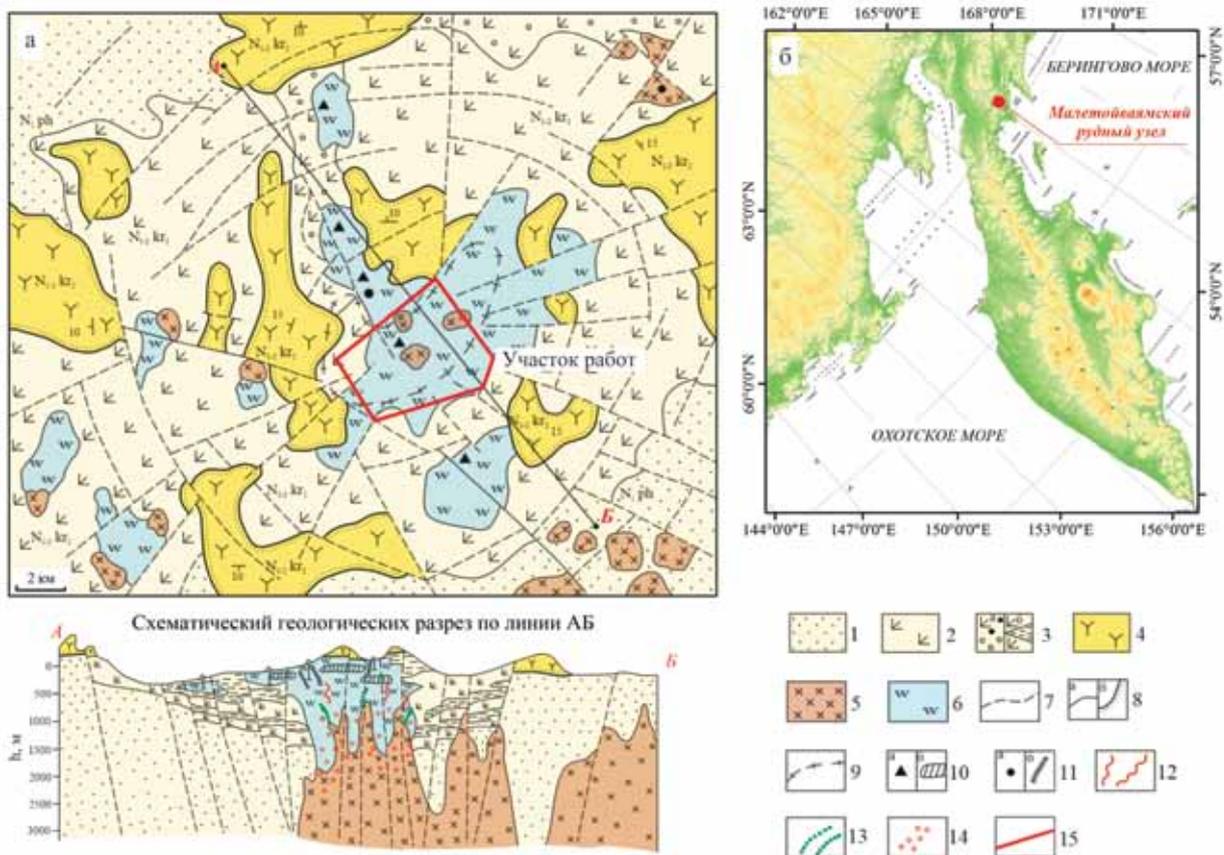
водятся комплексные поисково-разведочные работы (горно-буровые, геохимические, геофизические и др.). По результатам геолого-разведочных работ оценены запасы нескольких рудопоявлений золота HS-типа (Юбилейное, Гачинг, Северо-Западное), выявленных в рамках ГДП-200 в начале 2000-х гг. Эти рудопоявления явились основой выделения нового Малетойваямского золоторудного поля (МРП) на п-ове Камчатка.

Несмотря на значительный объем геолого-разведочных работ, проведенных в пределах МРП в разные годы, его изученность оказалась крайне неравномерной, что в значительной степени обусловлено плохой обустроенностью территории. В целях геологического доизучения МРП в 2016–2017 гг. ООО “НПП ВИРГ-Рудгеофизика” проведены комплексные геофизические работы (электро-, магниторазведка, петрофизические исследования), результаты которых рассмотрены в настоящей статье.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЛЕТОЙВАЯМСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

МРП расположено в центральной части одноименного рудного узла Северо-Камчатского сероносного района (рис. 1, 2). В структурном плане оно находится в центральной части вулканотектонической структуры, представляющей собой крупный стратовулкан Корякско-Центрально-Камчатского неоген-четвертичного вулканоплутонического пояса, с расположенной в ее центре кальдерой обрушения (см. рис. 1). Субстрат стратовулкана сложен песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями угленосных отложений, мергелей и известняков ранне-среднемиоценового возраста (Волчков, Звездов, 1997).

Собственно стратовулкан сложен раннемиоценовыми стратифицированными вулканогенно-осадочными образованиями (эффузивными, пирокла-



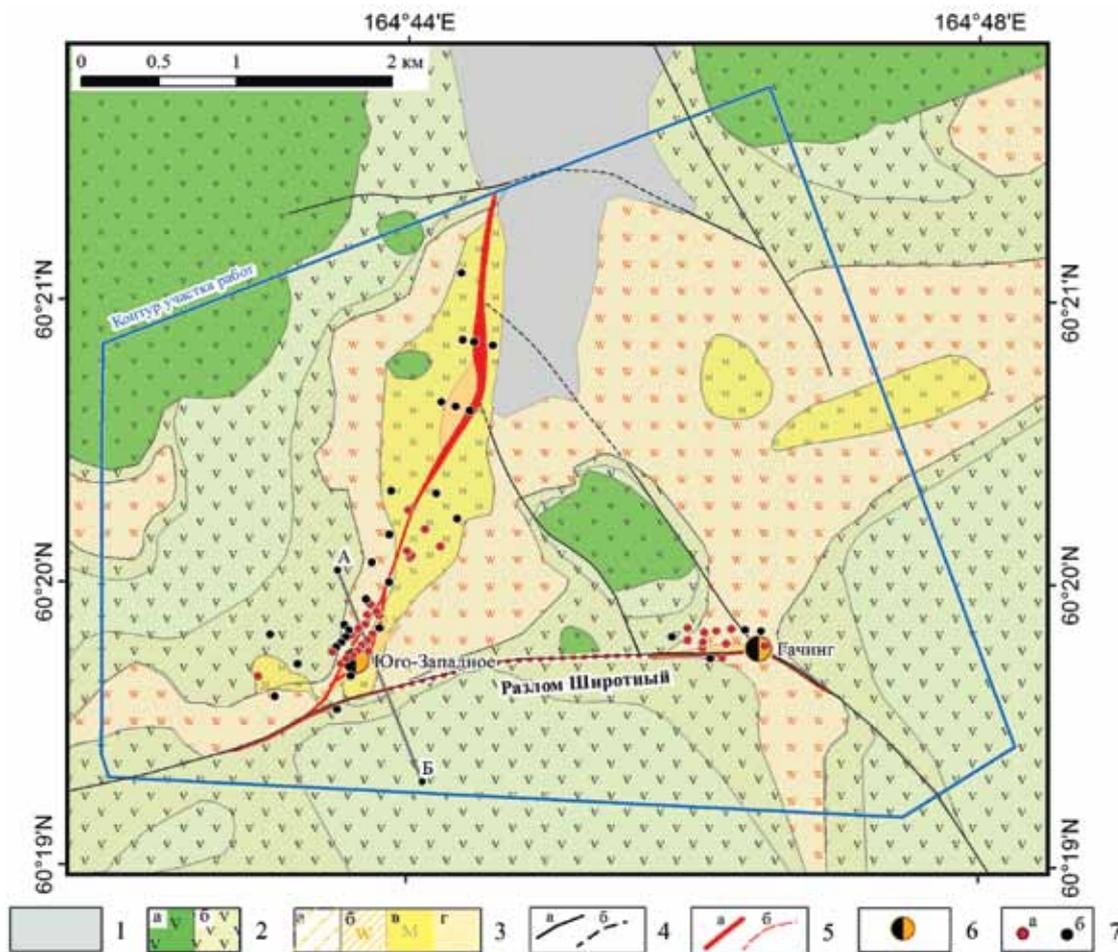
**Рис. 1.** Рудно-магматическая система Малетойваямского стратовулкана, по (Копова, Ляшенко, 1972; Волчкова, Звездова, 1997); а – геологическая карта и разрез, б – обзорная карта.

1 – пахачинская свита: песчаники, гравелиты, конгломераты с горизонтами известняков и углистыми прослоями; 2, 3 – нижняя толща корфовской свиты: 2 – лавы и преобладающие туфы андезитового состава, 3 – вулканомиктовые образования: на схеме (а), на разрезе (б); 4, 5 – верхняя толща корфовской свиты: 4 – лавы андезитового состава, 5 – субвулканические интрузивы диоритов и диоритовых порфиритов, комагматичные вулканитам нижней толщи корфовской свиты; 6 – гидротермально-метасоматически измененные породы (нерасчлененные); 7 – кольцевые и радиальные разломы; 8 – геологические границы согласного (а) и несогласного (б) залегания пород; 9 – граница аномалии силы тяжести, 10 – разрыв, 11 – трещина, 12 – разрыв, 13 – разрыв, 14 – разрыв, 15 – разрыв.

