

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 19    № 4    2019    Июль—Август

Основан в 2001 году  
Выходит 6 раз в год

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

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 19    No. 4    2019    July—August

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

## Литосфера, 2019. Том 19, № 4

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, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

*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:* В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; 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, ИНГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; 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. Масленников, 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. Нечехин, 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 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), 2019. Volume 19, No. 4

Scientific journal. Issued 6 times a year

Founded in 2001

*Founder:* Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals 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:* Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); 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 Geological 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. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobayev (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)

*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 19, № 4, 2019

---

|                                                                                                                                                                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели<br><i>Г. А. Беленицкая</i>                                                                                        | 499 |
| Кокчетау-Иссыккульский террейн Казахстанского палеоконтинента и его палеоширотное положение в ордовике<br><i>В. С. Буртман, А. В. Дворова</i>                                                                                 | 519 |
| Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал)<br><i>Т. Д. Бочарникова, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов</i>    | 533 |
| Геохимия марганценосных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала<br><i>А. И. Брусницын, Е. Ф. Летникова, И. Г. Жуков</i>                                                                                          | 558 |
| Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781)<br><i>К. А. Дугушкина, С. В. Берзин</i>                                                                                                         | 580 |
| Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал)<br><i>М. А. Игуменцева, Л. Я. Кабанова, В. Н. Анфилогов, М. В. Штенберг,<br/>И. А. Блинов, В. М. Рыжков</i> | 588 |
| Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья<br><i>М. О. Рампилов, Г. С. Рипп</i>                                                                                                                   | 598 |
| Генетические модели формирования оруденения, связанного с кварцевыми жилами (на примере хрусталеносного и золотого оруденения)<br><i>В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов</i>                                                     | 615 |
| Геохимические особенности микробиолитов миоцена (Юго-Западный Крым) по результатам ICP-MS исследований<br><i>В. И. Лысенко, О. Б. Азовская, Т. В. Михайличенко</i>                                                            | 625 |
| Оценка самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона<br><i>А. В. Ключевский, Ф. Л. Зуев, А. А. Ключевская</i>                                                                                                | 640 |
| К сведению авторов                                                                                                                                                                                                            | 653 |

---

## Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2019 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – 10657)

# Contents

---

## Volume 19, No. 4, 2019

---

|                                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Standard objects and geological aspects of the model<br><i>G. A. Belenitskaya</i>                                                                                                               | 499 |
| Kokchetau-Issykkul terrain of the Kazakhstan Paleozoic continent and the Ordovician latitude of the continent<br><i>V. S. Burtman, A. V. Dvorova</i>                                                                                                                    | 519 |
| Composition of minerals (apatite, magnenite, ilmenite and others) as an index of conditions of layered massive ore formation in the laminated gabbro of Kusa intrusion (the Southern Urals)<br><i>T. D. Bocharnikova, V. V. Kholodnov, Ye. S. Shagalov</i>              | 533 |
| Geochemistry of manganese deposits of paleovolcanic belt of the Southern Urals<br><i>A. I. Brusnitsyn, E. F. Letnikova, I. G. Zhukov</i>                                                                                                                                | 558 |
| New carbonaceous chondrite Northwest Africa 11781 (CM2)<br><i>K. A. Dugushkina, S. V. Berzin</i>                                                                                                                                                                        | 580 |
| Quartz isolatings in the shales and amphibolites of the East-Ufalei zone as a source for the production of high-purity quartz raw materials (Southern Urals)<br><i>M. A. Igumentseva, L. Y. Kabanova, V. N. Anfilogov, M. V. Shtenberg, I. A. Blinov, V. M. Ryzhkov</i> | 588 |
| Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal<br><i>M. O. Rampilov, G. S. Ripp</i>                                                                                                                                                       | 598 |
| Genetic models of mineralization associated with quartz veins (on the example of crystal and gold mineralization)<br><i>V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov</i>                                                                                                           | 615 |
| Geochemical particularities of microbioliths of the Miocene (South-Western Crimea) by ICP-MS data<br><i>V. I. Lysenko, O. B. Azovskova, T. V. Mikhailichenko</i>                                                                                                        | 625 |
| Evaluation of the self-similarity of earthquake epicenters field in the Baikal region<br><i>A. V. Klyuchevskii, F. L. Zuev, A. A. Klyuchevskaya</i>                                                                                                                     | 640 |
| Author's guide                                                                                                                                                                                                                                                          | 653 |

---

## Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from:  
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 552.33:552.53:552.11(100)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518

## Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели

© 2019 г. Г. А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург,  
Средний просп., 74, e-mail: gab\_2212@mail.ru

Поступила в редакцию 30.07.2018 г., принята к печати 11.12.2018

**Объект исследований.** Предлагается новая геолого-генетическая модель щелочного магматизма, рассматривающая в качестве дополнительных источников щелочных и летучих компонентов соленосные комплексы, находящиеся на путях восходящего движения глубинных магм. Обсуждению этой проблемы посвящены три статьи. В первой из них были охарактеризованы геологические предпосылки, позволяющие рассматривать древние соленосные комплексы в качестве участников щелочного магматизма, выделены щелочно-соляные ассоциации – пространственно-временные сочетания щелочных и соляных объектов, охарактеризованы их тектонические типы. Данная статья посвящена более детальному обоснованию геологических аспектов модели соляно-магматических взаимодействий. Охарактеризованы эталонные соляно-щелочные ассоциации трех тектонических типов: Итальянская (покровно-складчатый тип), Верхнерейнская (рифтогенный) и Северозападно-Африканская (пассивно-окраинный). **Материалы и методы.** Приведены наиболее значимые тектонические, литологические и петрологические особенности, всех трех типов, восстановлена картина эволюции пространственно-временных соотношений щелочных магматических комплексов с солями. Систематизированы вещественные, структурно-морфологические и пространственные признаки, подтверждающие участие компонентов соленосных комплексов в щелочном магматизме. Рассмотрены разновозрастные вероятные аналоги эталонных объектов. **Результаты.** Сделан вывод, что нахождение соленосных толщ в глубоких зонах земной коры на путях восходящего движения мантийных магм представляет собой геологически обоснованное явление, места их пересечения благоприятны для инъекционного внедрения горячих магм и образования промежуточных камер – центров их взаимодействия с компонентами соленосных (соляно-карбонатных) комплексов. Ассимиляция локализованных в этих комплексах щелочных и летучих компонентов может способствовать образованию резко обогащенных (пересыщенных) ими расплавных смесей и формированию щелочной специализации магм. **Заключение.** Сумма данных позволила дать положительную оценку вероятности участия солей в щелочном магматизме и сформулировать основные положения геологической модели соляно-магматических взаимодействий. Следующая статья будет посвящена обсуждению собственно генетических аспектов предлагаемой модели с оценкой вероятной роли и значимости различных щелочных и летучих галофильных компонентов в формировании щелочных магм и сравнительному анализу различных геолого-генетических моделей щелочного петрогенеза.

**Ключевые слова:** природные соли, щелочной магматизм, ассимиляция, соляная тектоника, щелочно-соляная ассоциация, Средиземноморский соленосный пояс, Итальянская соляно-щелочная провинция, Северозападно-Африканская соляно-щелочная провинция, Верхнерейнский грабен, аллохтонные соляные покровы, инъекционный, соляной рециклинг, Везувий

## On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Standard objects and geological aspects of the model

Galina A. Belenitskaya

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 74 Sredny av., St. Petersburg 199106, Russia,  
e-mail: gab\_2212@mail.ru

Received 30.07.2018, accepted 11.12.2018

**Research subject.** The author suggests a new geologic and genetic model for alkaline magmatism. This model considers the saline complexes that are located along the paths of ascending deep magmas as additional sources of alkaline and volatile components. An analysis of the geological and genetic probability of the participation of salts in alkaline magmatism is based on the study of the space-time relationships of natural salts and alkaline magmatic complexes performed using global and regional data. This problem is investigated in a series of three articles. The first article was devoted to characterization of geological prerequisites and their tectonic types. This article sets out to describe the geological aspects of salt-mag-

**Для цитирования:** Беленицкая Г.А. (2019) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели. *Литосфера*, 19(4), 499–518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518

**For citation:** Belenitskaya G.A. (2019) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Standard objects and geological aspects of the model. *Litosfera*, 19(4), 499–518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518

matic interactions in greater detail. To this end, the standard alkaline-salt associations of three tectonic types – Italian (cover-fold type), Upper-Rhine (rift type) and North-West-African (passive-margin type) – were characterized. *Methods.* The most significant tectonic, lithological and petrological features of all the aforementioned types were described, along with the evolution of space-time relationships of alkaline magmatic complexes. The features confirming the participation of saline complexes in alkaline magmatism were generalized. *Results.* It is found that the presence of salt-bearing strata in deep zones of the Earth's crust along the ascending routes of mantle magmas is a geological phenomenon. The places of their intersection are favourable for the injection of hot magmas and the formation of interstitial chambers, which form centres for interaction between these magmas and the components of saline (salt-carbonate) complexes. The assimilation of the alkaline and volatile components localized in these complexes can contribute to the formation of highly enriched (supersaturated) melt mixtures and a subsequent alkaline specialization of the magmas. *Conclusion.* On the basis of the data obtained, a geological model of salt-magmatic interactions has been developed. The author's next article will discuss the genetic aspects of the proposed model along with a possible role of various alkaline and volatile halophilic components in the formation of alkaline magmas. In addition, a comparative analysis of various geological and genetic models of alkaline petrogenesis will be provided.

**Keywords:** *natural salts, alkaline magmatism, assimilation, salt tectonics, salt-alkaline association, Mediterranean salt belt, Italian salt-alkaline province, North-West-African salt-alkaline province, Upper-Rhine graben, allochthonous salt cover, injection, salt recycling, Vesuvius*

#### Acknowledgements

*The work was supported by the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation and the Russian Foundation for Basic Research (projects 07-05-00907-a, 10-05-00555-a, 12-05-00513-D-c, 16-15-20048-D-c).*

## ВВЕДЕНИЕ

Автором предложена геолого-генетическая модель щелочного магматизма, в которой в качестве дополнительных источников щелочных и летучих компонентов рассматриваются соленосные комплексы, находящиеся на путях восходящего движения глубинных магм. Обсуждению этой проблемы посвящено три статьи. В первой [Беленицкая, 2018] был охарактеризован комплекс геологических предпосылок, позволяющих рассматривать древние соленосные комплексы как участники щелочного магматизма. Главные среди них – сходство наборов специфических для каждого из них галофильных и фойдафильных (от “фойд” – фельдшпатоид) компонентов состава, сближенность ареалов распространения и сопоставимость ряда пространственно-временных закономерностей размещения тех и других. На глобальном и региональном материале было показано весьма частое сонахождение соленосных и щелочных комплексов. Это позволило выделить соляно-щелочные (или щелочно-соляные) ассоциации (ЩСА) – пространственно-временные сочетания щелочных и соляных объектов разного возраста и ранга, для которых охарактеризованы особенности временных соотношений между соляными и щелочными объектами и рассмотрены основные тектонические типы, приведен краткий обзор распространенности. Сделан предварительный вывод о том, что нахождение соленосных толщ на путях восходящего движения глубинных мантийных магм в глубоких зонах земной коры представляет собой распространенное явление, области их встречи и пересечения благоприятны для соляно-магматических взаимодействий.

**Цель** данной статьи – более детальное обоснование геологических аспектов предлагаемой моде-

ли на основании анализа состава, строения и формирования эталонных для основных тектонических типов ЩСА и обобщения геологических признаков реализации модели. Следующая статья будет посвящена обсуждению генетических аспектов предлагаемой модели с оценкой вероятной роли различных галофильных компонентов в формировании щелочной специализации магм и сравнительному анализу различных геолого-генетических моделей щелочного петрогенеза.

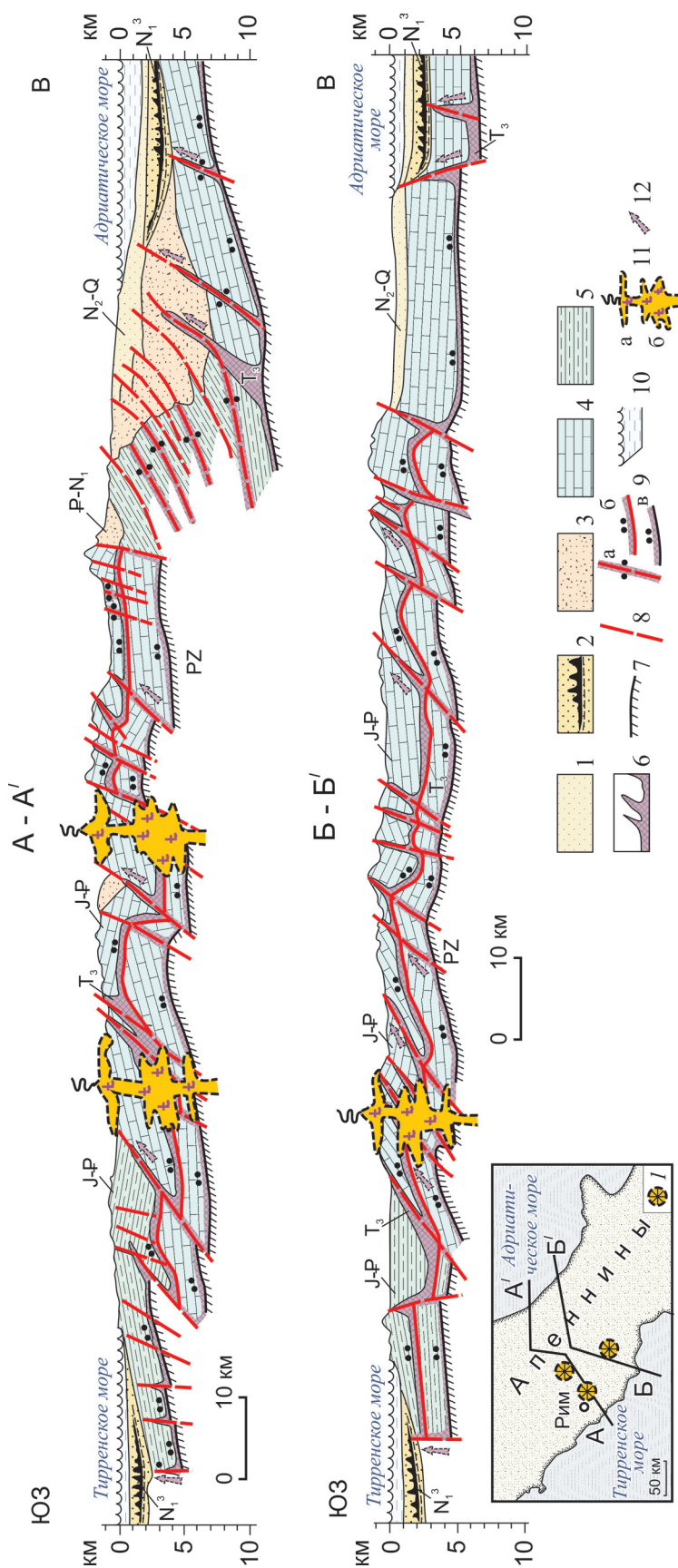
## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

### Эталонные соляно-щелочные провинции

В качестве эталонных объектов для более детального анализа выбраны соляно-щелочные провинции с относительно хорошо выраженными сообществами соленосных и щелочных комплексов трех основных тектонических типов: Итальянская – покровно-складчатого типа, Верхнерейнская – рифтогенного и Северозападно-Африканская – пассивноокеанского. На приведенных модельных профилях каждой из провинций схематично отражены важнейшие особенности размещения, строения и соотношения их соленосных и щелочных комплексов. При характеристике ЩСА мы уделим несколько больше внимания ее первому члену – погребенным в субстрате мезозойским солям и их тектонической и кинематической истории. Именно они могли быть активными участниками молодого щелочного магматизма, а между тем, сведения о них в литературе весьма ограничены, что, по нашему мнению, является одним из основных препятствий для принятия рассматриваемой модели.

**Итальянская (Римская) соляно-щелочная провинция (покровно-складчатый тип)** (рис. 1),





**Рис. 1.** Схематические геологические профили через Италийскую соляно-щелочную провинцию покровно-складчатого типа. С использованием материалов [Ритманн, 1964; Хаин, 1984; Тектоническая карта..., 1994; Ziegler et al., 1996; Chelazzi et al., 2006; Peccerillo et al., 2010; Alagna et al., 2010; Беленицкая, 2017, 2018; и др.]. На врезке – ориентировочное положение профилей и щелочных вулканов (I).

1 – плио-плейстоценовые отложения ( $N_2-Q$ ); 2 – миоценовые отложения, черным показан мессинский уровень распространения соляных покровообразных тел ( $N_1^3$ ); 3 – палеоген-миоценовые флишевые отложения ( $J-P$ ); 4, 5 – юрско-палеогеновые отложения ( $J-P$ ), комплексы: 4 – карбонатных платформ, 5 – преимущественно батинальные; 6 – уровни и зоны остаточно-автохтонного и аллохтонного распространения верхнетриасовых ( $T_3$ ) соленосных (каллиеносных) отложений; 7 – герцинский фундамент; 8 – тектонические нарушения; 9 – “соляные швы”; а, б – “вторичные” (а – вдоль тектонических нарушений, б – вдоль пологих надвигов в основании тектонических покровов чехла), в – “первичные” (остаточные на местах первоначального залегания солей); 10 – воды Тирренского и Адриатического морей; 11 – щелочные ультра-калийные комплексы (на Б-Б’ – ориентировочная проекция Везувия); а – вулканические постройки, б – промежуточные магматические камеры на уровнях соленосных отложений; 12 – вероятные пути восходящей миграции рассольно-соляных масс.

**Fig. 1.** Schematic geological profiles across the Italian salt-alkaline province of nappe-fold type. Compiled by G.A. Belenitskaya using materials [Ritmann, 1964; Chain, 1984; Tectonic map..., 1994; Ziegler et al., 1996; Chelazzi et al., 2006; Peccerillo et al., 2010; Alagna et al., 2010; Belenitskaya, 2017, 2018; etc.]. The inset shows the approximate position of the profiles and alkaline volcanoes (I).

1 – Plio-Pleistocene sediments ( $N_2-Q$ ); 2 – Miocene sediments, black colour shows Messinian distribution level of salt nappe-like bodies ( $N_1^3$ ); 3 – Paleogene-Miocene flysch deposits ( $J-P$ ); 4, 5 – Jurassic-Paleogene deposits ( $J-P$ ), complexes: 4 – carbonate platforms, 5 – predominantly bathyal; 6 – levels and zones of residual autochthonous and allochthonous distribution of the Upper Triassic ( $T_3$ ) of salt-bearing (potassium-bearing) sediments; 7 – Hercynian basement; 8 – tectonic faults; 9 – “salt sutures”; а, б – “secondary” (а – along tectonic faults, б – along low-angle overthrusts at the base of tectonic nappes of the cover), в – “primary” (residual in sites of original salts occurrence); 10 – waters of the Tyrrhenian and Adriatic Seas; 11 – alkaline ultra-potassic complexes (on B-B’ profile – tentative projection of Vesuvius); а – volcanic edifices, б – intermediate magma chambers at levels of salt sediments; 12 – supposed paths of ascending migration of brine-salt masses.



будучи звеном Западно-Средиземноморского коллизионного пояса, примерно отвечает Апеннинской покровно-складчатой области, а в субстрате – части Апулийского палеомикроконтинента [Хайн, 1984; Тектоническая карта..., 1994]. Она находится в западной половине гигантского Средиземноморского соляного пояса [Busson, 1982; Rouchy, 1982; Ziegler, Horvath, 1996; Беленицкая, 2017] и одновременно в центральной части одноименного пояса молодого щелочного магматизма [Ритманн, 1964; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Ямпольский, 2000; Пучков, 2005; Peccerillo, Martinotti, 2006; и др.].

**Соленосность** Средиземноморского пояса в целом и Апеннинской области в частности была охарактеризована ранее [Беленицкая, 2017]. Здесь приведем лишь ключевые, наиболее важные в данном случае положения. Пояс вмещает соленосные толщи двух основных возрастных уровней (см. рис. 1): триасовые ( $T_3$ , иногда  $T-J_1$ ) и миоценовые (датируемые преимущественно мессинием,  $N_1^3$ ). *Триасовые соли*, связанные с формированием триасово-раннеюрских рифтогенных внутри- и межконтинентальных систем, фиксировавших раскол Пангеи и заложение бассейнов Неотетиса, первоначально занимали обширные территории [Busson, 1982; Ziegler, Horvath, 1996; Беленицкая, 1998]. Их максимальные мощности соответствовали осевым зонам палеорифтовых прогибов, в том числе ограничивающим Апулийский микроконтинентальный блок. В течение юрско-мелового времени соли были перекрыты мощными комплексами пассивных окраин. Последующие аккреционно-коллизионные процессы сопровождались сдавливанием осадочных соленосных серий, расположенных вдоль окраин континентальных блоков, их тектоническими срывами с перекрытием окраинных частей этих блоков. Большая часть триасовых солей была при этом выдавлена с мест первоначального залегания и вынесена либо на фронте движущихся покровно-надвиговых комплексов, либо по секущим тектоническим разрывам. Миграция солей сопровождалась их инъекционно-тектоническими внедрениями в перекрывающие толщи и завершилась масштабной разгрузкой в глубоководные котловинные водоемы [Беленицкая, 1998, 2017]. Здесь разгружающиеся соли принимали участие в более молодом соленаккумуляции на новом – преимущественно мессинском – уровне, максимально локализуясь в новообразованных или углубленных водоемах – Алжиро-Прованском, Лигурийском, Альборанском, Тирренском, Адриатическом.

В итоге этих процессов на местах бывшего нахождения триасовых солей сохранились главным образом их сравнительно небольшие по мощности автохтонные массы, нередко только ангидриты и гипсы в сочетании с доломитами. Возникшие на путях их миграции разнообразные аллохтонные

инъекционно-тектонические и инъекционные тела ныне присутствуют в основании большинства надвигов, покровов, шарьяжей, часто многоуровневных, вдоль секущих тектонических нарушений, в зонах дробления внутри складок. Оба типа соленосности довольно широко развиты на глубинах от нескольких до 8–10 км и, возможно, более в разрезах складчато-надвиговых сооружений Западного и Центрального Средиземноморья – в Апеннинах, Альпах, Пиренеях, Динаридах, Бетидах и др. [Ziegler, Horvath, 1996; Беленицкая, 2017]. Вместе они образуют обширный ареал – своеобразное гигантское открытое на восток полукольцо соляных тел покровно-складчатого типа. Со стороны акваторий этот ареал граничит с областями развития *мессинских солей*. Их покровообразные инъекционно-осадочные тела сформировались в миоцене при участии триасовых рассольно-соляных масс, разгружавшихся в котловинные глубоководные бассейны.

Такой характер соленосности хорошо выражен и в Апеннинской области, расположенной над юго-западной частью Апулийского палеомикроконтинента, перекрытой “сорванными” (с его же палеоокраин) пассивноокраинными комплексами, вмещающими те же два типа триасовых солей. Со стороны акваторий ареал их распространения обрамляется, частично перекрываясь, областями развития мессинских солей (см. рис. 1).

Калиеносность триасовых солей в пределах региона весьма вероятна, а миоценовых – хорошо известна. В Сицилии с ней связаны месторождения калийных солей.

Область молодого **щелочного магматизма** Западного Средиземноморья близка ареалу распространения триасовых солей. Итальянская щелочная провинция, расположенная в центральной части этой области, отвечает соленосной области Апеннин. Она представляет собой регион интенсивного проявления неоген-четвертичного щелочного калиевого и ультракалиевого магматизма [Главнейшие провинции..., 1974; Chelazzi et al., 2006; Peccerillo, Martinotti, 2006; Alagna et al., 2010; и др.]. Здесь находятся действующий вулкан Везувий и другие молодые вулканы (Искья, Роккамонфина, Вульсини, Вико, Альбани, Сабатини и др.). Вулканы характеризуются щелочными лавами с высоким содержанием калия ( $K_2O$  – от 6–7 до 10–12%), часто с резко выраженным преобладанием калия над натрием, с постоянным присутствием лейцита [Главнейшие провинции..., 1974; Chelazzi et al., 2006]. Своеобразие состава щелочных пород послужило основанием для выделения “средиземноморского” петрографического типа [Главнейшие провинции..., 1974].

Щелочной магматизм Итальянской провинции проявлен в пределах покровно-складчатых сооружений, возникших в ходе коллизионных процессов над деформированной палеоокраиной Апулийско-

го микроконтинента. Вулканические аппараты располагаются на цоколе из покровов и пластин мезозойских отложений, в разрезах которых преобладают юрско-меловые известняково-доломитовые комплексы, в разной мере соленосные и ангидритовые, нередко залегающие почти горизонтально. В подошвах пакетов из двух-трех таких комплексов и в их разрезах находятся остаточные слои триасовых солей, иногда только ангидритов, их фрагменты, первичные и вторичные инъекционно-тектонические “соляные швы” и др. Вместе они образуют поднадвиговые, вдольтектонические, внутрискладчатые и т. п. скопления на глубинах от 2–3 до 5–8 (10) км [Ziegler, Horvath, 1996].

Современными геофизическими методами установлено нахождение промежуточных магматических камер на средних и малых глубинах (например, [Ямпольский, 2000; Ковальская, 2003; Пучков, 2005]). Уровни их нахождения отвечают глубинам распространения триасовых солей.

Показательны данные, характеризующие район *Везувия* – одного из ярких представителей щелочных вулканов Итальянской провинции с ультракалиевыми щелочными магмами [Ритманн, 1964; Главнейшие провинции..., 1974; Богатилов, Кононова, 1999; Пучков, 2000; Ковальская, 2003; Ямпольский, 2000; и мн. др.]. Здесь отчетливо выражены особенности щелочно-соляных взаимосвязей, характерные для Итальянской провинции и в целом для Средиземноморского пояса. На рис. 1 проекция Везувия примерно отвечает вулканоплутонической постройке в левой части нижнего профиля. На рис. 2 приведена более развернутая геологическая модель Везувия. Обнаруженные геофизическими методами промежуточные магматические камеры на глубинах около 3 и 8–10 км примерно отвечают интервалам вероятной соленосности. Известно широкое распространение в щелочных породах ксенолитов триасовых доломитов [Ритманн, 1964]. Обычная для доломитов ассоциация с солями и ангидритами (в том числе в данном регионе) может служить основанием для предположения об их совместной ассимиляции магмами. Преобладание же в ксенолитах, особенно выносимых на поверхность, лишь доломитов обусловлено прежде всего их лучшей сохраняемостью.

В Итальянской провинции прослеживаются три члена ЩСА<sup>1</sup>. Сд – триасовые соленосные комплексы, вероятно калиеносные, находящиеся в покровно-складчатом субстрате; предполагаемые

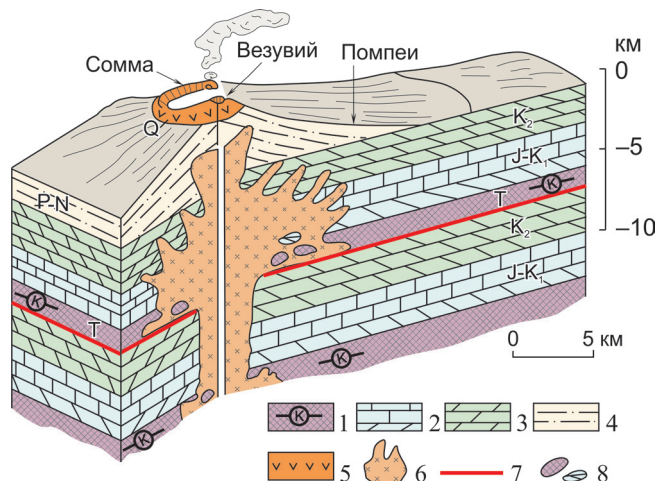


Рис. 2. Геологический разрез вулкана Везувий. По [Ритманн, 1964], с дополнениями, характеризующими соленосность осадочного разреза.

1 – соляные (калиеносные) и карбонатно-соляные толщи триаса (Т); 2 – известняки и доломиты юры–нижнего мела (J–K<sub>1</sub>); 3 – доломиты верхнего мела (K<sub>2</sub>); 4 – песчаники и глины палеоген-неогена (P–N); 5 – базальт лейцитовый четвертичный (Q); 6 – магматические очаги (верхняя близповерхностная камера и верхи более глубокой); 7 – надвиг по подошве соляной толщи; 8 – останцы вмещающих пород (доломитов, известняков, солей), сохранившиеся в ходе процессов ассимиляции магмой соленосных пород и формирования промежуточных магматических камер.

Fig. 2. Geological section of Mount Vesuvius. After [Ritmann, 1964], with supplements characterizing salt content of the sedimentary section.

1 – Triassic salt (potassium-bearing) and carbonate-salt strata (T); 2 – Jurassic-Lower Cretaceous limestone and dolomite (J–K<sub>1</sub>); 3 – Upper Cretaceous dolomite (K<sub>2</sub>); 4 – Neogene-Paleogene sandstone and clay (P–N); 5 – Quaternary leucite basalt (Q); 6 – magma chambers (subsurface upper chamber and the upper parts of the deeper one); 7 – thrust fault along the bottom of the salt strata; 8 – relics of surrounding rocks (dolomite, limestone, salt) preserved in the process of assimilation of salt-bearing rocks and formation of intermediate magma chambers.

участники молодого щелочного магматизма, а также соленакпления на миоценовом уровне. **Щм** – плиоцен-четвертичные калиевые щелочные комплексы, сформированные при вероятном участии процессов ассимиляции триасовых солей. **См** – миоценовые калиеносные соли, образовавшиеся при участии эмигрировавших солей триаса в котловинных впадинах. Взаимоотношения между соляными и щелочными объектами и уровнями их развития (см. рис. 1) создают характерную общую региональную пространственную зональность.

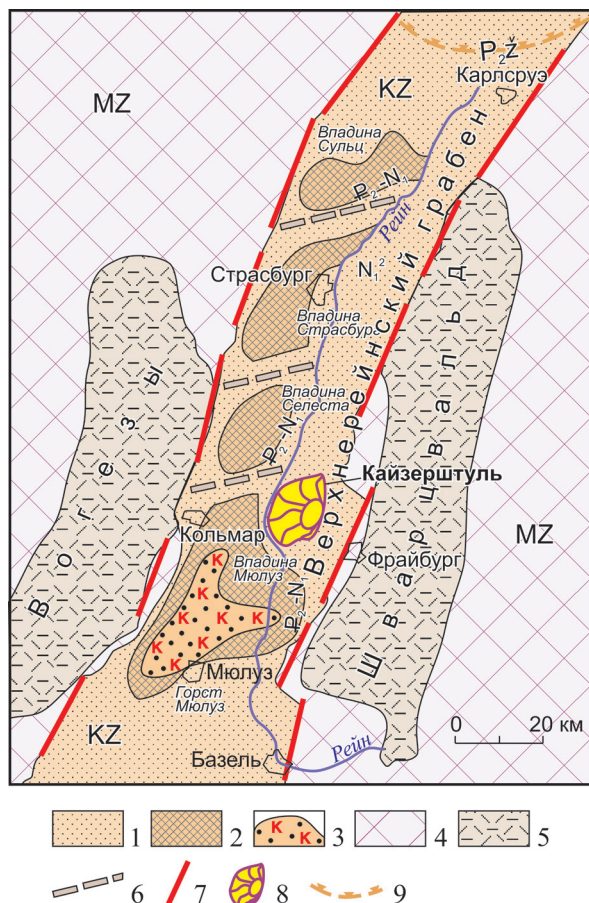
Сходные картины строения и общей зональности ЩСА восстанавливаются и для других провинций Западно-Средиземноморского коллизийного пояса – Динаридской, Северо-Пиренейской, Бет-

<sup>1</sup> В соответствии с принятыми нами ранее обозначениями членов ЩСА [Беленицкая, 2018] здесь и далее при их перечислении будем использовать сокращенные буквенные индексы: Сд – соли древние, предшествующие щелочному магматизму, **Щм** – щелочные комплексы молодые, **См** – соли молодые, син- или постмагматические, **Щд** – щелочные комплексы древние.



ской, Рифской и др. Геологические профили некоторых из них были приведены в [Беленицкая, 2017, 2018].

**Верхнерейнская соляно-щелочная провинция (рифтогенный тип)** (рис. 3–5) отвечает одноименному молодому грабену – субмеридиональному звену протяженной эоцен-четвертичной



**Рис. 3.** Схематический план Верхнерейнской соляно-щелочной провинции рифтогенного типа. С использованием данных [Карбонатиты, 1969; Главнейшие провинции..., 1974; Высоцкий и др., 1988; Ziegler, Horvath, 1996; Беленицкая, 2017; и др.].

1 – кайнозойские отложения, выполняющие Верхнерейнский грабен (KZ); 2 – площадь распространения олигоцен-миоценовых соленосных (калиеносных) отложений ( $P_2^3-N_1$ ) в грабене; 3 – участок распространения в соленосном разрезе калийных солей и максимального проявления диапиризма; 4 – область распространения в обрамлении грабена мезозойских отложений (MZ) с присутствием в разрезе триасовых солей, вероятно калиеносных; 5 – выходы в обрамлении грабена пород герцинского фундамента; 6 – поднятия в грабене (герцинского направления); 7 – основные тектонические ограничения грабена; 8 – калиевый щелочной массив с карбонатитами Кайзерштуль ( $N_1^2$ ); 9 – ориентировочная южная граница распространения верхнепермских (цехштейновых,  $P_2^3$ ) солей сульфатно-калиевого типа.

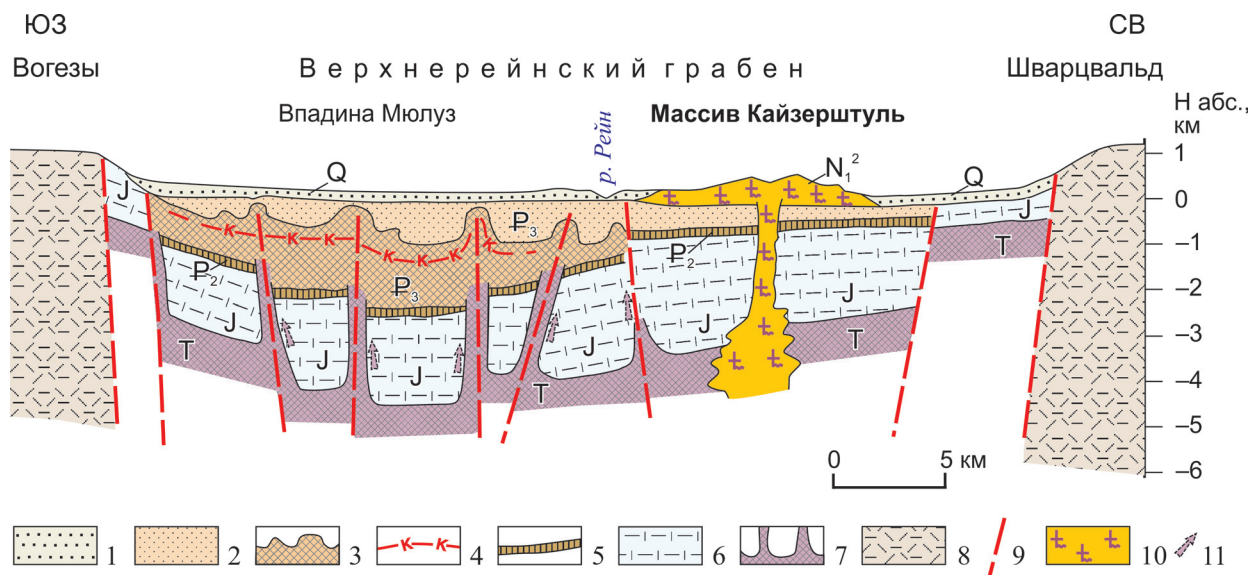
**Fig. 3.** Schematic plan of the rift-type Upper Rhine salt-alkaline province. Compiled by G.A. Belenitskaya using data from [Carbonatites, 1969; Glavneishie provintsii..., 1974; Vysotsky et al., 1988; Ziegler, Horvath, 1996; Belenitskaya, 2017; etc.].

1 – Cenozoic deposits filling the Upper Rhine Graben (KZ); 2 – distribution area of Oligocene-Miocene salt (potassium-bearing) sediments ( $P_2^3-N_1$ ) in the graben; 3 – distribution area of potassium salt in the salt-bearing section and maximum diapirism; 4 – distribution area in the graben framing of Mesozoic sediments (MZ) with the presence of Triassic salts in the section, probably potassium-bearing; 5 – Hercynian basement rock outcrops in the graben framing; 6 – elevations in the graben of Hercynian trending; 7 – main tectonic graben limits; 8 – alkaline potassium mass with Kaiserstuhl carbonatites ( $N_1^2$ ); 9 – approximate southern limit of Upper Permian (Zechstein,  $P_2^3$ ) salts of potassium sulphate type.

Рейнско-Ливийской рифтовой системы. Грабен наследует один из отрезков предшествующей поздне-триасово-юрской генерации этой же системы [Хайн, 1977; Милановский, 1983; Ziegler, Horvath, 1996; и др.]. Его протяженность около 350 км, ширина 35–50 км, мощность осадочного выполнения до 5–8 км. Грабену соответствует Верхнерейнский соленосный (калиеносный) бассейн и одноименный регион щелочного (калиевого) магматизма.

**Соленосность** развита на двух уровнях разреза [Высоцкий и др., 1988; Ziegler, Horvath, 1996; и др.]: в основании, в триасе, и в верхней части, в палеогене ( $P_2^3-P_3$ ), частично в миоцене ( $N_1$ ). Возраст нижних солей, ныне глубоко погребенных, отвечает времени заложения поздне-триасово-юрской рифтогенной системы, верхних – времени неогео-динамической активизации. *Триасовые соленосные отложения* изучены преимущественно в обрамлении грабена, сведения о них в его глубоких зонах ограничены. Однако, поскольку именно здесь располагались осевые зоны триасово-юрских палеорифтов, контролировавшие депоцентры соленосных палеобассейнов, то именно здесь вероятно нахождение максимальных исходных мощностей триасовых солей, а также зон их основной калиеносности и интенсивного диапиризма.

*Соли эоцен-олигоценового (частично миоценового) уровня* изучены гораздо лучше. Их мощность достигает 2 км. В разрезе олигоцена присутствуют горизонты калийных солей промышленного значения мощностью до 2–6 м с содержанием KCl около 30%, Rb в карналлите  $\approx 0.10\%$  [Высоцкий и др., 1988]. Соленосные отложения осложнены вдоль-разломными диапирами, максимально – на калиеносных участках. В ходе начавшихся в палеогене процессов активизации и рифтогенеза глубоко погребенные триасовые соли сдавливались, подвергались масштабным деформациям, сопровождавшимся их интенсивной восходящей миграцией с участием в накоплении солей нового уровня [Беленицкая, 1998; и др.].



**Рис. 4.** Схематический поперечный профиль Верхнерейнской соляно-щелочной провинции рифтогенного типа. Интерпретация автора на основании обобщения работ [Карбонатиты, 1969; Главнейшие провинции..., 1974; Хайн, 1977; Милановский, 1983; Высоцкий и др., 1988; Ziegler, Horvath, 1996; Карбонатиты..., 2005; Беленицкая, 2017; и др.].

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – олигоценовые песчано-мергельно-глинистые отложения ( $P_1$ ); 3 – олигоценовые соленосные отложения ( $P_3$ ), осложненные диапиризмом; 4 – калиеносные горизонты в разрезе олигоценовых солей; 5 – эоценовые карбонатно-глинистые отложения в основании кайнозойского рифтогенного комплекса ( $P_2$ ); 6 – юрские терригенно-карбонатные отложения (J); 7 – триасовые соленосные (терригенно-карбонатно-соляные) отложения, вероятно калиеносные (T); 8 – герцинский фундамент в обрамлении грабена; 9 – основные тектонические нарушения; 10 – миоценовый плутоно-вулканический щелочно-калиевый комплекс с карбонатитами Кайзерштуль ( $N_1^2$ ); 11 – вероятные пути восходящей миграции рассольно-соляных масс.

**Fig. 4.** Schematic transverse profile of the Upper Rhine rift-type salt-alkaline province (author's interpretation on the basis of generalization [Carbonatites, 1969; Glavneishie provintsii..., 1974; Hain, 1977; Milanovsky, 1983; Vysotsky et al., 1988; Ziegler, Horvath, 1996; Carbonatites..., 2005; Belenitskaya, 2017; etc.].