превышающей 20 мГал; 10–14 – месторождения и рудопроявления: 10, 11 – установленные: 10 – самородной серы (а – на плане, б – в разрезе), 11 – медно-мышьяковые (энаргит-люонитовые с золотом и серебром (а – на плане, б – в разрезе). 12–14 – прогнозируемые (в разрезе): 12 – жильные золотосеребряные, 13 – жильные золотополисульфидные, 14 – золото-медно-порфиоровые; 15 – контур участка геофизических работ.

**Fig. 1.** Ore-magmatic system of the Maletovayam stratovolcano by (Konova, Lyashenko 1972; Volchkov, Zvezdov, 1997); а – geological map and geological cross-sections, б – location of the Maletovayam ore field.

1 – Pakhachinskaya formation: sandstones, gravelites, conglomerates with limestone horizons and carbonaceous interlayers; 2, 3 – lower strata of the Korfov formation: 2 – lavas and prevailing tuffs of andesitic composition, 3 – volcanomict formations: on the scheme (а), on section (б); 4, 5 – upper strata of the Korfov formation: 4 – andesitic lavas, 5 – subvolcanic diorites and porphyry diorite intrusions; 6 – hydrothermally altered rocks (not divided); 7 – ring and radial faults; 8 – geological boundaries: concordant occurrence (а), discordant occurrence (б); 9 – the boundary of gravity anomaly more than 20 mGal; 10–14 – deposits and occurrences: 10 – native sulfur: on the plan (а), on the cross-section (б), 11 – copper-arsenic (enargite-lucanite with gold and silver: on the plan (а), on the cross-section (б); 12–14 – ore occurrences: 12 – gold-silver veins; 13 – gold-polysulfide gold veins; 14 – gold-copper-porphyry; 15 – the contour of geophysical work presented in this paper.



**Рис. 2.** Геологическая карта центральной части МРП, по (Коновая, Ляшенко, 1972; Корнеев и др., 2011).

1 – аллювиальные отложения; 2 – вулканогенно-осадочные образования: верхне- (а) и нижневетроваемойской (б) подслед; 3 – гидротермально-метасоматически измененные породы: а – пропилиты, б – вторичные кварциты, в – монокварциты, г – золотоносные монокварциты; 4 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 5 – стержневые золотоносные структуры: а – установленные, б – предполагаемые; 6 – рудопроявления золота HS-типа; 7 – поисково-разведочные скважины: а – с золотоносными интервалами, б – без них.

**Fig. 2.** Geological map of the central part of the Maletovayam ore field by (Konova, Lyashenko, 1972; Korneev et al., 2011).

1 – alluvial sediments; 2 – volcanic-sedimentary formations: the Upper Vetrovayam sub-formations (а) and the Lower Vetrovayam (б) sub-formations; 3 – hydrothermal-metasomatically altered rocks: а – propylites, б – secondary quartzites, в – monoquartzites, г – gold-bearing monoquartzites; 4 – faults: а – established, б – supposed; 5 – axial gold-bearing structures: а – established, б – supposed; 6 – HS-type gold occurrences; 7 – exploration wells: а – with gold-bearing intervals, б – without gold-bearing intervals.

стическими и туфогенно-осадочными породами преимущественно андезитового состава), в различной степени измененными гидротермально-метасоматическими процессами.

МРП включает три золоторудных объекта ранга мелкого месторождения золота HS-типа, выявленных в пределах рудопроявлений золота Юго-Западное, Гачинг и Юбилейное, несколько рудопроявлений люционит-энаргитовой и наложенной медно-мышьяковой сульфосолевой минерализации, а также рудопроявления меди (Tolstykh et al., 2018; Волчков, Звездов, 1997). Большая часть выделенных золотоносных тел – это мощные минерализованные залежи пластовой формы в монокварцитах, реже – в алунитовых и пирит-алунитовых вторичных кварцитах. Вещественный состав золоторудных тел: кварц, алунит и каолинит. Рудные минералы представлены пиритом, лимонитом и энаргитом, количество которых в среднем не превышает 1–2% от объема породы (иногда достигает 5–10% и более).

В пределах МРП расположены массивы измененных пород (вторичных кварцитов) с хорошо выраженной горизонтальной и вертикальной зональностью (см. рис. 1, 2), типичной для месторождений HS-типа (от периферии к центру (рис. 3)): пропициты, серицит-кварцевые, каолинит-кварцевые и алунит-кварцевые вторичные кварциты; монокварциты сливные и пористые.

Местонахождение, форма и размеры массивов вторичных кварцитов определяются тектоническими факторами. В центральной части МРП выделены два крупных линейно-вытянутых массива окварцованных пород и несколько дайкообразных тел золотоносных монокварцитов (см. рис. 2). Вытянутая форма массивов, а также приуроченность дайкообразных тел золотоносных монокварцитов к разрывным нарушениям позволили предположить наличие двух крупных рудоконтролирующих зон северного и широтного простирания – “стержневых золотоносных структур” МРП (использована аналогия с Au-Ag месторождением Лепанто (Филиппины) (Hedenquist et al., 1998), на котором одноименный региональный разлом является рудоконтролирующей и рудо локализирующей структурой). Пространственное положение предполагаемых “стержневых структур” предопределило размещение канав и буровых скважин (см. рис. 2).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой настоящей статьи являются материалы, полученные в ходе комплексных геофизических работ, выполненных в 2016–2017 гг. ООО “НПП ВИРГ-Рудгеофизика” в центральной части МРП и сопровождающие их петрофизические исследования.

## Геофизические работы

Комплекс геофизических методов включал в себя: 1) наземную магнитную съемку масштаба 1 : 5000; 2) электропрофилирование методами кажущегося сопротивления (ЭП–КС) и вызванной поляризации (ЭП–ВП); электротомографию методом ВП по серии профилей.

Наземная магнитная съемка масштаба 1 : 5000 проведена по сети 50 × 5 м. Для измерения модуля вектора индукции магнитного поля при осуществлении рядовой съемки и в качестве вариационной станции использовались протонные магнитометры GMS-19T. Расчет значений приращения модуля вектора индукции аномального магнитного поля проводился по следующей формуле:

$$\Delta T_a = T_{\text{изм}} - \delta T_{\text{вар}} - T_{\text{норм}}, \quad (1)$$

где  $T_{\text{изм}}$  – измеренное значение магнитного поля;  $\delta T_{\text{вар}} = T_{\text{вар}} - T_{\text{ср.сут}}$  – поправка за вариации магнитного поля;  $T_{\text{ср.сут}}$  – среднесуточное значение магнитного поля;  $T_{\text{норм}}$  – нормальное магнитное поле Земли (использована модель IGRF).

Электропрофилирование методом кажущегося сопротивления (ЭП–КС) на переменном токе частотой 4.88 Гц проведено с установкой срединного градиента по сети 50 × 20 м (длина питающей линии (AB) – 5.9 км, длина приемной линии (MN) – 40 м). Измерения выполнялись с помощью генератора ВП-1000 (мощностью 1 кВт), измерителей ERA-MAX и МЭРИ-24.

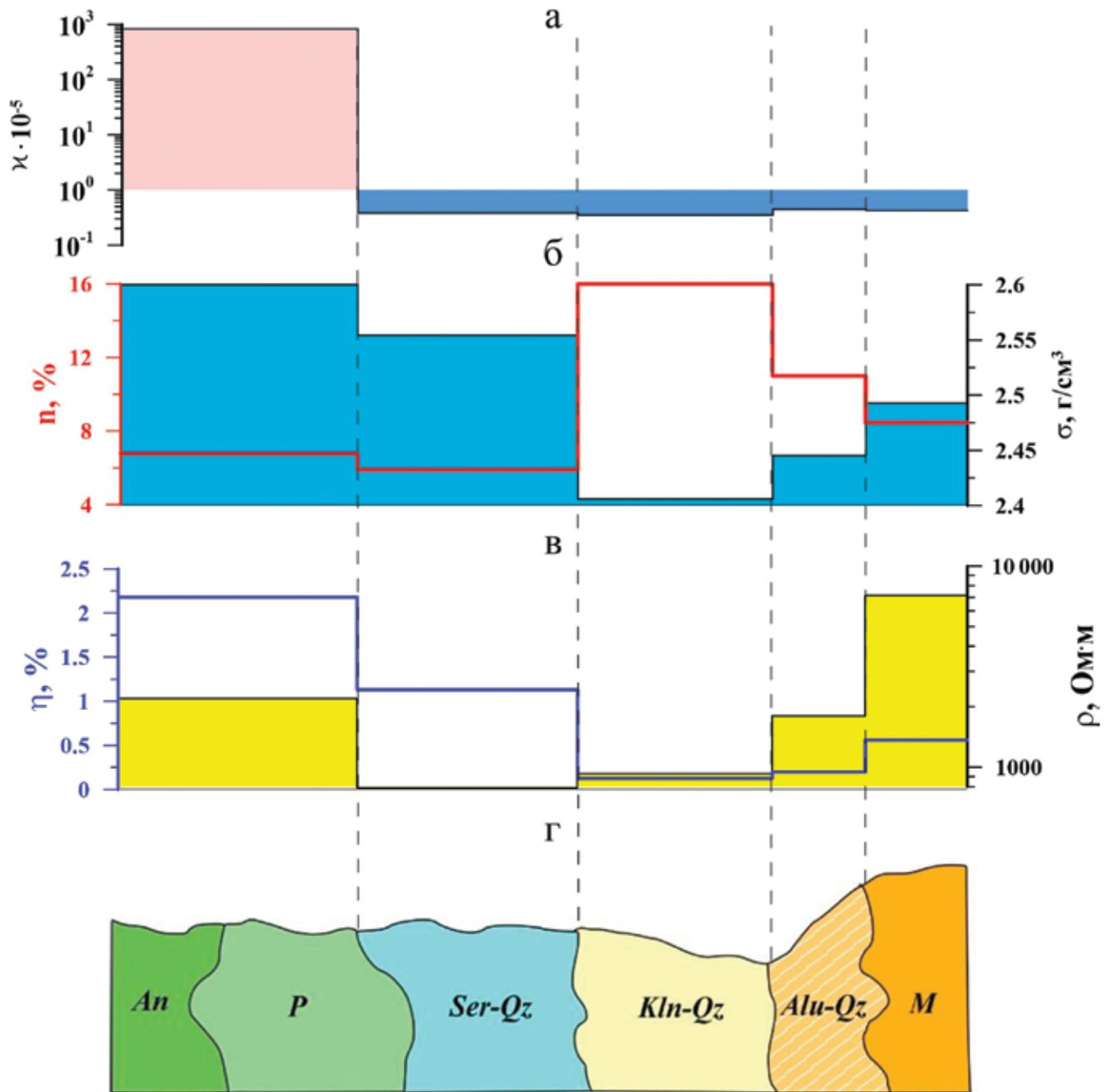
Электроразведка методом ВП проведена в площадном (электропрофилирование) и профильном (электротомография) вариантах. Работы выполнялись комплектом аппаратуры АИЭ-2 (генератор ВП-1000 (мощностью 1 кВт), измеритель ВП-МПП)). Измерения проведены во временной области. Длительность импульсов тока и пауз между ними составляла 1 с.

Электропрофилирование методом ВП масштаба 1 : 5000 проведено по сети 50 × 20 м с установкой срединного градиента попланшетно (длина AB – 1–2 км, MN – 40 м).

Электротомография методом ВП выполнена по методике точечных электрических зондирований. Использована трехэлектродная электроразведочная установка со следующими параметрами: MN = 20 м; удаленный питающий электрод располагался в створе профиля на расстоянии не менее 700 м от его ближайшего конца; максимальное удаление MN от ближайшего токового электрода (в обе стороны) – 610 м; шаг перемещения подвижного токового электрода вдоль профиля – 100 м.

По результатам электроразведочных работ вычислялись кажущееся удельное электрическое сопротивление ( $\rho_k$ ) и кажущаяся поляризуемость ( $\eta_k$ ):

$$\rho_k = K \frac{U}{I}, \quad (2)$$



**Рис. 3.** Обобщенная схема метасоматической зональности массивов вторичных кварцитов Малетойваямского рудного узла и их петрофизическая характеристика.

Графики медианного значения петрофизических параметров для каждой группы пород МРП: а – магнитная восприимчивость ( $\kappa$ ); б – плотность ( $\sigma$ ) и пористость ( $n$ ); в – поляризуемость ( $\eta$ ) и удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ); г – схема обобщенной метасоматической колонки МРП ( $M$  – монокварциты,  $Alu-Qz$  – алунит-кварцевые вторичные кварциты,  $Kln-Qz$  – же каолинит-кварцевые кварциты;  $Ser-Qz$  – серицит-кварцевые метасоматиты,  $P$  – пропилиты,  $An$  – андезиты).

**Fig. 3.** Generalized scheme of metasomatic zonation of hydrothermally altered rocks areas of the Maletovayam ore field and their petrophysical characteristic.

Graphs of median values petrophysical parameters for rocks of the Maletovayam ore field: а – magnetic susceptibility ( $\kappa$ ), б – density ( $\sigma$ ) and porosity ( $n$ ); в – polarizability ( $\eta$ ) and electrical resistivity ( $\rho$ ); г – generalized metasomatic column scheme of the Maletovayam gold field ( $M$  – monoclinite,  $Alu-Qz$  – alunite-quartz and  $Kln-Qz$  – kaolinite-quartz quartzites,  $Ser-Qz$  – sericite-quartz metasomatites,  $P$  – propylite,  $An$  – andesite).

$$\eta_k = \frac{\sum_i \eta_i \Delta \ln(t_i)}{\sum_i \Delta \ln(t_i)} \quad (3)$$

где  $K$  – геометрический коэффициент электроразведочной установки;  $U$  – напряжение, измеренное в приемной линии (MN);  $I$  – сила тока в питающей линии (AB);  $\eta_i$  и  $t_i$  – поляризуемость и время, прошедшее после выключения импульса тока, в  $i$ -м временном окне;  $N$  – количество временных окон.

Обработка данных ЭТ–ВП проводилась в программе ZondRes2D v.5, которая позволяет восстанавливать разрезы распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) и поляризуемости. Решение обратной задачи выполнялось в рамках гладкой 2D-модели с учетом двумерного рельефа местности.

### Петрофизические исследования

Комплексные геофизические работы сопровождались петрофизическими исследованиями. Изучение петрофизических свойств пород (плотности, пористости, удельного электрического сопротивления, поляризуемости, магнитной восприимчивости) проведено на коллекции из 108 образцов, отобранных из керна поисково-разведочных скважин, пройденных в разные годы. Коллекция включает в себя образцы пород из всех зон обобщенной метасоматической колонки массивов вторичных кварцитов МРП (см. рис. 3).

*Определение плотности и пористости образцов* проведено методом гидростатического взвешивания по стандартной методике. Для измерения массы образцов использованы весы 4-го класса точности ВЛКТ-500.

*Удельное электрическое сопротивление и поляризуемость образцов* определялись с помощью четырехэлектродной установки на полностью водонасыщенных (под вакуумом) образцах. Измерения проведены серийным измерителем АИЭ-2 и лабораторным генератором малых токов во временной области. Методика измерений и использованное оборудование детально описаны в работе (Gurin et al., 2013). Расчет поляризуемости и УЭС образцов выполнен по формулам (2), (3).

*Измерения магнитной восприимчивости* осуществлены портативным капаметром КТ-10.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Петрофизические исследования

В обобщенном виде результаты петрофизических исследований представлены на рис. 3.

По магнитным свойствам среди пород МРП выделяются два класса: магнитные (неизменные андезиты и их пропицитизированные разности) и немагнитные вторичные кварциты различного состава (от каолинит-кварцевых до монокварци-

тов). При этом разделить породы в пределах второй группы по магнитной восприимчивости невозможно. Таким образом, по данным магнитной съемки можно различать лишь измененные породы от неизменных.

По плотностным и электрическим свойствам породы МРП дифференцированы лучше. В первую очередь это связано с тем, что УЭС и плотность пород зависят от их пористости, которая сильно изменяется при переходе от неизменных андезитов к алуни-кварцевым или каолинит-кварцевым породам (см. рис. 3). По УЭС вторичные кварциты хорошо различаются (в частности, монокварциты отделяются от каолинит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов, а также андезитов и пропицитов).

По поляризуемости породы МРП дифференцированы хуже. Установлено уменьшение поляризуемости с возрастанием интенсивности изменения пород (для пород, не содержащих сульфиды). В то же время поляризуемость пород связана прямо пропорциональной зависимостью с объемным содержанием сульфидов, что позволяет уверенно выделять сульфидизированные разности как в пропицитах, так и во вторичных кварцитах. Таким образом, по данным электроразведки можно различать породы по составу – интенсивности изменения.

Обобщая результаты петрофизических исследований, по мере увеличения интенсивности изменения пород можно установить следующие зависимости:

- магнитная восприимчивость уменьшается ввиду разрушения акцессорного магнетита и темноцветных минералов;

- УЭС может как увеличиваться при процессах окварцевания, так и уменьшаться при повышении доли глинистых минералов в породах и/или увеличении их пористости;

- поляризуемость пород без сульфидов (“фоновые значения”) уменьшается, а пород с сульфидами – возрастает по мере увеличения их объемного содержания;

- плотность пород снижается за счет повышения пористости пород и замещения меланократовых минералов (возрастания доли кремнезема).

Установленные связи петрофизических параметров с вещественным составом пород хорошо соответствуют ранее опубликованным данным (Allis, 1990; Irvine, Smith, 1990; Locke et al., 2007). Результаты петрофизических исследований явились основой для геологической интерпретации геофизических материалов, рассмотренных в последующих подразделах.