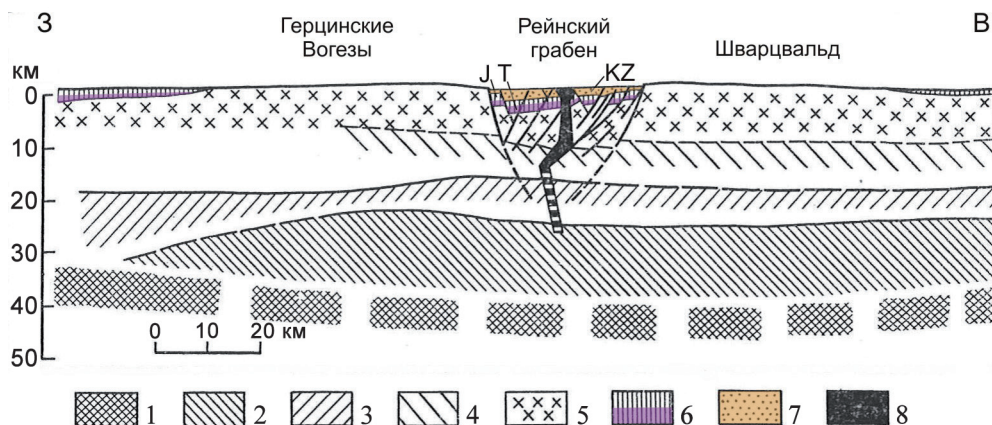
1 – Quaternary sediments (Q); 2 – Oligocene sand-marl-clay sediments ( $P_1$ ); 3 – Oligocene salt-bearing sediments ( $P_3$ ), complicated by diapirism; 4 – potassium-bearing horizons in the Oligocene salt section; 5 – Eocene carbonate-clay deposits at the base of the Cenozoic rift complex ( $P_2$ ); 6 – Jurassic terrigenous-carbonate sediments (J); 7 – Triassic salt-bearing (terrigenous-carbonate-salt), probably potassium-bearing sediments (T); 8 – Hercynian basement in the graben framing; 9 – major tectonic faults; 10 – Miocene volcanic-plutonic alkaline-potassium complex with carbonatite Kaiserstuhl ( $N_1^2$ ); 11 – supposed paths of ascending migration of brine-salt mass.

**Щелочной магматизм** связан с процессами палеоген-четвертичной тектоно-магматической активизации. Вспышки щелочно-базальтового вулканизма наиболее мощно проявились в миоцене. Известный массив Кайзерштуль – самый крупный в регионе представитель щелочных образований – рассматривается как неполно эродированный стратовулкан, сложенный калиевыми щелочными лавами и туфами, субвулканическими щелочными породами и карбонатитами [Карбонатиты, 1969; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; Цыпукова, Владыкин, 2008]. Толща эффузивов прорывается телами субвулканических пород – фонолитов и калишпатовых сиенитов. Анализ материала, характеризующего строение осадочного разреза грабена и соотношений в нем щелочных комплексов с солями, позволяет предполагать возникнове-

ние в миоцене на глубинах 3–4 км на уровне распространения погребенных триасовых соленосных пород периферического магматического очага, где происходило взаимодействие этих пород с магмой и их ассимиляция.

В Верхнерейнской провинции, как и в Итальянской, прослежены три члена ЩСА, образующих следующую последовательность: **Сд** (древние триасовые соли, вероятно калиеносные, находящиеся глубоко в субстрате, предполагаемые участники молодого щелочного магматизма и молодого соле-накопления) → **Щм** (молодые миоценовые калийные щелочные магматические комплексы, сформированные при вероятном участии процессов ассимиляции магмой триасовых солей) + **См** (молодые палеогеновые калиеносные соли, находящиеся в унаследованных рифтогенных впадинах над древними солями, связанные с ними диапирами и





**Рис. 5.** Схематический глубинный профиль через Рейнский грабен. По [Хаин, 1977], с дополнениями, характеризующими соленосность осадочного разреза.

1 – верхняя мантия; 2 – переходная зона между мантией и корой; 3 – “базальтовый” слой коры; 4 – зона низких скоростей в основании “гранитного” слоя коры; 5 – “гранитный” слой коры; 6 – платформенный чехол (Т и J, подкрашен триасовый соленосный интервал разреза); 7 – кайнозойские соленосные отложения, выполняющие грабен (KZ); 8 – глубокий магматизм.

**Fig. 5.** Schematic depth profile across the Rhine Graben [Hain, 1977], with supplements characterizing salt content of the sedimentary section.

1 – upper mantle; 2 – mantle-crust transition zone; 3 – “basaltic” crustal layer; 4 – low-velocity zone at the base of the “granitic” crustal layer; 5 – “granitic” crustal layer; 6 – platform cover (T and J, Triassic salt-bearing interval of the section is painted); 7 – Cenozoic salt sediments filling the graben (KZ); 8 – deep magmatism.

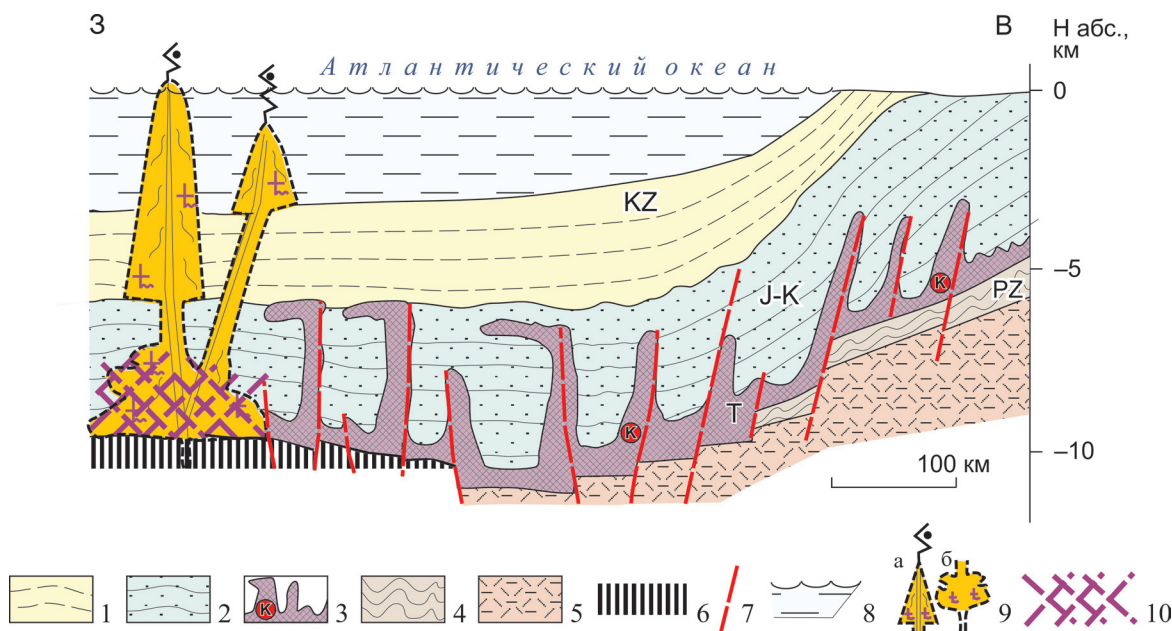
по-видимому образовавшиеся с участием процессов регенерации). Пространственная зональность ЩСА, отраженная на рис. 3, несколько отличается от характерной для покровно-складчатого типа.

**Северозападно-Африканская соляно-щелочная провинция (пассивноокраинный тип)** (рис. 6) отвечает приабиссальным частям крупного сегмента Циркуматлантического кольца соленосных пассивноокраинных бассейнов, располагающегося над рифтогенными палеограницами континентов, сформированными в ходе мезозойского распада Пангеи [Беленицкая, 2018, рис. 1]. В отличие от Итальянской провинции она не пережила аккреционно-коллизийных процессов, а в эоцен-четвертичное время подверглась интенсивным процессам тектоно-магматической активизации. Провинция отвечает области с корой переходного типа – от континентальной Северо-Западной Африки к молодой океанической абиссали Атлантики; частично захватывает последнюю. К восточным (приконтинентальным) частям этой подвижной зоны тяготеют мезозойские соляноTECTONические бассейны Сенегальско-Лузитанской окраинно-океанической системы, а к крайним западным – Зеленомыско-Иберийская (по [Мазарович и др., 1990]) периокеаническая полоса кайнозойских щелочных провинций.

**Соленосные толщи** этой провинции, связанные, как и в Средиземноморском поясе, с рифтогенной деструкцией Пангеи, возникли при заложении молодого Атлантического океана, его центральных участков. Возраст солей  $T_3$ – $J_1$ . Разрезы осадоч-

ных бассейнов слагают триасово-юрские, меловые и кайнозойские отложения. В их нижних частях находятся рифтогенные соленосные комплексы, выше – пассивноокраинные, общей мощностью от 4–5 до 8–10 км. Типичные особенности соляных толщ [Беленицкая, 2016]: большие мощности (до 2–3 км и более), значительные площади (до сотни тыс. км<sup>2</sup>) и глубины залегания (до 5–10 км, иногда больше), интенсивная и разнообразная соляноTECTONическая нарушенность и высокая калиеносность (на суше – промышленная). Весьма вероятно, что в областях распространения континентальной коры в породах палеозойско-докембрийского фундамента присутствуют и остаточные более древние соли, и высококонцентрированные рассолы, которые могли участвовать в триасово-юрском соленаккумуляции.

Для провинции характерны две важные сопряженные особенности их соленосности и тектонического строения. Одна – “необычное” нахождение здесь солей, мигрировавших из шельфовых и батинальных областей в прилежащие абиссальные, чему способствовали весьма высокая интенсивность соляной тектоники и отчасти ортотектоники и кинематическое своеобразие их проявлений. Простираясь изначально вдоль шельфов и континентальных склонов, соли нередко проникают далеко (до сотен км) вглубь прилежащих абиссальных областей с субокеаническим и океаническим типом коры. Миграция солей происходит на значительных глубинах (3–8 км) и сопровождается весьма интенсивными соляноTECTONическими осложнениями вмещаю-



**Рис. 6.** Модельный профиль через Северозападно-Африканскую соляно-щелочную провинцию (тип активированной пассивной окраины). С использованием [Юнов, 1980; Busson, 1982; Мазарович и др., 1990; Мазарович, 2006; Когарко, Асавин, 2009; Belenitskaya, 2016; и др.].

1, 2 – надсолевые осадочные комплексы: 1 – кайнозойские (KZ), 2 – юрско-меловые (J-K); 3 – позднетриасовые соли калиеносные (Т), осложненные соляными структурами; 4, 5 – подсолевые комплексы: 4 – палеозойское складчатое основание (PZ), 5 – докембрийский фундамент; 6 – кора переходного и океанического типов; 7 – тектонические нарушения; 8 – акватория Атлантического океана; 9 – щелочные калиевые комплексы (ориентировочная проекция на профиль): а – вулканические постройки, б – промежуточная магматическая камера на уровне инъецированных солями комплексов; 10 – зоны, переработанные соляно-тектоническими и ортотектоническими процессами и инъецированными солями.

**Fig. 6.** Modelled profile across the Northwest African alkaline-salt province (activated passive margin type). After [Yunov, 1980; Busson, 1982; Mazarovich et al., 1990; Mazarovich, 2006; Kogarko, Asavin, 2009; Belenitskaya, 2016; etc.].

1, 2 – oversaline sedimentary complexes: 1 – Cenozoic (KZ), 2 – Jurassic-Cretaceous (J-K); 3 – Late Triassic potassium-bearing salt (T), complicated by salt structures; 4, 5 – subsalt sediments: 4 – Paleozoic folded base (PZ), 5 – Precambrian crystalline basement; 6 – crust of transitional and oceanic types; 7 – tectonic faults; 8 – waters of the Atlantic Ocean; 9 – alkaline potassium complexes (approximate projection on the profile): a – volcanic structures, б – intermediate magma chamber at the Triassic salt-sediment level; 10 – zones, processed by salt tectonics and ortotektonics and injected salts.

щих пород (типа рафт-тектоники [Cramez, 2014; Беленицкая, 2016; и др.]). Другая особенность – значительная нарушенность и раздробленность фундамента и чехла приабиссальных зон, пересекаемых (и перекрываемых) фронтом миграции триасовых солей. Эффекты активной соляной и ортотектоники, взаимно усиливаясь, определили современную картину сложной деформированности приабиссальной полосовидной области, а также ее значительной инъекционной соленосности. В итоге эта область представляет собой протяженную полосу инъецированных солями ансамблей коровых и литосферных блоков – своеобразных корово-чехольных мегабрекчий, образованных гигантскими глыбами, разномасштабными блоками и фрагментами разнородных комплексов (осадочных, складчато-метаморфических, верхних частей океанической коры) [Мазарович и др., 1990]. В наибольшей мере эти особенности выражены в южных частях провинции. К сожалению,

соленосность приабиссальной области почти не изучена и до настоящего времени не привлекала внимания исследователей.

**Щелочной магматизм**, связанный с процессами эоцен-четвертичной тектоно-магматической активизации, ярко проявился в пределах западных частей провинции, где на расстоянии 100–500 км от суши находятся архипелаги молодых вулканических островов, подводных гор и иных магматогенных поднятий океанического дна. Наиболее известны архипелаги Зеленого Мыса и Канарских островов. Геологическое строение, петрологические и геохимические особенности магматических комплексов описаны в монографиях и статьях [Мазарович и др., 1990; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; Мазарович, 2006; Когарко, Асавин, 2009; и др.]. Многие острова представляют собой стратовулканы, сложенные щелочными (часто высококалиевыми) лавами и туфами, а в центральных частях – субвул-

каническими щелочными породами и карбонатами, входящими в состав плутоно-вулканических щелочно-ультраосновных с карбонатами ассоциаций повышенной калиевоности. Наиболее мощные импульсы магматической деятельности характерны для миоцена; известны они и в голоцене. В пределах провинции, главным образом в ее восточных частях, находятся также и более древние щелочные образования. Их возраст отвечает времени более ранней мезозойской активизации и рифтогенеза и близок времени накопления мезозойских солей.

Область молодого щелочного вулканизма (магмовыведения, по [Мазарович и др., 1990]) примерно совпадает с полосой инъецированных солями тектонизированных корово-чехольных образований. Весьма вероятно, что некоторые из установленных здесь геофизическими методами многочисленных диапиров и других поднятий и структур протекания и их групп, обычно рассматриваемых как магматические, имеют соляную природу. Возможна и смешанная соляно-магматическая природа, специфика которой пока не изучена.

Таким образом, сочетание и взаимное влияние в пределах рассматриваемой области в течение кайнозоя активных проявлений соляной тектоники и ортотектоники привели к возникновению на путях подъема глубинных магм (на глубине 3–4 км от поверхности дна, на абсолютной глубине –5...–7 км) тектонизированных комплексов, интенсивно инъецированных солями. А это создало предпосылки для образования на этих уровнях промежуточных камер и других участков, благоприятных для активного взаимодействия магм с солями и влияния солей на их состав. В связи с этим показательны значительные различия (нередко контрастность) в составе пород в сближенных вулканических постройках, связанных с едиными глубинными магматическими системами, но возникающих над разными “своими” индивидуальными промежуточными очагами [Мазарович и др., 1990]. Сходная особенность пространственной дискретности состава щелочных магм отмечена и как более общая закономерность щелочного магматизма [Бородин, 1994].

В провинции присутствуют два доминантных члена ЩСА: Сд (древние триасовые калиеносные соли, находящиеся глубоко в субстрате и интенсивно нарушенные проявлениями соляной и ортотектоники – предполагаемые участники молодого щелочного магматизма) → Шм (молодые миоценовые калийные щелочные комплексы, возможно связанные с ассимиляцией триасовых солей, инъецировавших деформированные комплексы субстрата). Кроме того, здесь известен еще один член: Шд – древние раннемезозойские калийные щелочные объекты, возникшие в ходе раннемезозойского рифтогенеза, близкие по возрасту древним солям. Четвертый член – молодые соли См), близкие по возрасту щелочному магматизму, в Северозападно-

Африканской провинции (в отличие от Итальянской и Верхнерейнской) практически не выражен. Здесь миграция триасовых солей, обеспечившая их проникновение в приабиссальные области, не достигла своего максимума с образованием аллохтонных покровообразных соляных тел, полностью потерявших связи с материнскими солями (что в таких случаях часто служит основанием относить их к более молодым образованиям). В этом состоит главное отличие данной провинции. Сходные черты строения ЩСА и региональной зональности прослеживаются и в других провинциях пассивноокраинного типа.

**Итоги анализа эталонных объектов.** На примере соляно-щелочных провинций трех тектонических типов обозначены характерные для каждой из них тектонические, литологические и петрологические особенности строения ЩСА и восстановлены пространственно-временные соотношения между образующими их щелочными и соленосными комплексами. Во всех типах в составе ЩСА присутствует доминантная соляно-щелочная пара: щелочные неоген-четвертичные комплексы (Шм) и триасовые соли (Сд), погребенные в субстрате, для которых имеются геологические предпосылки ассимиляции глубинными магмами. Для всех провинций характерно присутствие на глубинах от 2–4 до 5–8 км триасовых соляных (калиеносных) тел, различающихся лишь морфокинетическими особенностями. В Итальянской провинции покровно-складчатого типа преобладают тела поди и внутринадвиговые остаточной и инъекционно-тектонической природы; в Верхнерейнской рифтогенной – погребенные в глубоких частях рифтовой структуры остаточные и соляно-тектонические; в Северозападно-Африканской пассивноокраинной – погребенные и латерально смещенные на прилежащие части приабиссальных областей инъекционные. Магматизм во всех ситуациях обязан тектоно-магматической активизации.

Помимо двух доминантных членов в Итальянской и Верхнерейнской провинциях присутствуют также молодые соляные тела, субсинхронные магматизму. Их образование, по нашему мнению, в значительной мере связано с теми же проявлениями тектоно-магматической активности и вызванными ими интенсивными процессами соляно-тектонического и тектонического выноса триасовых солей, принявших участие в накоплении соляных масс новых уровней. Латеральные и вертикальные соотношения между щелочными и соляными объектами в каждой из провинций формируют характерные виды региональной пространственной зональности.

В заключение еще раз подчеркнем общий важный вывод: во всех провинциях на путях подъема глубинных магм прослеживаются уровни соленосности, а данные томографии в ряде случаев подтверждают наличие на этих уровнях наличие промежуточных магматических камер.



### Примеры аналогов эталонных объектов

Рассмотрим примеры объектов, подобных эталонным ЩСА по основным показателям – тектоническим, литологическим и щелочным. Частично они упоминались в общем обзоре ЩСА [Беленицкая, 2018].

Основная сложность опознания ЩСА состоит, как уже отмечалось, в ограниченной сохранности соленосных пород в субстрате областей распространения щелочных комплексов, особенно непосредственно на местах их нахождения, к тому же резко убывающей вглубь времени, а также в их малой доступности для исследования. Разрушение, деформации, перемещения и вынос солей осуществлялись уже во время, предшествующее щелочно-магматизму, интенсивно происходили синхронно его проявлениям в ходе тектоно-магматической активизации, а затем и в постмагматическое время. В результате распространение солей в субстрате во многих случаях может быть обнаружено и прослежено по разномасштабным фрагментам исходных тел, инъекционно-тектоническим образованиям, по набору косвенных признаков, присутствию высококонцентрированных рассолов, а также по весьма важному показателю – наличию молодых солей регенерационной природы. Для восстановления ЩСА наиболее эффективно комплексное рассмотрение ассоциаций в целом, с учетом всех членов, и сопоставление их показателей с эталонными объектами. Значимую, порой определяющую, роль могут играть региональные палеогеографические и палеотектонические реконструкции, задачи которых – восстановление исходных границ распространения древних соленосных комплексов и, главное, определение характера их размещения на время проявления щелочного магматизма.

Сонахождения щелочных комплексов с более древними соленосными телами чаще всего достаточно уверенно устанавливаются для их **неоген-четвертичных (неогеодинамических)** представителей, гораздо реже – для мезозойских, палеозойских и особенно для докембрийских (палеогеодинамических). Неогеодинамические соляно-щелочные провинции разных тектонических типов образуют суперпояса и пояса, отвечающие сомасштабным геодинамическим системам новейшего времени. В статье [Беленицкая, 2018] они показаны на карте и приведен их краткий обзор. Перечень наиболее значительных объектов с указанием их тектонических типов и возраста образующих их щелочных и соленосных членов дан в табл. 1.

Примеры **палеогеодинамических** соляно-щелочных провинций с мезозойским и палеозойским щелочным магматизмом и их важнейшие показатели приведены в табл. 2. Их выделение основано на обобщении литологических и петрологических данных многих публикаций и на итогах палеоре-

конструкций. Сами реконструкции в рамках данной статьи не могут быть рассмотрены. Для соленосных провинций Северной Евразии они имеются в работе [Рифовые..., 2015; и др.]. Прокомментируем кратко лишь отдельные примеры. В тексте, как и в табл. 2, индексы основных возрастных интервалов распространения соленосных и щелочных комплексов выделены полужирным шрифтом, обобщенные интервалы даны в квадратных скобках.

**Северо-Байкальский регион.** Покровно-складчатый тип ЩСА. Прослеживаются три члена ЩСА. **Сд** – предполагаемые соленосные участники щелочного магматизма: верхневендско-среднекембрийские соли, промышленно калиеносные, и рифейские ( $R?$ ,  $V_2$ – $E_2$ ). Ныне первые широко развиты лишь в осадочном чехле в пределах смежных территорий Сибирской платформы, вторые, возможно, присутствуют здесь же в виде остаточных проявлений солей и сульфатов в подстилающих рифейских палеорифтогенных комплексах. Ареал исходного распространения соленосных отложений простирался далеко к востоку (и к западу) от границ их современного распространения, занимая все палеоокраины Сибирского палеоконтинента [Рифовые..., 2015]. В настоящее время они глубоко погребены под складчато-надвиговыми комплексами Байкальской складчатой области (на востоке) и Восточных Саян (на западе). В ходе байкальско-каледонских коллизионных процессов соленосные комплексы подверглись тектоническому сдавливанию и ко времени проявления щелочного магматизма оказались глубоко погребенными в поднадвиговых зонах этих структур, где и ныне могут находиться их реликты. **Щм** – среднепалеозойско-раннемезозойские, частично позднеогеновые, щелочные высококалиевые комплексы с максимумом на позднедевонско-раннекаменноугольном и раннемезозойском уровнях ( $D_3$ – $C_1$  [ $PZ_{2-3}$ ],  $MZ_1$ ,  $N_2$ ). Сформированы в постколлизионные фазы среднепалеозойской и раннемезозойской активизации при вероятном участии процессов ассимиляции более древних поднадвиговых калиеносных солей. Характерна сближенность областей распространения ультракалиевых щелочных комплексов Северо-Байкальского региона и кембрийских калийных солей с крупнейшими месторождениями Непско-Ботуобинского района. Соотношение соленосности и магматизма этого времени сопоставимо с характерным для Итальянской провинции на время формирования неоген-четвертичных щелочных комплексов. **См** – локально развитые четвертичные соли ( $Q$ ), сопряженные с восходящей разгрузкой рассолов, возможно связанной с остаточной соленосностью недр.

**Южнотаймырско-Хатангско-Прианабарский регион.** Сочетание покровно-складчатого и рифтогенного типов ЩСА. Прослеживаются четыре члена ЩСА. **Сд** – вероятные соленосные участники ще-

Таблица 1. Неогеодинамические соляно-щелочные объекты

Table 1. Neogeodynamic salt-alkaline objects

| Соляно-щелочные суперпояса и пояса  | Соляно-щелочные провинции <sup>1</sup>                                            | Тектонический тип <sup>2</sup> | Щм <sup>3</sup> | Сд                                                 | См <sup>4</sup>                                              | Щд <sup>3</sup>                     |
|-------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-----------------|----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|-------------------------------------|
| <b>Афро-Аравийский</b>              |                                                                                   | Р                              |                 |                                                    |                                                              |                                     |
| Восточно-Африканский                | Кенийская, Танганьикская, Эфиопская                                               | Р                              | N-Q             | T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>                     | Q                                                            | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| Красноморско-Левантский             | Красноморско-Данакильская, Левантская, Суэцкая                                    | Р                              | N-Q             | T <sub>3</sub> -J                                  | N <sub>1</sub> , N <sub>2</sub> , Q                          | —                                   |
| <b>Рейнско-Ливийско-Нигерийский</b> |                                                                                   | Р                              |                 |                                                    |                                                              |                                     |
| Рейнско-Ливийский                   | <i>Верхнерейнская</i> , Ронская, Ливийская                                        | Р                              | N-Q             | T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>                     | P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -N <sub>1</sub> , N <sub>1</sub> | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> ?  |
| Чад-Нигерийский                     | Озера Чад, Бенуэ                                                                  | Р                              | N-Q             | K <sub>1</sub>                                     | N <sub>1</sub> , Q                                           | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>2</sub>    |
| <b>Восточно-Приатлантический</b>    |                                                                                   | ПО                             |                 |                                                    |                                                              |                                     |
| Призападно-Африканский              | <i>Северозападно-Африканская</i>                                                  | ПО                             | N-Q             | T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>                     | ↑                                                            | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| Призападно-Европейский              | Западно-Британские, Бискайско-Аквитанский, Лузитанский                            | ПО                             | N-Q             | T <sub>2</sub> -J <sub>1</sub>                     | —                                                            | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| <b>Западно-Прииндийский</b>         |                                                                                   | ПО                             |                 |                                                    |                                                              |                                     |
| Мозамбикско-Мадагаскарский          | Мозамбикский, Марандова                                                           | ПО                             | N-Q             | T-J                                                | ↑                                                            | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| <b>Альпийско-Гималайский</b>        |                                                                                   | ПС, Р                          |                 |                                                    |                                                              |                                     |
| Западно-Средиземноморский           | <i>Итальянская</i> , Северо-Пиренейская, Бетская, Рифская, Атласская, Динаридская | ПС, Р                          | N-Q             | T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>                     | N <sub>1</sub>                                               | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| Восточно-Средиземноморский          | Анатолийская                                                                      | ПС                             | N-Q             | T <sub>3</sub> -J?                                 | N <sub>1</sub>                                               | —                                   |
| Альпийско-Карпатский                | Карпатская, Трансильванская, Альпийская                                           | ПС                             | N-Q             | T <sub>3</sub> -J?                                 | N <sub>1</sub>                                               | PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub>    |
| Кавказский                          | Закавказская, Иранская                                                            | ПС                             | N-Q             | V <sub>2</sub> -C <sub>2</sub> , T <sub>3</sub> -J | P <sub>2</sub> <sup>3</sup> -N <sub>1</sub> , N <sub>2</sub> | —                                   |
| <b>Евразийский периколлизионный</b> |                                                                                   | ПС                             | N-Q             | D, T                                               | N-Q                                                          | D, PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> |

Примечание. <sup>1</sup>Полужирным курсивом выделены эталонные объекты. <sup>2</sup>Тектонические типы провинций: Р – рифтогенный, ПО – пассивноокраинный, ПС – покровно-складчатый. <sup>3</sup>Возраст щелочных комплексов, обобщенный по [Бородин, 1974]. <sup>4</sup>Стрелкой показано наличие молодых покровообразных и других инъекционных соленосных тел, осложняющих “древние” соли. Прочерк – данные отсутствуют.

Note. <sup>1</sup>Bold type italics are the reference objects. <sup>2</sup>Tectonic types of provinces: Р – rifting, ПО – passiv-fringing, ПС – the cover folded. <sup>3</sup>Age of alkaline complexes, generalized in [Borodin, 1974]. <sup>4</sup>An arrow shows presence of young cover-type and other injectable saline bodies, complicating the “ancient” salt. Dash – no data.

лочного магматизма: девонские и докембрийские (PR<sub>1</sub>, R-V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub>, D<sub>1</sub>, D<sub>2-3</sub>, C<sub>1</sub>). Девонские соли ныне широко развиты в обрамлении областей размещения щелочных комплексов, а ранее, возможно, были распространены и непосредственно в этих областях. Их депоцентры связаны с рифтогенными структурами. Докембрийские соли установлены в нижне- и верхнепротерозойских структурах палеорифтогенного типа, в том числе в пределах складчато-метаморфических комплексов, где известны многочисленные реликтовые проявления и косвенные признаки солей и сульфатов и широко распространены высококонцентрированные рассолы. Соле-

носные комплексы всех уровней (а также рассолы) могли принимать участие в щелочном магматизме; основную роль, вероятно, играли докембрийские соли. Щм – позднепалеозойско-раннемезозойские щелочные комплексы (с максимумом на триасовых уровнях), частично позднедевонско-раннекаменноугольные (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, T [PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>1</sub>]). Соотношение соленосности и щелочного магматизма отвечает сочетанию черт Итальянского и Верхнерейнского эталонов. См – локально развитые четвертичные соли, сопряженные с диапирами, осложняющими девонские соли. Щд – средне(поздне-)рифейские щелочные комплексы (R<sub>2-3</sub>).

**Таблица 2.** Примеры регионов вероятного распространения палеозойско-мезозойских (палеогеодинамических) соляно-щелочных объектов<sup>1</sup>

**Table 2.** Examples of regions of probable distribution of Paleozoic-Mesozoic (paleogeodynamic) salt-alkaline objects<sup>1</sup>

| Регион                                | Тектонический тип <sup>2</sup> | ЩМ <sup>3</sup>                                                                                 | Сд                                                                                                       | См                                                                                    | Щд                           |
|---------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|
| Южнотаймырско-Хатангско-Прианабарский | ПС+Р                           | <b>T</b> [PZ <sub>3</sub> -MZ <sub>1</sub> ]                                                    | PR <sub>1</sub> , R-V <sub>1</sub> , V <sub>2</sub> , D <sub>1</sub> , D <sub>2-3</sub> , C <sub>1</sub> | Q                                                                                     | R <sub>2-3</sub>             |
| Северо-Байкальский                    | ПС                             | <b>D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub></b> [PZ <sub>2-3</sub> ], <b>MZ<sub>1</sub></b> , N <sub>2</sub> | R?, V <sub>2</sub> - <b>C<sub>2</sub></b>                                                                | Q                                                                                     | —                            |
| Варангеро-Тимано-Мезенский            | ПС                             | <b>D<sub>3</sub></b> , P <sub>1</sub> ?                                                         | R <sub>3</sub> , V <sub>2</sub> - <b>C?</b>                                                              | D <sub>3</sub> , P <sub>1</sub>                                                       | V, V- <b>C</b>               |
| Северотаймырско-Североземельский      | ПС                             | <b>J</b>                                                                                        | <b>O<sub>1-3</sub></b> , S <sub>2</sub> , D <sub>1</sub> , D <sub>2</sub>                                | —                                                                                     | —                            |
| Тянь-Шанский                          | ПС                             | <b>P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub></b> [PZ <sub>2</sub> -MZ <sub>1</sub> ]                          | D <sub>1</sub> , D <sub>2-3</sub> , <b>D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub></b> , C <sub>1-2</sub>                | P <sub>1</sub> , K <sub>1</sub> , K <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> , N <sub>1</sub> , Q | —                            |
| Уральский                             | ПС                             | S <sub>1</sub> , D <sub>3</sub> , <b>P<sub>1</sub></b> , C <sub>2</sub> -T                      | R-V, <b>O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub></b>                                                                  | <b>D<sub>2-3</sub></b> , C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> , P <sub>1</sub>              | V- <b>C</b> , R <sub>3</sub> |
| Алтае-Саянский                        | ПС                             | <b>D<sub>1-2</sub></b> [PZ <sub>2-3</sub> ]                                                     | PR <sub>1</sub> ?                                                                                        | <b>D<sub>2-3</sub></b> , Q                                                            | —                            |
| Восточно-Саянский                     | ПС                             | <b>D</b> [PZ <sub>2</sub> ], N <sub>2</sub>                                                     | V <sub>2</sub> - <b>C<sub>2</sub></b>                                                                    | —                                                                                     | R-V, V                       |
| Кольский                              | ПС                             | <b>D<sub>3</sub></b> [PZ <sub>2-3</sub> ]                                                       | PR <sub>1</sub> ?                                                                                        | D <sub>3</sub> ? [PZ?]                                                                | V?                           |
| Алдано-Становой                       | ПС                             | <b>J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub></b> [PZ <sub>2-3</sub> -MZ]                                      | PR <sub>1</sub>                                                                                          | —                                                                                     | V?                           |
| Северо-Аппалачский                    | ПС                             | <b>T-J</b> [MZ]                                                                                 | R-V, <b>C</b> , O, C <sub>1</sub>                                                                        | <b>T-J</b>                                                                            | —                            |
| Кордильерский                         | ПС                             | <b>MZ<sub>2</sub>-P</b> , Q                                                                     | R, <b>C</b> , C <sub>2</sub> , P                                                                         | J <sub>3</sub> , <b>P<sub>2</sub></b> , P <sub>3</sub> -Q                             | —                            |
| Енисейско-Чадобецкий                  | Р                              | <b>T<sub>1</sub></b>                                                                            | R? V <sub>2</sub> - <b>C<sub>2</sub></b> , <b>C<sub>2</sub>-O<sub>1</sub></b>                            | —                                                                                     | V- <b>C<sub>1</sub></b>      |
| Фицрой-Кимберли                       | Р, ПС                          | <b>K<sub>1</sub></b> [MZ]                                                                       | PR <sub>1</sub> , R, <b>O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub></b>                                                  | —                                                                                     | PZ <sub>1</sub> ?            |
| Украинско-Днепровско-Воронежский      | Р                              | D <sub>1-2</sub> , <b>D<sub>2-3</sub></b> , P <sub>1</sub>                                      | R? R-V?                                                                                                  | <b>D<sub>2-3</sub></b> , P <sub>1</sub> , J <sub>3</sub> , P <sub>3</sub>             | —                            |

Примечание. <sup>1</sup>Полужирным шрифтом выделены индексы, отвечающие основным возрастным интервалам современного распространения соленосных и щелочных комплексов, в квадратных скобках – общие интервалы их распространения. Прочерк – данные отсутствуют. <sup>2</sup>Тектонические типы: ПС – покровно-складчатый, Р – рифтогенный. <sup>3</sup>Возраст щелочных комплексов, обобщенный по [Бородин, 1974; Щелочные породы, 1976; Карта... 1995; Alkaline rocks..., 1995; Покровский, 2000; и др.].

Note. <sup>1</sup>Bold type indexes basic intervals of the modern distribution of saline and alkaline complexes; in square brackets – the common intervals of their distribution. Dash – no data. <sup>2</sup>Tectonic types: ПС – the cover folded, Р – rifting. <sup>3</sup>Age of alkaline complexes, generalized in [Borodin, 1974; Alkaline rocks, 1976; Map..., 1995; Alkaline rocks..., 1995; Pokrovskii, 2000; et al.].

**Тянь-Шанский регион.** Покровно-складчатый тип ЩСА. Прослеживаются три члена ЩСА. Предполагаемые соленосные участники щелочного магматизма (Сд) – погребенные палеозойские соленосные отложения (D<sub>1</sub>, D<sub>2-3</sub>, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, C<sub>1-2</sub>). Ныне фрагменты солей и сульфатов доступны наблюдению лишь в близповерхностных зонах в пределах горных областей, куда выведены в ходе постплатформенной активизации. Они распространены в разрезах надвиговых тектонических покровов в обрамлениях межгорных впадин (Ферганской, Нарынской и др.) и могут предполагаться в составе глубоко погребенных поднадвиговых областей Северного, Срединного и, возможно, Южного Тянь-Шаня. В основных чертах такая палеоситуация была сформирована к концу герцинских коллизионных процессов, ко времени проявления щелочного магматизма; масштабы палеозойской соленосности были, по-видимому, более значительными. **ЩМ** – позднепалеозойско-раннемезозойские (молодые) щелочные комплексы с максимумом на позднепермско-триасовом уровне (P<sub>2</sub>-T [PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>1</sub>]). Сформированы в ходе позднегерцинских фаз коллизионных и постколлизионных процессов при вероятном участии процессов ассимиляции палеозойских солей. Соотношение соленосности и маг-

матизма этого времени также близко Итальянскому эталону. **См** – молодые соле- и сульфатоносные отложения (P<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>, N<sub>1</sub>, Q). Часть из них (P<sub>1</sub>), по возрасту близкая щелочному магматизму, связана с коллизионными процессами, другая часть (K<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>, N<sub>1</sub>, Q) – с процессами постплатформенной (постмагматической) тектонической активизации.

В регионах распространения **докембрийских** щелочных комплексов (докембрийских ЩСА) максимум затруднений обычно вызывает вопрос о еще более древней соленосности субстрата этих областей. Вопрос о докембрийских солях применительно к обсуждаемой проблеме освещался в статье [Беленицкая, 2017]. Проявления и признаки верхнедокембрийских солей установлены во многих регионах мира. Весьма значительной была, судя по имеющимся данным, и раннедокембрийская соленосность, особенно раннепротерозойская. Ее признаки ныне чаще отмечаются в палеорифтогенных геоструктурах и их тектонических производных на щитах и массивах и в их обрамлениях, в частности на Балтийском (в Онежской, Имандра-Варзугской, Печенгской, Кайнуу и других структурах), на Воронежском (в Белгородской, Тим-Ястребовской), на Алдано-Становом (в Удоканской, Муйской и др.), а также на разных участках Украинского, Анабарско-



го, Канадского щитов. (Обзор данных для территории России приведен в работе [Рифовые..., 2015].)

Все это дает основание предполагать возможность сопряженности щелочных комплексов (как докембрийских, так и фанерозойских) с докембрийскими солями. Возрастной разрыв между щелочными и соляными комплексами, по-видимому, может быть любым. В целом для докембрийских щелочных пород вопрос пока остается открытым, хотя присутствие в регионах их распространения проявлений и косвенных признаков еще более древней соленосности, часто в сочетании с молодыми солями и рассолами, позволяет все же предполагать участие солей и в докембрийском щелочном магматизме.

Для фанерозойского магматизма связь с докембрийскими солями может предполагаться более уверенно. Проявления и признаки докембрийских (в том числе нижнедокембрийских) солей известны во многих регионах его распространения, где, как правило, приурочены к древним покровно-складчатым и палеорифтогенным геоструктурам. К таким регионам с многочисленными признаками позднедокембрийской соленосности можно отнести геоструктуры: Тимано-Варангерскую, Уджинскую (Оленекскую), Дамарскую, Катангскую, Западно-Конголезскую, Мозамбикскую и др. Многочисленны также проявления фанерозойского щелочного магматизма в перечисленных выше регионах с признаками нижнедокембрийских солей. Возможно, избирательная связь многих ультращелочных магматических комплексов с раннепротерозойскими подвижными поясами или секущими их структурами [Фролов и др., 2003] определяется именно масштабной исходной соленосностью нижнепротерозойских отложений.

Обратим внимание, в частности, на два региона, широко известные своими масштабными щелочными комплексами, но весьма слабо охарактеризованные как соленосные. Это **Имандра-Варзугский** (на **Кольском** полуострове) и **Удоканский** (в **Алдано-Становом** районе). Привлечение большого объема литолого-палеогеографических и палеогеодинамических данных подтверждает вероятность весьма высокой исходной соленосности нижнепротерозойских отложений имандра-варзугской серии Кольского полуострова и позволяет предполагать участие этих солей в формировании средне- и позднепалеозойских ( $D_3$  [PZ<sub>2-3</sub>]) ультращелочных массивов Хибинско-Ловозерского комплекса. (Различные признаки свидетельствуют также о вероятном былом наличии здесь более молодых ( $D_3$ ? [PZ?]) соляных диапировых (?) тел – тектонокинематических производных протерозойских солей.) Близкая картина соляно-щелочных взаимосвязей вероятна и для Алдано-Станового региона, где прослеживается пространственная близость многочисленных щелочных и ультращелочных палеозойско-мезозойских комплексов ( $J_3$ - $K_1$  [PZ<sub>2-3</sub>-

MZ]) с нижнепротерозойской удоканской соленосной серией (PR<sub>1</sub>). Все эти положения требуют специального разностороннего обоснования, однако многие факты свидетельствуют в пользу их справедливости.

Таким образом, наиболее уверенно аналоги эталонных ЩСА устанавливаются в неогеодинамических щелочных провинциях, где молодые щелочные комплексы ассоциируют с более древними солями в геоструктурах всех трех тектонических типов. В мезозойских, палеозойских и докембрийских (палеогеодинамических) щелочных провинциях сонахождения щелочных комплексов с более древними, чем они, солями выявляются менее уверенно (особенно с докембрийскими). Во всех случаях весьма важную индикаторную роль могут выполнять другие члены ЩСА (молодые соляные комплексы, а также более древние щелочные) и сопоставление их соотношений с эталонными объектами. Большое информационное значение в восстановлении былой соленосности следует отводить палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям. Среди палеогеодинамических ЩСА наиболее распространены представители покровно-складчатого типа (подобные Итальянскому эталону) и в меньшей мере рифтогенного (подобные Верхнерейнскому); нередко их сочетания. ЩСА пассивных окраин, как и многие рифтогенные, в ходе последующих аккреционно-коллизийных процессов вошли в состав покровно-складчатых и складчато-метаморфических областей и могут быть опознаны с трудом.