### Наземная магнитная съемка

На рис. 4а представлена карта аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ) центральной части МРП. В магнитном поле дугообразными аномалиями выделяется фрагмент кольцевой структуры, разбитой си-

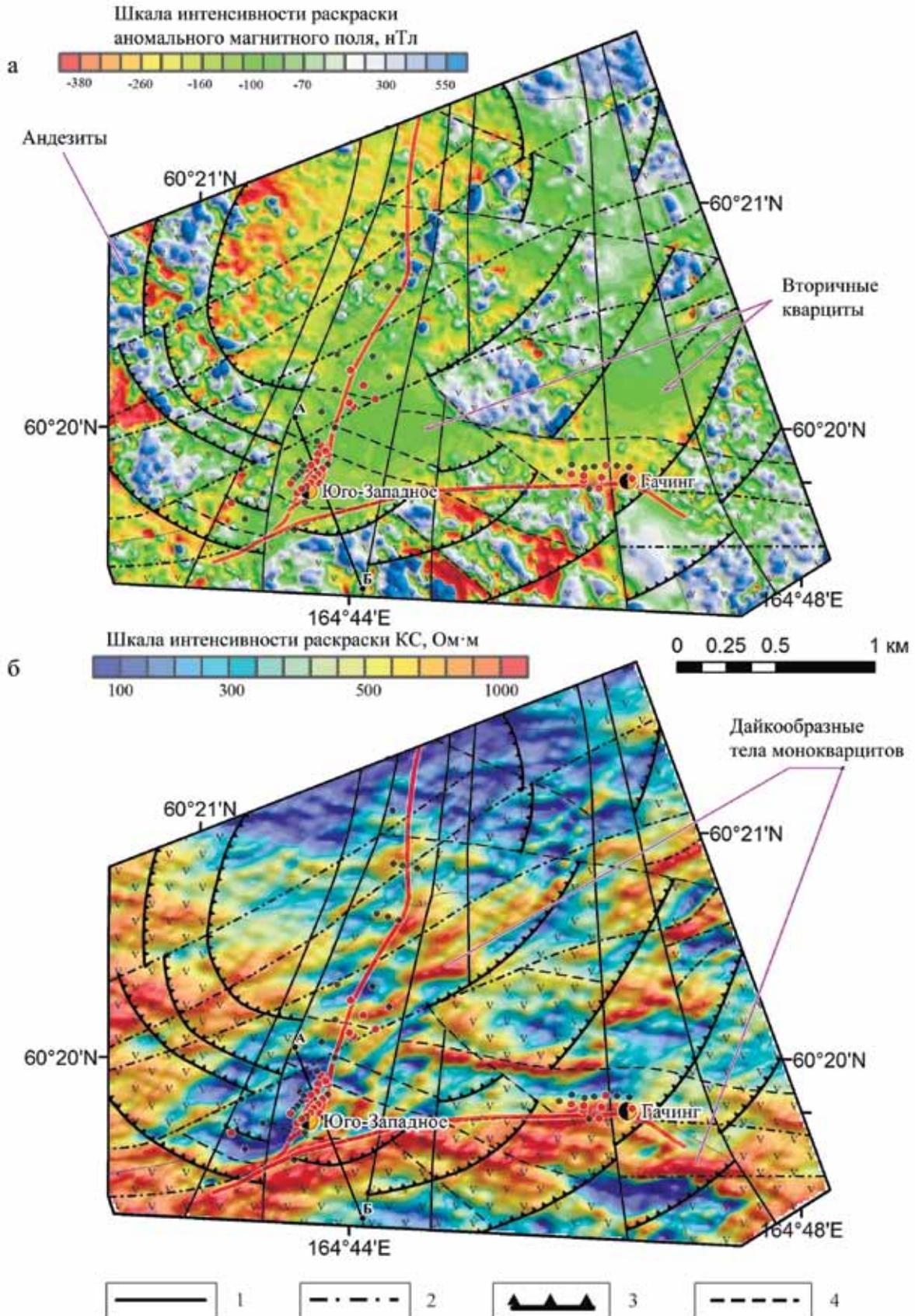


Рис. 4. Карты аномального магнитного поля (а) и кажущегося сопротивления (по данным ЭП-КС) (б) центральной части МПП с элементами интерпретации.

Здесь и на рис. 5 линия АБ – профиль ЭТ–ВП (результаты см. на рис. 6). Разрывные нарушения: 1 – северной ориентировки, 2 – субширотной, 3 – кольцевые, 4 – второстепенные.

**Fig. 4.** Anomalous magnetic field map (a) and apparent electrical resistivity map (б) of the central part of the Maletoyayam ore field with elements of interpretation.

Here and in Fig. 5 AB line – electrical induced polarization tomography profile (see results on the Fig. 6). The faults: 1 – north orientation, 2 – sublatitudinal, 3 – ring, 4 – secondary.

стемами разнонаправленных разрывных нарушений (северной, субширотной и северо-западной ориентировок), большая часть которых не отражена на геологической карте (рис. 5). Выделенная кольцевая структура и периклинальное залегание пород (установленное по геологическим данным) указывают на приуроченность центральной части МРП к жерловой части Малетойвямского палеовулкана, что хорошо согласуется с имеющимися геологическими представлениями (см. рис. 1).

Интенсивно измененные породы (вторичные кварциты, аргиллизиты и др.) обычно слабомагнитны или немагнитны (см. рис. 3). По этой причине массивы вторичных кварцитов среди вулканогенно-осадочных образований ветроваямской свиты в магнитном поле отражаются отрицательными аномалиями интенсивностью до 300 нТл. Другой особенностью аномалий магнитного поля, обусловленных массивами измененных пород, является их наложенный характер. Обычно они разрушают и размывают “структуру” магнитного поля (см. рис. 4а). По совокупности отмеченных признаков вулканогенно-осадочные образования ветроваямской свиты в пределах МРП разделены на измененные и неизмененные (см. рис. 5). Более детальное расчленение пород по составу на основе данных магнитной съемки провести не получается, так как они слабомагнитны (см. рис. 3).

### Электропрофилирование методом КС

На рис. 4б представлена карта кажущегося сопротивления центральной части МРП (по данным ЭП–КС масштаба 1 : 10 000). По электрическим свойствам породы в пределах МРП хорошо дифференцированы (см. рис. 3). Вулканогенно-осадочные образования ветроваямской свиты с преобладанием покровов лав выделяются областями повышенных значений КС (в южной и северо-западной частях участка работ), а с преобладанием туфов – пониженных (в северной и центральной частях участка). Несмотря на это, разделять вулканиды по составу на основе данных ЭП–КС сложно, так как они в различной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами (интенсивность изменения пород влияет на их УЭС (см. рис. 3)). Только совместное использование данных магниторазведки (выделение областей измененных пород) и ЭП–КС дало возможность разделить измененные породы по со-

ставу – уточнить строение и элементы метасоматической зональности массивов вторичных кварцитов МРП (см. рис. 5). Среди интенсивно измененных немагнитных пород выделены две разности вторичных кварцитов (см. рис. 3): глинистые (монтмориллонитовые, алунитовые и др.) и окварцованные (монокварциты, окварцованные вторичные кварциты различного состава).

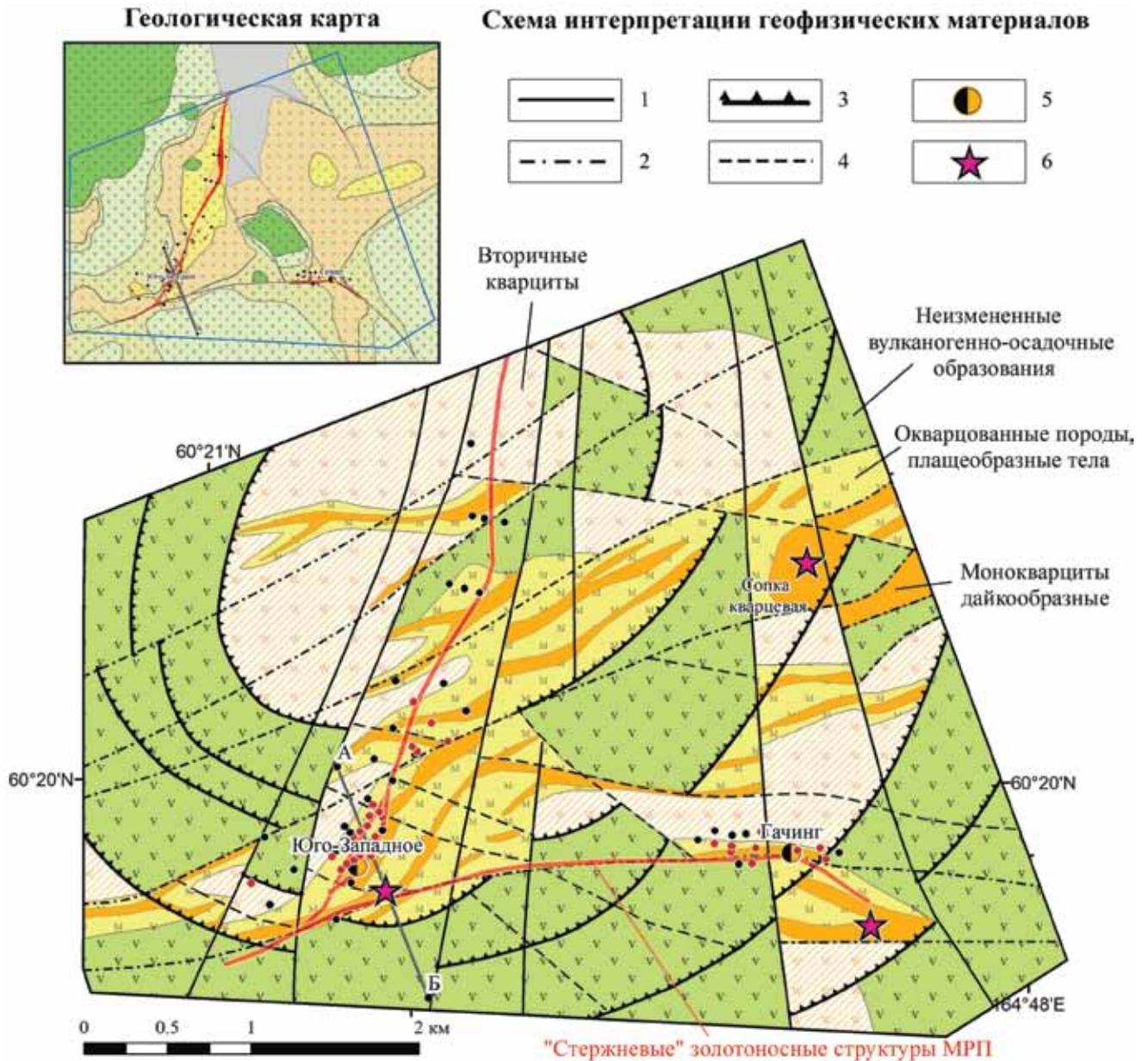
Глинистые разности вторичных кварцитов отражаются аномалиями пониженных значений кажущегося сопротивления (50–100 Ом·м), а окварцованные разности – повышенных (более 300 Ом·м). По морфологии образующих аномалии тел окварцованные вторичные кварциты подразделены на два типа (см. рис. 5): “площадные”, или пластообразные (объемное окварцевание пород), и крутопадающие дайкообразные тела – залеченные разрывные нарушения и трещины – подводящие каналы.