В регионах, где щелочные разновидности магматизма известны пока лишь в отдельных проявлениях, наличие значимой соленосности субстрата дает основание предполагать вероятность обнаружения более масштабных щелочных комплексов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА

### Геологическая модель строения ЩСА

Разносторонний региональный и глобальный анализ размещения и пространственно-временных соотношений между щелочными магматическими и соленосными комплексами показал, что нахождение соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) пород в глубоких зонах земной коры (в составе покровно-складчатых, метаморфических и осадочных комплексов) на путях восходящего движения потоков глубинных магм, связанных с тектономагматической активизацией, представляет собой достаточно распространенное и геологически закономерное явление. Участки их пересечения благоприятны для формирования промежуточных внутрикоровых магматических очагов – областей развития щелочных комплексов. Подтверждением этого являются данные томографии, фиксирующие на-

личие магматических камер на уровнях соленосности. Это дает основание предполагать вероятность активных взаимодействий в очагах алюмосиликатных магм с компонентами соленосных комплексов. Охарактеризованные эталонные объекты могут служить геологическими моделями строения трех основных тектонических типов соляно-щелочных сообществ, отвечающих трем типам структурно-литологических ситуаций осуществления соляно-магматических взаимодействий.

В рассматриваемой модели основными звеньями можно считать восходящие горячие мантийные алюмосиликатные магмы и погребенные соленосные комплексы, находящиеся на путях их следования на глубоких (от 2–4 до 8–10 км и более) уровнях коры. По тектоническим, литологическим и химическим показателям эти уровни благоприятны для возникновения промежуточных камер – центров локализации процессов ассимиляции с образованием расплавных смесей, контаминированных щелочными металлами и летучими компонентами (заимствованными из соленосных комплексов), и генерации в итоге *in situ* щелочных магм, а вокруг них и над ними ареалов щелочных метасоматитов. Таким образом, главными участниками вза-

имодействий являются члены сопряженной пары: погребенные относительно древние соленосные породы и восходящие горячие более молодые магматические (или флюидно-магматические) массы, а результирующими членами – магмы, контаминированные компонентами соленосных комплексов, приобретающие щелочную специализацию.

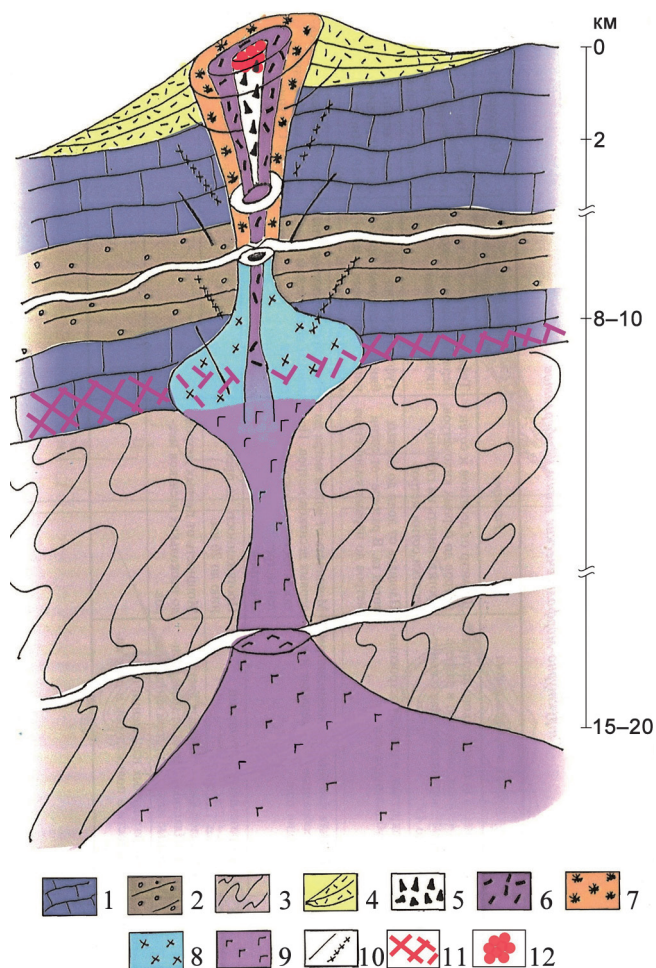
Изложенные представления в целом не противоречат существующим геологическим моделям строения щелочных (щелочно-карбонатных) вулканоплутонических ассоциаций, разработанным и интерпретированным с иных позиций [Бородин, 1994; Фролов и др., 2003; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; и др.] (рис. 7). Согласно этим моделям, щелочные породы в пределах восходящих магматических колонн резко сменяют ультрамафиты. Такую резкую смену типа магматических пород авторы обычно целиком связывают с изменениями на глубинах размещения промежуточных камер тектонических, термобарических и флюидодинамических условий. Рассмотренные результаты выполненного нами геологического анализа показали, что примерно на этих глубинах в разрезах, пересекаемых магматическими колоннами, вероятно нахождение соленосных горизонтов. Совпаде-

**Рис. 7.** Обобщенная модель щелочно-ультраосновного с карбонатитами комплекса. По [Фролов и др., 2003], с выделением уровней вероятной соленосности осадочного разреза и “флюидогенных кор выветривания”.

1–2 – породы платформенного чехла: 1 – карбонатные, 2 – терригенные; 3 – кристаллические породы (фундамент платформы); 4 – вулканогенные образования конуса; 5 – карбонатиты; 6–7 – комплекс щелочных пород верхнего яруса: 6 – сиениты, 7 – фonoлиты и их брекчи; 8 – фойдолиты среднего яруса (породы ийолит-мельтейгитовой серии); 9 – ультрамафитовая интрузия нижнего яруса; 10 – дайковая фация щелочных пород и карбонатитов; 11 – уровни соленосности, благоприятные для формирования промежуточных магматических очагов и взаимодействия солей с магмой; 12 – мощные “флюидогенные коры выветривания”, связанные с активной разгрузкой в зону гипергенеза магматогенных флюидов, обогащенных летучими компонентами.

**Fig. 7.** Generalized model of alkaline-ultramafic complex with carbonatites. After [Frolov et al., 2003], with allocation the probable levels of salt sedimentary section and “fluid weathering crusts”.

1–2 – platform cover rocks: 1 – carbonate, 2 – terrigenous; 3 – crystalline rocks (platform basement); 4 – volcanic rocks assemblages of the cone; 5 – carbonatite; 6–7 – alkaline rock assemblage of the upper stage: 6 – syenite, 7 – phonolite and its breccias; 8 – foidolite of the intermediate stage (ijolite-melteigite rocks); 9 – ultramafic intrusion of the lower stage; 10 – dike facies of alkaline rock and carbonatite; 11 – levels of salts content, favorable for the formation of intermediate magma chamber with salts; 12 – powerful “fluid weathering crusts” associated with active unloading into the hypergenesis zone of magmatogenic fluids enriched in volatile components.



ние глубин их размещения с уровнями соленосности может служить подтверждением правомерности включения литологического фактора в число важных причин наблюдаемых резких изменений в характере магматизма.

Показательны результаты экспериментальных исследований процессов взаимодействия высокотемпературных алюмосиликатных расплавов с солевыми системами NaCl и KCl. Пока, к сожалению, изучаются преимущественно лишь растворы солей очень слабой концентрации, сведения же о взаимодействиях с высококонцентрированными рассолами и природными солями весьма немногочисленны. Однако уже имеющиеся экспериментальные данные во многих аспектах подтверждают рассмотренную геологическую модель. Эти данные мы обсудим в следующей статье.

Все сказанное позволяет оценивать пересекаемые магмой уровни соленосности в качестве участков, наиболее благоприятных для формирования коровых очагов соляно-магматических взаимодействий, соляные (и соляно-карбонатные) породы – как возможные активные участники этих взаимодействий, а их ассимиляцию внедряющейся горячей магмой и химическое взаимодействие в объемах формирующихся промежуточных камер – как ведущие геологические процессы, способствующие возникновению магм щелочной (а в случае калийных солей – щелочно-калиевой) специализации.

Обсуждая вопрос участия солей в щелочном магматизме, следует подчеркнуть ряд положений, касающихся оценки вероятной роли солей разного пространственного, стратиграфического и гипсометрического положения. Во-первых, часто наблюдаемая относительная удаленность установленных границ современного распространения солей от выходов щелочных комплексов (на расстояние 200–300 км, возможно, больше) вовсе не означает отсутствия солей в зонах проявления магматизма во время его осуществления (а нередко и в настоящее время). Известно, что соленосные бассейны исходно (до тектонической трансформации) занимают обширные площади в пределах большей части контролирующих их палеоструктур и имеют протяженность многие сотни (порой тысячи) км. Совместные палеогеографические и палеотектонические реконструкции позволяют восстановить исходные границы соленосных бассейнов, а анализ их палеогеодинамической эволюции дает возможность определить характер распространения солей на время проявления магматизма, включая их нахождение в ныне глубоко погребенных поднадвиговых условиях покровно-складчатых и складчато-метаморфических областей и в глубоких зонах палеорифтогенных структур. Именно такого рода реконструкции послужили основанием для выделения приведенных выше примеров разновозрастных щелочно-соляных провинций.

Во-вторых, во многих регионах, в том числе в эталонных, весьма вероятно наличие глубоко в субстрате (помимо рассмотренных) солей еще более древних, либо глубоко погребенных *in situ*, либо/и тектонически “затащенных” на эти глубины. Эти соли не только тоже могли быть участниками щелочного магматизма (в том числе и более древнего), но даже находились в более благоприятных для этого условиях. Так что во многих случаях именно им могла принадлежать основная роль в росте щелочности магм. Соли же более молодые, располагающиеся на более высоких гипсометрических уровнях, могли в этих случаях оказывать дополнительное влияние на уже измененный состав магм и флюидов. К сожалению, фактор “плохой сохранности” и глубокого нахождения еще более древних солей делает расшифровку их участия еще более сложной.

В-третьих, в любом случае мы считаем значимым участие в магматизме солей лишь древних, глубоко погребенных в субстрате. Только они и могли активно взаимодействовать с горячей магмой и служить основной причиной роста ее щелочности. У солей же, залегающих неглубоко, вероятность масштабного взаимодействия с магмой небольшая из-за неблагоприятных термобарических условий. (Некоторые, хотя и редкие, исключения имеют преимущественно локальный характер.) Это важно учитывать, поскольку в ряде случаев при анализе регионального материала встает вопрос об участии в магматических процессах солей, развитых в близповерхностных условиях. Эти соли часто сами являются производными древних солей и могут служить важным индикаторами распространения последних на глубине (былого, а порой и нынешнего остаточного) и одновременно косвенными показателями вероятного участия древних солей в щелочном магматизме.

Изложенные данные подтверждают правомерность оценки процессов взаимодействия восходящих мантийных магм с глубоко погребенными в субстрате более древними (чем магмы) соляными (соляно-карбонатными) комплексами в качестве вероятного фактора, способного отвечать, хотя бы частично, за рост щелочной специализации магм, т. е. оценивать их как возможный важный и активный участник онтогенеза щелочных (часто – щелочно-карбонатных) комплексов. Таким образом, совокупность данных позволяет дать положительную оценку вероятности участия солей в щелочном магматизме и принять изложенные представления в качестве рабочего варианта геологической модели образования щелочных магм.

### Признаки реализации модели

В качестве признаков, которые способны прямо или косвенно подтверждать связь щелочных комплексов с процессами взаимодействия магматических расплавов с соляными (соляно-карбонатными)



отложениями и служить доводами в пользу реализации предлагаемой модели, могут выступать, с одной стороны, факты, послужившие предпосылками для совместного рассмотрения соляных и щелочных магматических пород, с другой – различные конкретные следствия-признаки взаимодействий компонентов солей и магм. Напомним, что в качестве главных предпосылок предпринятого анализа мы считаем сходство наборов “фойдафильных” и галофильных компонентов, а также устойчивое пространственное сонахождение щелочных магматических комплексов с соленосными и закономерное соотношение между ними во времени. Эти же факторы могут служить свидетельствами вероятности реализации модели.

Теперь подытожим конкретные признаки взаимодействия компонентов солей с магмой, используя данные обобщающих работ и региональных исследований [Карбонатиты, 1969; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы..., 1976; Когарко, 1977; Лазаренков, 1988; Фор, 1989; Покровский, 2000; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; Мазарович, 2006; Цыпукова, Владыкин, 2008; Aіurpa et al., 2009; Беленицкая, 2017; и др.].

**Вещественные признаки** многочисленны. Наиболее характерны следующие.

– Частая значительная *обогащенность* многих разновидностей щелочных пород главными компонентами породообразующих алюмосиликатных минералов соленосных пород: как катионами – Na, K, так и анионами – хлором (до 1.2–1.5%, порой более), сульфат-ионом (до 3.0%), карбонат-ионом (до 5.4% и более). Показательно, что и те, и другие максимально локализуются в типоморфных минералах щелочных пород, чаще всего в фельдшпатоидах. Первые – в породообразующих (нефелин, лейцит), вторые – в обогащенных ими специфических минералах (содалите, гаюине, канкрините и др.), которые на отдельных участках также приобретают породообразующее значение.

– Чрезвычайное *многообразие* минералов и пород щелочных комплексов, “сверх нормы” обогащенных галофильными компонентами и микрокомпонентами. В результате щелочные породы лидируют по количеству и многообразию разновидностей пород и минералов, большинство из которых отсутствует в других типах магматических пород. Особенно большое разнообразие минеральных видов, в том числе очень редких и даже уникальных, присуще наиболее щелочным агпаитовым разновидностям.

– Близость *пространственного нахождения калиевых* и ультракалиевых щелочных комплексов с калиеносными разновидностями соляных толщ (древними и молодыми); нередкая обогащенность тех и других Br, Rb, Cs.

– Наличие в магматических комплексах ксенолитов доломитов – обычных спутников солей.

– Присутствие в составе *флюидных и твердых включений* в минералах щелочных пород натрия, калия, хлора, микрокомпонентов, летучих, нередко кристаллов галита, сильвина, иногда других солевых минералов. Присутствие хлора, иногда брома в вулканических газах щелочных вулканов дало основание говорить о сопряженной с ними “гало-генной дегазации”, по [Aіurpa et al., 2009].

– Кристаллизация солей и самородной серы из *выбросов действующих вулканов* и в их кратерах, инкрустация их стенок солями, в том числе калийными, и серой.

– Наблюдаемые *изотопные показатели C, O, Sr* щелочных пород и характер их вариаций, в том числе значительная изотопная гетерогенность, частые отклонения значений Sr от мантийных меток, нередкое их совпадение с типичными для соляно-карбонатных комплексов – все эти данные не противоречат вероятности ассимиляции соленосных толщ.

**Структурно-текстурные и пространственно-морфологические признаки.** “Аномальные” структурно-текстурные показатели, особенно характерные для наиболее богатых щелочами агпаитовых разновидностей с необычной (агпаитовой) последовательностью кристаллизации минералов, могут быть одними из важных следствий и отражений пересыщенности среды щелочными металлами и летучими.

Сходство пространственно-морфологических особенностей, размеров и границ щелочных массивов с таковыми, свойственными для соляно-тектонических тел, наиболее отчетливо проявляются у трубообразных тел щелочных пород, подобных соляным диапирам. Хотя этот показатель не может служить уверенным признаком их “родства”, поскольку такая форма является довольно характерной чертой и других восходящих масс, однако все же его стоит иметь в виду, особенно учитывая, что она весьма свойственна для щелочных тел агпаитового ряда, аномально пересыщенных щелочами и летучими [Когарко, 1977]. Показательна в этом отношении нередкая неоднозначность интерпретации природы выявленных геофизическими методами диапироподобных, а также силло-, жило- и дайкообразных тел (о-ва Зеленого Мыса, Хатангский прогиб, Хибин, Припятский прогиб). Некоторые из них могут иметь соляную или смешанную (соляно-магматическую) природу.

**Характер проявления и соотношения различных признаков.** Неоднократно отмечавшаяся гетерогенность состава и структуры щелочных пород, контрастность, дискретность и частота изменений многих их вещественных показателей (от породных до изотопных) наблюдаются в щелочных массивах даже на ограниченных площадях. При этом показательна согласованность возникновения многих резких изменений особенностей состава и стро-

ения. Все эти черты могут быть отражением (и индикатором) вариаций состава ассимилируемых соленосных пород и неравномерного характера распределения захваченных включений.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованы эталонные щелочно-соляные провинции трех основных тектонических типов – Итальянская (покровно-складчатый тип), Верхнерейнская (рифтогенный) и Северозападно-Африканская (пассивноокраинный). Приведены их наиболее значимые структурно-литологические особенности и восстановлена картина пространственно-временных соотношений щелочных магматических комплексов с солями, находящимися во время их формирования в субстрате, а также с “молодыми” соляными толщами предполагаемой регенерационной природы, субсинхронными магматизму.

Аналоги эталонных объектов наиболее уверенно устанавливаются среди неогеодинимических щелочных провинций, где молодым щелочным комплексам сопутствуют более древние соли в геоструктурах всех трех тектонических типов. В палеогеодинимических провинциях сонахождения щелочных комплексов с более древними, чем они, солями выявляются менее уверенно (особенно в докембрийских) из-за ограниченной сохранности солей. При выделении и анализе щелочно-соляных провинций эффективно комплексное рассмотрение ЩСА в целом, с учетом всех членов, и их сопоставление с показателями эталонных объектов. Весьма важную (порой определяющую) роль могут играть региональные палеогеографические и палеотектонические реконструкции с целью восстановления исходных границ распространения соленосных комплексов и характера их размещения на время проявления щелочного магматизма.

Сравнительный анализ глобального и регионального материала показал, что нахождение соленосных пород на путях восходящего движения глубинных магм, связанных с тектоно-магматической активизацией, представляет собой достаточно распространенное и геологически закономерное явление. Уровни соленосности благоприятны для инъекционного внедрения горячих алюмосиликатных магм и образования промежуточных камер – центров (очагов) их взаимодействия с компонентами соленосных (соляно-карбонатных) комплексов. Заключенные в этих комплексах локализованные концентрации щелочных и летучих компонентов способствуют образованию резко обогащенных (пересыщенных) ими расплавных смесей, что ведет к формированию высокощелочных магм.

Критерием применимости модели к регионам современной или былой тектоно-магматической активизации является соленосность их разрезов. Главные ее проявления: наличие в глубоких частях

разрезов древних (домагматических) погребенных солей (ныне часто лишь их реликтов), а также молодых солей регенерационной природы, субсинхронных магматизму. Щелочные комплексы и “молодые” соли представляют собой две линии производных древних солей – “горячую” магматогенную и “холодную” инъекционно-осадочную. Они имеют общие корни (погребенные более древние соли) и единый регулятор (тектоно-магматическую активность недр).

Подтверждением реализации модели могут служить конкретные вещественные, структурно-морфологические и пространственные признаки щелочных магматических пород, отражающие участие компонентов соленосных комплексов в их образовании.

Таким образом, совокупность геологических данных позволяет дать положительную оценку вероятности участия погребенных в субстрате солей в щелочном магматизме и принять изложенные представления в качестве геологической модели образования щелочных магм.

Обсуждение генетических аспектов модели с рассмотрением вероятной роли различных галофильных компонентов соленосных комплексов в формировании щелочной специализации магм, а также сравнительный анализ различных геолого-генетических моделей щелочного петрогенеза составят основные задачи следующей статьи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Российского Фонда фундаментальных исследований (проекты 07-05-00907-а, 10-05-00555-а, 12-05-00513-Д-с, 16-15-20048-Д-с).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беленицкая Г.А. (1998) Галогенсодержащие бассейны. *Литогеодинамика и минерализация осадочных бассейнов* (Под ред. А.Д. Щеглова). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 220-320.
- Беленицкая Г.А. (2016) Соляная тектоника на окраинах молодых океанов. *Геотектоника*, (3), 26-41.
- Беленицкая Г.А. (2017) Соли в земной коре: распространение и кинематическая история. *Литосфера*, **17**(3), 5-28.
- Беленицкая Г.А. (2018) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Ст. 1. Природные соляно-щелочные ассоциации. *Литосфера*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176.
- Богатиков О.А., Кононова В.А. (1999) Магматическое “окно” в глубины Земли. *Природа*, (5), 17-24.
- Бородин Л.С. (1994) Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций. *Геохимия*, (12), 1683-1692.
- Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. (1988) Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 387 с.

- Главнейшие провинции и формации щелочных пород (1974) (Отв. ред. Л.С. Бородин). М.: Наука, 376 с.
- Карбонатиты. (1969) (Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса). М.: Мир, 487 с.
- Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз) (А.А. Фролов, А.В. Лапин, А.В. Толстов, Н.Н. Зинчук, С.В. Белов, А.А. Бурмистров). (2005) М.: НИИ-Природа, 540 с.
- Карта размещения и минерогенической специализации щелочных магматических комплексов России. Масштаб 1 : 10 000 000. (1995) (Ред. М.П. Орлова, В.И. Краснов). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ.
- Ковальская Т.Н. (2003) Происхождение высококальциевых вулканитов Везувия (Италия). Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 29 с.
- Когарко Л.Н. (1977) Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 294 с.
- Когарко Л.Н., Асавин А.М. (2009) Калиевый магматизм Мирового океана (на примере Атлантики). *Геохимия*, (9), 899-909.
- Лазаренков В.Г. (1988) Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 236 с.
- Мазарович А.О. (2006) Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС, 192 с.
- Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Когарко Л.Н., Копорулин В.И., Рихтер А.В., Ахметьев М.А., Золотарев Б.П. (1990) Тектоника и магматизм островов Зеленого мыса. М.: Наука, 246 с.
- Милановский Е.Е. (1983) Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 280 с.
- Покровский Б.Г. (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 225 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 146 с.
- Пучков В.Н. (2005) Везувий и другие. Самиздат. [http://samlib.ru/p/puchkow\\_w\\_n/vezuviyokrestnosti.shtml](http://samlib.ru/p/puchkow_w_n/vezuviyokrestnosti.shtml) (accessed 12.12.2015).
- Ритманн А. (1964) Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 438 с.
- Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России (2015) (Отв. ред. Г.А. Беленицкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 624 с.
- Тектоническая карта Средиземного моря. Масштаб 1 : 5 000 000 (Н.А. Богданов, В.Е. Хаин, В.Д. Чехович, Н.В. Короновский, М.Г. Ломизе и др.) (1994) М.: ВИЭМС.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. (2003) Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 494 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 2. Внеальпийская Европа и Западная Азия. (1977) 359 с. Т. 4. Альпийский Средиземноморский пояс. (1984) 344 с. М.: Недра.
- Цыпукова С.С., Владыкин Н.В. (2008) Петрогеохимические особенности щелочного вулканогенного карбонатитового комплекса Кайзерштуль. Школа "Щелочной магматизм Земли". <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2008/Tsyapunova.htm>
- Щелочные породы. (1976) (Под ред. Х. Серенсена). М.: Мир, 400 с.
- Юнов А.Ю. (1980) Строение, развитие и перспективы нефтегазоносности подводных окраин Западной Африки и Восточной Азии. *Тектоника Сибири*. Т. IX. М.: Наука, 127-139.
- Ямпольский М. (2000) Везувий. М.: Наблюдатель, 95-110.
- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (Ed. Guest) (2009) Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Special Issue. *Chem. Geol.*, **263**(1-4), 163 p.
- Alagna K.E., Peccerillo A., Martin Silvana, Donati C. (2010) Tertiary To Present Evolution Of Orogenic Magmatism In Italy. *J. Virt. Explor.*, **36**(18). doi: 10.3809/jvirtex.2010.00233
- Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Pt 1: North and South America. (1987) A.R. Woolley. London: Hardcover, 216 p. Pt 2: Former USSR (1995). L.N. Kogarko, V.A. Kononova, M.P. Orlova, A.R. Woolley. London: Chapman & Hall, 226 p. Pt 3: Africa. (2001) A.R. Woolley. London: Hardback, 372 p.
- Busson G. (1982) Le Trias comme periode salifere. *Geologische Rundschau*, **71**(3), 857-880.
- Chelazzi L., Bindi L., Olmi F., Menchetti S., Peccerillo A., Conticelli S. (2006) A lamproitic component in the high-K calc-alkaline volcanic rocks of the Capraia Island, Tuscan Magmatic Province: evidence from clinopyroxene crystal chemical data. *Per. Miner.*, **75**(2-3), 75-94.
- Cramez C. (2014) Salt Tectonics. Short Course. Universidade Fernando Pessoa Porto, Portugal. <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/SaltTectonicsNovo.htm>
- Peccerillo A., Martinotti G. (2006) The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, (18), 109-117.
- Rouchy J.-M. (1982) La Genese des Evaporites Messiniennes de Mediterranee. Paris: Editions du Museum national d'Histoire naturelle, 267 p.
- Ziegler P.A., Horvath F. (Eds.) (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Mus. nation. Hist. nat. Paris, **170**, 511.

## REFERENCES

- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (2009) (Ed. Guest). Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Spec. Iss. *Chem. Geol.*, **263**(1-4), 163 p.
- Alagna K.E., Peccerillo A., Martin Silvana, Donati C. (2010) Tertiary to Present evolution of orogenic magmatism in Italy. *J. Virtual Explorer*, **36**(18). doi: 10.3809/jvirtex.2010.00233.
- Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1: North and South America. (1987) A.R. Woolley. London, Hardcover, 216 p. Part 2: Former USSR. (1995) L.N. Kogarko, V.A. Kononova, M.P. Orlova, A.R. Woolley. London Chapman & Hall, 226 p. Part 3: Africa. (2001) A.R. Woolley. London, Hardback, 372 p.
- Belenitskaya G.A. (1998) Halogen-bearing basins. *Litogeodinamika i minerogeniya osadochnykh basseinov* [Lithogeodynamics and minerogenetic of sedimentary basins] (Ed. A.D. Shcheglov). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 220-320. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2016) Salt Tectonics at the Margins of Young Oceans. *Geotectonics*, **50**(3), 244-256.
- Belenitskaya G.A. (2017) Salt in the Earth's crust: distribution and kinematic history. *Litosfera*, **17**(3), 5-28. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2018) On the participation of natural



- salts in alkaline magmatism. Article 1. Natural salt-alkaline associations. *Litosfera*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176.
- Belenitskaya G.A., Petrov O.V., Sobolev N.N. (Otv. Red) (2015) *Rifovye, solenosnye i chernoslantsevye formatsii Rossii* [Reef, saliferous and black shale formations of Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 624 p. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Kononova V.A. (1999) Magmatic "window" to the Earth's depths. *Priroda* (5), 17-24. (In Russian)
- Borodin L.S. (1994) Genetic types and geochemical features of mantle-crust carbonatite formations. *Geokhimiya* (12), 1683-1692. (In Russian)
- Busson G. (1982) Le Trias comme periode salifere. *Geologische Rundschau*, **71**(3), 857-880.
- Chelazzi L., Bindi L., Olmi F., Menchetti S., Peccerillo A., Conticelli S. (2006) A lamproitic component in the high-K calc-alkaline volcanic rocks of the Capraia Island, Tuscan Magmatic Province: evidence from clinopyroxene crystal chemical data. *Per. Mineral*, **75**(2-3), 75-94.
- Cramez Carlos (2014) Salt Tectonics. Short Course. Universidade Fernando Pessoa Porto, Portugal. <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/SaltTectonicsNovo.htm>
- For G. (1989) *Osnovy izotopnoi geologii* [Principles of isotope geology]. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russian)
- Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. (2003) *Karbonatitovye mestorozhdeniya Rossii* [Carbonatite deposits of Russia]. Moscow, NIA-Priroda Publ., 494 p. (In Russian)
- Glavneishie provintsii i formatsii shchelochnykh porod* [Major provinces and formations of alkaline rocks]. (1974) (Chief ed. L.S. Borodin). Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Hain V.E. *Regional'naya geotektonika* [Regional geotectonics]. Vol. 2. (1977) *Vneal'piiskaya Evropa i Zapadnaya Aziya* [Extra-Alpine Europe and West Asia]. Moscow, Nedra Publ., 359 p. Vol. 4. (1984) *Al'piiskii Sredizemnomorskii poyas* [Alpine Mediterranean belt]. Moscow, Nedra Publ., 344 p. (In Russian)
- Karbonatity* [Carbonatites]. (1969) (Ed. O. Tattl, Dzh. Gitins). Moscow, Mir Publ., 487 p. (In Russian)
- Karbonatity i kimberlity (vzaimootnosheniya, minerageniya, prognoz)* [Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast)]. (2005) (A.A. Frolov, A.V. Lapin, A.V. Tolstov, N.N. Zinchuk, S.V. Belov, A.A. Burmistrov). Moscow, NIA-Priroda Publ., 540 p. (In Russian)
- Karta razmeshcheniya i mineragenicheskoi specializatsii shchelochnykh magmaticheskikh kompleksov Rossii* [Map of location and mineragenic orientation of alkaline igneous complexes of Russia]. (1995) Masshtab 1 : 10 000 000. (Eds. M.P. Orlova, V.I. Krasnov). St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ. (In Russian)
- Kogarko L.N. (1977) *Problemy genezisa agpaitovykh magm* [Problems of agpaitic magma genesis]. Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- Kogarko L.N. Asavin A.M. (2009) Potassium magmatism of the World's ocean (case study of the Atlantic). *Geokhimiya*, (9), 899-909. (In Russian)
- Koval'skaya T.N. (2003) *Proiskhozhdenie vysokokalievyykh vulkanitov Vezuviya (Italiya)*. Dis. kand. geol-min nauk [Origin of high-potassic volcanic rocks of Vesuvius (Italy). Cand. Geol. and min. sci diss.]. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 29 p. (In Russian)
- Lazarenkov V.G. (1988) *Formatsionnyi analiz shchelochnykh porod kontinentov i okeanov* [Formation analysis of alkaline rocks of continents and oceans]. Leningrad, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Mazarovich A.O. (2006) *Stroenie dna Mirovogo okeana i okrainnykh morei Rossii* [Floor structure of the World's ocean and marginal seas of Russia]. Moscow, GEOS Publ., 192 p. (In Russian)
- Mazarovich A.O., Frih-Har D.I., Kogarko L.N., Koporulin V.I., Rikhter A.V., Akhmet'ev M.A., Zolotarev B.P. (1990) *Tektonika i magmatizm ostrovov Zelenogo mysa* [Tectonics and magmatism of Cape Verde Islands]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Milanovskii E.E. (1983) *Riftogenez v istorii Zemli. Riftogenez na drevnikh platformakh* [Riftogenesis in the Earth's history. Riftogenesis in old platforms]. Moscow, Nedra Publ., 280 p. (In Russian)
- Peccerillo A., Martinotti G. (2006) The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, **18**, 109-117.
- Pokrovskii B.G. (2000) *Korovaya kontaminatsiya mantiinykh magm po dannym izotopnoi geokhimii* [Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry]. Moscow, Nauka Publ., 225 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of Southern and Middle Urals]. Ufa, Gilem Publ., 146 p.
- Puchkov V.N. (2005) *Vezuvii i drugie* [Vesuvius and others]. Samizdat. [http://samlib.ru/p/puchkov\\_w\\_n/vezuviiyokrestnosti.shtml](http://samlib.ru/p/puchkov_w_n/vezuviiyokrestnosti.shtml) Ot 12.12.15. (In Russian)
- Ritmann A. (1964) *Vulkany i ikh deyatel'nost'* [Volcanoes and their activity]. Moscow, Mir Publ., 438 p. (In Russian)
- Rouchy J.-M. (1982) La genese des evaporites Messiniennes de Mediterranee. Paris: Editions du Museum national d'Histoire naturelle, 267 p.
- Shchelochnye porody* [Alkaline rocks]. (1976) (Ed. H. Serensen). Moscow, Mir Publ., 400 p. (In Russian)
- Tektonicheskaya karta Sredizemnogo morya* [Tectonic map of the Mediterranean Sea]. Masshtab 1 : 5 000 000 (N.A. Bogdanov, V.E. Hain, V.D. Chekhovich, N.V. Koronovskii, M.G. Lomize et al.). (1994) Moscow, VIEMS Publ. (In Russian)
- Tsyupkova S.S., Vladykin N.V. (2008) *Petrogeokhimicheskie osobennosti shchelochnogo vulkanogennoy karbonatitovogo kompleksa Kaizershtul'* [Petrochemical features of the Kaiserstuhl alkaline volcanogenic carbonatite complex]. Shkola "Shchelochnoi magmatizm Zemli". <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2008/Tsyupkova.htm>. (In Russian)
- Vysotskii E.A., Garetskii R.G., Kislik V.Z. (1988) *Kalienosnye basseiny mira* [Potassium-bearing basins of the world]. Minsk, Nauka i tekhnika, 387 p. (In Russian)
- Yampol'skii M. (2000) Vesuvius. Moscow, *Nablyudatel'*, 95-110. (In Russian)
- Yunov A.Yu. (1980) Structure, evolution, and oil-and gas potential of continental margins of West Africa and East Asia. *Tektonika Sibiri* [Tectonics of Siberia]. IX, Moscow, Nauka Publ., 127-139. (In Russian)
- Ziegler P.A., Horvath F. (Eds.). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mem. Mus. nation. Hist. nat.* Paris, **170**, 511 p.

УДК 551.24

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-519-532

## Кокчетай-Иссыккульский террейн Казахстанского палеоконтинента и его палеоширотное положение в ордовике

© 2019 г. В. С. Буртман, А. В. Дворова

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: vburtman@gmail.com

Поступила в редакцию 13.08.2018 г., принята в печать 20.11.2018 г.

*Объект исследований.* Казахстанский (Казахско-Киргизский) палеоконтинент изучается многими исследователями. Авторы статьи провели анализ материалов, характеризующих тектоническое строение раннепалеозойского Кокчетай-Иссыккульского сиалического террейна, занимающего значительную часть территории Казахстанского континента. *Материалы и методы.* Для определения палеоширотного положения Кокчетай-Иссыккульского террейна был проведен анализ данных, полученных при изучении ордовикских пород палеомагнитным методом на 11 участках. Был изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников, алевролитов и туфоалевролитов а также базальтов, андезитов и туфогенных пород из морских отложений, принадлежность которых к различным ярусам ордовика основана на фауне трилобитов, брахиопод, граптолитов и конодонтов. *Результаты.* Раннепалеозойские породы обнажены на севере Кокчетай-Иссыккульского террейна в Кокчетайском районе, и на юге – в Иссыккульском районе, который охватывает территории Южного Казахстана, Северного Кыргызстана и Западного Синьцзяна. Границами Кокчетай-Иссыккульского террейна служат сuture Чистополь-Терскайской и Ирадыр-Илийской океанических бассейнов. Породы коры этих бассейнов находятся на территории Кокчетай-Иссыккульский террейна в аллохтонном залегании. На Терскайской окраине изучена многоэтажная система шарьяжей, сложенная допалеозойскими и раннепалеозойскими породами коры океанического бассейна, вулканитами океанических островных дуг и породами континентального склона. Эта система шарьяжей перекрыта отложениями с граптолитами флоского-дарривилского возраста. Надсубдукционный вулканизм на этой окраине террейна имеет дарривилский и сандбийский возраст, граниты I-типа – дарривилский возраст. На Илийской окраине Кокчетай-Иссыккульского террейна породы коры Ирадыр-Илийского океанического бассейна были шарьированы также в среднем ордовике, а надсубдукционный магматизм происходил в позднедарривилское и сандбийское время. *Заключение.* Проведенные исследования свидетельствуют о геодинамике региона. В раннем и среднем ордовике Кокчетай-Иссыккульский террейн был сиалической вулканической дугой, отделенной от других сиалических террейнов океаническими бассейнами. В среднем ордовике происходила встречная субдукция коры этих океанических бассейнов под Кокчетай-Иссыкульскую островную дугу. Этот процесс привел к закрытию Чистополь-Терскайской и Ирадыр-Илийской океанических бассейнов и к формированию Казахстанского континента путем коллизии раннепалеозойских сиалических террейнов и океанических островных дуг. Результаты изучения палеомагнетизма ордовикских пород Кокчетай-Иссыккульской островной дуги позволили определить положение средней части этой дуги на палеогеографической широте  $9.1 \pm 5.4^\circ$ .

**Ключевые слова:** Казахстан, Тянь-Шань, палеоконтинент, палеоширота, палеотектоническая реконструкция

## Kokchetau-Issykkul terrain of the Kazakhstan Paleozoic continent and the Ordovician latitude of the continent

Valentin S. Burtman, Ariadna V. Dvorova

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: vburtman@gmail.com

Received 13.08.2018, accepted 20.11.2018

*Research subject.* The Kazakhstan (Kazakh-Kyrgyz) paleocontinent attracts much research attention. In this article, we present data on the tectonic structure of the Early Paleozoic Kokchetau-Issykkul sialic terrain. *Materials and methods.* The geodynamic position of the Kokchetau-Issykkul terrain was determined by analysing samples of Ordovician rocks collected across 11 sites using the paleomagnetism method. Thus, we studied the paleomagnetism of red sandstones, siltstones, tuffaceous siltstones and basalts, as well as that of andesite and tuffaceous rocks in marine sediments, which affiliation to different Ordovician formations was established on the basis of trilobite, brachiopod, conodont and graptolite fauna. *Results.* Early Paleozoic rocks are exposed in the northern part of the studied terrain (Kokchetau district) and in the Issykkul region, which covers southern Kazakhstan, northern Kyrgyzstan and western Xinjiang. The sutures of Chistopol-Terskei and Iradir-Ili ocean basins serving as the boundaries of the Kokchetau-Issykkul terrain are located in the allochthoni-

**Для цитирования:** Буртман В.С., Дворова А.В. (2019) Кокчетай-Иссыккульский террейн Казахстанского палеоконтинента и его палеоширотное положение в ордовике. *Литосфера*, 19(4), 519–532. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-519-532

**For citation:** Burtman V.S., Dvorova A.V. (2019) Kokchetau-Issykkul terrain of the Kazakhstan Paleozoic continent and the Ordovician latitude of the continent. *Litosfera*, 19(4), 519–532. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-519-532

us position. A multi-storey system of napes composed of pre-Paleozoic and Early Paleozoic rocks of the oceanic crust, volcanic oceanic island arcs and continental slope were studied near the Terskei margin of the terrain. This system of napes is covered by sediments containing graptolites of the Floian-Darriwilian age. Subduction-related volcanism near this margin of the terrain is of the Darriwilian and Sandbian age, while I-type granites are of the Darriwilian age. The over-thrusting of the Iladyr-Ili oceanic crust on the Ili border of the terrain also occurred in the middle Ordovician. Subduction-related magmatism occurred here in the Late Darriwilian and Sandbian periods. *Conclusion.* The conducted studies testify to the geodynamics of the region. In the Early and Middle Ordovician, the Kokchetau-Issykkul terrain was a sialic volcanic arc separated from other sialic terrains by ocean basins. In the Middle Ordovician, the counter subduction of the oceanic crust under the Kokchetau-Issykkul island arc occurred. This process led to the closure of the Chistopol-Terskei and Iradir-Ili ocean basins in Middle Ordovician and to the formation the Kazakhstan continent by the collision of the Early Paleozoic sialic terrains and oceanic island arcs. According to the study of the paleomagnetism of Ordovician rocks in the Kokchetau-Issykkul island, the position of the middle part of this arc is determined to be at the paleogeographic latitude of  $9.1 \pm 5.4^\circ$ .

**Keywords:** Kazakhstan, Tien Shan, paleocontinent, paleolatitude, paleotectonic reconstruction

#### Acknowledgements

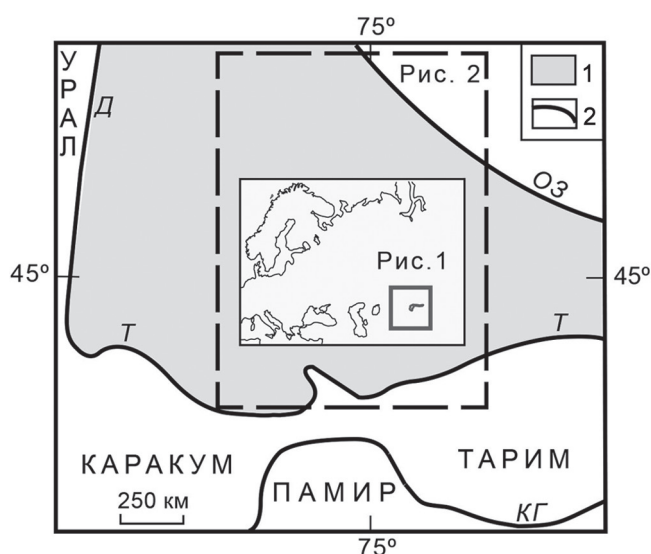
The studies carried according to the plan of the GIN RAS, theme No. 0135-2018-0029.