Тела окварцованных пород “площадного” типа по геофизическим данным выделены в центральной и юго-западной частях МРП. Они объединены в единую зону окварцевания шириной около 500–600 м, вытягивающуюся в субширотном направлении через весь участок работ на расстояние более 5 км.

Выделенные по данным электроразведки дайкообразные тела монокварцитов расположены преимущественно в центральной части участка работ (см. рис. 5). Они образуют подобие “жилиной” зоны субширотной ориентировки, в которую можно объединить до 80% от общего количества выделенных тел.

Таким образом, по данным ЭП–КС выдержанных рудоконтролирующих структур и массива окварцованных пород северного простирания, предполагаемых по геологическим наблюдениям (см. рис. 2, 5), не установлено. Вместо этого выделена зона окварцевания субширотного направления, включающая серию субпараллельных дайкообразных тел, большая часть которых не отражена на геологической карте, что обусловлено плохой обнаженностью МРП.

Практически все разрывные нарушения, выделенные по данным магниторазведки (см. рис. 4а), отражаются и по данным ЭП–КС (см. рис. 4б). Разломы, залеченные телами монокварцитов, выделяются линейно вытянутыми аномалиями высоких значений кажущегося сопротивления (>400 Ом·м), а в остальных случаях – пониженных значений (<100 Ом·м).



**Рис. 5.** Геологическое строение центральной части МРП по геофизическим данным.

Разрывные нарушения: 1–4 – см. рис. 4; 5 – мелкие месторождения золота; 6 – центры областей разгрузки гидротерм.

**Fig. 5.** Geological structure scheme of the central part of the Maletoyvayam ore field based on the geophysical data.

1–4 – see Fig. 4; 5 – small gold deposits; 6 – centers of hydrotherm unloading.

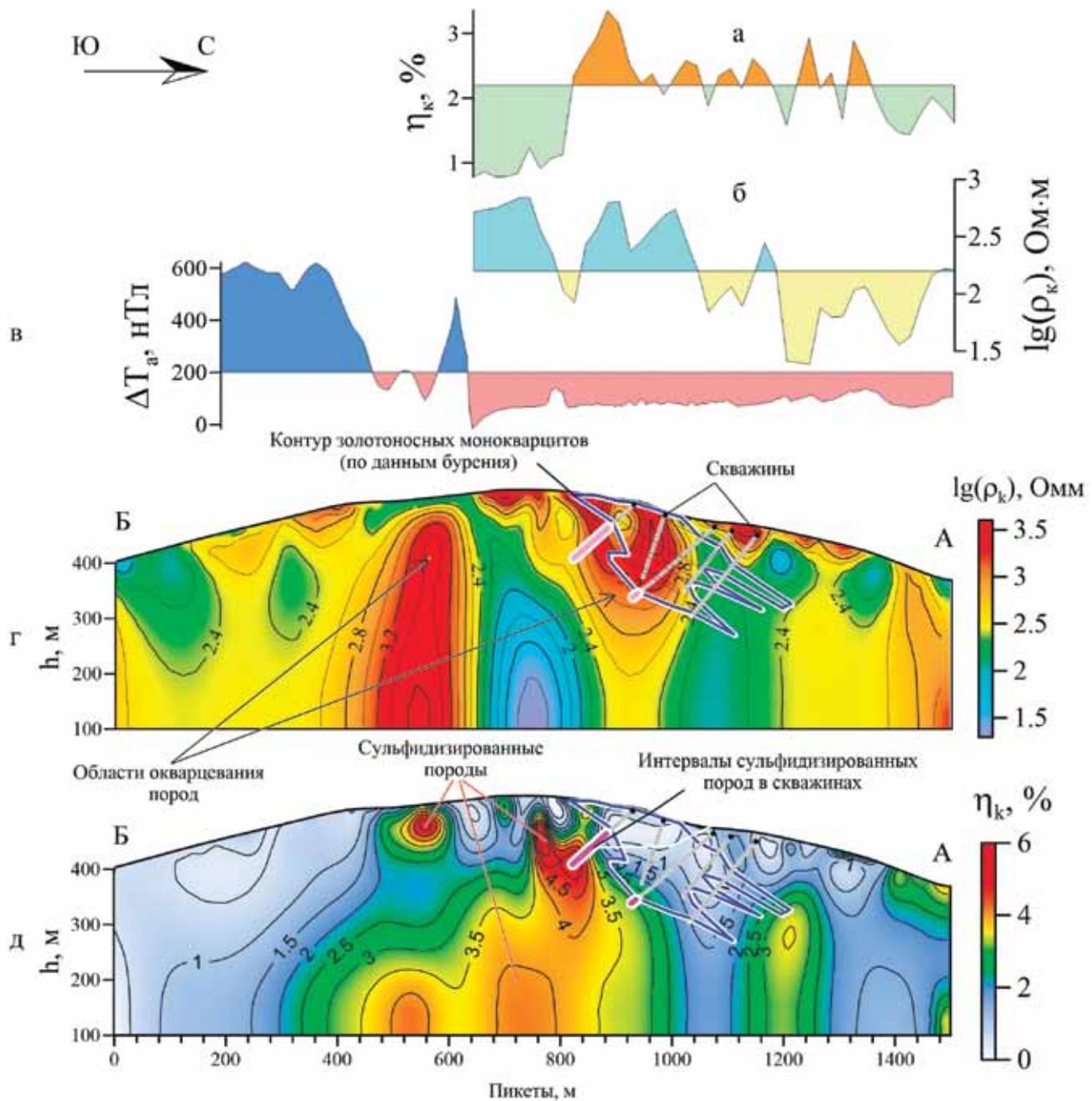
### Электроразведка методом ВП

На рис. 6 представлены результаты геофизических работ вдоль опорного профиля АБ, пересекающего золоторудные тела и рудоконтролирующую структуру рудопроявления золота Юго-Западное – объекта-эталона МРП.

На рис. 6а, б изображены графики кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости по данным ЭП–ВП вдоль опорного профиля АБ. По

данным ЭП–ВП интенсивными аномалиями повышенных значений кажущегося сопротивления (см. рис. 6б) выделяются тела монокварцитов и окварцованных пород, а аномалиями повышенной кажущейся поляризуемости (см. рис. 6а) – минерализованные тела монокварцитов.

На рис. 6г, д представлены геоэлектрические разрезы кажущегося сопротивления и поляризуемости, построенные по данным ЭТ–ВП, отражающие основные особенности строения золотонес-



**Рис. 6.** Результаты геофизических работ по профилю АБ (рудопоявление золота Юго-Западное).

Графики кажущейся поляризуемости (а), кажущегося сопротивления (по данным ЭП–ВП) (б), аномального магнитного поля (в); геоэлектрические разрезы распределения (г) удельного электрического сопротивления, поляризуемости (д) (по данным ЭТ–ВП). Пространственное положение профиля АБ представлено на рис. 4, 5, 7.

**Fig. 6.** Geophysical data on the АБ profile (the North-West gold occurrence).

Graphs of apparent polarizability (а) and apparent electrical resistivity (б), anomalous magnetic field (в); cross-sections of electrical resistivity (г) and polarizability (д). АБ profile see on Fig. 4, 5, 7.

ных зон МРП. По этой причине их можно рассматривать в качестве опорных разрезов. На разрезах УЭС (см. рис. 6г) областями высоких и повышенных значений в центральной части профиля выде-

ляются тела монокварцитов и окварцованных пород, а в южной части – неизменные андезиты, над которыми установлена интенсивная аномалия магнитного поля (см. рис. 6в).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Глинистые разности вторичных кварцитов на геоэлектрических разрезах (см. рис. бг, д) выделяются как отдельные слои и линзы пониженного УЭС и поляризуемости, а сульфидизированные породы – повышенными и высокими значениями поляризуемости (более 3%). Часть золоторудных тел МРП приурочена к монокварцитам, которые хорошо выделяются по данным электроразведки. Однако собственно золоторудные тела на геоэлектрических разрезах не отражаются.

Сульфидизированные породы в пределах МРП формируют тела трех типов: субгоризонтальные линзообразные (располагаются в подошвенной части массивов окварцованных пород); субвертикальные линзообразные, или дайкообразные (приурочены к минерализованным зонам дробления и сульфидизированным монокварцитам); объемно сульфидизированных пород (часто не ограничены по глубине). Следует учитывать, что сульфиды в пределах МРП отлагались в пред-, пост- и синрудные этапы. Последнее существенно затрудняет геологическую интерпретацию данных электроразведки методом ВП.

Геологическая природа выделенных по данным ЭТ–ВП аномалий подтверждена бурением (см. рис. бг): интервалы повышенной сульфидизации пород попадают в области с повышенной и высокой поляризуемостью, а окварцованные породы и монокварциты – в области с повышенным и высоким УЭС (см. рис. бг).

В пределах эталонных объектов (рудопроявлений золота Гачинг, Юго-Западное) и участков предполагаемого продолжения золотоносных структур МРП в целях их детального изучения проведены электроразведочные работы методом ВП (рис 7, 8): ЭП–ВП масштаба 1 : 5000 и ЭТ–ВП по серии профилей.

По данным ЭП–ВП, большинство выявленных сульфидизированных тел монокварцитов имеет преимущественно северо-восточное простирание, реже – субширотное (см. рис. 4, 7). Избирательная сульфидизация тел монокварцитов, вероятно, обусловлена их приуроченностью к неоднократно подновляемым “долгоживущим” структурам (разломам), в пределах которых располагаются промышленные золотоносные тела (см. рис. 7а, г).

Объемно сульфидизированные породы располагаются на периферии массивов окварцованных пород. Для центральной части МРП установлена зональность, типичная для медно-порфириновых месторождений (Sillitoe, 2010): в центре кварцевое “ядро”, на периферии – сульфидизированные породы и глинистые разности вторичных кварцитов. Последнее может косвенным образом подтверждать наличие медно-порфириновой системы на глубине (см. рис. 1), предсказываемой в работе (Волчков, Звездов, 1997).

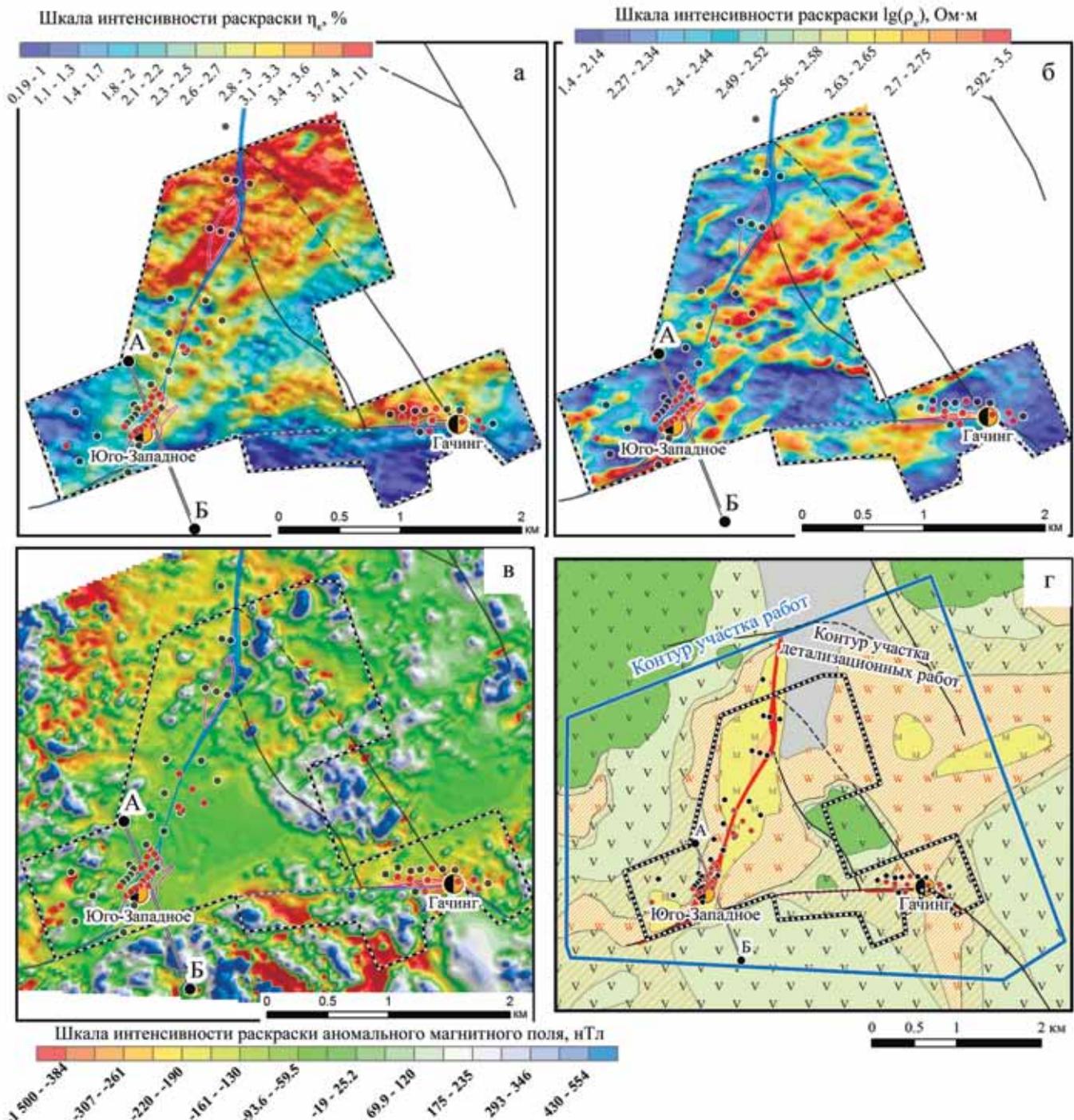
Несмотря на значительный объем геолого-разведочных работ, проведенных в пределах МРП, его геологическое строение (структура, метасоматическая зональность и др.) все еще изучено плохо, что в значительной степени обусловлено низкой обнаженностью территории. Именно слабая геологическая изученность центральной части МРП стала причиной того, что часть поисково-разведочных скважин и канав были пройдены за пределами или на флангах потенциально золотоносных зон и тел. Последнее существенно снизило эффективность геолого-разведочных работ, оценки запасов золота для центральной части МРП и привело к остановке поисково-оценочных работ (в настоящий момент геолого-разведочные работы полностью прекращены).

Для уточнения глубинного строения центральной части МРП выполнена 3D-инверсия аномального магнитного поля (использована программа MAG3D, [www.mirageoscience.com](http://www.mirageoscience.com)) – восстановлена 3D-модель распределения магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) в нижнем полупространстве до глубин 2.5 км (далее просто магнитная 3D-модель). Полученная магнитная 3D-модель с вырезанными блоками разного размера представлена на рис. 8.

Нижняя часть магнитной 3D-модели – “фундамент Малетойваямского стратовулкана” – характеризуется областями пониженных значений  $\chi$  ( $10^{-5}$ – $10^{-6}$  (СИ)), что объясняется терригенно-карбонатным составом пород (пахачской и корфовской свит), подстилающих вулканогенно-осадочные образования. Предполагаемой “интрузии под вулканом” (Волчков, Звездов, 1997) в центральной части МРП по данным магнитной съемки не установлено (штоки гранодиоритового состава выделены в 5–7 км северо-восточнее участка работ).

В верхней части магнитной 3D-модели повышенными и высокими значениями  $\chi$  ( $10^{-2}$ – $10^{-3}$  (СИ)) выделяются магнитные (неизменные) разности вулканогенно-осадочных образований ветроваямской свиты, а пониженными (до  $10^{-4}$ – $10^{-6}$  (СИ)) – немагнитные интенсивно измененные породы (вторичные кварциты). Кроме того, в магнитной 3D-модели достаточно четко проявлена субгоризонтальная граница (наклон около 20–30° на северо-восток) между породами фундамента и вулканогенно-осадочными отложениями. Установлено увеличение мощности вулканитов с запада на восток от 400–500 до 1000 м.

На эпitherмальных Au-Ag месторождениях HS-типа (например, Лепанто (Филиппины) (Hedenquist et al., 1998), Янакоча (Перу) (Teal, Benavides, 2010)) золотоносные тела располагаются в пределах “центров интенсивной разгрузки” палеогидротерм, которым отвечают крупные массивы монокварцитов (см. рис. 5). В пределах МРП золотоносные те-



**Рис. 7.** Результаты площадных геофизических работ в пределах рудопоявления золота Северо-Западное.

Карты кажущейся поляризуемости (а), кажущегося сопротивления (б) (по данным ЭП-ВП), аномального магнитного поля (в); геологическая карта (г). Условные обозначения – см. рис. 2, 5.

**Fig. 7.** The results of the geophysical survey on the North-West gold occurrence.

The maps of induced-polarization profiling data (a), apparent electric resistance (б), anomalous magnetic field (в), simplified geologic map based on geophysical data (г). Other symbols show in the legend Fig. 2, 5.