## ВЕДЕНИЕ

Казахстанский (Казахско-Киргизский) средне-позднепалеозойский композитный палеоконтинент был сложен породами раннепалеозойских сиалических террейнов (Кокчетау-Иссыккульского, Сырдарьинского, Актау-Джунгарского) и океанических островных дуг. Палеоконтинент был окружен водами океанических бассейнов – Денисовского (на востоке Урала), Туркестанского, Обь-Зайсанского, Джунгарского. В позднем палеозое эти океанические бассейны были закрыты и Казахстанский палеоконтинент включен в Лавразийский континент. В современной структуре Евразийского континента территория Казахстанского палеоконтинента ограничена позднепалеозойскими сутурами перечисленных океанических бассейнов (рис. 1).

Кокчетау-Иссыккульский террейн занимает значительную часть территории Казахстанского палеоконтинента (рис. 2). Территории, принадлежащие этому террейну, включали в “Иссыккульскую” [Буртман, 2006], “Кокчетау-Северотяньшаньскую” [Авдеев, 1984; Bazhenov et al., 2003; Alexeiev et al., 2011], “Чуйско-Кендыктасскую” [Дегтярев, 2012] и другие тектонические зоны и террейны, выделенные в Казахстане, Кыргызстане и в китайской провинции Синьцзянь. Кокчетау-Северотяньшаньская тектоническая зона соответствует рассматриваемому террейну, но такое название террейна неудобно из-за исторического несоответствия между географическими и тектоническими зонами, которые были выделены в кыргызской и китайской частях Тянь-Шаня под названием “Северный Тянь-Шань”. Рассматриваемый террейн из кыргызского Северного Тянь-Шаня продолжается в китайском Центральном Тянь-Шане. Поэтому, предпочтительнее называть этот террейн Кокчетау-Иссыккульским.

В статье рассмотрена геодинамика Кокчетау-Иссыккульского террейна в ордовике и определено палеоширотное положение террейна и Казахстанского палеоконтинента по палеомагнитным данным.



**Рис. 1.** Казахстанский палеоконтинент.

1 – палеоконтинент; 2 – океанические сутуры: Денисовская (Д), Туркестанская (Т) и Обь-Зайсанская (ОЗ) позднепалеозойские сутуры, КГ – Куньлунь-Гиндукушская триассовая сутура.

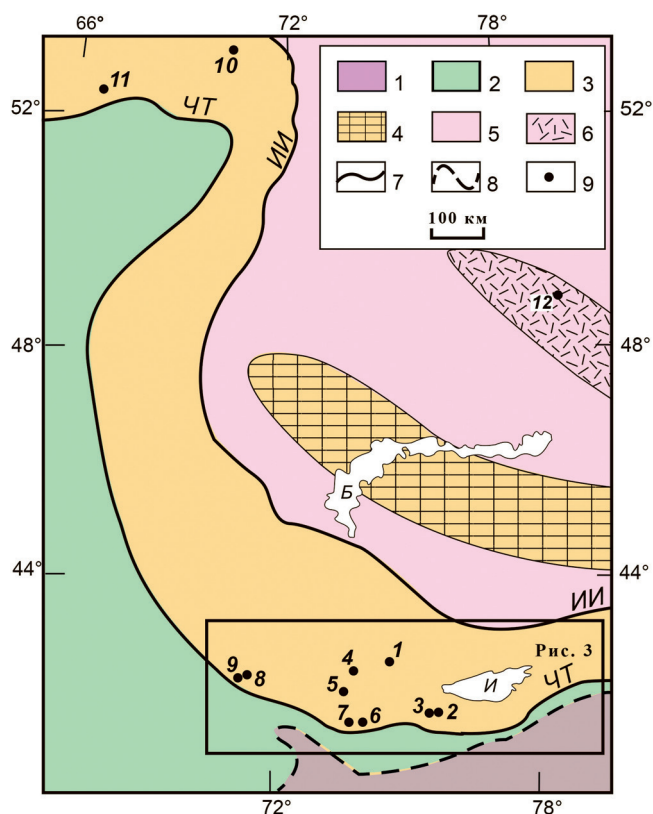
**Fig. 1.** The Kazakhstan paleocontinent.

1 – paleocontinent; 2 – oceanic sutures: Denisov (D), Turkestan (T) and Ob-Zaisan (OZ) late Paleozoic sutures, KG – Kunlun-Hindu Kush Triassic suture.

## КОКЧЕТАУ-ИССЫКУЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН

Кокчетау-Иссыккульский сиалический террейн (см. рис. 2) имеет ширину 100–300 км, протяженность – более 2000 км. Фундамент террейна сложен протерозойскими породами [Konopelko et al., 2012; Kröner et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2014]. Раннепалеозойские породы обнажены на севере террейна в Кокчетауском районе, и на юге – в Иссыккульском районе, который охватывает территории Южного Казахстана, Северного Кыргызстана и часть





**Рис. 2.** Каледониды Казахстана и Тянь-Шаня (при составлении схемы использованы публикации [Буртман, 2006; Alexeev et al., 2011; Degtyarev et al., 2016]).

1–4 – объекты, имеющие сиалическую кору и допалеозойский фундамент: 1 – Таримский микроконтинент, 2 – Сырдарьинский микроконтинент, 3 – Кокчетау-Иссыккульская островная дуга, 4 – Актау-Джунгарский микроконтинент; 5–6 – аккреционная зона, в которую включены океанические вулканические островные дуги: 6 – Чингизская вулканическая дуга; 7 – ордовикские океанические сuture (ЧТ – Чистополь-Терская, ИИ – Ирадыр-Илийская); 8 – Туркестанская позднепалеозойская океаническая сutura; 9 – участки (1–12), на которых в ордовикских породах изучена высокотемпературная докладчатая палеомагнитная компонента. Б – оз. Балхаш, И – оз. Иссык-Куль.

**Fig. 2.** Caledonides in the Kazakhstan and Tien Shan (after [Burtman, 2006; Alexeev et al., 2011; Degtyarev et al., 2016]).

1–4 – the objects with a sialic crust and pre-Paleozoic Foundation: 1 – Tarim microcontinent, 2 – Syr-Daria microcontinent, 3 – Kokchetau-Issyk-Kul island arc, 4 – Aktau-Jungar microcontinent); 5–6 – accretion area, which includes oceanic volcanic island arcs: 6 – Chingiz volcanic arc; 7 – Ordovician oceanic sutures (ЧТ – Chistopol-Terskey, ИИ – Iradyr-Ili); 8 – late Paleozoic Turkistan oceanic suture; 9 – the plots (1–12) of paleomagnetic studies of Ordovician rocks. Б – оз. Балхаш, И – Issyk-Kul lake.

китайской провинции Синьцзянь. Северная оконечность Кокчетау-Иссыккульского террейна скрыта под осадками Западно-Сибирской низменности.

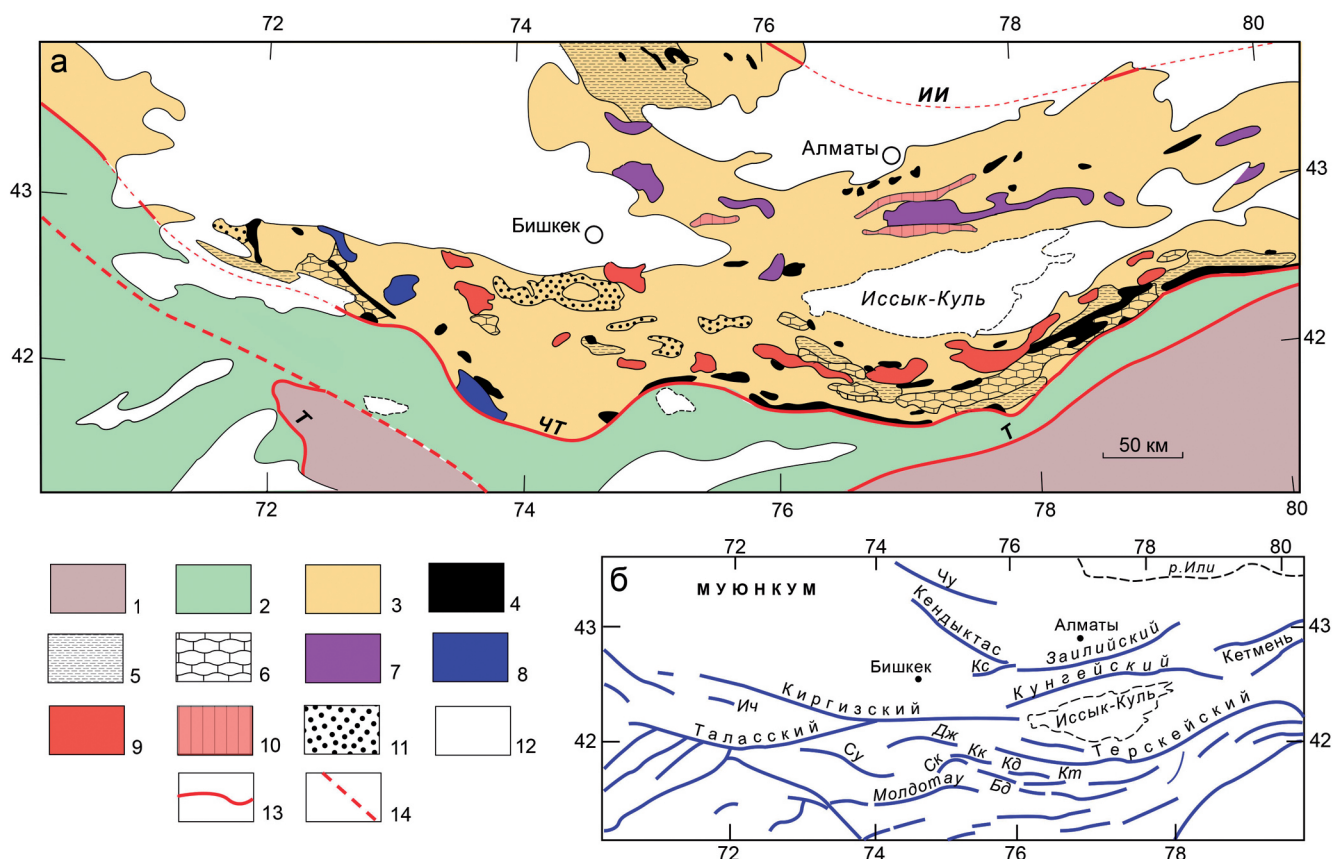
Границами Кокчетау-Иссыккульского террейна служат ордовикские сuture Чистополь-Терской и Ирадыр-Илийской океанических бассейнов (см. рис. 2).

### Породы океанической коры пограничных бассейнов в Кокчетау-Иссыккульском террейне

Сutura Чистополь-Терской океанического бассейна в Кокчетауском районе отмечена офиолитами Чистопольской зоны. В кремнях офиолитов содержатся конодонты позднего кембрия и раннего ордовика. Базальты офиолитов принадлежат E-MORB и N-MORB типам [Degtyarev et al., 2016]. Породы коры этого океанического бассейна широко распространены в Иссыккульском районе (рис. 3). Хорошая обнаженность пород и контрастный рельеф Тянь-Шаня позволяют видеть аллохтонное залегание пород океанической коры.

В западной части Киргизского хребта Чистополь-Терские офиолиты принадлежат к E-MORB и N-MORB типам, в них определен раннекембрийский U-Pb возраст цирконов и позднекембрийский возраст конодонтов [Дегтярев и др., 2012, 2014]. В хребте Каракатты в основании аллохтона находится серпентинитовый меланж с глыбами гарцбургитов, лерцолитов и вулканических пород. По соотношению Ст-Тi перидотиты из меланжа принадлежат к породам зоны спрединга. На меланже лежат несколько мощных тектонических пластин [Ломизе, 1994; Lomize et al., 1997]. Нижний шарьяж образован туфами и туффитами базальтового и андезито-базальтового состава и кремнистыми сланцами с брахиоподами, трилобитами, конодонтами флоского-дапинского возраста (чолойская свита, 2000 м) [Мамбетов, Апаев, 1990; Mikolaichuk et al., 1997]. Петрохимические характеристики базальтов из туфо-брекчий свидетельствуют об их островодужном происхождении, спектры редких и редкоземельных элементов указывают на океаническую островную дугу. В верхней части разреза среди вулканитов появляется терригенный материал, в том числе окатанные зерна кварца. Это позволяет предполагать, что в среднем ордовике произошло столкновение этой океанической островной дуги с сиалическим блоком [Lomize et al., 1997].

На описанных породах лежит тектоническая пластина, сложенная подушечными базальтами с прослоями кремней, в которых обнаружены конодонты позднего кембрия (каракаттинская свита, 1000 м) [Киселев, Апаев, 1987; Максумова и др., 1988; Mikolaichuk et al., 1997]. На диаграмме AFM эффузивные породы находятся в поле океанических базальтов, по содержанию редких и редкоземельных элементов они принадлежат к базальтам N-MORB и T-MORB типов. Еще выше лежит шарьяж габброидов [Lomize et al., 1997].



**Рис. 3.** Иссыккульский район Кокчетау-Иссыккульского раннепалеозойского террейна.

а. 1 – Таримский микроконтинент; 2 – Сырдарьинский микроконтинент; 3 – Кокчетау-Иссыккульская островная дуга; 4 – офиолитовые аллохтоны; 5–6 – раннепалеозойские осадки, в которых преобладают отложения континентального склона (5) и шельфа (6); 7–8 – ордовикские отложения, содержащие надсубдукционные вулканиты в Илийском (7) и Теркейском (8) поясах магматизма; 9–10 – граниты I-типа в Теркейском (9) и Илийском (10) поясах магматизма; 11 – осадки внутриконтинентальных бассейнов; 12 – мезозой и кайнозой; 13 – океанические сuture (III – Ирадыр-Илийская, ЧТ – Чистополь-Теркейская, Т – Туркестанская); 14 – Таласо-Ферганский сдвиг.

б. Горные хребты, упомянутые в тексте. Бд – Байдула, Дж – Джумгалский, Ич – Ичкегетау, Кд – Караджарго, Кк – Каракатты, Кс – Кастек, Кт – Капкаташ, Ск – Сонкультау, Су – Сусамырский, Чу – Чу-Илийские горы.

**Fig. 3.** Issyk-Kul district of Kokshetau-Issyk-Kul early Paleozoic terrain.

а. 1 – Tarim microcontinent; 2 – Sir-Darya micro continent; 3 – Kokshetau-Issyk-Kul island arc; 4 – ophiolite allochthons; 5–6 – early Paleozoic sediments which are dominated by deposits of the continental slope (5) and shelf (6); 7–8 – Ordovician sediments with subduction related volcanic rocks in the Ili (7) and Terskey (8) zones of magmatism; 9–10 – granite I-type in the Terskey (9) and Ile (10) belts of magmatism; 11 – sediments of inland pools; 12 – Mesozoic and Cenozoic; 13 – ocean sutures (III – Iradar-Ily, ЧТ – Chistopol-Terskey, Т – Turkestan); 14 – Talas-Fergana strike-slip.

б. Mountain ranges mentioned in the article. Бд – Baydula, Дж – Dzhumgal, Ич – Ichkeletau, Кд – Karadgargo, Кк – Karakatty, Кс – Kastek, Кт – Kapkatas, Ск – Sonkultau, Су – Susamy, Чу – Chu-Ili mountains.

В хребте Караджарго находится смятый в складки ансамбль шарьяжей, в строении которого участвует пластина офиолитов [Хераскова и др., 1997]. В основании видимого геологического разреза хребта Караджарго находятся туфо-турбидиты с пластами олистостромов. В глыбах известняков из олистостромов определены конодонты флоско-го яруса [Mikolaichuk et al., 1997]. На этих породах лежит тектоническая пластина, сложенная известняками, калькаренидами, силицитами и тефротурбидитами среднего и кислого состава с конодонтами позднего кембрия–раннего тремадока (ка-

раджоргинская и др. свиты, 1000 м). В верхней части разреза этой тектонической пластины находится олистостром, на котором лежит вторая тектоническая пластина.

Нижняя часть второй пластины образована известняками и пачкой вулканогенных пород (200 м), в которой чередуются андезиты, подушечные андезиты-базальты и туфы кислого и основного состава. Верхняя часть пластины сложена проксимальными туфо-турбидитами с конодонтами позднего кембрия–тремадока. Условия формирования описанных отложений – склоны и подножие вул-

канов, вероятно, расположенных в океанической островной дуге. Третья тектоническая пластина сложена габбро, габбро-норитами и пироксенитами с дайками и роями параллельных даек, серпентинитовым меланжем и базальтами. В глыбах кремней среди меланжа обнаружены конодонты позднего кембрия, а в кремнях, лежащих на базальтах – конодонты флоского-дапинского возраста [Хераскова и др., 1997; Mikolaichuk et al., 1997]. Большая часть офиолитовых аллохтонов ассоциирована с островодужными вулканитами и представляет собой породы фундамента океанических островных дуг. Это свидетельствует о том, что в Чистополь-Терской бассейне находилась океаническая вулканическая островная дуга или ансамбль таких островных дуг.

Выше по геологическому разрезу хребта Караджарго залегают шарьяжи пород, которые до шарьирования были прорваны гранитами. Pb-Pb возраст цирконов из этих гранитов 611–626 млн лет [Mikolaichuk et al., 1997]. Верхний этаж шарьяжей сложен метаморфизованными терригенными породами и лежащими на них шельфовыми известняками [Хераскова и др., 1997]. Это могут быть породы Сырдарьинского сиалического террейна, шарьированные на Кокчетау-Иссыккульский террейн в процессе коллизии.

Система шарьяжей хребта Караджарго несогласно перекрыта туфо-конгломератами, туфо-песчаниками и тонкозернистыми туффитами с граптолитами флоского-даривилского возраста [Хераскова и др., 1997]. Это свидетельствует о том, что процессы закрытия Чистополь-Терской океанической бассейна, включавшие аккрецию океанической островной дуги у пассивной окраины террейна и коллизии Кокчетау-Иссыккульского и Сырдарьинского террейнов, происходили в среднем ордовике. Об этом же свидетельствует позднедаривилский возраст гранитов, которые в Кыргызском хребте прорывают автохтон и аллохтоны, сложенные породами коры Чистополь-Терской океанической бассейна [Дегтярёв 2014].

Сутура Ирадыр-Илийского океанического бассейна в Кокчетауском районе отмечена офиолитами Ирадырской зоны, в кремнях которой найдены конодонты позднего кембрия и раннего ордовика. Базальты офиолитов Ирадырской зоны принадлежат N-MORB типу [Degtyarev et al., 2016]. В Иссыккульском районе сутура этого океанического бассейна расположена севернее хребтов Заилийского и Кетмень. Восточное продолжение сутуры находится в Синьцзяне южнее хребта Борохоро. Останцы смятых в складки шарьяжей, сложенные породами Ирадыр-Илийского океанического бассейна, расположены в Жалаир-Найманской тектонической зоне Южного Казахстана и хребтах Тянь-Шаня: Кендыктас, Заилийском, Кунгей, Кетмень (см. рис. 3). В хребте Северный Кетмень тектони-

ческая пластина офиолитов налегает на толщу конгломератов, песчаников и известняков с трилобитами и брахиоподами среднего ордовика [Чабдаров и др., 1971; Авдеев, Ковалев, 1989].

В Чу-Илийских горах, в Жалаир-Найманской тектонической зоне, обнажены раннепалеозойские офиолиты – серпентинитовый меланж, дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, базальты, кремни. Относительно полные разрезы офиолитов редки [Абдулин, Паталаха, 1980]. В большинстве случаев породы находятся в тектонических соотношениях друг с другом и с окружающими отложениями. Протяженность этой офиолитовой зоны более 500 км. Среди базальтов преобладают субщелочные и щелочные породы. По петрохимическим характеристикам, они близки к базальтам окраинных морей. Кремни и кремнистые сланцы, принадлежащие офиолитовой ассоциации, содержат прослой известняков с брахиоподами, конодонтами и граптолитами среднего и позднего кембрия, раннего и среднего ордовика. Описано тектоническое наложение офиолитов на неритовые отложения среднего ордовика. Галька ультрабазитов, габбро и базальтов содержится в отложениях со среднеордовикской фауной. Несогласно на офиолитах лежат терригенные породы позднего ордовика [Авдеев, Ковалев, 1989; Якобчук, 1990; Бекжанов и др., 2000; Рязанцев, 2009]. Эти данные свидетельствуют о том, что шарьирование Ирадыр-Илийских офиолитов на Кокчетау-Иссыккульский террейн произошло в конце среднего или начале позднего ордовика.

### Окраины Кокчетау-Иссыккульского террейна

*Терская окраина.* В Иссыккульском районе на краю Кокчетау-Иссыккульского террейна, обращенного к Чистополь-Терскому океаническому бассейну, в хребте Ичкелетау, в тектонических пластинах залегают породы континентального склона – толща углеродистых аргиллитов, алевролитов, кварцевых песчаников и радиоляритов со следами мелкой ряби и тонкой косой слоистостью, характерной для контурных течений. Среди этих пород находятся грубообломочные породы с обломками мелководных известняков и песчаников, которые сформированы в результате оползней и деятельности гравитационных потоков. Количество грубообломочных пород возрастает вверх по разрезу толщи. В этих отложениях собраны граптолиты и брахиоподы флоского-дапинского и даривилского возраста [Максумова, 1999].

В Джумгалском хребте отложения континентального склона также находятся в аллохтонном залегании. Ордовикские турбидиты имеют аркозовый и граувакковый составы, что позволяет предполагать существование двух источников материала – континент и вулканическая островная дуга.



В турбидитах обнаружены граптолиты дарривилского возраста, конодонты и радиолярии раннего и среднего ордовика [Христов, 1997].

В хребтах Караджорго, Капкаташ, Байдула, Сонкультау, Молдотау (см. рис. 3) распространены терригенные флишевые отложения среднего ордовика (долонская, джолджилгинская и др. свиты, 2500 м). В хребте Караджорго они с угловым несогласием лежат на вулканогенных породах позднего кембрия–раннего ордовика, слагающих аккреционную призму, сформированную в аренигское время. В основании разреза залегают конгломераты с галькой подстилающих вулканитов и глыбами шельфовых известняков, содержащих конодонты позднего кембрия–раннего тремадока. В алевролитовом цементе конгломератов содержатся граптолиты ордовика. На конгломератах лежит толща дистальных турбидитов с конодонтами и граптолитами флоского-дапинского возраста. Разрез надстроен толщей проксимальных турбидитов, сложенной ритмично чередующимися конгломератами, гравелитами и песчаниками. В прослоях глинисто-кремнистых сланцев содержатся угнетенные формы трилобитов и граптолиты дарривилского возраста.

В средней части Терсейского хребта в тектоническом блоке сохранилась толща проксимальных турбидитов с брахиоподами среднего ордовика. В восточной части этого хребта вероятным аналогом описанной толщи являются песчано-алевролитовые отложения с граптолитами среднего ордовика (сулусайская свита, 2000 м) [Осмонбетов и др., 1982].

*Илийская окраина.* В Кунгейском хребте распространена ритмичная толща вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов с иероглифами, косой слоистостью, следами оползания осадка, знаками ряби, трещинами усыхания (чолпонатинская свита, 1500 м). В этих породах найдены граптолиты и брахиоподы раннего тремадока. Несогласно, с конгломератами в основании, на описанных отложениях лежат водорослевые и органогенно-обломочные известняки с брахиоподами раннего ордовика, которые согласно перекрыты глинистыми и алевролитовыми сланцами с граптолитами дапинского возраста [Бакиров, Нурманбетов, 1964; Грищенко и др., 1987].

В Кендыктасе находится толща терригенного флиша, в которой содержатся брахиоподы, указывающие на возрастной интервал в пределах кембрия и тремадока (джамбульская свита, 2000 м). Более высокое положение в этом стратиграфическом разрезе занимают косослоистые кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с трилобитами, брахиоподами, гастроподами и граптолитами раннего и среднего ордовика (кендыктасская, агалатасская, курдайская, щербактинская свиты, 2500 м) [Чимбулатов, 1981].

На территории Костекского хребта в ордовике был расположен карбонатный риф, окруженный флишем с обломками известняков (картабулгинская св., 1000 м). В нижней части рифа содержатся конодонты раннего ордовика, выше – трилобиты и конодонты среднего ордовика. Во флише обнаружены граптолиты дарривилского яруса [Королев и др., 1998].

### Внутриконтинентальные осадочные бассейны

В среднем ордовике в Иссыккульском районе возникли внутренние бассейны, в которых были накоплены мощные толщи обломочных пород (см. рис. 3). На западной оконечности Киргизского хребта залегает толща красных и зеленых кварцевых, аркозовых, полимиктовых и туфогенных грубозернистых песчаников и алевролитов, отчасти косослоистых, с прослоями конгломератов и известняков (тектурмасская, алмалинская, карасайская и др. свиты, 5000 м), содержащих брахиоподы, трилобиты и граптолиты среднего и позднего ордовика [Козицкая, 1964; Чимбулатов, 1981].

В средней части Киргизского хребта широко распространены терригенные отложения среднего ордовика (карабалтинская, чонкаиндинская, джарташская свиты, 7000 м). Нижняя часть видимого разреза сложена массивными и тонкослоистым зелеными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и линзами известняков. В этой толще найдены трилобиты, граптолиты и брахиоподы дарривилского яруса. На эти породы несогласно, с конгломератами в основании, налегают полимиктовые и кварц-полевошпатовые, большей частью красноцветные песчаники и алевролиты, с прослоями оолитовых известняков. В толще много косослоистых пачек, встречены отпечатки ряби и капель дождя, следы усыхания и растрескивания осадка. Выше согласно лежит толща тонкослоистых углеродисто-глинистых алевролитов и известняков с прослоями кварцевых песчаников. Из этой толщи определены конодонты дарривилского возраста [Клишевич, Семилеткин, 1995]. В разных частях описанного разреза были встречены редкие прослои туфов и лав кислого и среднего состава, в том числе трахиандезитов. Состав и строение осадков свидетельствует об эволюции условий осадконакопления от обстановки предгорий или грабена к мелководной прибрежно-дельтовой обстановке и далее – к анаэробным условиям седиментации [Христов, Шилов, 1998].

На южном склоне Сусамырского хребта залегают красноцветные и пестроцветные кластиты (1000 м) с брахиоподами сандбийского яруса [Мисюс, 1993]. Толща красноцветных и пестрых песчаников и алевролитов (800 м) с брахиоподами позднего ордовика обнажена на северном склоне Заилийского хребта [Белькова, Огнев, 1964]. На восточном окон-

чании этого хребта распространены красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с трилобитами, гастроподами и брахиоподами позднего ордовика (сюгатинская свита, 1000 м) [Бекжанов и др., 2000]. Пестроцветные кластиты и сланцы с моллюсками сандбийского яруса известны также в восточной части хребта Кунгей [Чабдаров, 1962].

### Надсубдукционный магматизм

В ордовике в Иссыккульском районе были активны Терскайский и Илийский пояса надсубдукционного магматизма, тяготеющие к границам террейна (см. рис. 3).

**Вулканизм.** Вулканические породы Терскайского пояса распространены в Киргизском и Сусамырском хребтах. В западной и средней частях Киргизского хребта обнажена толща (кепташская, баркольская, утмекская свиты, 5000 м.), низы разреза которой сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известняками, туфо-песчаниками, пепловыми туфами, с пластами андезитов. Верхняя часть разреза насыщена андезитами, дацитами и их туфами. В отложениях содержатся брахиоподы, гастроподы, трилобиты всех отделов ордовика [Буртман и др., 1961, Осмонбетов и др., 1982]. В южной части Сусамырского хребта в подобном разрезе на осадочных породах лежит толща андезитов, дацитов, туфо-песчаников и алевролитов с граптолитами и брахиоподами дарривилского и сандбийского возраста [Мисюс, 1993].

Ордовикские вулканические породы Илийского пояса обнажены на востоке Киргизского хребта и в хребтах Кендыктас, Кастек, Заилийском, Кунгей, Кетмень. На восточном окончании Киргизского хребта развиты андезиты, туфо-брекчии и туфы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и известняков с брахиоподами и фораминиферами среднего ордовика (окторкойская свита, 1500 м). В хребте Кендыктас на породах с дарривилскими граптолитами лежит толща, сложенная андезитами и их туфами, туфо-песчаниками, туфо-конгломератами, песчаниками и алевролитами с горизонтами известняков, в которых обнаружены брахиоподы и трилобиты позднедарривилского и сандбийского возраста (ргайтинская, кескентаская свиты, 2500 м). [Бекжанов и др., 2000].

**Граниты.** В Иссыккульском районе в среднем и позднем ордовике и в раннем силуре в Терскайском хребте и к западу от него внедрились большие массы гранитоидов (см.рис. 3), имеющих U-Pb и Pb-Pb возраст по циркону в интервале 468–435 млн лет. Это граниты и гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты. Интрузии обычно многофазные, более поздние фазы имеют более кислый состав. Судя по петрохимическим параметрам, среди них находятся субдукционные грани-

ты I-типа и коллизионные граниты S-типа [Гесь, 1999, 2008; Jenchuraeva et al., 2001; Дегтярев и др., 2014].

Граниты Терскайского магматического пояса образуют полосу, которая протягивается вдоль Терскайского и Киргизского хребтов параллельно сутуре Чистополь-Терскайского океанического бассейна, к северу от нее. Внедрение гранитов I-типа, имеющих среднеордовикский или средне-позднеордовикский возраст, обусловлено субдукцией океанической коры этого бассейна. Верхний возрастной предел для формирования интрузии гранитов I-типа, расположенной на западной оконечности Киргизского хребта, определен стратиграфическим наложением на граниты отложений с граптолитами и брахиоподами среднего ордовика. Для пород из этого массива получен U-Pb изохронный возраст  $464 \pm 2$  млн лет. Радиометрические определения возраста получены и для других массивов гранитоидов рассматриваемого типа [Киселев, 1999]. Среднеордовикский возраст имеют тоналиты и гранодиориты Аспаринского массива в средней части Киргизского хребта. На них трансгрессивно, с конгломератами в основании, лежат отложения среднего-верхнего ордовика.

Внедрение гранитных массивов Илийского краевого магматического пояса, которые находятся на территории Заилийского и Кунгейского хребтов, связано с субдукцией со стороны Ирадыр-Илийского океанического бассейна. В Заилийском хребте на этих гранитоидах лежат красноцветные кластиты с фауной катийского-хирнантского возраста [Осмонбетов и др., 1982].

В Иссыккульском районе широко распространены также гранитоиды S-типа, которые прорывают отложения позднего ордовика и граниты I-типа. Возрастной интервал гранитов S-типа охватывает поздний ордовик и силур. Для гранодиоритов S-типа Терскайского хребта по циркону определен U-Pb изохронный возраст 433–437 млн лет [Киселев, 1999].

### ПАЛЕОШИРОТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАЗАХСТАНСКОГО КОНТИНЕНТА В ОРДОВИКЕ

Палеоширотное положение Казахстанского палеоконтинента в ордовике можно определить по результатам палеомагнитного изучения ордовикских пород Кокчетау-Иссыккульского террейна, проведенного разными исследователями в 2003–2017 гг. (табл. 1). Для других раннепалеозойских сиалических террейнов Казахстанского континента таких данных нет. Определение палеошироты основано на результатах изучения палеомагнитного наклона высокотемпературной доскладчатой компоненты намагниченности пород. В вулканических породах эта первичная палеомагнитная компонен-

**Таблица 1.** Данные о высокотемпературной доскладчатой компоненте намагниченности ордовикских пород Кокчетау-Иссыкульской островной дуги**Table 1.** Pre-folding and high-temperature magnetization in the Ordovician rocks from the Kokchetau-Issykkul terrain

| №                                                                    | Участок (геогр. коорд.) | A                | N (S)  | I°   | $\alpha 95^\circ$ | $\varphi^\circ \pm \Delta\varphi^\circ$ | K         | T     | Лит. источник                 |
|----------------------------------------------------------------------|-------------------------|------------------|--------|------|-------------------|-----------------------------------------|-----------|-------|-------------------------------|
| 1                                                                    | Агалата (43.0°/74.9°)   | O <sub>1</sub>   | (5)    | 16.9 | 15.0              | 8.6 ± 8.7                               | 26.9/2.7  | F+    | [Alexyutin et al., 2005]      |
| 2                                                                    | Долон-А (41.9°/75.7°)   | O <sub>1-2</sub> | 5      | 17.8 | 7.3               | 9.1 ± 4.1                               | 236/42    | F+    | [Kircher et al., 2017]        |
| 3                                                                    | Долон-Б (41.9°/75.7°)   | O <sub>1-2</sub> | 14(3)  | 13.7 | 19.3              | 6.9 ± 11.1                              | 12.3/9.6  | F+    | —                             |
| 4                                                                    | Каинды (42.6°/73.8°)    | O <sub>2</sub>   | 68     | 19.1 | 4.3               | 9.8 ± 2.4                               | 17/7.9    | F+    | [Burtman et al., 2003]        |
| 5                                                                    | Толук (41.9°/73.5°)     | O <sub>2-3</sub> | 56(6)  | 15.7 | 10.8              | 8.0 ± 6.0                               | 48/3      | F+    | [Bazhenov et al., 2003]       |
| 6                                                                    | Дунгурме (41.7°/74.3°)  | O <sub>3</sub>   | 22(3)  | 16.1 | 11.4              | 8.2 ± 6.4                               | 28.9/21.6 | F+ R+ | [Kircher et al., 2017]        |
| 7                                                                    | Табылгаты (41.7°/74.2°) | O <sub>3</sub>   | 90(10) | 17.4 | 7.0               | 8.9 ± 3.9                               | 49/3      | F+    | [Bazhenov et al., 2001, 2003] |
| 8                                                                    | Алмалы (42.8°/71.7°)    | O <sub>3</sub>   | 94(13) | 17.7 | 4.0               | 9.1 ± 2.2                               | 110/30    | F+    | [Bazhenov et al., 2003]       |
| 9                                                                    | Талас (42.9°/71.5°)     | O <sub>3</sub>   | 24(4)  | 15.0 | 9.3               | 7.6 ± 5.1                               | 99/49     | F+?   | —                             |
| 10                                                                   | Базарбай (53.2°/70.3°)  | O <sub>3</sub>   | (24)   | 21.0 | 10.0              | 10.9 ± 5.8                              | —         | C+    | [Bazhenov et al., 2012]       |
| 11                                                                   | Ишим (52.5°/66.8°)      | O <sub>3</sub>   | (12)   | 24.0 | 9.0               | 12.6 ± 5.4                              | —         | R+    | —                             |
| O <sub>1-2</sub> : среднее для участков 1–5                          |                         |                  |        |      |                   | 8.5 ± 1.0                               |           |       |                               |
| O <sub>3</sub> синдбай-катиит: среднее для южных участков 5–9        |                         |                  |        |      |                   | 8.4 ± 1.0                               |           |       |                               |
| O <sub>3</sub> синдбай-катиит: среднее для северных участков 10 и 11 |                         |                  |        |      |                   | 11.8 ± 3.8                              |           |       |                               |
| O <sub>1-3</sub> : среднее для участков 1–11                         |                         |                  |        |      |                   | 9.1 ± 0.9                               |           |       |                               |

Примечание. № – номер участка на рис. 2; A – возраст палеомагнитной компоненты; N(S) – количество образцов (сайтов), данные по которым вошли в статистику; I – палеомагнитное наклонение;  $\alpha 95^\circ$  – радиус круга доверия величины наклонения в стратиграфической системе координат;  $\varphi^\circ \pm \Delta\varphi^\circ$  – палеоширота и радиус круга доверия; K – кучности палеомагнитных векторов в стратиграфической/географической системах координат; T – положительные тесты (F+ – складки, R+ – обращения, C+ – конгломераты).

Note. № – number in Fig. 2; A – age of primary magnetization; N(S) – number of accepted samples and (sites); I – inclination;  $\alpha 95^\circ$  – radius of confidence circle;  $\varphi^\circ \pm \Delta\varphi^\circ$  – paleo-latitude and radius of confidence circle; K – concentration parameters in stratigraphic/geographic systems; T – positive tests (F+ – fold, R+ – reversal, C+ – conglomerates).

та возникла во время остывания лавы, а в осадках – в процессе седиментации.

В породах Кокчетау-Иссыкульского террейна палеомагнетизм ордовикских пород изучен на 11 участках (1–11, рис. 2). Участки 1–9 находятся в Иссыкульском районе террейна. В хребте Кендыктас на участке Агалата изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников и алевролитов из морских отложений, флоский возраст которых основан на фауне трилобитов и брахиопод [Alexyutin et al., 2005]. В хребте Караджорго на участках Долон-А и Долон-Б изучен палеомагнетизм песчаников и туфоалевролитов из толщи, содержащей граптолиты нижнего-среднего ордовика [Kircher et al., 2017]. На северном склоне Киргизского хребта, на участке Каинды, изучены алевролиты и песчаники, содержащие конодонты дарривилского яруса среднего ордовика [Burtman et al., 2003]. В Сусамырском хребте, на участке Толук, были изучены терригенные и вулканогенные кластиты дарривилского и сандбийского ярусов среднего-верхнего ордовика [Bazhenov et al., 2003]. В хребте Молдотау, на участке Дунгурме, изучен палеомагнетизм алевролитов, принадлежность которых к сандбийскому ярусу обоснована фауной трилобитов и брахиопод [Kircher et al., 2017]. На участке Табылгаты в бассейне р. Кокомерен изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников и алевролитов из толщи, в которой в слоях известняков содержатся

брахиоподы сандбийского яруса [Bazhenov et al., 2001, 2003]. В Таласской долине на склоне Киргизского хребта на участках Алмалы и Талас в долине одноименной реки изучены песчаники и алевролиты катийского яруса верхнего ордовика [Bazhenov et al., 2003].

В Кокчетауском районе островной дуги палеомагнетизм пород верхнего ордовика изучен на двух участках – 10 и 11, (см. рис. 2). На участке Базарбай – это базальты и андезиты, на участке Ишим – андезиты и туфоогенные отложения, которые содержат синдбайско-катиитскую фауну [Bazhenov et al., 2012].

Палеомагнитные исследования, проведенные в Кокчетау-Иссыкульском террейне разными исследователями, показали, что в раннем и позднем ордовике – до и после главной стадии формирования Казахстанского континента – палеошироты имеют близкие значения, которые находятся в пределах доверительного интервала этих определений (см. табл. 1). Позднеордовикская палеоширота террейна изучена в его южной и северной частях. Различия между позднеордовикскими палеоширотами, определенными в Иссыкульском и Кокчетауском районах террейна также находятся в пределах доверительного интервала палеомагнитных определений. Это позволяет провести обобщение палеомагнитных данных, полученных на 11 участках. Результат такого обобщения показывает палео-



широту средней части Кокчетау-Иссыккульского террейна в ордовике. По палеомагнитным данным, середина террейна в ордовике находилась на широте  $9.1 \pm 0.9^\circ$  (см. табл. 1). Террейн мог находиться и перемещаться в ордовике в северном или южном полушарии, изменяя палеошироту в пределах доверительного интервала этого определения.

Вне территории Кокчетау-Иссыккульского террейна было получено определение палеошироты при изучении туфопесчаников и туфоалевролитов нижнего ордовика Чингизской вулканической океанической островной дуги (см. рис. 2, точка 12.) [Collins et al., 2003]. Вычисленная раннеордовикская палеоширота этой островной дуги ( $12.2 \pm 3.6^\circ$ ) находится в пределах доверительного интервала определений палеошироты Кокчетау-Иссыккульского террейна для раннего и раннеордовика (см. табл. 1). Вероятно, сиалические и симатические террейны – компоненты Казахстанского континента, созданного в среднем ордовике, находились в раннем ордовике недалеко друг от друга. Это делает возможной экстраполяцию данных об ордовикской палеошироте Кокчетау-Иссыккульского террейна на весь Казахстанский континент.

Ордовикские палеотектонические реконструкции опубликованы разными авторами (табл. 2). Казахстан представлен на них в двух видах – как си-

стема сиалических и симатических островных дуг или в виде одного микроконтинента. В первом случае (см. реконструкции 2–7, 11–13, табл. 2) удается выделить на реконструкциях территорию Кокчетау-Иссыккульского террейна и рассмотреть его палеоширотное положение, при втором варианте (см. реконструкции 1, 8–10, 14, табл. 2) рассмотрено палеоширотное положение Казахстанского композитного палеоконтинента.

Ранние палеотектонические реконструкции, охватывающие рассматриваемый регион, были составлены до появления палеомагнитных определений палеошироты сиалических террейнов региона. На некоторых ранних ордовикских палеорекострукциях (Городницкий и др., 1978; Зоненшайн и др., 1990) Казахстанский палеоконтинент был помещен вблизи экватора в южном или северном полушарии, и такое его положение стало традиционным в последующих публикациях. Палеомагнитные определения ордовикской палеошироты на территории Кокчетау-Иссыккульского сиалического террейна подтвердили расположение террейна вблизи экватора (см. табл. 1). Палеоширотное положение террейна на большинстве ордовикских палеотектонических реконструкциях близко результатам палеомагнитных исследований, в некоторых из них необходима небольшая коррекция (см. табл. 2).

**Таблица 2.** Положение Кокчетау-Иссыккульского террейна и Казахстанского палеоконтинента на ордовикских палеотектонических реконструкциях

**Table 2.** The position of the Kokchetau-Issykkul terrain and Kazakhstan paleo-continent in Ordovician paleotectonic reconstructions

| №   | Лит. источник              | A                | a°        | b°    | c° |
|-----|----------------------------|------------------|-----------|-------|----|
| 1   | [Городницкий и др., 1978]  | O <sub>1-3</sub> | -5...-27  | -11   | ≥1 |
| 2*  | [Зоненшайн и др., 1990]    | O <sub>2</sub>   | +4...+22  | +13   | ≥3 |
| 3*  | [Моссаковский и др., 1993] | O <sub>3</sub>   | +8...+20  | +14   | ≥4 |
| 4*  | [Диденко и др., 1994]      | O <sub>1-3</sub> | 0...+20   | +10   | 0  |
| 5*  | [Kheraskova et al., 2003]  | O <sub>3</sub>   | -12...-26 | -19   | ≥9 |
| 6*  | [Levashova et al., 2007]   | O <sub>3</sub>   | -3...-18  | -10.5 | 0  |
| 7*  | [Korobkin, Buslov, 2011]   | O <sub>2-3</sub> | -8...-24  | -16   | ≥6 |
| 8   | [Metcalfe, 2011]           | O <sub>1</sub>   | 0...-28   | -14   | ≥4 |
| 9   | [Golonka, Gaweda, 2012]    | O <sub>1</sub>   | -3...+13  | +8    | 0  |
| 10  | [Верниковский и др., 2013] | O <sub>3</sub>   | +12...-10 | +1    | ≥7 |
| 11* | [Bazhenov et al., 2012]    | O <sub>2-3</sub> | -10...-13 | -11.5 | ≥1 |
| 12* | [Sengor et al., 2014]      | O <sub>2</sub>   | -8...-23  | -15.5 | ≥5 |
| 13* | [Samygin et al., 2015]     | O <sub>2-3</sub> | +5...-20  | -7.5  | 0  |
| 14  | [Safonova et al., 2017]    | O <sub>2</sub>   | 0...+26   | +13   | ≥3 |

Примечание. № – номер палеорекострукции; A – возраст реконструкции; a° – интервал палеоширот, в котором находится объект на реконструкции; b° – палеоширотное положение средней части объекта на реконструкции; c° – величина, на которую положение объекта на реконструкции отличается от палеомагнитных данных. Объектом на реконструкциях 2–7 и 11–13 (они помечены знаком \*) является Кокчетау-Иссыккульский террейн, на остальных реконструкциях рассмотрено положение Казахстанского палеоконтинента.

Note. № – number of the reconstruction; A – age of the reconstruction; a° – latitudes of the object in the reconstruction; b° – latitude of middle part of the object in the reconstruction; c° – necessary correction for the reconstruction. Kokchetau-Issykkul terrain is the object in reconstructions 2\*–7\* and 11\*–13\*; Kazakhstan paleo-continent is the object in reconstructions 1, 8–10 and 14.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение ордовикского осадконакопления и магматизма на Кокчетау-Иссыккульском сиалическом террейне свидетельствует о том, что в раннем и среднем ордовике этот терреин был сиалической вулканической дугой, отделенной от других сиалических террейнов океаническими бассейнами. В среднем и позднем ордовике происходила встречная субдукция коры океанических бассейнов под Кокчетау-Иссыккульскую островную дугу. Этот процесс сопровождался шарьированием пород океанической коры на островную дугу и надсубдукционной магматической активностью. Он привел к закрытию Чистополь-Терской и Ирадыр-Илийской океанических бассейнов и коллизии Кокчетау-Иссыккульской островной дуги с соседними террейнами. При этом произошло объединение Кокчетау-Иссыккульской сиалической островной дуги с Сырдарьинским и Актау-Джунгарским сиалическими террейнами, которые в неопротерозое, кембрии и раннем ордовике были микроконтинентами, и с океаническими островными дугами, которые находились между сиалическими террейнами и около них. Следствием этого процесса было формирование в среднем ордовике Казахстанского композитного континента (рис. 4). Коллизионные процессы инициировали в Кокчетау-Иссыккульском террейне орогенез, тафрогенез и формирование внутренних бассейнов.

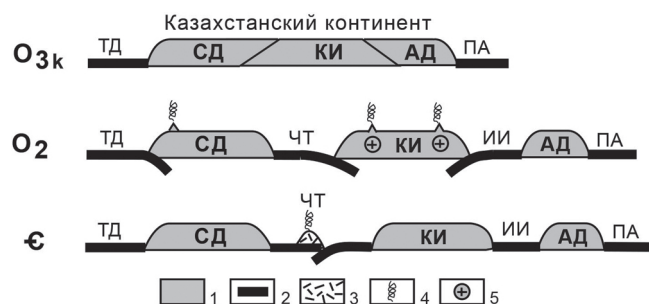


Рис. 4. Схема коллизионного процесса при формировании Казахстанского палеоконтинента.

1 – сиалические террейны (СД – Сырдарьинский, КИ – Кокчетау-Иссыккульский, АД – Актау-Джунгарский); 2 – океаническая кора; 3 – океаническая вулканическая островная дуга; 4 – надсубдукционный вулканизм; 5 – граниты I-типа. Океанические бассейны: ИИ – Ирадыр-Илийский, ПА – Палеоазиатский, ТД – Туркестано-Денисовский, ЧТ – Чистополь-Терский.

Fig. 4. The collision process in the formation of the Kazakhstan paleocontinent.

1 – sialic terrains (СД – Syr-Daria, КИ – Kokshetau-Issyk-Kul, АД – Aktau-Dzungar); 2 – oceanic crust; 3 – oceanic volcanic island arc; 4 – subduction related volcanism; 5 – I-type granites. Ocean basins: ИИ – Iradar-Ili, ПА – Paleo-Asiatic, ТД – Turkestan-Denis, ЧТ – Chistopol-Terskey.

По палеомагнитным данным, полученным на 11 участках, определена палеоширота середины Кокчетау-Иссыккульской сиалической островной дуги в ордовике, равная  $9.1 \pm 0.9^\circ$ . Проведено сравнение палеошироты, определенной палеомагнитным методом, с положением этой островной дуги и Казахстанского континента на ордовикских палеотектонических реконструкциях, опубликованных разными авторами.

Исследования проведены по плану ГИН РАН, тема 0135-2018-0029.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллин А.А., Паталаха Е.И. (1980) (Ред. Е.И. Паталаха) Чу-Илийский рудный пояс: геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 504 с.
- Авдеев А.В. (1984) Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистических позиций. *Сов. Геология*, (4), 63-72.
- Авдеев А.В., Ковалев А.А. (1989) Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ, 229 с.
- Бакиров А., Нурманбетов К. (1964). О двух типах разрезов в бассейне реки Чон-Кемин. *Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим, 3-13.
- Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И., Скринник Л.И., Азизов Т.М., Тимуш А.В. (2000) Геологическое строение Казахстана. Алматы: Акад. минерал. ресурсов, 395 с.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н. (1964) Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 136 с.
- Буртман В.С. (2006) Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 215 с.
- Буртман В.С., Каткова Н.С., Кордун Б.М., Медведев В.Я. (1961) Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист К-43-XIV. М.: Госгеолиздат, 76 с.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. (2013) Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики. *Геология и геофизика*, 54, 1083-1107.
- Гесь М.Д. (1999) Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня. *Проблемы геологии и географии в Кыргызстане*. Бишкек: Илим, 33-42.
- Гесь М.Д. (2008) Террейновая структура и геохимическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: ИГ НАН, 130 с.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. (1978) Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 124 с.
- Грищенко В.А., Зима М.Б., Королев В.Г. (1987) Граптолитовые комплексы нижнего и среднего ордовика в верховьях реки Чон-Кемин. *Каледониды Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим, 92-108.
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: Геос, 289 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толма-

- чева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. (2014) Строеие каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое. *Геотектоника*, (6), 3-38. Doi: 10.7868/S0016853X14060034
- Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. (2012) Строеие, обоснование возраста и тектоническая позиция нижнее-среднеордовикских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 20(4), 3-32.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Хераскова Т.Н. (1994) Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии. *Геология и геофизика*, 35(7-8), 59-75.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР, кн. 2. М.: Недра, 336 с.
- Киселев В.В. (1999) Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня. *Проблемы геологии и географии в Кыргызстане*. Бишкек: Илим, 21-33.
- Киселёв В.В., Апияров Ф.Х. (1987) Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты. *Каледониды Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим, 64-79.
- Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. (1995) Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня. *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 70(2), 59-74.
- Козицкая М.Т. (1964). Объяснительная записка к геол. карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист К-42-XII. М.: Недра, 88 с.
- Королев В.Г., Мамбетов А.М., Макаров В.А. (1998) Взаимоотношение и возраст карагайлинской и киртобулгинской свит нижнего палеозоя Кастекского хребта. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 6(6), 72-81.
- Ломизе М.Г. (1994) Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя). *Вестник МГУ, сер. геол.*, (1), 48-64.
- Максумова Р.А. (1999) Новый тип разреза нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня. *Проблемы геологии и географии в Кыргызстане*. Бишкек: Илим, 92-99.
- Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П. (1988) Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ. *Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим, 144-152.
- Мамбетов А.М., Апияров Ф.Х. (1990) О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хребта Каракатты. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (10), 128-132.
- Мисюс П.П. (1993) Новые данные о толукской свите ордовика Северного Тянь-Шаня. *Новые данные о биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана*. Бишкек: Илим, 81-91.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, (6), 3-32.
- Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Г. (1982) (Ред. В.Г. Королев) Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, кн. 1-2. Фрунзе: Илим, 602 с.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2009) Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строеие разрезов, обоснование возраста. *Докл. АН*, 427(3), 359-364.
- Хераскова Т.Н., Дубинина С.В., Орлова А.Р., Сережникова Е.А. (1997) Раннепалеозойский аккреционный комплекс Северного Тянь-Шаня. *Тектонические и геодинамические феномены*. М.: Наука, 221-242.
- Христов Е.В. (1997) Отложения преддуговой зоны активной континентальной окраины на примере нижнего палеозоя Джумгалского хребта, Тянь-Шань. *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 72(3), 23-31.
- Христов Е.В., Шилов Г.Г. (1998) Отложения ордовикского эпиконтинентального бассейна в Северном Тянь-Шане. *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 73(4), 39-45.
- Чабдаров Н.М. (1962) Объяснительная записка к геол. карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист К-44-VII. М.: Госгеолтехиздат, 98 с.
- Чабдаров Н.М., Бажанов О.В., Колесников А.А. (1971) Объяснительная записка к геол. карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист К-44-VIII. М.: Госгеолтехиздат, 100 с.
- Чимбулатов М.А. (1981) Объяснительная записка к геол. карте Казахской ССР масштаба 1 : 500 000, сер. Южно-Казахстанская. Алма-Ата: ЮКГУ, 248 с.
- Якобчук А.С. (1990) Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойид Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (6), 55-68.
- Alexeiev D.V., Ryzantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. (2011) Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili mountains, southern Kazakhstan: implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan. *J. Asian Earth Sci.*, 42, 805-820. Doi:10.1016/j.jseas.2010.09.004
- Alexyutin M.V., Bachtadse V., Alexeiev D.V., Nikitina O.I. (2005) Paleomagnetism of Ordovician and Silurian rocks from the Chu-Yili and Kendyktas mountains, South Kazakhstan. *Geophysical J. Intern.*, 162, 321-331. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02533.x
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V. (2001) Position of the Kazakh-Kyrgyz continent in the Late Ordovician: evidence from the paleomagnetic data. *Transactions (Doklady) Russian Acad. Sci.*, 380(1), 753-757.
- Bazhenov M.L., Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., Pavlov V.E. Van der Voo R. (2003) Paleozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism. *Tectonophysics*, 366, 113-141. Doi:10.1016/S0040-1951(03)00075-1
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Van der Voo R., Abrajevitch A.V., McCausland P.J.A. (2012) Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results. *Gondwana Research*, 22, 974-991. Doi:10.1016/j.gr.2012.02.023
- Burtman V.S., Gurary G.Z., Dvorova A.V. (2003) The position of microcontinents in the Northern Tien Shan and the Eastern Urals in the Ordovician and Silurian from pa-



- leomagnetic data. *Geotectonics*, **37**(5) 352-367.
- Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2003) Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural-Mongol belt. *Tectonophysics*, **377**, 229-247. Doi:10.1016/j.tecto.2003.09.003
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician complexes of the Kokchetav massif and its fringing (Northern Kazakhstan): structure, age, and tectonic settings. *Geotectonics*, **50**(1), 71-142. DOI: 10.1134/S0016852116010027
- Golonka J., Gaweda A. (2012) Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. *Intech Tectonics – recent advances*, **10**, 262-282. <http://dx.doi.org/10.5772/50009>
- Jenchuraeva R., Bakirov A., Ghes M., Seltsmann R., Shatov V., Popov V. (2001) Mineral deposits map of Kyrgyzstan, scale 1 : 1 000 000. London-Bishkek.
- Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Y.A. (2003) The Vendian-Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian ocean, and Central Asian foldbelt. *Russian J. Earth Sci.*, **5**(3), 165-184. Doi: 10.2205/2003ES000123
- Kirscher U., Bachtadse V., Mikolaichuk A.V., Kröner A., Alexeiev D.V. (2017) Palaeozoic evolution of the North Tianshan based on palaeomagnetic data – transition from Gondwana towards Pangaea. *Intern. Geology Review*, **59**(16), 2003-2020. Doi: 10.1080/00206814.2017.1308840
- Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. (2012) SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Gondwana Research*, **22**(1), 300-309.
- Korobkin V.V., Buslov M.M. (2011) Tectonics and geodynamics of the Western Central Asian fold belt (Paleozoic Kazakhstan Paleozoides) *Russ. Geol. Geophys.*, **52**, 1600-1618.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltsmann R., Liu D., Kiselev V.V. (2013) Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen. *Gondwana Research*, **23**, 272-295.
- Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A., Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2007) Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: implications for Middle-Late Paleozoic paleogeography during the assembly of Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 104-120. Doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.025
- Lomize M.G., Demina L.I., Zarshchikov A.A. (1997) The Kyrgyz-Terskei Paleozoic Basin, Tien Shan. *Geotectonics*, **31**(6), 463-482.
- Metcalf I. (2011) Palaeozoic–Mesozoic history of SE Asia. History and Tectonics of the Australia–Asia Collision. *Geol. Soc. London Special Publ.*, **355**, 7-35. Doi: 10.1144/SP355.2
- Mikolaichuk A.V., Kurenkov S.A., Degtyarev K.E., Rubtsov V.I. (1997) Northern Tien Shan: Main Stages of Geodynamic Evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic *Geotectonics*, **31**(6), 445-462.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J. (2014) Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications. *Gondwana Research*, **26**(3-4), 957-974. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.005>
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian ocean. *Gondwana Research*, **50**, 167-194. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic development of Kazakhstan and Tien Shan in the Neoproterozoic and Early-Middle Paleozoic. *Geotectonics*, **49**(3), 219-250.
- Sengor A.M.C., Natalin B., Van der Voo R., Sunal G. (2014) A new look at the Altai: a superorogenic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust, part II: palaeomagnetic data reconstructions, crustal growth and global sea-level. *Austrian J. Earth Sci.*, **107**(2), 131-181.

## REFERENCES

- Abdulin A.A., Patalakha E.I. (1980) (Ed. E.I. Patalakha) *Chu-Iliiskii rudnyi poyas: geologiya Chu-Iliiskogo regiona* [The Chu-Yili ore belt: Geology of Chu-Yili region]. Alma-Ata, Nauka Publ., 504 p. (In Russian)
- Alexeiev D.V., Ryzantsev A.V., Kroner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. (2011) Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili mountains, southern Kazakhstan: implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan. *J. Asian Earth Sci.*, **42**, 805-820. Doi:10.1016/j.jseaes.2010.09.004
- Alexyutin M.V., Bachtadse V., Alexeiev D.V., Nikitina O.I. (2005) Paleomagnetism of Ordovician and Silurian rocks from the Chu-Yili and Kendykta mountains, South Kazakhstan. *Geophysical J. Intern.*, **162**, 321-331. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02533.x
- Avdeev A.V. (1984) Ophiolite zones and geological history of the Kazakhstan in mobilistic vision, *Sov. Geologiya*, (4), 63-72. (In Russian)
- Avdeev A.V., Kovalev A.A. (1989) *Ofiolity i evolyutsiya yugo-zapadnoi chasti Uralo-Mongol'skogo skladchatogo poyasa* [Ophiolites and evolution of the southwestern part of the Ural-Mongolian fold belt]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 229 p. (In Russian)
- Bakirov A., Nurmanbetov K. (1964) About two types of sections in the basin of the Chon-Kemin River. *Tektonika zapadnykh raionov Severnogo Tyan'-Shanya* [Tectonics of the western regions of the Northern Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 3-13. (In Russian)
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V. (2001) Position of the Kazakh-Kyrgyz continent in the Late Ordovician: evidence from the paleomagnetic data. *Dokl. Earth Sci.*, **380**(1), 753-757.
- Bazhenov M.L., Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., Pavlov V.E., Van der Voo R. (2003) Paleozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism. *Tectonophysics*, **366**, 113-141. Doi:10.1016/S0040-1951(03)00075-1
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Van der

- Voo R., Abrajevitch A.V., McCausland P.J.A. (2012) Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results. *Gondwana Research*, **22**, 974-991. Doi:10.1016/j.gr.2012.02.023
- Bekzhanov G.R., Koshkin V.Ya., Nikitchenko I.I., Skrinik L.I., Azizov T.M., Timush A.V. (2000) *Geologicheskoe stroenie Kazakhstana* [Geological structure of the Kazakhstan]. Almaty, Akad. mineral resursov Publ., 395 p. (In Russian)
- Belkova L.N., Ognev V.N. (1964) *Drevniye tolshchi Severnogo Tyan'-Shanya* [Ancient strata of the Northern Tien Shan]. Moscow, Nedra Publ., 136 p. (In Russian)
- Burtman V.S. (2006) *Tyan'-Shan' i Vysokaya Asiya: tektonika i geodinamika v paleozoe* [Tien Shan and High Asia: tectonics and geodynamics in the Paleozoic]. Moscow, GEOS Publ., 216 p. (In Russian)
- Burtman V.S., Gurary G.Z., Dvorova A.V. (2003) The position of microcontinents in the Northern Tien Shan and the Eastern Urals in the Ordovician and Silurian from paleomagnetic data. *Geotectonics*, **37**(5) 352-367.
- Burtman V.S., Katkova N.S., Kordun B.M., Medvedev V.YA. (1961) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geol. karte SSSR masshtaba 1 : 200 000, list K-43-XIV* [Explanatory note to the geological map of the USSR in scale 1 : 200 000, sheet K-43-XIV]. Moscow, Gosgeolizdat Publ., 76 p. (In Russian)
- Chabdarov N.M. (1962) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geol. karte SSSR masshtaba 1 : 200 000, list K-44-VII* [Explanatory note to geological map of the USSR scale 1 : 200 000, sheet K-44-VII]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 98 p. (In Russian)
- Chabdarov N.M., Bazhanov O.V., Kolesnikov A.A. (1971) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geol. karte SSSR masshtaba 1 : 200 000, list K-44-VIII* [Explanatory note to the geological map of the USSR, scale 1 : 200 000, sheet K-44-VIII]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 100 p. (In Russian)
- Chimbatov M.A. (1981) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geol. karte Kazakhskoi SSR masshtaba 1 : 500 000, ser. Yuzhno-kazakhstanskaya* [Explanatory note to geological map of the Kazakh SSR, scale 1 : 500 000, ser. Southern Kazakhstan]. Alma-Ata, Geological Department of the South Kazakhstan Publ., 248 p. (In Russian)
- Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2003) Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural-Mongol belt. *Tectonophysics*, **377**, 229-247. Doi:10.1016/j.tecto.2003.09.003
- Degtyarev K.E. (2012) *Tektonicheskaya evolyutsiya rannepaleozoyskikh ostrovoduzhnykh sistem i obrazovaniya kontinental'noi kory kaledonid Kazakhstana* [Tectonic evolution of the Early Paleozoic island arc systems and formation of the continental crust of the Kazakhstani Caledonides]. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretiakov A.A., Tolmacheva T.Yu., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. (2014) Structure of Caledonides of the Kyrgyz Range and Tectonic Evolution of the Northern Tien Shan in Late Precambrian and Early Paleozoic. *Geotektonika*, (6), 3-38. Doi: 10.7868/S0016853X14060034. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Ryazantsev A.V., Tretiakov A.A., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Salnikova Ye.B., Yakovleva S.Z., Gorokhovskiy B.M. (2012) The structure, justification of age and tectonic position of the Lower-Middle-Ordovician volcanogenic-sedimentary and plutonic complexes of the western part of the Kirghiz Range (Northern Tien Shan). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **20**(4), 3-32. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretiakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician complexes of the Kokchetav massif and its fringing (Northern Kazakhstan): structure, age, and tectonic settings. *Geotectonics*, **50**(1), 71-142. DOI: 10.1134/S0016852116010027
- Didenko A.N., Mossakovskiy A.A., Pecherskiy D.M., Ruzhencev S.V., Samygin S.G. Kheraskova T.N. (1994) Geodynamics of the Paleozoic Oceans of Central Asia. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 59-75. (In Russian)
- Ges M.D. (1999) Magmatism and geodynamic evolution of the Tian Shan Caledonian orogen. *Problemy geologii i geografii v Kyrgyzstane* [Problems of Geology and geography in Kyrgyzstan]. Bishkek, Ilim Publ., 33-42. (In Russian)
- Ges M.D. (2008) *Terreinovaya struktura i geokhimicheskaya ehvolyutsiya kaledonid Tyan'-Shanya* [Terrain structure and geochemical evolution of the caledonides of the Tien Shan]. Bishkek, IG NAN Publ., 130 p. (In Russian)
- Golonka J., Gaweda A. (2012) Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. *Intech Tectonics – recent advances*, **10**, 262-282. <http://dx.doi.org/10.5772/50009>
- Gorodnitskiy A.M., Zonenshajn L.P., Mirlin E.G. (1978) *Rekonstruktsii polozheniya materikov v fanerozoe* [Reconstruction of the position of the continents in Phanerozoic]. Moscow, Nauka Publ., 124 p. (In Russian)
- Grishchenko V.A., Zima M.B., Korolev V.G. (1987) Graptolite complexes of the Lower and Middle Ordovician in the upper reaches of the Chon-Kemin River. *Kaledonidy Tyan'-Shanya* [Caledonides of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 92-108. (In Russian)
- Jenchuraeva R., Bakirov A., Ghes M., Seltsmann R., Shatov V., Popov V. (2001) Mineral deposits map of Kyrgyzstan, scale 1 : 1 000 000. London-Bishkek.
- Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Y.A. (2003) The Vendian-Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleasian ocean, and Central Asian foldbelt. *Russian J. Earth Sci.*, **5**(3), 165-184. Doi: 10.2205/2003ES000123
- Kheraskova T.N., Dubinina S.V., Orlova A.R., Seryozhnikova E.A. (1997). Early Paleozoic accretion complex of the Northern Tien Shan. *Tektonicheskkiye i geodinamicheskkiye fenomeny* [Tectonic and geodynamic phenomena]. Moscow, Nauka Publ., 221-242. (In Russian)
- Khrstov E.V. (1997) Deposits of the pre-arc zone of the active continental margin: the example of the Lower Paleozoic of the Djungal Range, Tien Shan. *Byulleten MOIP, otd. geol.*, **72**(3), 23-31. (In Russian)
- Khrstov E.V., Shilov G.G. (1998) Deposits of the Ordovician epicontinental basin in the Northern Tien Shan. *Byulleten MOIP, otd. geol.*, **73**(4), 39-45. (In Russian)
- Kirscher U., Bachtadse V., Mikolaichuk A.V., Kröner A., Alexeev D.V. (2017) Palaeozoic evolution of the North Tianshan based on palaeomagnetic data – transition from Gondwana towards Pangaea. *Intern. Geology Review*, **59**(16), 2003-2020. Doi:

- 10.1080/00206814.2017.1308840
- Kiselev V.V. (1999) Uranium-lead (on zircons) geochronology of magmatism of the Northern Tien Shan. *Problemy geologii i geografii v Kyrgyzstane* [Problems of geology and geography in Kyrgyzstan]. Bishkek, Ilim Publ., 21-33. (In Russian)
- Kiselev V.V., Apayarov F.H. (1987) New data on the lower Paleozoic stratigraphy of the Karakatta Range. *Kaledonidy Tyan'-Shanya* [Caledonides of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 64-79. (In Russian)
- Klishevich V.L., Semiletkin S.A. (1995) Terrigenous-carbonate complexes of the Lower Paleozoic in the western part of the Northern and Middle Tien Shan. *Bull. MOIP, otd. geol.*, **70**(2), 59-74. (In Russian)
- Korobkin V.V., Buslov M.M. (2011) Tectonics and geodynamics of the Western Central Asian fold belt (Paleozoic Kazakhstan Paleozoides). *Russian Geol. Geophys.*, **52**, 1600-1618.
- Korolev V.G., Mambetov A.M., Makarov V.A. (1998) The relationship and age of the Karagailin and Kirtobulginsky formations of the Lower Paleozoic rocks in the Kastek Range. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(6) 72-81. (In Russian)
- Kozitskaya M.T. (1964) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geol. karte SSSR masshtaba 1 : 200 000, list K-42-XII* [Explanatory note to geological map of the USSR in scale 1 : 200 000, sheet K-42-XII]. Moscow, Nedra Publ., 88 p. (In Russian)
- Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A., Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2007) Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: implications for Middle-Late Paleozoic paleogeography during the assembly of Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 104-120. Doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.025
- Lomize M.G. (1994) The most important structural line of the Tien Shan (Nikolaev line 60 years later). *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 4: Geol.*, (1), 48-64. (In Russian)
- Maksumova R.A. (1999) A new type of Lower Paleozoic section of the Northern Tien Shan. *Problemy geologii i geografii v Kyrgyzstane* [Problems of geology and geography in Kyrgyzstan]. Bishkek, Ilim Publ., 92-99. (In Russian)
- Maksumova R.A., Zakharov I.L., Zima M.B., Hristova M.P., Chernyshuk V.P. (1988) The nape-scaly structure of the early Caledonides of the Tien Shan in the light of new data on the stratigraphy of the Lower Paleozoic strata. *Dokembrii i nizhnii paleozoi Tyan'-Shanya* [Precambrian and Lower Paleozoic of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 144-152. (In Russian)
- Mambetov A.M., Apayarov F.Kh. (1990) On the age of volcanic-sedimentary deposits of the Lower Paleozoic of the Karakatty Range. *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (10), 128-132. (In Russian)
- Metcalfe I. (2011) Palaeozoic-Mesozoic history of SE Asia. *History and Tectonics of the Australia-Asia Collision. Geol. Soc. London Special Publ.*, **355**, 7-35. Doi: 10.1144/SP355.2
- Misyus P.P. (1993) New data on the Toluksky Formation of the Ordovician in the Northern Tien Shan. *Novyye dannyye o biostratigrafii dokembriya i paleozoya Kyrgyzstana* [New data on biostratigraphy of Precambrian and Paleozoic of Kyrgyzstan]. Bishkek, Ilim Publ., 81-91. (In Russian)
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) The Central Asian fold belt: geodynamic evolution and formation history. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russian)
- Osmonbetov K.O., Knauf V.I., Korolev V.G. (1982) (Ed. V.G. Korolev) *Stratifikatsirovannyye i intruzivnyye obrazovaniya Kirgizii* [Stratified and intrusive formations of Kyrgyzstan]. Frunze, Ilim Publ., 602 p. (In Russian)
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J. (2014) Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications. *Gondwana Research*, **26**(3-4), 957-974. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.005>
- Ryazantsev A.V., Degtyarev K.Ye., Kotov A.B., Sal'nikova Ye.B., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z. (2009) Ophiolites of the Jalair-Naimansk zone (Southern Kazakhstan): structure of sections, the rationale for the age. *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(3), 359-364. (In Russian)
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian ocean. *Gondwana Research*, **50**, 167-194. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic development of Kazakhstan and Tien Shan in the Neoproterozoic and Early-Middle Paleozoic. *Geotektonics*, **49**(3), 219-250.
- Sengor A. M. C., Natalin B., Van der Voo R., Sunal G. (2014) A new look at the Altaids: a superorogenic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust, part II: palaeomagnetic data reconstructions, crustal growth and global sea-level. *Austrian J. Earth Sci.*, **107**(2), 131-181.
- Vernikovskiy V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Koulakov I.Yu. (2013) Problems of the tectonics and tectonic evolution of Arctic. *Geol. Geofiz.*, **54**, 1083-1107. (In Russian)
- Yakobchuk A.S. (1990) Tectonic position of ophiolite zones in the Paleozoic structure of Central Kazakhstan. *Geotektonics*, (6), 55-68. (In Russian)
- Zonenshajn L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. (1990) *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR, kniga 2* [Tectonics of lithospheric plates of the USSR territory, Book 2]. Moscow, Nedra Publ., 336 p. (In Russian)



УДК 552.111:553.52(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-533-557

## Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал)

© 2019 г. Т. Д. Бочарникова, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов

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

Поступила в редакцию 26.07.2018 г., принята к печати 27.11.2018 г.

**Объект исследования.** В статье приведены результаты минералого-петрологического и геохимического исследования рудных зон и руд Кусинского ильменит-магнетитового месторождения, расположенного в пределах одноименного расслоенного габбрового массива, представляющего собой пластовую залежь. Рудные тела залегают на разных горизонтах интрузии, среди расслоенных апогаббродных амфиболитов различной основности. Исследован состав галогенов (Cl, F) в сосуществующих флюид-содержащих минералах (апатит, амфибол, ставролит), а также химический состав амфиболов из околорудных пород. **Материалы и методы.** Микронзондовый анализ состава минералов выполнен в полированных шлифах на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-5. Содержания петрогенных и микроэлементов (методы XRF, ICP-MS) в породах и рудах определены в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН. **Результаты.** Установлено, что содержание Cl и F в апатите, амфиболе и ставролите, а также химический состав руд и слагающих их ильменита, магнетита и хёгбомита, зависят от положения рудных тел в разрезе интрузии. Апатиты, амфиболы и ставролиты из околорудных пород центральной части месторождения более обогащены хлором, чем эти же минералы из рудных зон приконтактных частей интрузии. В центральной рудной зоне с максимально высоким содержанием Cl, сформированы самые крупные рудные тела, в которых руды, а также магнетит в их составе, содержат больше  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Cr и V. **Включение.** Унаследованность отношений  $\text{TiO}_2/\text{FeO}$  в двупироксеновом габбро, в массивных магнетит-ильменитовых рудах и в околорудных хлорит-гранат-амфиболовых породах, а также особенности распределения галогенов в апатите двупироксенового габбро, указывают на единый магматический источник этих образований. Изучение состава галогенов во флюид-содержащих минералах в вертикальном разрезе интрузии показало, что еще на магматическом уровне произошло расслоение галоген-составляющей флюидной фазы (разное соотношение Cl и F), с участием которой в дальнейшем происходило формирование, как петрологической расслоенности, так и рудных зон с различной концентрацией Cl в рудообразующем флюиде и как следствие – образование различных по составу руд и слагающих их минералов.

**Ключевые слова:** Кусинское ильменит-магнетитовое месторождение (интрузия), расслоенность, флюид, галогены, геохимия, апатит, ильменит, магнетит, хёгбомит

## Composition of minerals (apatite, magnenite, ilmenite and others) as an index of conditions of layered massive ore formation in the laminated gabbro of Kusa intrusion (the Southern Urals)

Tatiana D. Bocharnikova, Vladimir V. Kholodnov, Yevgeny S. Shagalov

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia,  
e-mail: Bocharnikova@igg.uran.ru*

Received 26.07.018, accepted 27.11.2018

**Research subject.** In this research, we carried out a series of mineralogical, petrological and geochemical studies to investigate ore zones present in the Kusa ilmenite-magnetite deposit located within the boundaries of a similarly-named laminated gabbro massif. Here, ore bodies occur at various intrusion horizons among laminated apogabbroid amphibolites of a different basicity. In the intrusion section, the composition of halogens (Cl, F) in co-existing fluid-bearing minerals (apatite, amphibole, staurolite) was analyzed. **Materials and methods.** In order to investigate the composition of mineral samples, their polished sections were examined using an electronic-microprobe analyzer JXA-5. The content of petrogenic and microele-

**Для цитирования:** Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2019) Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал). *Литосфера*, 19(4), 533-557. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-533-557

**For citation:** Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Shagalov Ye.S. (2019) Composition of minerals (apatite, magnenite, ilmenite and others) as an index of conditions of layered massive ore formation in the laminated gabbro of Kusa intrusion (the Southern Urals). *Litosfera*, 19(4), 533-557. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-533-557

ment components (CRF and ICP-MS methods) in the rock and ore samples was determined using the facilities of the Laboratory of Physical and Chemical methods, UBRAS Institute of Geology and Geochemistry. *Results.* It is established that the content of Cl and F in the apatite, amphibole and staurolite under study, as well as the chemical composition of ilmenite, magnetite, and hombombite components, depend on the position of the ore bodies in the intrusion. Thus, the apatites from the near-ore rocks in the central part of the deposit showed the highest Cl concentrations of up to 4.1%, while those located in the near-contact parts of the intrusion demonstrated a much lower Cl content of 2%. The central ore-bearing zone having the maximal Cl content features the largest formation of ore bodies, which (including magnetite) contain higher amounts of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Cr and V. The presence of fluid-bearing minerals (apatite, scapolite, etc.) with high chlorine concentrations of up to 2.44% in this deposit is established. *Conclusions.* The identified peculiarities of halogen distribution in the apatite of bipyroxene gabbro, as well as the inheritance of relations  $\text{TiO}_2/\text{FeO}$  in bipyroxene gabbro, in massive magnetite-ilmenite ores and in near-ore rocks point to a single magmatic source of these formations.

**Keywords:** the Kusa ilmenite-magnetite deposit, lamination, fluid, halogens, geochemistry, apatite, ilmenite, magnetite, hōgbomite

#### Acknowledgements

Work is performed under the theme 0393-2016-0020 state task IGG UB RAS, № state. reg. АНН-А18-118052590029-6, and the project of UB RAS (0393-2018-0027), № state. reg. АААН-А18-118052590034-0.

## ВВЕДЕНИЕ

Механизмы и условия формирования крупных пластообразных рудных залежей в расслоенных габброидных комплексах издавна интересуют специалистов в области геологии рудных месторождений и петрологии рудоносных магматических пород. Одни исследователи полагали, что образование рудных тел в среднерифейских габброидных массивах Башкирского мегантиклинория Южного Урала связано с внедрением в уже раскристаллизованные породы остаточной богатой летучими рудной магмы [Малышев и др., 1934; Титаномагнетитовые месторождения..., 1936; и др.]. Другие рассматривали руды как кумулятивные титаномагнетитовые, преобразованные в сегрегационные ильменит-магнетитовые руды в результате более позднего регионального метаморфизма или воздействия гранитных интрузий [Мясников, 1959; и др.].

Представление о том, что расслоенное строение Кусинской интрузии, с включенными в нее пластами массивных магнетит-ильменитовых руд, является следствием магматической дифференциации, было обосновано в работе [Штейнберг и др., 1959]. Впервые типичные признаки расслоения в рудоносных интрузиях Кусинско-Копанской группы, а именно: присутствие скрытой грубой и ритмической расслоенности с многократным чередованием габброидов от меланократовых до лейкократовых по составу, а также наличие трахитоидных текстур в породах и приуроченность оруденения к определенным горизонтам в разрезе интрузии, были отмечены и охарактеризованы в работах [Карпова, 1974; Формации..., 1984; Алексеев и др., 1992, 2000].

Петрохимическая, геохимическая и минералогическая характеристики ритмической расслоенности в отдельных рудоносных массивах кусинско-копанского комплекса (Кусинском и Медведевском) была позднее дана в работах [Холоднов и др., 2002, 2015, 2016; Бочарникова и др., 2003]. На-

личие скрытой расслоенности в строении массивов кусинско-копанского комплекса охарактеризовано в работах [Ферштатер и др., 2001, 2005; и др.]. Здесь показано, что с запада на восток (от лежачего бока к висячему) в массивах этого комплекса в составе клинопироксена закономерно снижаются магнезиальность и содержание кальция, растет железистость при одновременном снижении степени окисленности железа. Этот тренд изменения в составе клинопироксена совпадает с трендом изменения состава пироксенов вверх по разрезам (от глубоких горизонтов к феррогаббро) Бушвельдского и Скаергаардского расслоенных интрузивов [Уэджер, Браун, 1970]. В Медведевском массиве (кусинско-копанского комплекса) уменьшение магнезиальности клинопироксена вверх по разрезу происходит синхронно с уменьшением магнезиальности оливина (от 0.90 до 0.64) [Ферштатер и др., 2001]. В этом же направлении снижается основность плагиоклаза от № 65 до № 50, а в титаномагнетитах вверх по разрезу интрузии растет содержание  $\text{TiO}_2$  от 6–8 до 10–15 мас. % [Фоминых, 1968]. В Копанском массиве, по данным [Кравцова, 1963], наиболее высокую основность имеют плагиоклазы в центральной части массива № 55–62, в западной части у основания интрузии плагиоклаз соответствует № 48–55 и в восточной части состав плагиоклаза – № 35–46. В рудных телах вверх по разрезу в титаномагнетитах наблюдается увеличение концентраций Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al и уменьшение содержаний Mg и Fe [Иванов, 2004]. Это соответствует данным о проявлении скрытой расслоенности в рудных телах известного Бушвельдского расслоенного массива. Дж. Уиллемз [1973], изучая магнетитовые руды этого расслоенного массива, показал, что вверх по разрезу рудных пластов в титаномагнетитах возрастает концентрация  $\text{TiO}_2$  (от 12.2–13.9 до 20%) и уменьшаются содержания  $\text{V}_2\text{O}_5$  (от 2.2 до 0.4%). В габброидах рудоносного кусинско-копанского комплекса, а именно в вертикальном разрезе Мед-

ведевского и Копанского массивов, наблюдается закономерная смена снизу вверх вкрапленного титаномагнетитового оруденения существенно ильменитовым. Такая же картина прослеживается и в пределах отдельных ритмов. В основании ритмов, в меланократовых породах, локализуются титаномагнетитовые руды, а в верхней части, в лейкократовых габбро и анортозитах, – преимущественно ильменитовое оруденение [Формации..., 1984]. Соответственно, вверх по разрезу массивов растет Ti/Fe отношение. Одновременно с титаном в породах и рудах снизу вверх растет содержание фосфора и количество апатита, а в апатитах при этом нарастает и содержание фтора [Карпова, 1974; Бочарникова и др., 2003; Холоднов и др., 2016].

Как показали проведенные в последние годы исследования [Холоднов и др., 2015], на характер, степень и направление эволюции среднерифейских рудоносных базитовых интрузий кусинско-копанского комплекса большое влияние оказали летучие элементы ( $H_2O$ , F и Cl). Они играли важную роль в рудообразовании, влияя на специфику рудоносности интрузий, формирующихся в условиях различных фаций глубинности, т.е. при различных РТХ-параметрах. Особое значение галогенов при формировании разных рудоносных магматических комплексов на Урале убедительно показано в работе [Холоднов, Бушляков, 2002].

## ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основная цель данной работы – получение новых данных, которые позволили бы приблизиться к пониманию механизма формирования крупных пластов массивных магнетит-ильменитовых руд в расслоенных габброидах Кусинской интрузии.

В связи с этим проведено детальное изучение:

1) состава галогенов (Cl, F) в гидроксилсодержащих минералах (сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите) из околорудных хлорит-гранат-амфиболовых пород, вмещающих тела массивных руд на разных горизонтах расслоенной интрузии (подошва, у западного контакта – центральная (верхняя) часть интрузии – кровля, у восточного контакта);

2) химического состава руд в разрезе интрузии, а также состава сосуществующих ильменита и магнетита, хёбomite и шпинели в рудах и в пределах одного конкретного рудного тела.

При этом планируется получить ответы на следующие вопросы:

1) как меняется состав галогенсодержащей флюидной фазы (соотношение Cl и F) в околорудных породах в зависимости от позиции рудных зон в вертикальном разрезе интрузии;

2) как взаимосвязано соотношение галогенов во флюиде с химическим и минеральным составом массивных руд на разных горизонтах интрузии;

3) как меняется соотношение галогенов во флюиде при формировании массивных и вкрапленных руд.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ КУСИНСКОГО МАССИВА

Кусинско-копанский комплекс расположен в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Он представлен полосой расслоенных габброидов в виде цепочки массивов, субмеридионально вытянутых почти на 70 км и приуроченных к зоне Зюраткульского глубинного разлома. Цепочка с севера на юг представлена Кусинским, Медведевским, Копанским и Маткальским габбровыми массивами. По времени формирования, согласно данным изотопного датирования, все массивы укладываются в один диапазон – 1385–1395 млн лет [Холоднов и др., 2010]. Восточнее габброидов тянется полоса гранитоидов Губенского и Рябиновского массивов.