ла рудопоявления Гачинг и Юго-Западное также расположены в пределах крупных массивов монокварцитов. По имеющимся геолого-геофизическим

данным, еще один “центр интенсивной разгрузки” палеогидротерм установлен в восточной части участка работ (сопка Кварцевая (см. рис. 5)). Геоло-

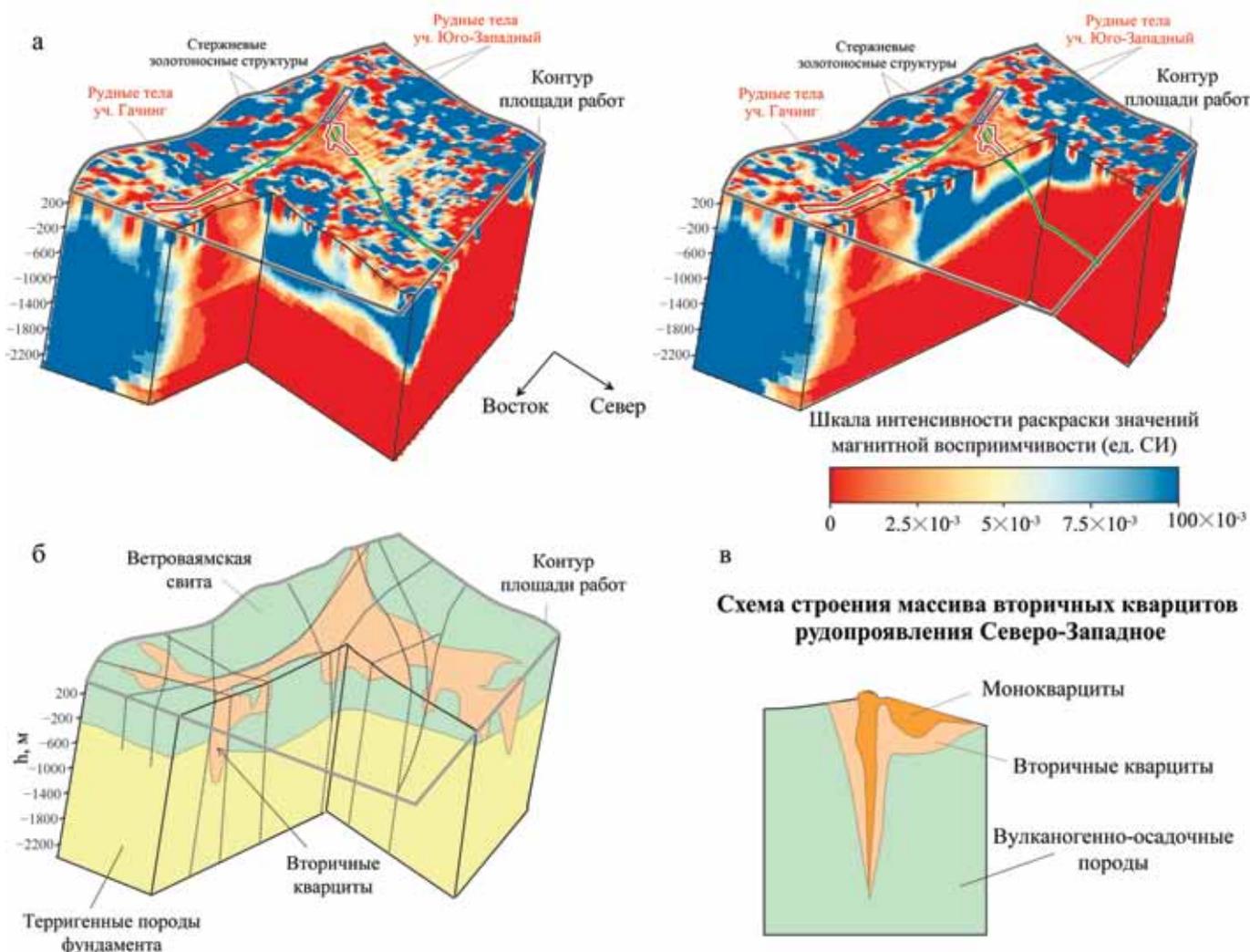


Рис. 8. 3D-модели ж (а) и построенная на их основе схематическая геологическая 3D-модель центральной части МРП (б).

Fig. 8. 3D models ж (a) and schematic 3D geological model (б) of the central part of the Maletovayam ore field (based on 3D model ж).

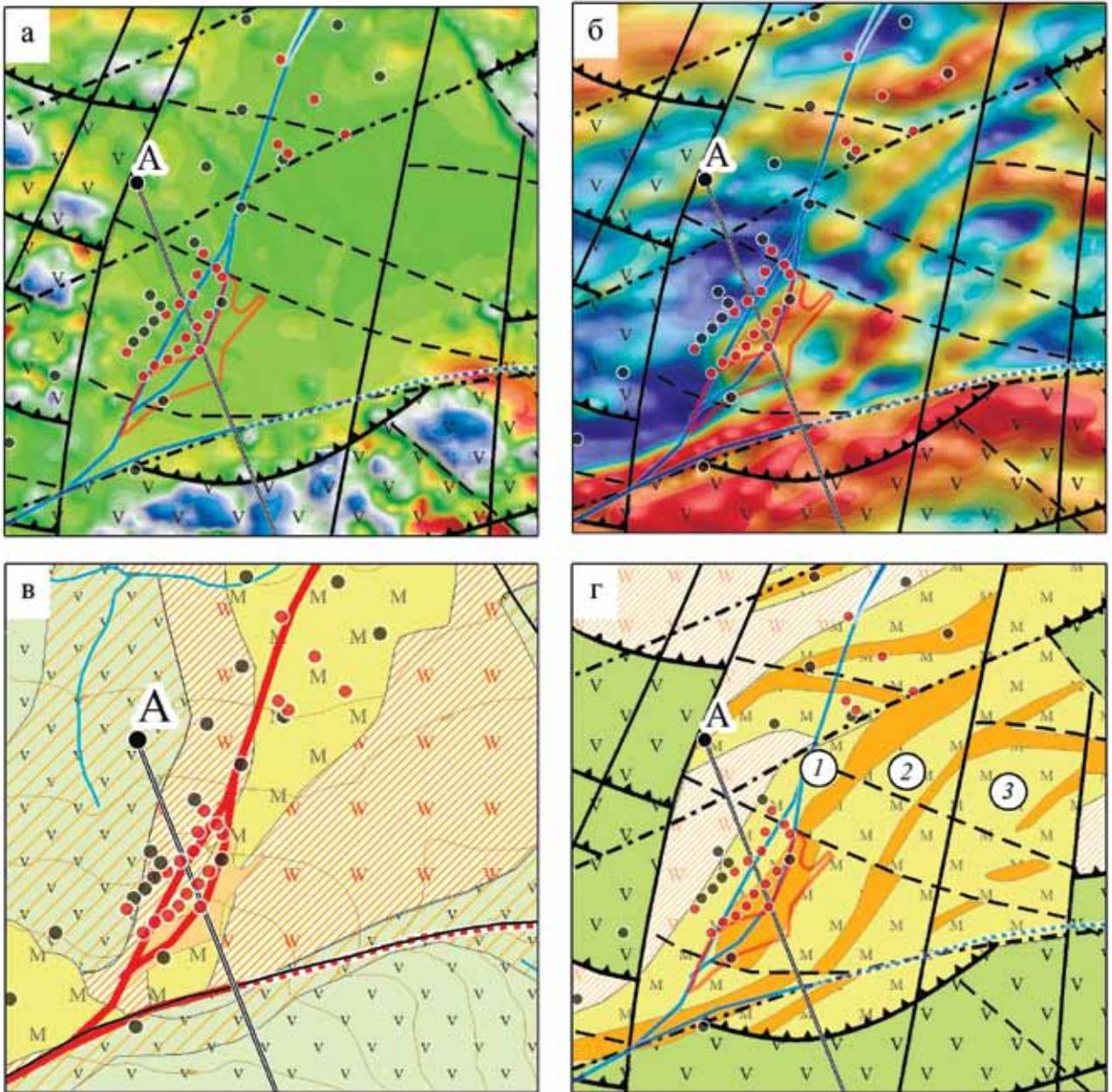
гическая изученность этого участка МРП низкая. По геофизическим данным, выделенные тела монокварцитов имеют дайко- и штокообразную форму (вероятно, измененный шток гранодиоритов) со слабо развитым ореолом окварцованных пород. Отмеченная особенность указывает на значительное экранирование палеогидротерм трещинами, вмещающими тела монокварцитов, а также на низкую проницаемость вмещающих пород (преобладание лав в разрезе). Несмотря на это, в пределах участка сопка Кварцевая высока вероятность выявления промышленного золотого оруденения HS-типа.

В пределах рудопроявления золота Юго-Западное массив вторичных кварцитов (область пониженных значений ж), по данным магниторазведки, подстилается неизменными вулканогенно-осадочными образованиями ветроваемской сви-

ты (ограничен на глубину), что позволяет оценить особенности его строения (см. рис. 8в): субпластовая форма, субгоризонтальное положение (языкообразная форма), средняя мощность измененных пород 300 м.

Отмеченные особенности строения массива вторичных кварцитов рудопроявления Юго-Западное позволяют полагать, что изменения пород шли преимущественно по слоям более проницаемых туфов, подстилаемых и перекрытых покровами андезитов, выступавших в роли флюидоупора. Таким образом, четко проявлен ведущий контроль литологического (физико-механического) фактора при формировании массивов вторичных кварцитов в пределах МРП.

В северном направлении мощность массива измененных пород уменьшается, а количество "ксе-



Шкалы интенсивности раскраски:



**Рис. 9.** Результаты детализационных геофизических работ в центральной части МРП.

Карты аномального магнитного поля (а), кажущегося сопротивления (б), геологическая карта (в), схема интерпретации геофизических материалов (г). Условные обозначения – см. рис. 2, 5.

**Fig. 9.** Geophysical data on the central part of the Maletoyvayam gold field.

The maps of anomalous magnetic field (a), apparent electrical resistivity (б), geological map (в) and diagram of interpretation of geophysical materials (г). Other symbols are see in the legend of Fig. 2, 5.

нолитов” – блоков слабоизмененных андезитов – увеличивается (см. рис. 8а). При этом происходит смена типа изменения пород с “массивного” на “рассеянный”, когда изменения сосредоточены вдоль разрывных нарушений. Последнее указывает на то, что разгрузка палеогидротерм шла с юга на север от разлома Широкий, который являлся одним из основных “подводящих каналов” МРП (см. рис. 5). Косвенным образом это предположение подтверждается тем, что разлом Широкий на протяжении 5 км (протягивается вдоль всей площади участка работ) вмещает мощные дайкообразные тела монокварцитов (см. рис. 5).