Кусинская интрузия вытянута с севера на юг и падает на юго-восток под углом в среднем около  $45^\circ$ . Она сильно деформирована и под воздействием мощных тектонических напряжений приобрела сложную изогнутую форму и блоковое строение. Со стороны висячего бока (восточный контакт) залегают гранитоиды Губенского массива. Со стороны лежащего бока (западный контакт) залегают протерозойские породы – доломиты Саткинской свиты ( $R_1$ ).

Кусинское месторождение магнетит-ильменитовых руд находится в пределах одноименного расслоенного габбрового массива, представляющего собой на дневной поверхности пластовую интрузивную залежь, мощность которой изменяется от десятков метров на флангах до 800 м в центре (рис. 1). Сам массив в пределах месторождения сложен переслаиванием апогабброидных амфиболитов различной основности, включающих пласты мономинеральных апопироксенитовых амфиболитов. Сохранились участки, сложенные и довольно свежим двупироксеновым габбро. Рудовмещающие породы – это расслоенные роговообманковые габброиды, представленные чередованием слоев пород лейкократового, мезократового и меланократового облика, обусловленного различным содержанием роговой обманки (от 5–10% в анортозитах до 80–90% в горнблендитах) [Фоминых, Андреев, 1970; Карпова, 1974; Ферштатер и др., 2001; Холоднов и др., 2002; и др.].

В строении Кусинского массива выделяются два блока. **Северо-западный блок** – это выходящая на поверхность нижняя, приподошвенная часть Кусинского массива, контактирующая с доломитами нижнего рифея. Блок сложен роговообманковыми габбро и габбро-амфиболитами, а также фрагментом частично амфиболитизированного двупироксенового габбро. В этом блоке сосредоточены все массивные магнетит-ильменитовые руды, представляющие Кусинское месторождение. Условия форми-



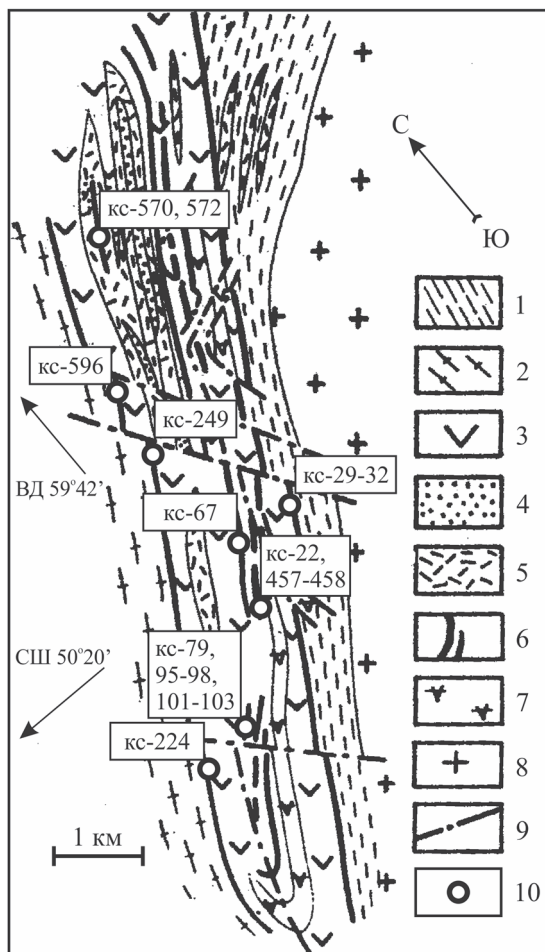


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кусинского месторождения [Формации..., 1984].

1 – южнокусинская толща амфиболитов, 2 – протерозойские породы лежащего бока, 3 – кусинская толща амфиболитов, 4 – густовкрапленные ильменит-титаномagnetитовые руды в амфиболитах, 5 – вкрапленная ильменит-титаномagnetитовая руда в амфиболитах, 6 – тела сплошных ильмено-титаномagnetитовых руд, 7 – габбро-амфиболиты, 8 – губенские гранито-гнейсы, 9 – тектонические нарушения, 10 – места отбора образцов.

Fig. 1. Schematic geological map of the Kusa deposit [Formations..., 1984].

1 – South-Kusinskaya series of amphibolites, 2 – Proterozoic rocks of a lying wall, 3 – Kusinskaya series of amphibolites, 4 – thickly impregnated ilmenite-titanomagnetite ores in amphibolites, 5 – impregnated ilmenite-titanomagnetite ore in amphibolites, 6 – bodies of ilmeno-titanomagnetite ores, 7 – gabbro-amphibolites, 8 – gubensky granite-gneisses, 9 – tectonic dislocations, 10 – a places of sampling.

рования Кусинского месторождения охарактеризованы в работе [Ферштатер и др., 2001], где показано, что образование происходило при высоком водном и общем давлении ( $P_{H_2O} = 6-7$  кбар и температуре  $600-1000^\circ\text{C}$ ,  $\lg fO_2 = 18-11$ ). Юго-восточный мегаблок расположен в 1.4 км от месторожде-

ния, где скважиной № 2 вскрыт полный разрез Кусинского массива общей мощностью около 700 м. Здесь он перекрыт гнейсами Куважской свиты ( $R_2$ ). Нижняя половина массива сложена зоной ильменитового двупироксенового габбро, а верхняя – ритмически расслоенной серией габброидов [Алексеев и др., 1992, 2000]. Оба блока характеризуются присутствием габброидов с ритмической расслоенностью, представленной многократным чередованием ритмов, сложенных от рудных меланогаббро и горнблендитов в основании ритма до лейкократового габбро и анортозитов вверх. Расслоенность согласна контактам интрузии. Согласно расслоенности ориентирована и трахитоидность в двупироксеновом габбро и габбро-амфиболитах.

В первом блоке (Кусинское месторождение) в разрезе по петрохимическим характеристикам пород [Холоднов и др., 2002] наблюдается чередование высокотитанистых и низкотитанистых ритмов. Первые отмечаются в неизменном двупироксеновом габбро, а вторые – в расслоенной *Amf*-габбро-анортозитовой (с горнблендитами и метапироксенитами) серии, фрагменты которой хорошо сохранились в интервалах между первой, второй и третьей рудными залежами. Наличие чередования высоко- и низкотитанистых ритмов является типичным и для других рудоносных расслоенных интрузий. В частности, такое чередование характерно для Чинейского расслоенного массива [Гонгальский, Криволуцкая, 1993].

На Кусинском месторождении в основании главных ритмов среди меланократовых амфиболитов располагаются рудные залежи [Холоднов и др., 2002], самые крупные из которых в центральной части интрузии уже отработаны.

Во всех ритмично расслоенных разрезах интрузии верхняя, лейкократовая, часть ритмов характеризуются значительно более высокими содержаниями в породах  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и  $P_2O_5$ , а нижняя, меланократовая (с вкрапленным титаномagnetитовым и ильменитовым оруденением), –  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MnO$  и  $MgO$ . Унаследованность отношений  $Ti/Fe$  в ритмично расслоенных габброидах и сплошных рудах месторождения указывает на единый магматический источник рудных элементов.

Изучение ритмично-расслоенных разрезов на более южном Медведевском месторождении показало [Холоднов и др., 2012], что составы апатита и рудных минералов отражают направленную кристаллизацию пород и вкрапленных руд в макро- и микроритмах снизу вверх: от более высокотемпературных минеральных парагенезисов, формирующих меланократовые породы с густовкрапленным magnetит-ильменитовым оруденением, к более низкотемпературным лейкогаббро и анортозитам. Во всех ритмах вверх по разрезу в составе апатита происходит направленный рост содержания фтора. При этом в микроритмах эта тенденция многократ-

но повторяется, свидетельствуя о том, что формирование всех микроритмов в исследованных разрезах происходило одновременно. Ритмичное нарастание содержания фтора в апатитах вверх по разрезу в каждом из ритмов коррелируется с эволюцией в составе пород – с ростом вверх по разрезу содержания щелочей, а также  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , т.е. наиболее легкоплавких и легколетучих элементов, и с накоплением в нижней части ритмов  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{MgO}$ . Теоретический анализ такой направленной снизу вверх кристаллизации в ритмично-расслоенных магматических сериях дан в работах [Шарков, 2006; Гонгальский и др., 2008].

**Массивные ильменит-магнетитовые руды** Кусинского месторождения – это рудные пласты с четкими резкими границами, согласные с контактами интрузии и с расслоенностью вмещающих их габброидов. Рудные тела имеют крутое падение на юго-восток под углом  $75\text{--}80^\circ$ . В пределах Кусинского месторождения рудные пласты простираются на расстояние до 3 км при мощности от 1–3 до 9 м. Наибольшую мощность (9 м) они имеют в центральной части массива. В приконтактных зонах интрузии мощность рудных тел значительно меньше и составляет около 1 м. По данным [Фоминых, Андреев, 1970], для тел сплошных руд Кусинского месторождения характерно необычное выклинивание в виде так называемого “конского хвоста”, которое выражается расщеплением единого крупного рудного тела на более тонкие, переходящие в тонкоструйчатые руды. Мощность таких струек до 0.1–0.2 см, они постепенно выклиниваются, чередуясь с тонкими слоями меланократового амфиболита. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в рудах интерстиционного хлорита, содержание которого варьирует от 14 до 35%.

Кроме главных рудных минералов ильменита (*Ilm*) и магнетита (*Mt*) в рудах присутствуют гематит, рутил, пирит, халькопирит, лейкоксен, а из нерудных минералов – роговая обманка, хлорит плагиоклаз, а также апатит, гранат, эпидот, биотит, кальцит.

**Вкрапленные руды** особенно широко распространены в восточной приконтактной зоне Кусинского массива. Они сложены бесполевошпатовыми амфиболитами с переменным количеством рудных минералов: титаномагнетита, ильменомангнетита, ильменита. Среди вкрапленных руд присутствуют линзы густовкрапленных руд, внутри которых залегают небольшие по протяженности и мощности пласты массивных руд [Формации..., 1984].

Рудные тела, как правило, залегают в меланократовых породах – бесполевошпатовых амфиболитах с хлоритом и гранатом. Непосредственно на контактах с рудой всегда присутствует хлоритовая зона переменной мощности, достигающая местами 80 см. Выше по разрезу эта зона переходит в амфиболиты с высоким содержанием граната. Далее

породы сменяются ритмично расслоенными мезократовыми и лейкократовыми амфиболитами. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в породах апатита.

Гранат в околорудном ореоле всегда представлен гроссуляр-альмандиновым типом [Прибавкин и др., 2003]. Содержание кальция в гранате коррелируется с содержанием глинозема в сосуществующем амфиболе и в породе. Температура кристаллизации граната соответствует  $700\text{--}800^\circ\text{C}$  при давлении 6–9 кбар. Глиноземистость роговой обманки возрастает по направлению к рудному телу. Вблизи рудных тел отмечаются высокоглиноземистые минералы: ставролит, кианит, корунд, а в самих рудах – богатые глиноземом хёбломит и хлорит. Состав хлорита соответствует Al и Al-Fe –клинохлору, что также свидетельствует о повышенных давлениях и температурах кристаллизации этого минерала и самих руд.

Установлено [Ферштатер и др., 2001, 2005; и др.], что зональность околорудных ореолов повторяет зональность реакционных кайм в неизменном двупироксеновом габбро (скв. 2), где каждое зерно титаномагнетита и ильменита окружено близкими по составу хлорит-гранат-амфиболовыми каймами. Сходство в строении и составе этих кайм и околорудных зон пластовых руд свидетельствует об однотипном механизме и близких условиях их образования. В работах [Ферштатер и др., 2001, 2005; и др.] показано, что каймы в двупироксеновом габбро образуются в результате субсолидусного взаимодействия ранних порообразующих и рудных минералов с остаточным расплавом и флюидом, что свидетельствует о неравновесности рудной флюидно-магматической системы.

#### СООТНОШЕНИЕ ГАЛОГЕНОВ (Cl, F) В СОСУЩЕСТВУЮЩИХ АПАТИТЕ, АМФИБОЛЕ И СТАВРОЛИТЕ ИЗ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ИНТРУЗИИ

Ниже приведены новые данные, характеризующие роль галогенов (хлора, фтора) в процессах формирования рудных залежей и вмещающих их амфиболитов в зависимости от позиции в вертикальном разрезе Кусинской интрузии. С этой целью, как было сказано выше, проведено изучение распределения Cl и F в сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите из околорудных пород. Первые данные были ранее опубликованы в работе [Бочарникова и др., 2006]. Содержания Cl и F в указанных гидроксилсодержащих минералах отражают состав галоген-составляющей флюидной фазы в рудообразующем флюиде на момент формирования рудных тел.

Анализ этих данных показал, что по содержанию Cl и F во флюидсодержащих минералах из

рудных зон разных горизонтов интрузии имеются существенные различия. Наиболее обогащены хлором апатиты (до 4.1%) из околорудных пород, вмещающих пласты рудных тел в центральной части

интрузии (табл. 1, рис. 2). Здесь апатит образует достаточно крупные скопления линзовидной формы, что отражает более высокую степень насыщения флюидом и фосфором этой части интрузии.

**Таблица 1.** Содержание галогенов в апатитах из околорудных амфиболовых пород пластовых рудных тел в вертикальном разрезе Кусинской интрузии (месторождения), мас. %

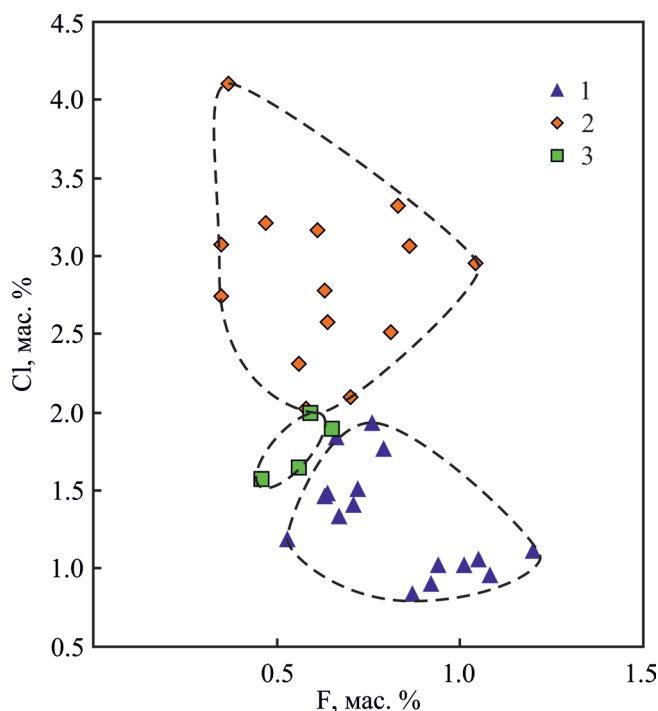
**Table 1.** Composition of halogens in apatites from the layer ore body near ore rocks in vertical section of the Kusa intrusion (deposit), wt %

| №                                                       | Размер, форма, позиция зерен апатита                        | Cl   | F    | Cl/F  |
|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|------|-------|
| <b>Рудная зона у кровли интрузии, восточный контакт</b> |                                                             |      |      |       |
| 1                                                       | Таблитчатое 200 × 130 мк, в амфиболе, n = 8                 | 1.02 | 1.01 | 1.00  |
| 2                                                       | Гексагональное 60 × 60 мк, n = 5                            | 0.90 | 0.92 | 0.98  |
| 3                                                       | Неправильной формы 130 × 100 мк, n = 7                      | 1.02 | 0.94 | 1.08  |
| 4                                                       | Таблитчатое 90 × 70 мк, в амфиболе, n = 5                   | 0.84 | 0.87 | 0.96  |
| 5                                                       | Таблитчатое 80 × 60 мк, в амфиболе, n = 5                   | 0.96 | 1.08 | 0.89  |
| 6                                                       | Таблитчатое 100 × 70 мк, n = 8                              | 1.11 | 1.20 | 0.93  |
| 7                                                       | Таблитчатое 200 × 120 мк, n = 13                            | 1.06 | 1.05 | 1.00  |
| 8                                                       | Гексагональное 250 × 120 мк, n = 11                         | 1.33 | 0.67 | 1.98  |
| 9                                                       | Таблитчатое 45 × 30 мк, в сростании с рудным, n = 6         | 1.19 | 0.53 | 2.24  |
| 10                                                      | Таблитчатое 200 × 130 мк, n = 6                             | 1.77 | 0.79 | 2.24  |
| 11                                                      | Таблитчатое 70 × 60 мк, в сростании с рудным, n = 5         | 1.48 | 0.64 | 2.31  |
| 12                                                      | Таблитчатое 200 × 100 мк, n = 6                             | 1.46 | 0.63 | 2.32  |
| 13                                                      | Таблитчатое 60 × 30 мк, n = 10                              | 1.84 | 0.66 | 2.78  |
| 14                                                      | Таблитчатое 50 × 40 мк, n = 4                               | 1.93 | 0.76 | 2.54  |
| 15                                                      | Таблитчатое 130 × 100 мк, n = 6                             | 1.41 | 0.71 | 1.98  |
| 16                                                      | Таблитчатое 45 × 30 мк, n = 4                               | 1.51 | 0.72 | 2.10  |
| <b>Центральная рудная зона</b>                          |                                                             |      |      |       |
| 17                                                      | Таблитчатое 50 × 30 мк, n = 7                               | 3.17 | 0.61 | 5.19  |
| 18                                                      | Таблитчатое 60 × 30 мк, n = 7                               | 2.58 | 0.64 | 4.03  |
| 19                                                      | Таблитчатое 130 × 100 мк, n = 12                            | 2.78 | 0.63 | 4.41  |
| 20                                                      | Таблитчатое 120 × 80 мк, n = 6                              | 2.51 | 0.81 | 3.10  |
| 21                                                      | Неправильной формы, 700 × 450 мк, n = 20                    | 2.95 | 1.04 | 2.83  |
| 22                                                      | Неправильной формы, 500 × 300 мк, n = 15                    | 3.32 | 0.83 | 4.00  |
| 23                                                      | Неправильной формы 200 × 80 мк, n = 11                      | 3.06 | 0.86 | 3.56  |
| 24                                                      | Таблитчатое 250 × 100, n = 10                               | 2.74 | 0.35 | 7.83  |
| 25                                                      | Таблитчатое 230 × 120 мк, n = 7                             | 3.21 | 0.47 | 6.83  |
| 26                                                      | Агрегат зерен 120 × 90 мк, n = 10                           | 3.07 | 0.35 | 8.77  |
| 27                                                      | Таблитчатое буровой окраски, 70 × 40 мк, n = 6              | 4.10 | 0.37 | 11.08 |
| 28                                                      | Агрегат зерен 200 × 130 мк, n = 5                           | 2.02 | 0.58 | 3.48  |
| 29                                                      | То же, n = 3                                                | 2.31 | 0.56 | 4.12  |
| 30                                                      | То же, n = 3                                                | 2.10 | 0.70 | 3.00  |
| <b>Рудная зона у подошвы интрузии, западный контакт</b> |                                                             |      |      |       |
| 31                                                      | Таблитчатое 230 × 120 мк, между зернами плагиоклаза, n = 17 | 1.90 | 0.65 | 2.92  |
| 32                                                      | Таблитчатое 100 × 80 мк, в плагиоклазе, n = 3               | 1.65 | 0.56 | 2.94  |
| 33                                                      | Неправильной формы 500 × 300 мк, n = 16                     | 2.00 | 0.59 | 3.38  |
| 34                                                      | Таблитчатое, 50 × 40 мк, в сростании с амфиболом, n = 6     | 1.57 | 0.46 | 3.41  |

Примечание. 1–7 – надрудная меланократовая амфиболовая порода с реликтами ромбического пироксена, небольшим количеством граната, эпидота, апатита и рудного вещества (обр. кс-29, висячий бок рудного тела); 8–16 – подрудная меланократовая амфиболовая порода с реликтами ромбического пироксена гранатом и рудным веществом (обр. кс-31, кс-32, лежащий бок рудного тела); 17–23 – амфиболовая порода с рудным веществом (обр. х-99-5а); 24–26 – амфиболовая порода с реликтовой структурой двупироксенового габбро (обр. кс-103); 27–30 – амфиболовая порода с округлыми выделениями плагиоклаза, который содержит включения граната и кварца (обр. кс-101); 31–34 – амфиболовая порода с реликтами ромбического пироксена и рудным веществом (обр. кс-572); n – количество измерений в зерне.

Note. 1–7 – supra-ore melanocratic amphibole rock with rhombic pyroxene relicts, small quantity of garnet, epidote, apatite and ore substance (sample кс-29 ore body hanging wall); 8–16 – sub-ore melanocratic amphibole rock with relicts of rhombic pyroxene, garnet and ore substance (кс-31, кс-32, ore body lying wall); 17–23 – amphibole rock with ore substance (х-99-5а); 24–26 – amphibole rock with relict structure of bipyroxene gabbro (кс-103); 27–30 – amphibole rock with rounded plagioclase grains, containing inclusions of garnet and quartz (кс-101); 31–34 – amphibole rock with relicts of rhombic pyroxene and ore substance (кс-572); n – number of measurements in grain.





**Рис. 2.** Содержание Cl и F в апатитах из вмещающих рудный пласт меланократовых амфиболитов в зависимости от их позиции в разрезе Кусинского месторождения (интрузии).

1 – апатит из рудной зоны у кровли интрузии, восточный контакт; 2 – апатит из центральной рудной зоны; 3 – апатит из рудной зоны у подошвы интрузии, западный контакт.

**Fig. 2.** Cl and F composition in apatites from melanocratic amphibolites, enclosing ore bed in dependence of their position in the Kusa deposit profile (intrusion).

1 – apatite from ore zone near the intrusion roof, eastern contact; 2 – apatite from the central ore zone; 3 – apatite from the ore zone near the intrusion foot, western contact.

В апатитах из рудных зон приконтактовых частей интрузии содержания хлора не превышают в целом 2%. В апатитах из рудной зоны у западного контакта интрузии (ее основание) хлора содержится немного больше, чем в апатитах из рудной зоны у восточного (кровля интрузии), где содержание F в апатитах достигает 1.20%. В апатите западной рудной зоны концентрации F не поднимаются выше 0.65%. Следует обратить внимание на то, что в околорудных породах рудного тела из восточной зоны (см. табл. 1, рис. 2) по соотношению Cl и F в апатите выделяются две группы. Одна характеризует околорудные породы со стороны лежащего бока рудного пласта (обр. кс-31, кс-32), другая – со стороны висячего (обр. кс-29). В апатитах первой группы выше содержание Cl, но ниже F, а в апатитах второй группы – наоборот. При этом в каж-

дой из них изменение содержаний Cl и F происходит синхронно.

В табл. 2 приведен химический состав околорудных пород с реликтовым железистым энстатитом – гиперстеном (восточная рудная зона). Состав породы близок к ультраосновному, и присутствие в ней реликтов гиперстена дают основание полагать, что ранее эта порода, возможно, была представлена пироксеном или оливиновым норитом. Мы видим, что повышенные концентрации F в околорудном апатите висячего бока (обр. кс-29) рудного тела коррелируется с повышенными содержаниями в породе  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и особенно фосфора (1.27%). При этом повышенные концентрации Cl в околорудном апатите лежащего бока (обр. кс-31, кс-32) коррелируются с более высокими содержаниями в породе  $TiO_2$ , FeO и MgO.

В целом различие в концентрациях F и Cl в апатите по разрезу интрузии отражает общий тренд дифференциации (расслоения) галоген-составляющей рудообразующего флюида по вертикали. В любой флюидно-магматической системе F всегда стремится к концентрации в ее верхней части [Холоднов, Бушляков, 2002; и др.], что объясняется геохимической особенностью фтора, более легкого по удельному весу, чем хлор.

На Кусинском месторождении химическая зональность проявляется и в разрезах самих пластообразных рудных залежей [Холоднов и др., 2002]. В центральной их части содержание окисного железа максимально (52.12%  $Fe_2O_3$  при 22.62% FeO), тогда как в краевых зонах содержание  $Fe_2O_3$  снижено до 42–44% при том же количестве FeO – 22–23%. Кроме того, в центре рудного пласта в максимальной степени концентрируются Cr (11 300 г/т) и V (5000 г/т). В краевых зонах рудных тел концентрации хрома (7000–8800 г/т), как и окисного железа, понижаются, а содержания MgO,  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  возрастают. В лежащем боку рудных тел существенно снижены и содержания V (до 760 г/т), в висячем боку содержание V – 4800 г/т – аналогично таковому в центральной зоне.

Распределение галогенов в амфиболе и ставролите в околорудных хлорит-гранат-амфиболовых породах в зависимости от их позиции в разрезе интрузии подчиняется закономерности, аналогичной таковой для апатита [Бочарникова и др., 2006]. В околорудных породах установлены две генерации амфибола. Первая и основная генерация представлена темно-зеленой роговой обманкой, содержащей тонкую сыпь и скопления мелкозернистых рудных минералов. Вторая разновидность – это бедный глиноземом и железом зеленовато-желтый актинолит. Химический состав амфиболов в разрезе интрузии приведен в табл. 3. Видно, что роговая обманка из центральной рудной зоны имеет более высокие содержания  $K_2O$  (0.31–0.42),  $Na_2O$  (2.01–2.74) и  $Al_2O_3$  (14.89–16.37), в то время как в восточ-

**Таблица 2.** Химический состав околорудных амфиболовых пород и реликтового железистого энстатита из рудной зоны у кровли интрузии, восточный контакт, мас. %**Table 2.** Chemical composition of near-ore rocks and relict ferruginous enstatite from ore zone near the intrusion roof, east contact, wt %

| № п.п. | n | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO*  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма  |
|--------|---|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| 1      | 1 | 40.69            | 2.09             | 8.97                           | 21.29 | 0.15 | 10.83 | 11.58 | 1.90              | 0.14             | 1.27                          | 2.90   | 102.09 |
| 2      | 3 | 38.95            | 3.43             | 6.43                           | 31.71 | 0.23 | 11.57 | 4.35  | 1.12              | 0.08             | 0.13                          | 2.80   | 101.70 |
| 3      | 1 | 55.76            | 0.04             | 0.94                           | 20.31 | 0.40 | 20.87 | 0.62  | 0.10              | 0.00             | —                             | —      | 99.05  |
| 4      | 2 | 54.74            | 0.05             | 2.31                           | 20.00 | 0.36 | 21.25 | 0.58  | 0.09              | 0.00             | —                             | —      | 99.41  |

Примечание. 1, 2 – амфиболовая порода: 1 – со стороны висячего бока рудного тела (обр. кс-29); 2 – со стороны лежащего бока (обр. кс-31, кс-32, кс-34); 3, 4 – железистый энстатит (гиперстен): 3 – висячий бок (обр. кс-29), 4 – лежащий бок (обр. кс-31); FeO\* – общее; n – количество анализов.

Note. 1, 2 – amphibole rock: from the side of hanging wall of the ore body (кс-29); 2 – from the side of lying wall (кс-1, кс-2, кс-34); 3, 4 – ferruginous enstatite (hypershtene): 3 – hanging wall (кс-29), 4 – lying wall (кс-31); FeO\* – general; n – number of analyses.

**Таблица 3.** Состав амфиболов из околорудных пород в вертикальном разрезе интрузии, мас. %**Table 3.** Amphibole composition of near-ore rocks in the vertical section of intrusion, wt %

| № п.п.                                                  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма |
|---------------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|
| <b>Рудная зона у кровли интрузии, восточный контакт</b> |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                  |                                |                               |       |
| 1                                                       | 42.80            | 0.62             | 14.25                          | 16.18 | 0.21 | 10.38 | 10.33 | 1.97              | 0.29             | 0.22                           | 0.09                          | 97.34 |
| 2                                                       | 43.11            | 0.55             | 14.59                          | 16.05 | 0.23 | 10.26 | 10.20 | 1.86              | 0.28             | 0.22                           | 0.09                          | 97.44 |
| 3                                                       | 43.60            | 0.56             | 14.46                          | 16.55 | 0.19 | 9.72  | 10.74 | 1.63              | 0.31             | 0.23                           | 0.07                          | 98.06 |
| 4                                                       | 42.86            | 0.55             | 14.65                          | 16.05 | 0.19 | 9.63  | 10.88 | 2.06              | 0.28             | 0.23                           | 0.07                          | 97.42 |
| 5                                                       | 46.69            | 0.59             | 13.07                          | 11.20 | 0.24 | 14.26 | 11.27 | 1.75              | 0.13             | 0.28                           | —                             | 99.48 |
| 6                                                       | 46.89            | 0.59             | 12.15                          | 11.22 | 0.20 | 14.27 | 12.16 | 1.73              | 0.12             | 0.00                           | —                             | 99.35 |
| 7                                                       | 46.77            | 0.55             | 11.45                          | 11.20 | 0.24 | 14.84 | 11.88 | 1.79              | 0.11             | 0.30                           | —                             | 99.14 |
| <b>Центральная рудная зона</b>                          |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                  |                                |                               |       |
| 8                                                       | 41.87            | 0.53             | 16.37                          | 15.28 | 0.18 | 10.47 | 10.62 | 2.74              | 0.31             | 0.06                           | 0.05                          | 98.48 |
| 9                                                       | 41.77            | 0.51             | 16.15                          | 15.04 | 0.18 | 10.53 | 10.63 | 2.08              | 0.40             | 0.06                           | 0.05                          | 97.40 |
| 10                                                      | 41.38            | 0.53             | 14.89                          | 16.44 | 0.13 | 9.59  | 10.33 | 2.01              | 0.33             | 0.15                           | 0.09                          | 97.83 |
| 11                                                      | 41.73            | 0.58             | 15.14                          | 16.55 | 0.13 | 10.49 | 10.46 | 2.06              | 0.42             | 0.15                           | 0.09                          | 97.80 |
| <b>Рудная зона у подошвы интрузии, западный контакт</b> |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                  |                                |                               |       |
| 12                                                      | 43.05            | 0.40             | 14.12                          | 13.33 | 0.16 | 13.62 | 10.94 | 2.02              | 0.28             | 0.00                           | 0.00                          | 97.92 |
| 13                                                      | 43.24            | 0.42             | 11.44                          | 15.80 | 0.19 | 14.14 | 11.03 | 1.97              | 0.26             | 0.00                           | 0.00                          | 98.49 |
| 14                                                      | 54.04            | 0.09             | 2.94                           | 8.74  | 0.10 | 16.23 | 11.06 | 1.93              | 0.27             | —                              | —                             | 95.40 |
| 15                                                      | 52.54            | 0.07             | 2.90                           | 8.34  | 0.10 | 17.06 | 11.06 | 1.92              | 0.29             | 0.00                           | 0.00                          | 96.26 |
| 16                                                      | 53.48            | 0.07             | 3.07                           | 8.34  | 0.08 | 16.17 | 11.20 | 1.81              | 0.26             | 0.00                           | 0.00                          | 96.47 |
| 17                                                      | 53.01            | 0.70             | 2.98                           | 8.35  | 0.90 | 16.61 | 11.13 | 1.86              | 0.27             | 0.00                           | 0.00                          | 95.81 |

Примечание. 1, 2 – меланократовый амфиболит с гранатом (обр. кс-457); 3, 4 – то же (обр. кс-458); 5–7 – меланократовый амфиболит с реликтовым железистым энстатитом, очень малым присутствием оливина (обр. кс-11в); 8, 9 – амфиболовая порода с плагиоклазом и реликтовой, теневой структурой двупироксенового габбро (обр. кс-101-6); 10, 11 – то же (обр. кс-102-6); 12–17 – рудный меланократовый амфиболит с гранатом и реликтовым железистым энстатитом (обр. кс-572); 12, 13 – роговая обманка, 14–17 – актинолит. Прочерк – нет анализа.

Note. 1, 2 – melanocratic amphibolite with garnet (кс-457); 3, 4 – the same (кс-458); 5–7 – melanocratic amphibolite with relict ferruginous enstatite, very small quantity of olivine (кс-11в); 8, 9 – amphibole rock with plagioclase and relict shadow structure of bipyroxene gabbro (кс-101-6); 10, 11 – the same (кс-102-6); 12–17 – ore melanocratic amphibolite with garnet and relict ferruginous enstatite (кс-572); 12, 13 – hornblende, 14–17 – actinolite. Dash – analysis is absent.

ной рудной зоне она содержит больше Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.22–0.30). Обе генерации амфибола обнаруживают зависимость концентраций Cl в своем составе от позиции в разрезе интрузии (табл. 4). Так, роговая обманка из центральной зоны имеет максимальные содержания хлора – 0.30–0.38%, из пород рудной зоны у восточного контакта – сотые доли, до 0.07%,

а из пород у подошвы массива – 0.14–0.23%. Концентрация Cl в этих генерациях амфибола различается на порядок. Следует отметить, что амфибол, как и апатит, в околорудных зонах у основания интрузии содержит хлора заметно больше, чем амфиболы в околорудных зонах у ее кровли (см. табл. 1, 3). Химический состав амфиболов (см. табл. 3)

**Таблица 4.** Содержание Cl, F в амфиболе и ставролите околорудных амфиболовых пород из рудных зон в разрезе интрузии, мас. %

**Table 4.** Composition of Cl, F in amphibole and staurolite from near-ore amphibole rocks of ore zones in intrusion section, wt %

| № п.п.                                                  | Позиция минерала в разрезе интрузии                         | Cl    | F    |
|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-------|------|
| <b>Рудная зона у кровли интрузии, восточный контакт</b> |                                                             |       |      |
| 1                                                       | Амфибол темно-зеленый, с рассеянной рудной пылью, n = 7     | 0.07  | 0.05 |
| 2                                                       | То же, n = 5                                                | 0.05  | 0.04 |
| 3                                                       | Амфибол темно-зеленый, с мелкими рудными скоплениями, n = 5 | 0.06  | 0.04 |
| 4                                                       | То же, без рудных включений, n = 6                          | 0.05  | 0.04 |
| 5                                                       | То же, n = 6                                                | 0.05  | 0.00 |
| 6                                                       | То же, n = 4                                                | 0.06  | 0.03 |
| 7                                                       | То же, n = 5                                                | 0.05  | 0.00 |
| 8                                                       | Амфибол зеленовато-желтый, актинолит, n = 5                 | 0.005 | 0.00 |
| 9                                                       | Ставролит, n = 3                                            | 0.14  | 0.05 |
| <b>Центральная рудная зона</b>                          |                                                             |       |      |
| 10                                                      | Амфибол темно-зеленый, с рудной сыпью, n = 5                | 0.31  | 0.04 |
| 11                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 7                                | 0.30  | 0.03 |
| 12                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 5                                | 0.37  | 0.05 |
| 13                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 4                                | 0.38  | 0.04 |
| 14                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 5                                | 0.31  | 0.00 |
| 15                                                      | Амфибол зеленовато-желтый, актинолит, n = 5                 | 0.05  | 0.01 |
| 16                                                      | То же, n = 4                                                | 0.05  | 0.01 |
| 17                                                      | То же, n = 4                                                | 0.03  | 0.00 |
| 18                                                      | То же, n = 5                                                | 0.05  | 0.00 |
| 19                                                      | Ставролит, n = 6                                            | 0.35  | 0.02 |
| 20                                                      | То же, n = 5                                                | 0.35  | 0.01 |
| 21                                                      | То же, n = 4                                                | 0.38  | 0.03 |
| <b>Рудная зона у подошвы интрузии, западный контакт</b> |                                                             |       |      |
| 22                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 6                                | 0.14  | 0.00 |
| 23                                                      | Амфибол зеленовато-желтый, актинолит, n = 3                 | 0.02  | 0.01 |
| 24                                                      | Амфибол темно-зеленый, n = 9                                | 0.23  | 0.03 |

Примечание. 1–9 – амфиболовая порода с гранатом, эпидотом, рудным веществом, апатитом (обр. кс-29, кс-29а, кс-31); 10–21 – амфиболовая порода с плагиоклазом и реликтовой, теневой структурой двупироксенового габбро (обр. кс-101, кс-103); 22–24 – амфиболовая порода (обр. кс-572, кс-596); n – количество анализов.

Note. 1–9 – amphibole rock with garnet, epidote, ore substance, apatite (кс-29, кс-29а, кс-31); 10–21 – amphibole rock with plagioclase and relict, shadow structure of bipyroxene gabbro (кс-101, кс-103); 22–24 – amphibole rock (кс-572, кс-596); n – number of analyses.

свидетельствует о том, что амфиболы околорудных зон у основания Кусинского массива, по сравнению с таковыми вышележащих зон, отличаются отсутствием в их составе хрома и ванадия. Таким образом, богатый глиноземом и железом темно-зеленый амфибол, как и апатит, из околорудных пород центральной части Кусинского месторождения, имеет максимальные содержания хлора в сравнении с амфиболом из рудных зон у контактов интрузии.

Близкие по составу разновидности амфибола установлены в двупироксеновом габбро Кусинского и Медведевского массивов [Ферштатер и др., 2001; Холоднов и др., 2016]. В последнем богатые алюминием ( $Al_2O_3$  – 14–21%) и железом (FeO – 14–20%) сине-зеленые зональные амфиболы в двупироксеновом габбро относятся к позднемагматическому субсолидусному типу. Они характеризуются высоким содержанием хлора (до 0.58 мас. %).

Развиваются в виде кайм вдоль границ орто- и клинопироксена и рудных минералов с плагиоклазом. Часто амфиболы этого типа формируются по всему межзерновому пространству, проникая по трещинкам внутрь других темноцветных минералов: в частично уралитизированный клинопироксен, в более раннюю бурую роговую обманку. Такие амфиболы по своему составу в каймах меняются от железистой роговой обманки до ферроэденита и ферропаргасита. По данным геобарометров, кристаллизация амфибола этого типа происходила при давлении около 6 кбар, что соответствует уровню становления Медведевского массива, температура при этом снижалась от 980 до 600°C. Амфиболы в двупироксеновом габбро по составу существенно отличаются [Холоднов и др., 2016, рис. 2] от амфиболов более ранней сосюритизированной ритмично-расслоенной габбро-анортозитовой серии Медведевского массива. Последние характеризуются бо-



лее высокой железнитостью (0.75 против 0.55 в дупироксеновом габбро) и менее высокой глиноземистостью. Содержание  $Al_2O_3$  здесь не превышает 13 мас. %.

**Ставролит** в околорудных породах Кусинского месторождения наблюдается в виде мелких кристаллов, включенных в таблитчатые индивиды плагиоклаза. Ранее он был уже охарактеризован [Мясников и др., 1970; Бочарникова и др., 2006]. Наибольшее количество ставролита отмечается в околорудных породах центральной части месторождения. Здесь он имеет наиболее высокое содержание хлора – 0.35–0.38 против 0.14% в ставролите из восточной рудной зоны (см. табл. 4).

Химический состав и содержание редких элементов в рудах в разрезе Кусинской интрузии приведены в табл. 5. Обращает на себя внимание то, что на всех уровнях руды характеризуются более высокими концентрациями  $Fe_2O_3$  по отношению к FeO.

Это обусловлено тем, что хлор – это сильный окислитель, концентрации которого в центральной части интрузии максимальны. Здесь руды отличаются более высокими содержаниями MgO, Cr, Co, Hf. При этом в них меньше  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ , Ta, Pb. Вниз по разрезу содержание Zn в рудах убывает. Содержание РЗЭ в рудных телах нарастает от подошвы массива к его кровле. Спектры РЗЭ показаны на рис. 3. Одновременно вверх по разрезу возрастает степень фракционирования РЗЭ с преобладанием крупных легких лантаноидов ( $La/Yb = 8.2$ ) и при значительной отрицательной аномалии Eu у руд центральной части интрузии. Здесь в повышенном количестве присутствуют Hf и Th. Отношение Th/U имеет здесь максимальное значение – 17.0.

Рост в апатитах содержания фтора на фоне более низких концентраций хлора в рудах у кровли (см. рис. 2) снижает потенциал кислорода, вследствие чего содержание  $Fe_2O_3$  существенно понижается, а доля FeO пропорционально (на 8%) повышается. Более восстановительный режим у кровли массива способствует увеличению в массивных рудах этого уровня содержаний  $TiO_2$ , а также Ni и РЗЭ при росте в составе последних содержания Eu. Спектр РЗЭ в рудах у кровли массива наиболее фракционирован ( $La/Yb = 12.3$ ), в отличие от более окисленных руд в центре интрузии, где наблюдается отрицательный Eu-минимум. Кроме того, в рудах центральной зоны снижено содержание MgO, а также количество Cr, Co, Zn, Hf и Th, но повышено содержание  $Na_2O$ , Ta, Tl, Pb, Bi, U. Отношение Th/U имеет здесь минимальное значение – 1.5.

В рудных телах у подошвы массива, где содержание хлора в апатите, амфиболе и ставролите в околорудных породах несколько выше, чем у кровли массива (при минимуме фтора), доля FeO относительно  $Fe_2O_3$  также понижена, но количество  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и CaO является наиболее высоким.

**Таблица 5.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в рудах из разных горизонтов в вертикальном разрезе интрузии

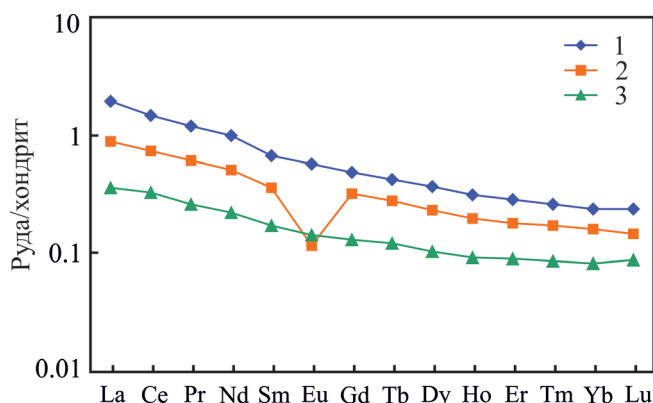
**Table 5.** Composition of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in ores from different horizons in the intrusion vertical section

| Компонент | кс-30    | кс-98     | кс-249   |
|-----------|----------|-----------|----------|
| $SiO_2$   | 5.10     | 4.96      | 6.00     |
| $TiO_2$   | 16.33    | 13.84     | 17.37    |
| $Al_2O_3$ | 5.51     | 6.47      | 6.64     |
| $Fe_2O_3$ | 34.48    | 41.72     | 33.37    |
| FeO*      | 30.20    | 22.98     | 28.50    |
| MnO       | 0.17     | 0.17      | 0.14     |
| MgO       | 5.64     | 6.05      | 5.64     |
| CaO       | 0.07     | 0.11      | 0.14     |
| $Na_2O$   | 0.60     | 0.00      | 0.04     |
| $K_2O$    | 0.04     | 0.00      | 0.01     |
| $P_2O_5$  | 0.03     | 0.03      | 0.01     |
| Сумма     | 102.71   | 96.33     | 101.81   |
| Cr        | 9878.000 | 12009.860 | 4615.900 |
| Ni        | 602.700  | 573.750   | 385.790  |
| Co        | 134.800  | 171.790   | 115.700  |
| Zn        | 416.000  | 1873.930  | 1964.980 |
| La        | 0.642    | 0.288     | 0.119    |
| Ce        | 1.277    | 0.629     | 0.284    |
| Pr        | 0.155    | 0.080     | 0.034    |
| Nd        | 0.630    | 0.320     | 0.139    |
| Sm        | 0.137    | 0.073     | 0.035    |
| Eu        | 0.044    | 0.009     | 0.011    |
| Gd        | 0.135    | 0.088     | 0.036    |
| Tb        | 0.021    | 0.014     | 0.006    |
| Dy        | 0.126    | 0.079     | 0.035    |
| Ho        | 0.024    | 0.015     | 0.007    |
| Er        | 0.064    | 0.040     | 0.020    |
| Tm        | 0.009    | 0.006     | 0.003    |
| Yb        | 0.052    | 0.035     | 0.018    |
| Lu        | 0.008    | 0.005     | 0.003    |
| Hf        | 0.121    | 0.650     | 0.241    |
| Ta        | 0.363    | 0.217     | 0.255    |
| Re        | 0.002    | 0.000     | 0.002    |
| Tl        | 0.067    | 0.015     | 0.040    |
| Pb        | 1.423    | 1.199     | 0.691    |
| Bi        | 0.025    | 0.014     | 0.014    |
| Th        | 0.127    | 0.375     | 0.333    |
| U         | 0.083    | 0.022     | 0.062    |

Примечание. Обр. кс-30 – руда из пласта у кровли интрузии; кс-98 – руда из пласта в центральной рудной зоне; кс-249 – руда из пласта у подошвы интрузии.  $FeO^* = [FeO + (Fe_2O_3)0.9]$  – общее железо.

Note. Sample кс-30 – ore from the layer near the intrusion cover; кс-98 – ore from the layer in central ore zone; кс-249 – ore from the layer near the intrusion foot.  $FeO^* = [FeO + (Fe_2O_3)0.9]$  – total Fe.

Содержание Cr, Ni, Co минимально, а Zn – максимально. Количество РЗЭ в рудах здесь также минимально, при самой низкой степени их фракционирования ( $La/Yb = 6.6$ ), Eu аномалия отсутствует. Содержание Pb и Bi также является низким. Отношение Th/U имеет промежуточное значение – 5.5.



**Рис. 3.** Нормированное по хондриту [Sun, 1982] распределение РЗЭ в пластовых ильменит-магнетитовых рудах Кусинского месторождения.

1 – кровля интрузии, восточная рудная зона (обр. кс-30); 2 – центральная рудная зона (обр. кс-98); 3 – подошва интрузии, западная рудная зона (обр. кс-249).

**Fig. 3.** Normalized on chondrite [Sun, 1982] distribution of REE in layered ilmenite-magnetite ores of the Kusa deposit.

1 – intrusion roof, the eastern ore zone (sample кс-30); 2 – central ore zone (кс-98); 3 – intrusion foot (western ore zone, кс-249).

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕНОВ В АПАТИТЕ ДВУПИРОКСЕНОVOГО ГАББРО – ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ЕДИНСТВА ПРОЦЕССОВ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА

#### Двупироксеновое габбро

Рассмотрим распределение галогенов Cl и F в апатите и амфиболе из двух типов двупироксенового габбро. Оба находятся в разрезе расслоенных габброидов в центральной части Кусинской интрузии. Первый тип – это свежее двупироксеновое габбро (мощность 0.5 м), расположенное на значительном удалении от рудного тела, второй – метасоматическое измененное габбро вблизи рудного пласта. Последнее сохранило тeneвую структуру свежего двупироксенового габбро. Оно сложено вторичными минералами в переменных количествах (плагноклаз, скаполит, амфибол, ставролит). Измененное габбро обогащено апатитом, который образует крупные выделения неправильной формы и линзовидные скопления. Содержание оксида фосфора в измененном габбро – 0.3% против 0.05%  $P_2O_5$  в свежем габбро. Апатиты из свежего габбро по содержанию галогенов делятся на три группы [Бочарникова, 2009]. В апатите (группа I) повышенное содержание хлора – 1.4–1.9%, отношение Cl/F = 4.6–10.7. Апатит (группа II) характеризуется умеренным содержанием хлора (1.3–1.5%) и повышен-

ным – фтора (0.7–1.1%), отношение Cl/F = 1.3–1.7. Апатит (группа III) с высоким содержанием фтора (1.7–1.8%) имеет отношение Cl/F = 0.5 (табл. 6). Для апатита (группа III) характерна связь с рудными минералами. Следует отметить, что апатиты всех трех групп присутствуют в виде включений в плагноклазе, что свидетельствует о том, что еще до его кристаллизации в расплаве уже существовало несколько галогенсодержащих флюидных фаз с разными концентрациями Cl и F.

Составы Cl и F в апатитах из метасоматически измененного габбро разделились на две ветви (см. табл. 6, рис. 4), одна из них тяготеет к полю I, а другая – к полю II. Это является доказательством единства процессов поро- и рудогенеза в кусинской интрузии.

Концентрации Cl, F в **амфиболах** из этих разновидностей габбро различаются на порядок. Амфибол из свежего габбро характеризуется очень низкими концентрациями хлора – 0.04% (табл. 7). Содержания Cl в амфиболе и ставролите из измененного габбро составляют уже десятые доли процента: в амфиболе – 0.25–0.38%, в ставролите – 0.19–0.38%. При этом концентрации фтора в обоих случаях очень малы и составляют сотые доли процента (0.03–0.05%). По содержанию хлора и фтора апатиты в двупироксеновом габбро и апатиты в околорудных породах рудных пластов, находящихся в подошве и вблизи кровли Кусинского массива, близки (см. рис. 2, 4), они образуют практически единое поле. Лишь в центральной части массива апатиты околорудных пород имеют более значительные концентрации хлора.

Эти данные указывают на то, что формирование двупироксенового габбро и околорудных пород с пластами магнетит-ильменитовых руд происходило в единой, изначально флюидонасыщенной, высокохлористой рудно-магматической системе, в которой при участии богатого хлором флюида произошло метасоматическое преобразование двупироксенового габбро с выносом из него рудных компонентов и формирование рудообразующего (Fe, Ti, V, Cr и др.) флюида, флюидизированного рудного расплава. В результате образовался вторичный парагенезис минералов, обогащенных хлором (амфибол, ставролит, апатит и др.). Особенно интенсивно рудообразующий процесс проявился в центральной части Кусинского месторождения, где в околорудных породах отмечены максимально высокие концентрации хлора – до 4% – и сформированы наиболее крупные рудные тела.

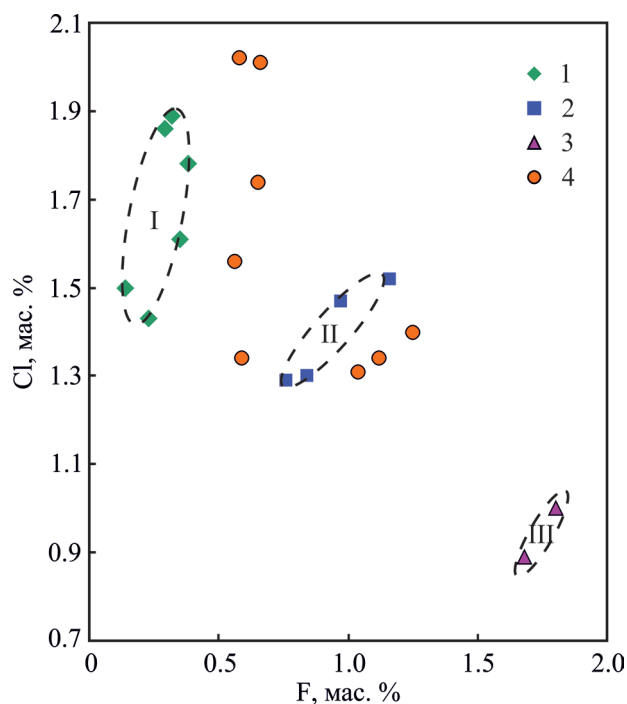
Концентрации хлора в апатитах двупироксенового и амфиболового габбро **Кусинского массива** значительно превышают его содержание в апатитах более южных рудоносных Копанского и Медведевского массивов. Так, в апатите двупироксенового габбро **Копанского массива** концентрации хлора не превышают 0.15–0.55% при содержа-

**Таблица 6.** Содержание Cl и F в апатите из двупироксенового габбро центральной части интрузии, мас. %**Table 6.** Cl and F compositions in apatite from bipyroxene gabbro of the central part, of intrusion, wt %

| № п.п.                                         | Размер, форма, позиция зерен апатита                                   | Cl   | F    | Cl/F  |
|------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|------|------|-------|
| <b>Габбро свежее</b>                           |                                                                        |      |      |       |
| <i>Группа I – апатит с повышенным хлором</i>   |                                                                        |      |      |       |
| 1                                              | Таблитчатое 60 × 30 мк, в плагиоклазе, n = 4                           | 1.50 | 0.14 | 10.71 |
| 2                                              | Таблитчатое 200 × 130 мк, в срастании с пироксеном, n = 7              | 1.86 | 0.29 | 6.41  |
| 3                                              | Таблитчатое 150 × 120 мк, в плагиоклазе, n = 7                         | 1.89 | 0.32 | 5.90  |
| 4                                              | Таблитчатое 200 × 80 мк, между амфиболом и плагиоклазом, n = 5         | 1.61 | 0.35 | 4.60  |
| 5                                              | Таблитчатое 50 × 20 мк, в амфиболе, n = 3                              | 1.78 | 0.38 | 4.70  |
| 6                                              | Таблитчатое 200 × 50 мк, между зернами плагиоклаза, n = 5              | 1.43 | 0.23 | 6.22  |
| <i>Группа II – промежуточная</i>               |                                                                        |      |      |       |
| 7                                              | Таблитчатое 70 × 40 мк, в плагиоклазе, n = 3                           | 1.30 | 0.84 | 1.55  |
| 8                                              | Изометричное 300 × 280 мк, в плагиоклазе на границе с амфиболом, n = 7 | 1.52 | 1.16 | 1.31  |
| 9                                              | Таблитчатое 250 × 180 мк, на границе плагиоклаза и амфибола, n = 4     | 1.47 | 0.97 | 1.51  |
| 10                                             | Таблитчатое 130 × 100 мк, на границе между зернами амфибола, n = 8     | 1.29 | 0.76 | 1.70  |
| <i>Группа III – апатит с повышенным фтором</i> |                                                                        |      |      |       |
| 11                                             | Таблитчатое 200 × 130 мк, между рудным и плагиоклазом, n = 8           | 1.00 | 1.80 | 0.55  |
| 12                                             | Таблитчатое 70 × 40 мк, в плагиоклазе, n = 3                           | 0.89 | 1.68 | 0.53  |
| <b>Габбро измененное</b>                       |                                                                        |      |      |       |
| 13                                             | Таблитчатое 40 × 30 мк, n = 5                                          | 1.34 | 0.59 | 2.27  |
| 14                                             | Агрегат зерен 300 × 200 мк, n = 5                                      | 2.02 | 0.58 | 3.48  |
| 15                                             | Агрегат линзовидной формы 700 × 120 мк, n = 9                          | 1.74 | 0.65 | 2.68  |
| 16                                             | То же, n = 5                                                           | 2.01 | 0.66 | 3.04  |
| 17                                             | То же, n = 3                                                           | 1.56 | 0.56 | 2.78  |
| 18                                             | Неправильной формы 700 × 450 мк, n = 6                                 | 1.40 | 1.25 | 1.12  |
| 19                                             | Агрегат зерен 350 × 250 мк, n = 6                                      | 1.31 | 1.04 | 1.26  |
| 20                                             | Таблитчатое 250 × 150 мк, в срастании со ставролитом, n = 7            | 1.34 | 1.12 | 1.20  |

Примечание. 1, 7 – шахта Центральная, горизонт 166 (обр. 6-A-69); 2–6, 8–12 – на удалении от рудного тела (обр. кс-79); 13–20 – вблизи рудного тела (обр. кс-101, кс-102); n – количество измерений в зерне.

Note. 1, 7 – mine Tsentralnaya; horizon 166 (6-A-69); 2–6, 8–12 – at a distance from the ore body (кс-79); 13–20 – near the ore field (кс-101, кс-102); n – a number of measurements in grain.

**Рис. 4.** Распределение Cl и F в апатитах из двупироксенового габбро (центральная часть Кусинского месторождения).

1–3 – свежее габбро: 1 – апатит с повышенным содержанием хлора ( $Cl > F$ , поле I); 2 – апатит с умеренным содержанием Cl и F (поле II); 3 – апатит с повышенным содержанием фтора ( $Cl < F$ , поле III); 4 – измененное двупироксеновое габбро.

**Fig. 4.** Distribution of Cl and F in apatites from bipyroxene gabbro (central part of the Kusinskoe deposit).

1–3 – fresh gabbro: 1 – apatite with the higher chlorine ( $Cl > F$ , Field I); 2 – apatite with moderate compositions of Cl and F (Field II); 3 – apatite with higher fluorine ( $Cl < F$ , Field III); 4 – modified bipyroxene gabbro.

нии фтора 1.5–2.4% [Бочарникова, 2009]. В апатите двупироксенового габбро **Медведевского массива** содержание хлора возрастает до 0.50–0.80% при концентрациях фтора 1.0–2.0% [Холоднов и др., 2016]. При этом в ритмично-расслоенном амфиболовом габбро этого массива содержание хло-



**Таблица 7.** Содержание Cl, F в амфиболе и ставролите в двупироксеновом габбро из центральной части массива, мас. %

**Table 7.** Cl, F compositions in amphibole and staurolite in bipyroxene gabbro from the central part of massif, wt %

| № п.п.                   | Амфибол, ставролит                          | Cl   | F    |
|--------------------------|---------------------------------------------|------|------|
| <b>Габбро свежее</b>     |                                             |      |      |
| 1                        | Амфибол темно-зеленый, n = 4                | 0.04 | 0.04 |
| <b>Габбро измененное</b> |                                             |      |      |
| 2                        | Амфибол темно-зеленый, n = 5                | 0.37 | 0.05 |
| 3                        | То же, n = 4                                | 0.38 | 0.04 |
| 4                        | Амфибол темно-зеленый с рудной сыпью, n = 5 | 0.31 | 0.04 |
| 5                        | Амфибол зеленый, n = 7                      | 0.30 | 0.03 |
| 6                        | Амфибол темно-зеленый, n = 5                | 0.25 | 0.05 |
| 7                        | Ставролит, n = 4                            | 0.38 | 0.03 |
| 8                        | То же, n = 6                                | 0.19 | 0.05 |

Примечание. 1 – на удалении от рудной зоны (обр. кс-79); 2–8 – в рудной зоне (обр. кс-101, кс-102); n – количество измерений в зерне.

Note. 1 – at a distance from the ore zone (кс-79); 2–8 – in ore zone (кс-101, кс-102), n – number of measurements in grain.

ра в апатитах составляет всего 0.06–0.18% при концентрациях фтора 0.8–2.2%.

Из этого следует, что Кусинская интрузия изначально была более флюидизированной и хлоронасыщенной по сравнению с южными менее глубинными габбровыми массивами. Эти различия и предопределили наиболее благоприятные условия для формирования здесь наиболее мощных рудных залежей. В данных рудах соотношение ильменит/магнетит составляет 1/2, при этом магнетит здесь самый низкотитанистый. В южных месторождениях (Медведевском, Копанском и Маткальском) при дефиците в расплаве и флюиде Cl и H<sub>2</sub>O и при более низкой фугитивности кислорода формировалось в основном вкрапленное, но крупное по запасам ильменит-титаномагнетитовое оруденение, в котором ильменит находится в парагенезисе с высокотитанистым титаномагнетитом (10–15% TiO<sub>2</sub>). В этих месторождениях (особенно в Медведевском) рудные пласты имеют малую мощность и с ними не ассоциируют такие большие объемы околорудных преобразований, как на Кусинском месторождении.

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕНОВ В АПАТИТАХ РИТМИЧНО- РАССЛОЕННЫХ ГАББРОИДОВ С ВКРАПЛЕННЫМ И МАССИВНЫМ (СЕГРЕГИРОВАННЫМ) ОРУДЕНЕНИЕМ

В качестве объектов для данного исследования были выбраны два разреза из центральной части Кусинского месторождения, один из которых со-

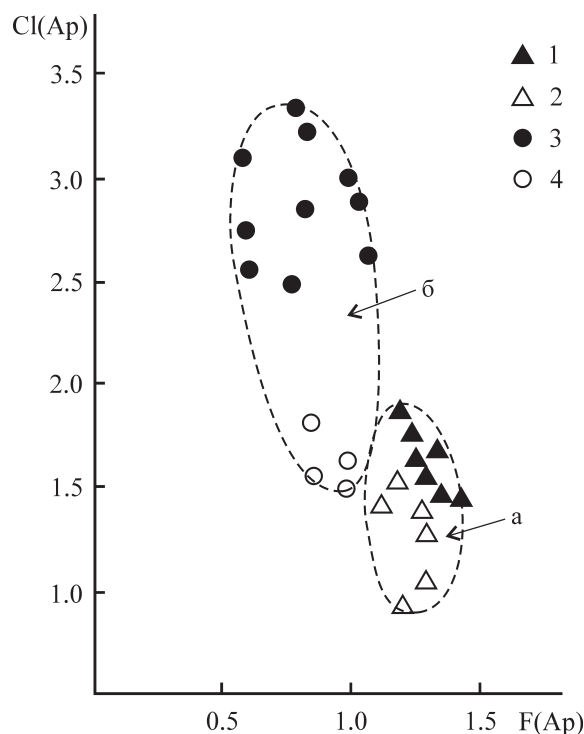
держит рассеянную рудную вкрапленность, а другой – массивные руды. Первый разрез – это тонко расслоенные габброиды, представленные чередованием слоев мощностью 1–4 см, сложенных меланократовым амфиболовым габбро и лейкократовым габбро (обр. кс-3). Рудное вещество (Ilm, Mt) равномерно рассеяно по всему объему породы как в пределах меланократовой, так и лейкократовой ее частей. Равномерность распределения рудного вещества свидетельствует о том, что оно выделилось из расплава раньше, чем были сформированы разные по составу слойки. Рудное вещество здесь осталось на месте, не претерпев мобилизации и перераспределения [Бочарникова и др., 2003].

Второй разрез содержит прослой массивной магнетит-ильменитовой руды мощностью около 2.5 см (обр. х-99). По мере удаления от контакта руда сменяется меланократовой гранатосодержащей рудной амфиболовой породой, далее – лейкократовой амфибол-плагиоклазовой породой и плагиоклазитом. Химический состав пород и руд этого разреза опубликован [Холоднов и др., 2002]. В меланократовой части этого разреза рудное вещество распределено неравномерно, наблюдаются отдельные скопления неправильной формы и линзочки, вплоть до образования целых слоев. В плагиоклазите рудное вещество практически отсутствует. То есть произошел процесс перераспределения и сегрегирования рудного вещества с образованием более крупных скоплений массивных руд (рудные слои). В таких рудах содержание TiO<sub>2</sub> составляет 12.5–14.0, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 27–43, FeO – 30–31% при повышенном количестве Cr (5900 г/т) и V (5900 г/т). Отношение TiO<sub>2</sub>/FeO = 0.19–0.21, что позволяет отнести породы и руды этого разреза к высокотитанистому типу. В целом эти показатели близки к таковым крупных пластов массивных руд, охарактеризованных выше.

Анализ состава апатита из меланократовой и лейкократовой составляющих этих разрезов показал, что концентрации Cl и F в апатитах в них существенно различаются (рис. 5). В первом разрезе с рассеянной рудной вкрапленностью (поле “а”) содержание хлора в апатитах не превышает 1.8% (при диапазоне концентраций 1.0–1.8%) и содержания F – 1.0–1.5%. В породах с прослоем массивной магнетит-ильменитовой руды (поле “б”) содержание Cl достигает 3.3% (при вариации 1.5–3.3 %) и концентрации F 0.5–1.0%.

В обоих разрезах более высокое содержание Cl характерно для апатитов из меланократовых пород. При этом максимальный разброс содержания Cl в апатитах между мелано-и лейкократовыми породами отмечен в разрезе с массивной рудой.

Кроме того, апатит в разрезе с рассеянной вкрапленностью обычно включен как в плагиоклаз, так и в амфибол. Это означает, что еще до формирования слоев разного состава в расплаве одновре-



**Рис. 5.** Распределение Cl и F в апатитах из расслоенных пород.

а – поле состава апатита из пород с рассеянной рудной вкрапленностью; б – поле состава апатита из пород, сопровождающих массивные магнетит-ильменитовые руды. 1 – меланократовая амфиболовая порода, 2 – лейкократовая амфибол-плагиоклазовая порода, 3 – меланократовая рудная гранатсодержащая амфиболовая порода, 4 – плагиоклазит.

**Fig. 5.** Cl and F distribution in apatites from laminated rocks.

а – field of apatite composition from rocks with scattered ore dissemination; б – field of apatite content from the rocks accompanying massive magnetite-ilmenite ores. 1 – melanocratic amphibole rock, 2 – leucocratic amphibole-plagioclase rock, 3 – melanocratic ore garnet-containing amphibole rock, 4 – plagioclaseite.

менно существовало несколько флюидных фаз с разными концентрациями Cl и F, которые впоследствии были захвачены плагиоклазом и амфиболом при их кристаллизации, что в дальнейшем предопределило формирование расслоенности.

Таким образом, характер распределения рудного вещества в разрезе с вкрапленным оруденением указывает на то, что изначально рудное вещество в расплаве находилось в равномерно рассеянном состоянии. Заметного фракционирования между хлором и фтором здесь не происходило, поэтому апатиты из расслоенных меланократовых и лейкократовых пород достаточно близки по содержанию хлора и фтора. В этом случае никакого перераспределения рудного вещества не было, и оно при фор-

мировании тонкой расслоенности так и осталось в равномерно рассеянном состоянии. Во втором случае рудное вещество, ранее находившееся в расплаве и породах в равномерно рассеянном состоянии, именно под воздействием флюида со значительно более высокой концентрацией хлора подверглось мобилизации, перераспределению и последующей концентрации (сегрегации) в скопления с формированием рудных слойков, а затем и более крупных рудных масс. Этот богатый хлором флюид определил и околорудные преобразования габброидов с их кислотным выщелачиванием и образованием нетипичных для габброидных пород, таких высокоглиноземистых минералов, как ставролит, корунд, кианит и др. [Прибавкин и др., 2003].

#### ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ИЛЬМЕНИТА И МАГНЕТИТА, А ТАКЖЕ ХЁГБОМИТА И ШПИНЕЛИ В РУДНЫХ ТЕЛАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ПОЗИЦИИ В РАЗРЕЗЕ КУСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Ильменит и магнетит.** В кусинских рудах ильменит, являясь более ранним и высокотемпературным минералом, всегда идиоморфен по отношению к магнетиту. Ильменит в магнетите наблюдается в виде мелких округлых включений и образований типа эмульсионных капель, при этом часто зерна ильменита образуют отдельные скопления в виде линзочек, цепочек, шпиров и гнезд. Иногда зерна ильменита и магнетита, тесно соприкасаясь друг с другом, имеют полиэдрические очертания. В тех случаях, когда они разобщены, зерна ильменита имеют округлые очертания или неправильные формы. Размеры зерен ильменита и магнетита близки и составляют в среднем 0.2–0.3 мм при вариациях от 0.06 до 1.00 мм. В табл. 8 приведены составы сосуществующих ильменитов и магнетитов из рудных пластов в краевых зонах Кусинской интрузии (подошва, кровля) и в центральной ее части. В рудных телах у основания интрузии ильменит содержит значительно больше  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{ZnO}$  и  $\text{MnO}$  по сравнению с ильменитом из рудных пластов у кровли, где он имеет повышенное содержание  $\text{TiO}_2$ . В ильмените массивных руд из центральной части интрузии содержится больше  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  [Бочарникова и др., 2005]. Магнетит из рудных тел у кровли массива, как и ильменит, имеет более высокие концентрации  $\text{TiO}_2$ , а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , у подошвы интрузии он, как и ильменит, несколько обогащен  $\text{ZnO}$ , а в центральной части имеет повышенное содержание  $\text{MgO}$  и особенно  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Как было показано выше, на Кусинском месторождении, в центральной его части с наиболее высоким содержанием Cl в минералах (апатит, амфибол, ставролит), для рудных тел характерны наиболее высокие концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при пони-

**Таблица 8.** Состав ильменита и магнетита из рудных тел вблизи западного (подошва) и восточного (кровля) контактов, и в центральной части Кусинской интрузии, мас. %

**Table 8.** Ilmenite and magnetite composition from ore bodies near western (foot) and eastern (roof) contacts and from central part of the Kusa intrusion, wt %

| Окислы                         | Ильменит |       |       | Магнетит |       |        |
|--------------------------------|----------|-------|-------|----------|-------|--------|
|                                | 1        | 2     | 3     | 1        | 2     | 3      |
| TiO <sub>2</sub>               | 50.35    | 50.42 | 51.43 | 0.08     | 0.11  | 0.20   |
| FeO                            | 47.02    | 47.34 | 46.80 | 96.82    | 95.90 | 96.47  |
| MgO                            | 0.90     | 1.04  | 0.68  | 0.07     | 0.09  | 0.05   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.65     | 0.29  | 0.17  | 1.39     | 2.34  | 1.74   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.11     | 0.07  | 0.04  | 0.28     | 0.22  | 0.37   |
| ZnO                            | 0.15     | 0.14  | 0.08  | 0.21     | 0.12  | 0.17   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.22     | 0.11  | 0.08  | 1.07     | 1.07  | 1.10   |
| MnO                            | 0.82     | 0.64  | 0.60  | 0.05     | 0.00  | 0.04   |
| Сумма                          | 100.22   | 99.67 | 99.88 | 99.97    | 99.85 | 100.14 |
| n                              | 4        | 6     | 7     | 5        | 5     | 6      |

Примечание. 1 – рудные тела у подошвы массива (обр. кс-570, кс-249, кс-224); 2 – рудное тело в центральной части интрузии (обр. кс-95, кс-97); 3 – рудные тела у кровли (обр. кс-30, кс-33, кс-37); n – количество анализов.

Note. 1 – ore bodies near the foot (кс-570, кс-249, кс-224); 2 – in the central part (кс-95, кс-97); 3 – near the roof of intrusion (кс-30, кс-33, кс-37); n – a number of analyses.

женном содержании FeO (окислительный режим) (см. табл. 5) FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.55. При этом здесь наблюдается более высокое содержание MgO и особенно Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Магнетит в массивных рудах этой центральной части месторождения также отличается резко повышенным содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а ильменит содержит больше MgO и FeO. В рудных телах приконтактных зон интрузии содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> относительно центра интрузии существенно ниже, а доля FeO пропорционально повышена, что обусловлено снижением потенциала кислорода. Руды этих зон имеют близкие значения FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: у кровли – 0.87, у подошвы – 0.85. Более восстановительный режим в приконтактных зонах способствовал увеличению в массивных рудах этих уровней содержания TiO<sub>2</sub> (см. табл. 5). Ранее [Штейнберг и др., 1959] на Кусинском и Копанском месторождениях была также отмечена обогащенность Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> центральной части рудных тел.

По химическому составу руды в поперечном разрезе конкретного рудного тела (кс-95–кс-98) также имеют различия. Например, в центральной его части содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> максимально, как максимально и содержание Cr (11300 г/т) и V (5000 г/т). Это находит отражение и в составе рудных минералов. Так, магнетит из центра рудного тела имеет максимальное содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (табл. 9), при этом у основания наблюдаются наиболее высокие концентрации MgO, FeO и TiO<sub>2</sub>, а у кровли пла-

**Таблица 9.** Состав ильменита и магнетита в поперечном разрезе одного рудного пласта из центральной рудной зоны, мас. %

**Table 9.** Ilmenite and magnetite compositions in cross-section of one ore layer from the central ore zone, wt %

| Окислы                         | Ильменит |       |       | Магнетит |       |       |
|--------------------------------|----------|-------|-------|----------|-------|-------|
|                                | 1        | 2     | 3     | 1        | 2     | 3     |
| TiO <sub>2</sub>               | 50.67    | 50.42 | 49.88 | 0.22     | 0.11  | 0.08  |
| FeO                            | 43.22    | 47.34 | 47.97 | 98.55    | 95.90 | 93.04 |
| MgO                            | 4.28     | 1.04  | 0.60  | 0.22     | 0.09  | 0.07  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.88     | 0.29  | 0.06  | 0.06     | 2.34  | 2.04  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.18     | 0.07  | 0.01  | 0.04     | 0.22  | 0.25  |
| ZnO                            | 0.00     | 0.14  | 0.01  | 0.00     | 0.12  | 0.10  |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.00     | 0.11  | 0.86  | –        | 1.07  | 0.57  |
| MnO                            | 0.00     | 0.64  | 0.34  | –        | 0.00  | 0.01  |
| Сумма                          | 100.23   | 99.67 | 99.73 | 99.10    | 99.85 | 96.16 |
| n                              | 1        | 6     | 3     | 1        | 5     | 4     |

Примечание. 1 – приподошвенная часть рудного пласта (обр. кс-98); 2 – центральная его часть, (обр. кс-95, кс-97); 3 – прикровлевая часть пласта (обр. кс-96). Прочерк – нет данных.

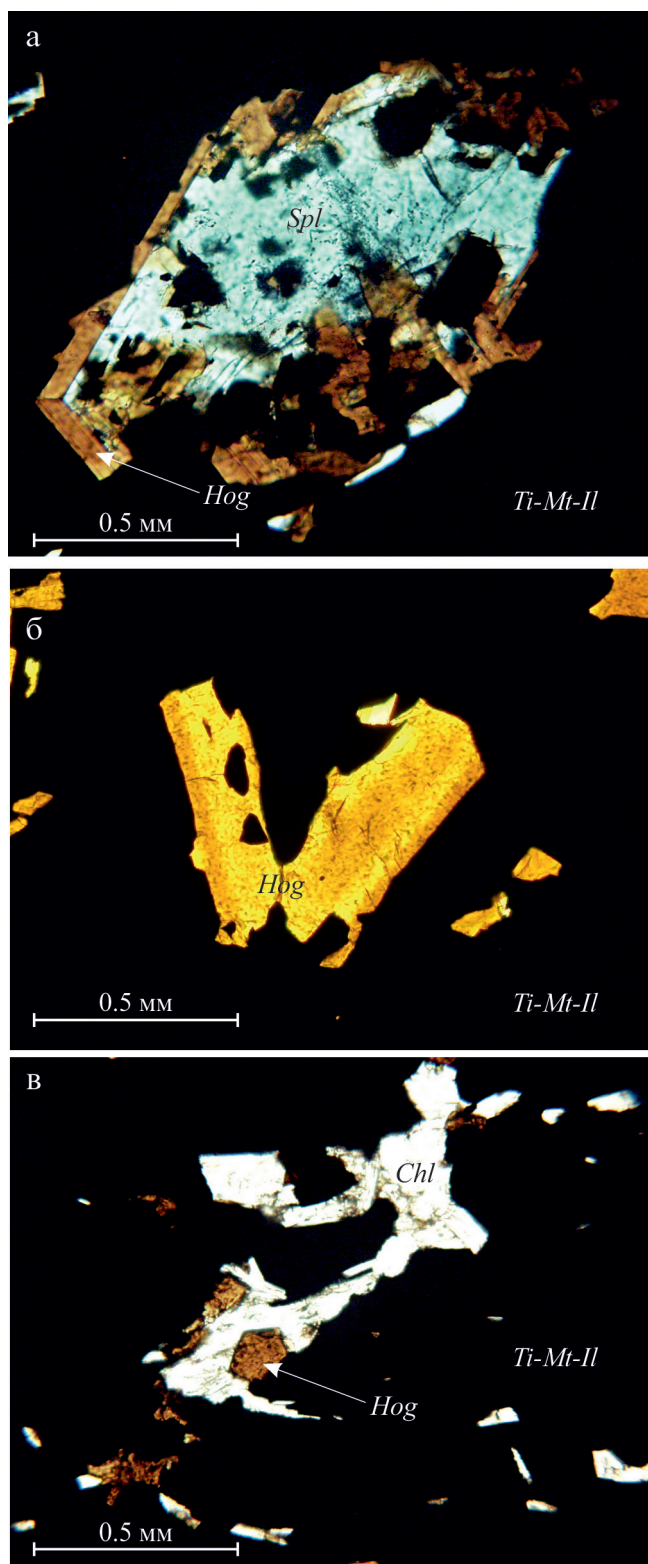
Note. 1 – near-foot part of ore layer (кс-98); 2 – its central part (кс-95, кс-97); 3 – near-roof part of the layer (кс-96). Dash – no data.

ста – повышенные содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В ильмените у основания рудного пласта максимальны концентрации MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, содержание которых вверх по разрезу к кровле последовательно снижается, при этом у кровли наиболее высокие концентрации V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. В ильмените из центральной части рудного пласта отмечаются наибольшие концентрации ZnO и особенно MnO.

Таким образом, проявлена дифференциация рудных компонентов как на уровне формирования рудных тел в разрезе интрузии, так и в пределах отдельно взятого рудного пласта.

**Хёббомит и шпинель.** Хёббомит в месторождениях Кусинско-Копанской группы был отмечен в 1952 г. В.А. Молевой, В.С. Мясниковым, затем О.В. Карповой [1974]. По данным [Бочарникова и др., 2005], в разрезе Кусинской интрузии хёббомит встречается во всех рудных телах, но распределение его весьма неравномерное. На одних участках в рудах содержание хёббомита может составлять 5–7%, на других – отмечаются лишь единичные зерна либо он отсутствует. Размер зерен хёббомита в среднем составляет 0.2–0.5 мм. Часто в нем наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Иногда наблюдается тесная ассоциация хёббомита и шпинели, в которой первый минерал формируется в краевых зонах зерен шпинели (рис. 6а). В основном хёббомит образует зерна неправильной формы и самостоятельные кристаллы таблитчатого облика, располагаясь между магнетитом и ильменитом, а также бывает приурочен к интерстиционным скоплениям богатого глиноземом хлорита (рис. 6б, в). Часто встречаются и скелетные





**Рис. 6.** Микрофотографии хёгбомита в рудах Кусинского месторождения.

а – взаимоотношение хёгбомита и шпинели, б – идиоморфные кристаллы хёгбомита среди рудных минералов, в – идиоморфный кристалл хёгбомита в интерстиционном хлорите.

**Fig. 6.** Microphotos of hegbomite in the Kusa deposit ores.

а – interrelation of hegbomite and spinel, б – hegbomite idiomorphic crystals among ore minerals, в – idiomorphic crystal of hegbomite in interstitial chlorite.

кристаллы хёгбомита, которые располагаются как между зёрнами магнетита и ильменита, так и в интерстиционном хлорите.

Установлено закономерное изменение состава хёгбомита в зависимости от позиции рудного тела в разрезе интрузии (табл. 10). Так, хёгбомит из руд центральной зоны (первая группа) при количестве  $Al_2O_3$  (52–62%) в его составе содержит больше  $MgO$  (8.81–12.63%),  $Cr_2O_3$  (1.63–3.67%), а также  $TiO_2$  (до 8.9%). Здесь хёгбомит, как правило, ассоциирует с высокоглинозёмистой шпинелью. Хёгбомит из рудных тел краевых зон интрузии (вторая группа) содержит больше  $FeO$  (до 26.30%) и  $ZnO$  (до 5.69%), особенно растёт содержание  $ZnO$  в одной из его генераций в рудах у подошвы массива.

Шпинель наблюдается только в рудных телах центральной части Кусинского месторождения (см. табл. 10). При этом распределение ее в рудах неравномерно, иногда присутствует только одна шпинель, иногда в парагенезисе с хёгбомитом. В рудах, где присутствует одна шпинель (обр. кс-67), она представлена двумя разновидностями. Первая, менее распространенная, – это более магнизальная и обогащенная цинком шпинель с содержанием 3.0%  $ZnO$  при 25%  $MgO$ , вторая – более железистая (до 15%  $FeO$ ) – обогащена  $Cr_2O_3$  (до 1.5%). В том случае если шпинель находится в парагенезисе с хёгбомитом, то последний минерал всегда имеет более низкую железистость (см. табл. 10).