Таким образом, тектонический фактор также играет важную роль в формировании и размещении массивов вторичных кварцитов в пределах МРП.

Обобщая полученные геофизические материалы, можно утверждать, что массивы окварцованных пород в пределах золотоносных структур центральной части МРП имеют грибообразную форму (несколько подводящих каналов – дайкообразных тел монокварцитов (см. рис. 6, 8)), что подтверждает ведущую роль литологического фактора (экранирование гидротермальных растворов) при их формировании.

По данным электроразведки в пределах рассматриваемого массива вторичных кварцитов рудопроявления золота Юго-Западное выделены три кулисно расположенных тела дайкообразных монокварцитов северо-восточной ориентировки (рис. 9б, г) вместо одного, отмеченного на геологической карте (см. рис. 9в). Схематичность геологической карты в значительной степени обусловлена плохой обнаженностью рудопроявления. Все три тела дайкообразных монокварцитов располагаются в пределах одной золотоносной структуры, в северной части которой установлены промышленные золоторудные тела.

Северная часть первого тела монокварцитов (нумерация с запада на восток (см. рис. 9г)) совпадает с главным золоторудным телом рудопроявления Юго-Западное, прослеженным скважинами и канавами в северо-восточном направлении на 500 м (см. рис. 9в). По данным электропрофилеирования, тело золотоносных монокварцитов протягивается еще на 700 м в северо-восточном направлении с небольшим смещением в плане (около 100 м на запад) и разворотом на восток, а затем обрывается разломом восток-северо-восточного направления (см. рис. 9в, г).

Таким образом, геофизические работы показали, что главной причиной, по которой золотоносные монокварциты не прослежены по простиранию на основе геолого-разведочных работ, является неверное расположение поисково-разведочных скважин, заданных в целях изучения предполагаемой “стержневой золотоносной структуры” МРП северного простирания.

Второе и третье тела монокварцитов не отражены на геологической карте и ранее не изучались. Выделенные тела и контролирующие их структуры прослежены по геофизическим данным в северо-восточном направлении на 1.0–1.5 км (см. рис. 5, 9г). Они располагаются субпараллельно основному золотоносному телу монокварцитов рудопроявления Северо-Западное. По геолого-структурной обстановке можно полагать, что выделенные тела монокварцитов также окажутся золотоносными.

Таким образом, на основе данных ЭП–КС показано, что рудопроявление Северо-Западное, несмотря на поисково-разведочные работы, остается слабоизученным. Доизучение выделенных тел монокварцитов может существенно изменить прогнозы в сторону увеличения запасов золота в пределах рассмотренного участка площади МРП.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эпitherмальные месторождения золота HS-типа являются контрастными по петрофизическим свойствам объектами, хорошо отражающимися в геофизических полях. Рассмотренный пример применения электро- и магниторазведки для поиска месторождений золота HS-типа в пределах массивов вторичных кварцитов МРП показывает высокую геологическую эффективность геофизических методов. По геофизическим данным уточнено геологическое строение центральной части МРП, расположенных в ее пределах массивов вторичных кварцитов и золотоносных структур, определены элементы метасоматической зональности МРП, выделены потенциально перспективные на выявление золоторудной минерализации участки. Результаты показывают, что проведение поисковых геофизических работ при поисках эпitherмальных месторождений золота HS-типа в пределах плохо обнаженных массивов вторичных кварцитов позволяют не только уточнять их геологическое строение, но и вести целенаправленные поиски.

## Благодарности

Автор выражает благодарность геологам ООО “Кам-Медь” за предоставленную геологическую информацию, коллегам, участвовавшим в полевых работах и обсуждениях их результатов, а также редактору Д.Ю. Демещко и рецензенту за высказанные замечания и рекомендации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Чиждова И.А., Алексеев В.Ю. (2015) Эпitherмальное золотосеребряное месторождение Атаган и перспективы выявления минерализации высокосульфидированного типа на Северо-Востоке России. *Геология рудн. месторождений*, 57(1), 25-47.

- Волчков А.Г., Звездов В.С. (1997) Природа проявлений медно-мышьяковой минерализации Малейской стратовулкана. *Руды и металлы*, **5**, 44-52.
- Корнеев А.В., Воскресенский К.И., Амелин С.А. (2011) Информационный отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Малейской площади в 2007-2010 гг., 127 с. г. Петропавловск-Камчатский, Геолфонд.
- Ляшенко Л.Л., Михайлова Г.Н. (1972) Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малейской сернорудного узла. 151 с. г. Петропавловск-Камчатский, Геолфонд.
- Петренко И.Д. (1999) Золотосеребряные формации Камчатки. СПб.: ВСЕГЕИ, 115 с.
- Яроцкий Г.П. (2006) Геолого-геофизические закономерности размещения вулканических серных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Корякия–Камчатка–Курилы–Япония). Петропавловск-Камчатский, Кам ГУ им. Витуса Беринга, 138 с.
- Allis R.G. (1990) Geophysical anomalies over epithermal systems. *J. Geochem. Explor.*, **36**, 339-374.
- Gurin G., Tarasov A., Ilyin Yu., Titov K. (2013) Time domain spectral induced polarization of disseminated electronic conductors: laboratory data analysis through the Debye decomposition approach. *J. Appl. Geophys.*, **98**, 44-53.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. (1998) Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.*, **93**(4), 373-404.
- Holley E.A., Bissig T., Monecke T. (2016) The Veladero High-Sulfidation Epithermal Gold Deposit, El Indio-Pascua Belt, Argentina: Geochronology of Alunite and Jarosite. *Econ. Geol.*, **111**, 311-330.
- Irvine R.J., Smith M.J. (1990) Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *J. Geochem. Exploration*, **36**, 375-412.
- Kellett R.L., Bromley C.J. (2019) Geophysical signatures of New Zealand epithermal Au-Ag deposits, and methods for new exploration. *New Zel. J. Geol. Geophys.*, **62**(4), 442-460.
- Locke C., Cassidy J., Harris M., Kirkby A., Mauk J., Tomlinson A., Rowland J., Smith N. (2007) Geophysical characteristics of the southern Coromandel Volcanic Zone, New Zealand, and associated epithermal deposits. *ASEG Extended Abstr. Western Australia*, 1-5.
- Lyashenko L.L., Mikhailova G.N. (1972) Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малейской сернорудного узла. [Report on the results of prospecting and exploration work within the Maletoivayam sulfur ore node] 151 p. Petropavlovsk-Kamchatskiy, Geolfond. (In Russian, unpublished)
- Petrenko I.D. (1999) *Zoloto-serebryanye formatsii Kamchatki* [Au-Ag formations of Kamchatka]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 115 p. (In Russian)
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper System. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Teal L., Benavides A. (2010) History and Geologic Overview of the Yanacocha Mining District, Cajamarca, Peru. *Econ. Geol.*, **105**(7), 1173-1190.
- Tolstykh N., Vymazalová A., Tuhý M., Shapovalova M. (2018) Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoivayam ore field), Kamchatka, Russia. *Mineral. Mag.*, **82**(3), 649-674.
- Volchkov A.G., Zvezdov V.S. (1997) The nature of manifestations of copper-arsenic mineralization of the Maletoivayamskii stratovolcano. *Rudy i metally*, (5), 44-52. (In Russian)
- Volkov A.V., Savva N.E., Sidorov A.A., Kolova E.E., Chizhova I.A., Alekseev V.Yu. (2015) Epithermal Au-Ag deposit Atagan and perspectives of display of high-sulfide mineralisation on North-East of Russia. *Geologiya Rudn. Mestorozd.*, **57**(1), 25-47. (In Russian)
- Yarotskiy G.P. (2006) *Geologo-geofizicheskie zakonomernosti razmeshcheniya vulkanicheskikh sernykh mestorozhdenii Tihookeanskogo rudnogo poyasa (Koryakiya – Kamchatka – Kurily – Yaponiya)* [Geol-Geophysic regularity of volcanic sulphur deposits distribution in Pacific ore belt (Koryakia – Kamchatka – Kuril Islands – Japan)]. Petropavlovsk-Kamchatskii, Kam. St. Univ. Publ., 138 p. (In Russian)

## REFERENCES

**ЛИТОСФЕРА Том 21 № 1**

Январь–Февраль 2021

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 Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций  
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова  
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова  
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

РИО ИГГ УрО РАН № 106    Дата выхода в свет 26.02.2021    Формат 60 × 84¼    Печать офсетная  
Усл. печ. л. 16,75    Уч.-изд. л. 16,75    Тираж 120    Цена 990 руб. 00 коп.    Заказ \_\_\_\_\_

---

Институт геологии и геохимии УрО РАН    Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии  
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”  
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж  
Тел.: 8 (800) 330-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 1**

January–February 2021

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  
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media  
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova  
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova  
Original-layout A.Yu. Odintsova  
Cover layout A.Yu. Savelieva

---

IPD IGG UB RAS № 106      Signed in print 26.02.2021      Format 60 × 84½      Offset print  
Cond. print. sh. 16,75    Found.-publ. sh. 16,75    Circulation 120    Price 990 rub. 00 kopecks    Order \_\_\_\_\_

---

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS      15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016

---

Printed from the ready-made original layout in typography  
OOO Universal Printing House “Alpha Print”  
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049  
Тел.: 8 (800) 300-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)