На рис. 7 показаны составы хёгбомита и шпинели из разных рудных зон в разрезе интрузии. В изученных парах хёгбомит–шпинель первый всегда имеет более высокую железистость ( $f = 0.46–0.55$  против  $0.36–0.46$  у шпинели). Положительная корреляция между железистостью, цинком и хромом в шпинели полностью повторяется в хёгбомитах. В рудах центральной части интрузии, где присутствует только шпинель (обр. кс-67), установлено два типа шпинели. Первая, наименее распространенная, представлена своей цинксодержащей разновидностью (3.05%  $ZnO$ ,  $f = 0.1$ ), вторая – более железистой (1.77%  $ZnO$ ,  $f = 0.34$ ). Общая особенность этих шпинелей, по сравнению со шпинелями из руд с хёгбомитом, – их повышенная магнизальность. Это наиболее высокотемпературная первичная шпинель. Кроме рассмотренных выше двух групп выявлена максимально железистая ( $f = 0.68–0.87$ ) и хромистая (4.1%  $Cr_2O_3$ ) разновидность хёгбомита, которая формирует скелетные кристаллы разной конфигурации в хромосодержащем хло-

**Таблица 10.** Состав хёгбомита и шпинели в массивных магнетит-ильменитовых рудах в зависимости от позиции рудных тел в вертикальном разрезе Кусинского массива, мас. %

**Table 10.** Heggomite and spinel composition in massif magnetite-ilmenite ores in dependence on ore body position in the Kusa massive vertical section, wt %

| № п.п.                                    |    | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO*  | MgO   | ZnO  | Сумма  | FeO/(FeO + MgO) |
|-------------------------------------------|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|--------|-----------------|
| Руды у кровли интрузии, восточный контакт |    |                  |                                |                                |       |       |      |        |                 |
| 1                                         | hg | 7.23             | 57.38                          | 2.00                           | 24.87 | 5.75  | 1.97 | 99.19  | 0.81            |
| 2                                         | hg | 6.72             | 55.90                          | 1.91                           | 26.30 | 5.88  | 1.97 | 98.68  | 0.82            |
| 3                                         | hg | 6.37             | 57.37                          | 1.77                           | 25.30 | 6.49  | 1.84 | 99.14  | 0.79            |
| Руды из центральной рудной зоны           |    |                  |                                |                                |       |       |      |        |                 |
| 4                                         | hg | 7.31             | 58.03                          | 1.74                           | 19.74 | 11.27 | 0.88 | 99.46  | 0.64            |
| 5                                         | hg | 8.50             | 55.16                          | 3.00                           | 21.17 | 10.32 | 0.91 | 99.59  | 0.67            |
| 6                                         | hg | 8.89             | 54.37                          | 2.35                           | 22.28 | 10.37 | 0.80 | 99.06  | 0.68            |
| 7                                         | hg | 8.75             | 52.37                          | 3.67                           | 22.27 | 10.61 | 0.91 | 98.58  | 0.67            |
| 8                                         | hg | 6.23             | 57.96                          | 3.32                           | 20.76 | 11.57 | 1.03 | 100.87 | 0.64            |
| 9                                         | hg | 6.65             | 57.84                          | 1.88                           | 20.07 | 11.58 | 1.08 | 99.10  | 0.63            |
| 10                                        | hg | 5.99             | 61.89                          | 1.59                           | 18.61 | 11.37 | 1.12 | 100.57 | 0.62            |
| 11                                        | hg | 5.56             | 59.76                          | 2.90                           | 19.11 | 11.01 | 1.05 | 99.40  | 0.49            |
| 12                                        | sp | 0.00             | 61.08                          | 2.75                           | 19.19 | 13.40 | 2.38 | 98.79  | 0.44            |
| 13                                        | hg | 6.42             | 60.76                          | 2.76                           | 19.22 | 8.81  | 1.25 | 99.22  | 0.55            |
| 14                                        | sp | 0.00             | 61.16                          | 2.73                           | 18.73 | 11.90 | 2.97 | 97.47  | 0.46            |
| 15                                        | hg | 6.72             | 59.64                          | 1.95                           | 18.50 | 9.83  | 1.06 | 97.70  | 0.51            |
| 16                                        | sp | 0.02             | 60.06                          | 3.10                           | 20.41 | 13.02 | 2.64 | 99.24  | 0.46            |
| 17                                        | hg | 6.81             | 58.18                          | 1.63                           | 19.50 | 12.63 | 0.49 | 99.70  | 0.61            |
| 18                                        | sp | 0.02             | 61.40                          | 1.90                           | 17.11 | 16.81 | 1.38 | 98.98  | 0.50            |
| 19                                        | sp | 0.00             | 67.15                          | 0.33                           | 4.76  | 25.20 | 3.05 | 100.49 | 0.16            |
| 20                                        | sp | 0.00             | 65.53                          | 1.51                           | 14.83 | 16.05 | 1.77 | 99.69  | 0.48            |
| 21                                        | sp | 0.00             | 66.93                          | 0.24                           | 13.17 | 16.96 | 1.73 | 99.56  | 0.44            |
| 22                                        | sp | 0.74             | 64.97                          | 0.88                           | 13.21 | 17.41 | 1.70 | 98.91  | 0.43            |
| Руды у подошвы интрузии, западный контакт |    |                  |                                |                                |       |       |      |        |                 |
| 23                                        | hg | 5.75             | 56.99                          | 2.58                           | 25.21 | 4.12  | 4.20 | 99.63  | 0.86            |
| 24                                        | hg | 5.51             | 57.55                          | 2.08                           | 23.29 | 3.49  | 5.69 | 98.41  | 0.86            |
| 25                                        | hg | 5.39             | 57.20                          | 2.05                           | 25.87 | 3.85  | 4.70 | 99.06  | 0.87            |
| 26                                        | hg | 5.58             | 56.94                          | 2.77                           | 24.98 | 4.13  | 4.43 | 98.83  | 0.85            |
| 27                                        | hg | 5.99             | 57.46                          | 2.15                           | 23.68 | 3.74  | 5.22 | 98.24  | 0.86            |
| 28                                        | hg | 6.15             | 57.93                          | 2.46                           | 24.05 | 6.02  | 1.44 | 98.75  | 0.80            |
| 29                                        | hg | 6.02             | 58.64                          | 1.81                           | 24.16 | 6.57  | 1.51 | 98.72  | 0.78            |
| 30                                        | hg | 6.53             | 58.25                          | 1.62                           | 24.66 | 6.08  | 1.70 | 98.84  | 0.80            |
| 31                                        | hg | 6.05             | 58.44                          | 1.93                           | 24.09 | 6.35  | 1.55 | 98.42  | 0.79            |

Примечание. 1–3 – рудное тело, не содержащее шпинели (обр. кс-22); 4–22 – рудные тела со шпинелью: 11–18 – хёгбомит и шпинель, находящиеся в сростании друг с другом, обр. кс-95 (пары: 11–12, 13–14, 15–16), обр. кс-98 (пара 17–18), 19–22 – рудное тело со шпинелью без хёгбомита, обр. кс-67; 23–31 – рудные тела без шпинели у западного контакта: 23–27 – обр. кс-224, 28–31 – обр. кс-570. FeO\* – все железо в виде FeO.

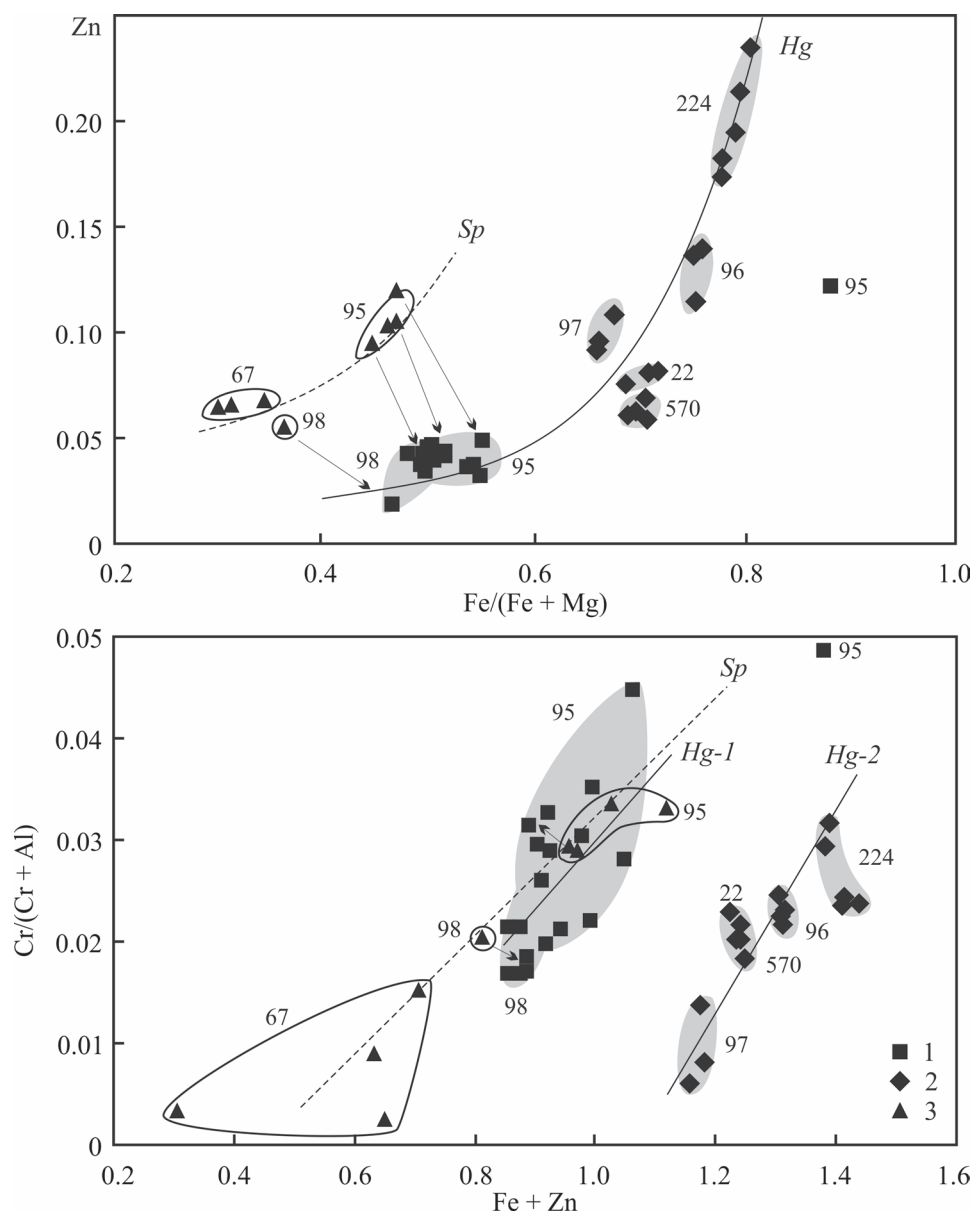
Note. Ore body without spinel (кс-22); 4–22 – ore bodies with spinel: 11–18 – hogbomite and spinel in growth with each other, кс-95 (pairs 11–12, 13–14, 15–16); кс-98 (pair 17–18); 19–22 – ore body with spinel, without hogbomite, кс-67; 23–31 – ore bodies without spinel near the western contact: 23–27 – кс-224, southern flange; 28–31 – кс-570 – northern flange of the deposit. FeO\* – all ferrum in the form of FeO.

рите ( $f = 0.28, 0.9\% \text{ Cr}_2\text{O}_3, 23\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ ). Для сравнения приведены составы хёгбомитов из руд титано-магнетитового месторождения Лиганга (Танзания), которое залегает в массиве лейкократового габбро, расположенного в докембрийских гнейсах и сланцах (рис. 8). Здесь, как и на Кусинском месторождении, рудные пласты и линзы залегают согласно с общим простираанием массива [Zakrzewski, 1977].

На диаграммах (см. рис. 8) видно, что составы кусинских хёгбомитов из рудных тел центральной

рудной зоны и краевых зон образуют отдельные поля, как и хёгбомиты месторождения Лиганга. В хёгбомитах у основания Кусинской интрузии наблюдается прямая зависимость между содержаниями MgO и TiO<sub>2</sub>, а также ZnO и FeO/(FeO + MgO).

Хёгбомиты из центральной части интрузии формируют совершенно иной тренд, как и месторождения Лиганга. Последние выделяются повышенным количеством MgO. В сравнении с кусинскими хёгбомитами из руд месторождения Лиганга имеют бо-



**Рис. 7.** Состав хёгбомита и шпинели в координатах Zn–Fe/(Fe + Mg) и Cr/(Cr + Al)–(Fe + Zn).

1 – хёгбомит первой группы, 2 – второй группы, 3 – шпинель. Цифры – номера образцов.

**Fig. 7.** Heggomite and spinel compositions in Fe/(Fe + Mg)–Zn and Cr/(Cr + Al)–(Fe + Zn) coordinates.

1 – heggomite of the first group, 2 – heggomite of the second group, 3 – spinel. Figures – sample numbers.

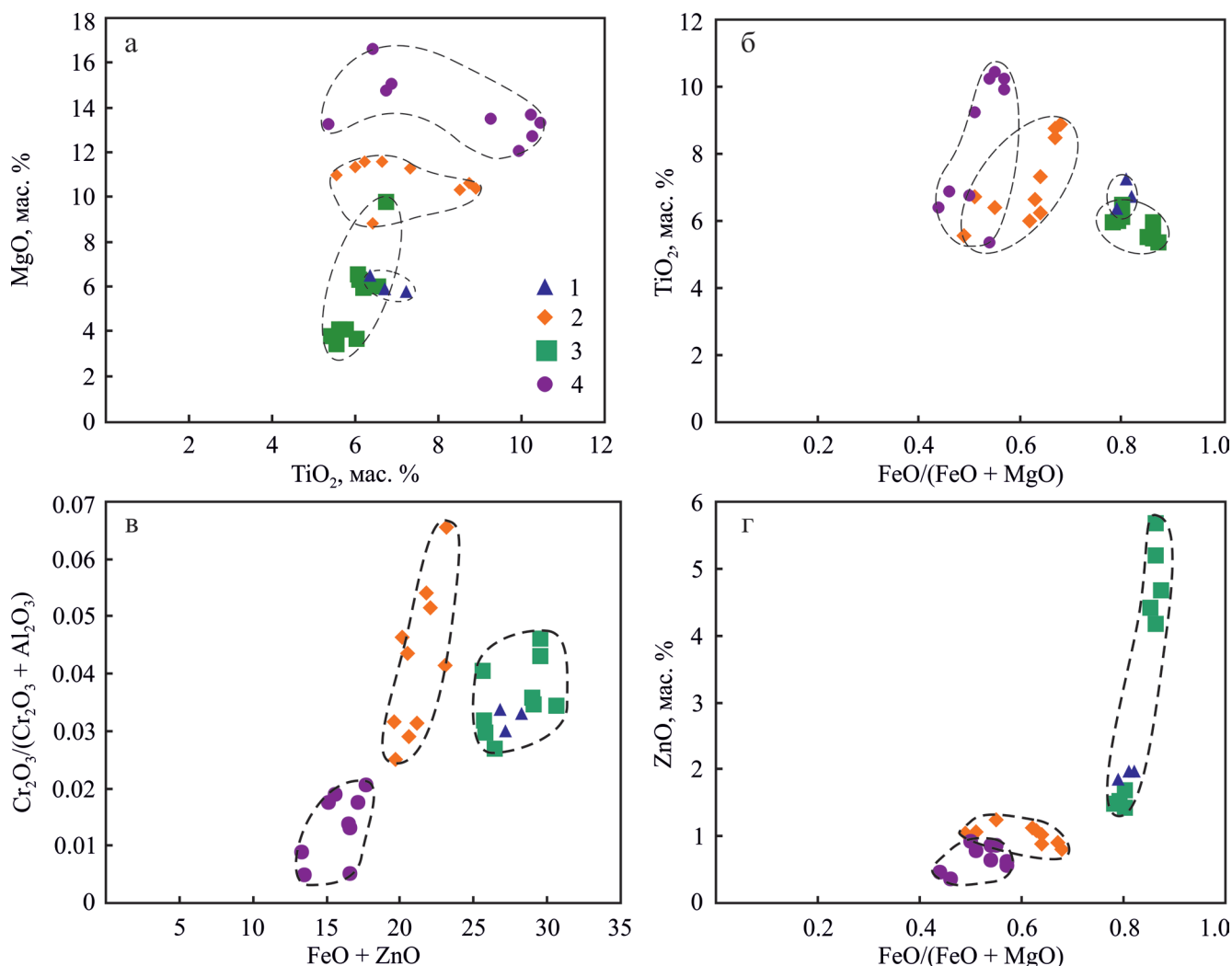
лее низкие содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{ZnO}$ . Хёгбомиты из руд центральной части Кусинского месторождения часто зональны по составу (табл. 11). Центральные зоны зерен, как правило, содержат несколько больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  при повышенной концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в краях, как, впрочем, и краевые зоны магнетита. Это означает, что в ходе кристаллизации руд остаточный расплав обогащался хромом.

Таким образом, химический состав хёгбомита из рудных тел в вертикальном разрезе интрузии отражает те же общие закономерности, которые вы-

ше были выявлены для составов сосуществующих ильменита и магнетита. Эти закономерности, связанные с особенностями режима кислорода и составом рудообразующего флюида (его хлоронности), обусловлены позицией рудной зоны в вертикальном разрезе интрузии.

Рассчитанная температура кристаллизации интерстиционного хлорита в изученных образцах с хёгбомитом составила 300–340°C [Бочарникова и др., 2005; и др.]. Характер взаимоотношений хёгбомита с ильменитом, магнетитом и хлоритом ука-





**Рис. 8.** Состав хёгбомита в координатах MgO–TiO<sub>2</sub> (а), TiO<sub>2</sub>–FeO/(FeO + MgO) (б), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)–(FeO + ZnO) (в), ZnO–FeO/(FeO + MgO) (г).

1 – хёгбомит из руд у кровли интрузии; 2 – хёгбомит из руд центральной части; 3 – хёгбомит из руд у подошвы интрузии; 4 – хёгбомит из Ti–Mt руд месторождения Лиганга, Танзания [Zakrzewski, 1977].

**Fig. 8.** Hegboomite compositions in coordinates MgO–TiO<sub>2</sub> (a), TiO<sub>2</sub>–FeO/(FeO + MgO) (б), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)–(FeO + ZnO) (в), ZnO–FeO/(FeO + MgO) (г).

1 – hegboomite from ores near intrusion roof; 2 – hegboomite from ores of the central part; 3 – hegboomite from ores near the intrusion foot; 4 – hegboomite from Ti–Mt ores of the deposit Liganga, Tanzania [Zakrzewski, 1977].

зывает на его кристаллизацию позднее рудных минералов, но раньше, чем кристаллизовался хлорит. Температурное поле кристаллизации кусинского хёгбомита находится в области от 600 до 300°C и общего давлении 6–7 кбар. Кристаллизация хёгбомита из руд краевых зон интрузии завершилась при температуре около 300°C, поскольку этот минерал здесь сингенетичен с более железистым, но менее глиноземистым хлоритом, а кристаллизация хёгбомита в рудах центральной зоны Кусинского месторождения заканчивалась при температуре около 340°C, на что указывает его парагенезис с менее железистым, но более глиноземистым хлоритом.

В целом можно сделать заключение о том, что кристаллизация рудных тел в Кусинской интрузии завершилась в температурном диапазоне 300–340°C.

Наряду с хёгбомитом и шпинелью в рудах Кусинского месторождения присутствует и такой весьма редкий минерал, как эсколаит (природный оксид хрома – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), а также в очень малых количествах бадделит – ZrO<sub>2</sub>. Характеристика этих минералов уже дана [Бочарникова, Воронина, 2008; Бочарникова и др., 2010]. Распределение в рудах эсколаита неравномерное: одни участки насыщены им, на других его нет. Размер зерен очень мал и составляет в основном 10–15 мкм, реже 20 мкм.

**Таблица 11.** Состав зональных хёгбомитов в массивных магнетит-ильменитовых рудах центральной части Кусинского месторождения, мас. %**Table 11.** Compositions of zonal hogbomites in massive magnetite-ilmenite ores of the Kusa deposit central part, wt %

| № п.п. | Обр.  | Зона  | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO*  | MgO   | ZnO  | Сумма  |
|--------|-------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|--------|
| 1      | кс-95 | Центр | 5.45             | 63.68                          | 0.68                           | 15.96 | 11.14 | 1.56 | 98.47  |
|        |       | Край  | 5.34             | 60.21                          | 2.57                           | 15.98 | 11.47 | 1.46 | 97.02  |
| 2      |       | Центр | 8.89             | 54.37                          | 2.35                           | 22.28 | 10.37 | 0.80 | 99.06  |
|        |       | Край  | 8.75             | 52.37                          | 3.67                           | 22.27 | 10.61 | 0.91 | 98.58  |
| 3      |       | Центр | 7.31             | 58.03                          | 1.74                           | 19.74 | 11.27 | 0.88 | 98.97  |
|        |       | Край  | 6.64             | 55.41                          | 2.60                           | 20.41 | 11.30 | 0.98 | 97.34  |
| 4      |       | Центр | 6.65             | 57.84                          | 1.88                           | 20.07 | 11.58 | 1.08 | 99.10  |
|        |       | Край  | 8.50             | 55.16                          | 3.00                           | 21.17 | 10.32 | 0.91 | 99.06  |
| 5      | кс-98 | Центр | 7.20             | 60.38                          | 1.56                           | 19.36 | 11.11 | 1.00 | 100.61 |
|        |       | Край  | 6.97             | 58.88                          | 2.35                           | 19.57 | 10.97 | 1.08 | 99.82  |
| 6      |       | Центр | 6.91             | 61.41                          | 1.97                           | 18.56 | 11.35 | 1.03 | 101.23 |
|        |       | Край  | 6.74             | 59.34                          | 2.64                           | 19.99 | 10.82 | 1.09 | 100.62 |

В составе эсколаита присутствуют такие элементы-примеси, как Fe, Ti, Al, Ca, Mg, Mn, V, Si. Четко прослеживается изоморфизм между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> в обратно пропорциональном отношении друг к другу.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ распределения Cl и F в сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите из околорудных пород показал, что в содержании Cl и F в этих минералах из рудных тел разных горизонтов интрузии имеются существенные различия. Наиболее обогащены хлором (до 4.1%) апатиты из околорудных пород центральной части Кусинского месторождения. В апатитах из околорудных пород приконтактных зон содержания хлора существенно понижены, они не превышают 2% Cl. При этом в апатитах у основания интрузии хлора содержится несколько больше, чем в апатитах у ее кровли. Та же закономерность проявилась в содержании Cl и F в амфиболе и ставролите. Следует отметить, что в пределах одного рудного тела во всех случаях апатит из подрудных пород содержит больше хлора по сравнению с надрудными, а надрудные – больше фтора.

Из этого следует, что распределение компонентов в сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите из околорудных пород в разрезе интрузии подчиняется одним и тем же закономерностям. С одной стороны, это тренд, характеризующий распределение компонентов по вертикали (низ–верх), который может служить доказательством того, что рудные зоны с рудными телами формировались синхронно со становлением самой интрузии, залегавшей на тот момент горизонтально. Другой тренд – это “симметричная” зональность (край–центр–край), которая определяется присутствием в центральной части интрузии рудоносного флюида

ида с более высокой концентрацией хлора. Поэтому здесь рассмотренный выше минеральный парагенезис отличается повышенным содержанием Cl и MgO в сравнении с рудными зонами у контактов интрузии.

При изучении галогенов в апатитах неизменного двупироксенового габбро подтвержден магматический источник хлора в составе рудообразующего флюида.

Изначально расплав, из которого формировалась Кусинская интрузия (Кусинское месторождение), был флюидонасыщенным и высокохлористым. Установлены три группы апатитов с разными концентрациями Cl и F. В первой Cl > F, вторая – промежуточная, в третьей Cl < F. Присутствие апатитов этих групп в виде включений в плагиоклазе свидетельствует об одновременном существовании в расплаве флюидных фаз с различными концентрациями хлора от 0.9 до 2% и фтора от 0.14 до 1.7% (наблюдение в пределах одного шлифа). Зерна апатита были захвачены при кристаллизации плагиоклаза, что подтверждает их первично магматогенную природу. Галогенсодержащая флюидная фаза, состав которой отражен близкими содержаниями Cl и F в апатитах из свежего и измененного габбро, принимала участие в формировании единого рудоносного флюида, что является доказательством единства процессов породо- и рудообразования. Но только под воздействием высококонцентрированного богатого хлором флюида происходили мобилизация, перераспределение и сегрегация рудного вещества, ранее находившегося в расплаве и породах в рассеянном состоянии, с последующим формированием рудных слоев, прослоев, а затем и более крупных рудных масс. Этот богатый хлором флюид определил околорудные преобразования пород, их кислотное выщелачивание, обеспечивающее дополнительный привнос железа в руд-

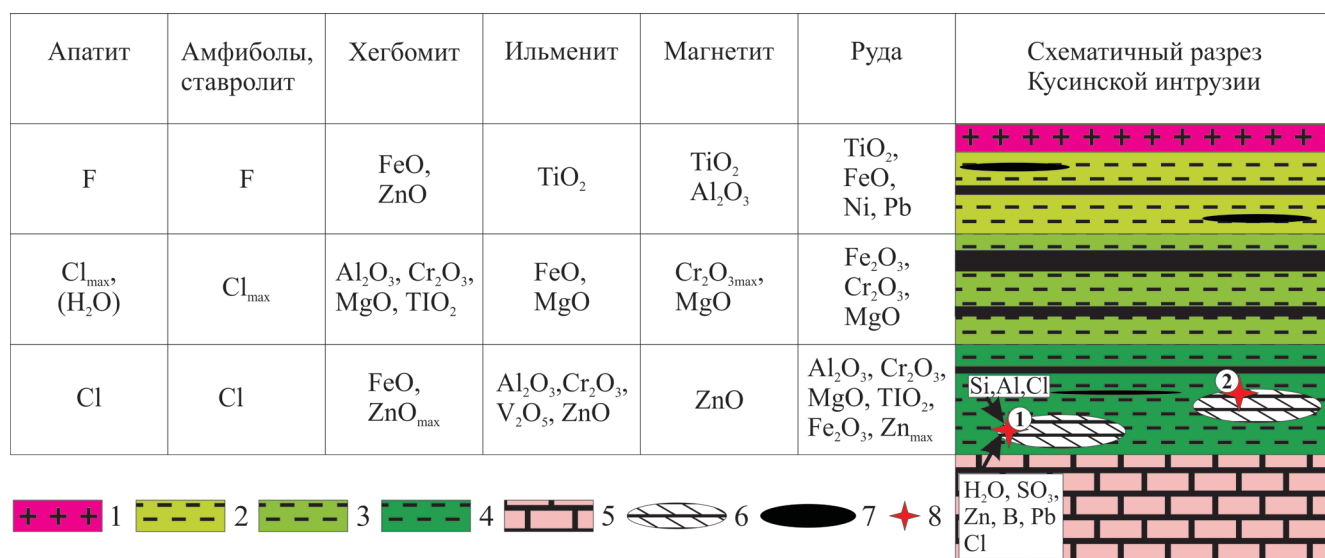
ный флюид, а также образование таких высокоглиноземистых минералов, как ставролит, корунд, кинанит, хёгбомит и др.

Близкие значения  $TiO_2/FeO$  в габбро-норитах, в массивных магнетит-ильменитовых рудах и в околорудных хлорит-гранат-амфиболовых породах Кусинского месторождения также указывает на единый магматический источник этих образований. Отношение  $TiO_2/FeO$  в габбро-норитах составляет 0.17–0.19, в околорудных метасоматитах – 0.17–0.20, в массивных магнетит-ильменитовых рудах – 0.19–0.20. При этом в низкотитанистых габбро-анортозитовых ритмах это отношение существенно ниже – 0.08–0.12, а в габбро-норитах другого, более глубинного юго-восточного, блока значительно выше – 0.30–0.45.

Расслоение галоген-составляющей флюидной фазы привело к формированию на отдельных горизонтах интрузии рудных зон с более высокими концентрациями хлора. Особенно обогащенной хлором стала центральная рудная зона с рудными телами наибольшей мощности. Эти особенности в химическом составе массивных руд, в составе рудных и флюидсодержащих минералов по разрезу Кусинского месторождения схематически отражены на рис. 9.

Сопоставление обенностей распределения галогенов в апатитах таких расслоенных плутонов, как Стилутер и Бушвельд, во много раз превышающих по мощности Кусинский массив, с апатитами Кусинской расслоенной интрузии показывает, что у первых хлор в максимальной степени (до 7.0%) концентрируется в глубинных частях массивов [Boudreau et al., 1986, Boudreau, McCallum, 1989]. В Кусинской интрузии эта закономерность наблюдается в интервале разреза интрузии *центр–кровля*. Именно в центральной рудной зоне галогенсодержащие минералы околорудных пород (апатит, амфибол, ставролит) содержат максимальное количество хлора.

В распределении галогенов вверх по разрезу Кусинского расслоенного массива нет аналогии с типичными классическими расслоенными плутонами. Одна из причин – это несопоставимые мощности разрезов: кусинский разрез – это всего лишь 0.8–1.0 км, а Бушвельд, например, имеет мощность около 10 км. Поэтому именно центральная зона интрузии оказалась максимально флюидонасыщенной и обогащенной хлором, что и обусловило здесь наибольшую интенсивность рудообразующего процесса, сформировавшего значительно более крупные рудные тела.



**Рис. 9.** Схема общих закономерностей в изменении химического и минерального состава рудных зон в зависимости от их позиции в вертикальном разрезе Кусинского месторождения.

1 – граниты Губенского массива; 2–4 – Кусинский массив: 2 – кровля, 3 – центр, 4 – подошва; 5 – карбонатные породы (известняки, доломиты) саткинской свиты; 6 – скарнированные карбонатные породы (ксенолиты); 7 – рудные тела; 8 – минеральные копи в скарнах: 1 – Зеленцовская, 2 – Ахматовская.

**Fig. 9.** Scheme of general regularities in chemical and mineral composition variation of ore zones in dependence on their position in vertical section of the Kusa deposit.

1 – granites of the Gubensky massif; 2–4 – the Kusa massif: 2 – roof, 3 – center, 4 – foot; 5 – carbonate rocks (limestones, dolomites) of Satka Formation; 6 – scarned carbonate rocks (xenoliths); 7 – ore bodies; 8 – mineral mines in scarns: 1 – Zelentsovskaya, 2 – Akhmatovskaya.



Как известно, в основании Кусинского месторождения присутствуют (схематически показано на рис. 9) крупные, пластообразные зоны развития скарнов, сформировавшиеся в результате реакции флюидизированного магматического расплава с ксенолитами доломитов саткинской свиты нижнего рифея, подстилающей Кусинский массив. С этими зонами скарнирования ассоциируют многочисленные минеральные копи, к которым относятся и широко известные Ахматовская и Зеленцовская (см. рис. 9).

Эти и многие другие минеральные копи в контактовых зонах интрузий кусинско-копанского комплекса отличаются удивительным разнообразием минералов, имеющих музейную и ювелирную ценность. К таким минералам в Ахматовской копи относятся музейные штуфы граната, эпидота, везувиана, клинохлора, а также перовскит, шпинель, сфен, циркон, апатит, скаполит, разновидности эпидота: букландит и багратионит и мн. др. Не менее богаты разнообразием минералов и другие минеральные копи.

Сравнительный анализ состава галогенов в апатитах из различных копей кусинско-копанского интрузивного комплекса показал [Бочарникова и др., 2011], что апатиты Ахматовской копи, расположенной среди скарнов вблизи основания Кусинского массива, характеризуются относительно высокими содержаниями хлора (до 0.35% при содержании 0.38–0.90% F). Но более высокое содержание хлора имеют апатиты в скарнах Зеленцовской копи, расположенной в более северной части Кусинского массива [Шагалов и др., 2017]. Здесь количество Cl в апатитах составляет 1–1.5%, при 0.4–0.6% F. Следует отметить, что в составе апатита наблюдается очень высокое содержание сульфата серы, варьирующее в диапазоне 1.5–5.5% SO<sub>3</sub>. Вхождение такого количества шестивалентной серы в структуру апатита вместо пятивалентного фосфора компенсируется присутствием до 4.6% в его составе кремнезема и ванадия (до 1.4% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Наряду с этим в везувиан-гранат-форстерит-кальцитовом скарне этой копи обнаружен ангидрит – в виде включений в форстерите. Амфибол здесь образует зональные кристаллы с чередованием зон: от актинолита с низким количеством хлора (0.18%) к ферропаргаситам (1.30–1.70% Cl) и далее к ферроэденитам и Cl-гастингситам (3–4.5% Cl), образующим внешние зоны кристаллов.

Эти данные свидетельствуют о том, что образование скарнов (копей) происходило с участием флюидов, связанных с процессом становления Кусинской интрузии. При нем ассимилированные нижнерифейские карбонатные толщи, насыщенные рассолами, стали дополнительным источником поступления в расплав таких компонентов, как Cl, а также Na, Ca, и др. Они в значительной степени повысили флюидонасыщенность расплава и генера-

цию рудообразующих флюидов и, как следствие, рудоносность Кусинской интрузии.

Роль щелочных металлов, которые также способствуют росту окислительных свойств силикатных расплавов и дальнейшей их ферритизации, была показана [Павлов, 1983]. Этим установлена прямая зависимость роста степени окисленности железа в породах от возрастания содержания в них щелочей.

Одновременно в зону скарнообразования с расплавами могла привноситься сульфатная сера [Крупенин и др., 2013], а также бор [Бочарникова и др., 2011], возможно и Zn, учитывая наличие барит-полиметаллического оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория.

Подтверждается и ранее сделанный вывод [Ферштатер и др., 2001, 2005] о том, что сходство в строении и составе кайм вокруг породообразующих рудных минералов в габбро-норитах с околорудными реакционными ореолами свидетельствует об однотипном механизме и близких неравновесных условиях их образования.

Важно, что изучение состава галогенов во флюидсодержащих минералах в вертикальном разрезе интрузии показало, что еще на магматическом уровне произошло расслоение галогенсоставляющей флюидной фазы (Cl, F), с участием которой в дальнейшем шли процессы формирования как петрологической расслоенности, так и рудных зон с различной концентрацией Cl в рудообразующем флюиде и, как следствие, образование различных по химическому составу руд и минералов, слагающих эти руды.

*Работа выполнена в рамках темы 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590029-6, и в рамках проекта УрО РАН (0393-2018-0027), № гос. рег. АААА-А18-118052590034-0.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (1992) Кусинско-Копанский расслоенный комплекс: новые данные, представления и перспективы. Уфа: БНЦ УрО РАН, 20 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2000) Расслоенные интрузии Западного склона Урала. Уфа: Гилем, 188 с.
- Бочарникова Т.Д. (2009) Галогены в габбро-норитах Кусинской и Копанской интрузий и их роль в петро- и рудогенезе. *Ежегодник-2008*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156, 129–131.
- Бочарникова Т.Д., Воронина Л.К. (2008) Первая находка эсколаита в магнетит-ильменитовых рудах Кусинской габбровой интрузии. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 226–229.
- Бочарникова Т.Д., Главатских С.П., Холоднов В.В. (2010) Находка бадделеита в магнетит-ильменитовых ру-

- дах Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал). *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества*, (7). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 11-13.
- Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К. (2005) Хёгбомит из ильменит-магнетитовых руд Кусинского массива (Южный Урал). *Записки РМО*, (2), 84-90.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К. (2003) Специфика состава галогенсодержащего флюида в рудоносных габброидах Кувавшско-Машакской рифтогенной структуры (Южный Урал). *Материалы V Республиканской геологической конференции "Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий"*, (2). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 109-111.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К. (2005) Закономерное изменение состава ильменита и магнетита из рудных залежей в разрезе Кусинского габбрового массива. *Ежегодник -2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 313-317.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К. (2006) Особенности распределения галогенов в сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите из рудных зон Кусинской интрузии. *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 143-146.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Воронина Л.К. (2003) Распределение галогенов в расслоенных габброидах Кусинской интрузии. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 224-227.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2011) Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, (5), 124-130.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. (1993) Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 181 с.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. (2008) Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габбро-норитового массива в северном Забайкалье. *Геохимия*, (7), 1-30.
- Иванов О.К. (2004) Вариации состава титаномагнетита по разрезу одного из пластов Копанской расслоенной интрузии, Ю. Урал. *Уральский геологический журнал*, (3). Екатеринбург, 69-80.
- Карпова О.В. (1974) Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 152 с.
- Кравцова Л.И. (1963) Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Уральского петрограф. совещ.* Свердловск: ГТИ УФАИ СССР, 467-480.
- Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю. И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. (2013) Флюидный режим магнетитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений). *Литосфера*, (2), 120-134.
- Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. (1934) Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 272 с.
- Мясников В.С. (1959) Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. *Геология рудн. месторождений*, (2), 49-62.
- Мясников В.С., Николаева Е.Г., Карпова О.В. (1970) Минеральный состав орто-амфиболитов Кусинского массива (Южный Урал). *Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса*. М.: Наука, 134-149.
- Павлов А.Л. (1983) Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 204 с.
- Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д. (2003) Околорудные высокобарические минеральные ассоциации в Кусинском габбровом массиве (Южный Урал). *Докл. АН*, **391**(1), 95-98.
- Титаномагнетитовые месторождения Урала. (1936) Ч. 2. М.: Изд-во АН СССР, 176 с.
- Уиллемз Дж. (1973) Ванадистые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса. *Магматические рудные месторождения*. М.: Недра, 129-150.
- Уэйджер Л., Браун Г. (1970) Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 551 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. (2001) Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала. *Геология рудн. месторождений*, **43**(2), 112-128.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д., Готтман И.А. (2005) Рифтогенный магматизм и железоруднение Южного Урала. *Геология рудн. месторождений*, **47**(5), 421-443.
- Фоминых В.Г. (1968) Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии. *Минералы месторождений полезных ископаемых Урала*. Свердловск: УФАИ СССР, 24-27.
- Фоминых В.Г., Андреев М.И. (1970) Корундовый амфиболит Кусинского Месторождения. *Ежегодник-1969*. Свердловск: УФАИ СССР, 155-159.
- Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: железорудные месторождения Урала. (1984) (Отв. ред. А.М. Дымкин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 264 с.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В. (2002) Петрохимическая характеристика пород расслоенной серии Кусинского месторождения. *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 141-147.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. (2012) Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (кусинско-копанский комплекс Южного Урала). *Литосфера*, (5), 145-165.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 395 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л., Бородин Н.С., Прибавкин С.В., Лепихина О.П. (2010). Sm-Nd-, Rb-Sr-возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий кусинско-копанского комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, **432**(5), 650-654.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2015) Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. I. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород и руд. *Литосфера*, (6), 69-83.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2016) Состав и условия формирования

- Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. II. Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава. *Литосфера*, (2), 48-69.
- Шагалов Е.С., Суставов С.Г., Холоднов В.В. (2017) Высокохлорные и сульфатные ассоциации минералов в породах кусинско-копанского комплекса. *Уральская минералогическая школа-2017. Сб. ст. студентов, аспирантов, научных сотрудников, преподавателей вузов геологического профиля*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 233-237.
- Шарков Е.В. (2006) Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: "Научный мир", 365 с.
- Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. (1959) Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. *Труды горно-геологического института*, (40), 13-40.
- Boudreau A.E., Mathez E.S., Mc Callum L.S. (1986) Galogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl- rich fluids. *J. Petrol.*, **27**(4), 967-986.
- Boudreau A.E., Mc Callum L.S. (1989) Investigations of the Stillwater Complex: Pt V. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contrib. Miner. Petrol.*, **102**(2), 138-153.
- Sun S.S. (1982) Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 179-192.
- Zakrzewski M.A. (1977) Heggomite from the Fe-Ti deposit of Liganga (Tansania). *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 373-380.
- Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Voronina L.K. (2003) A specific character of halogen-containing fluid of ore-bearing gabbroids of the Kuvash-Mashak riftogenic structure (the Southern Urals). *Materialy V Respublikanskoi geologicheskoi konferentsii "Geologiya i perspektivy rasshireniya syr'evoi bazy Bashkortostana i sopredel'nykh territorii"* [Materials of the V Republic Geological Conference "Geology and perspectives of widening the raw material base of Bashkortostan and the adjacent territories"], (2), Ufa, BSC UB RAS, 109-111. (In Russian)
- Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Voronina L.K. (2005) Regular variation of the ilmenite and magnetite composition from ore deposits in the Kusa gabbro massif profile. *Ezhegodnik-2004*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 313-217. (In Russian)
- Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Voronina L.K. (2006). Particularities of the halogen distribution in co-existing apatite, amphibole and staurolite from the Kusa intrusion ore zones. *Ezhegodnik-2005*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 143-146. (In Russian)
- Bocharnikova T.D., Pribavkin S.V., Kholodnov V.V., Voronina L.K. (2005) Heggomite from ilmenite-magnetite ores from the Kusa massif (Southern Urals). *Zapiski RMO*, (2), 84-90. (In Russian)
- Bocharnikova T.D., Voronina L.K. (2008). The first find of eskolaite in magnetite-ilmenite ores of the Kusa gabbro intrusion. *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 226-229. (In Russian)
- Boudreau A.E., Mathez E.S., Mc Callum L.S. (1986) Galogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl- rich fluids. *J. Petrol.*, **27**(4), 967-986.
- Boudreau A.E., Mc Callum L.S. (1989) Investigations of the Stillwater Complex: PtV. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contrib. Miner. Petrol.*, **102**(2), 138-153.
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Borodina N.S. (2001) Conditions of formation and genesis of the Riphean ilmenite titanite-magnetite deposits of the Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **3**(2), 112-128. (In Russian)
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Borodina N.S., Bocharnikova T.D., Gottman I.A. (2005) Riftogenic magmatism and ferro-mineralization of the Southern Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **47**(5), 421-443. (In Russian)
- Fominikh V.G. (1968) Titanomagnetites of the Kusa gabbro-diorite intrusion. *Mineraly mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh Urala* [Minerals of the Urals fossil deposits]. Sverdlovsk, UB AS SSSR, 155-159. (In Russian)
- Fominikh V.G., Andreev M.I. (1970) Corund amphibolite of the Kusa deposit. *Ezhegodnik 1969 (osnovnye rezul'taty rabot 1969 goda)*. Sverdlovsk, UB AS USSR, 155-159. (In Russian)
- Formatsii titanomagnetitovykh rud i zhelezistykh kvartцитов: zhelezorudnye mestorozhdeniya Urala [Formations of titanomagnetite ores and ferruginous quartzites: iron ore deposits of the Urals]. (1984) (Chief ed. A.M. Dymkin). Sverdlovsk, UB AS USSR, 264 p. (In Russian)
- Gongalskii B.I., Krivolutsкая N.A. (1993) *Chaineiskii rassloennyi pluton* [The Chinese laminated pluton]. Novosibirsk, Nauka Publ., 181 p. (In Russian)
- Gongalskii B.I., Krivolutsкая N.A., Ariskin A.A., Nikolaev G.S. (2008) Structure, composition and formation

## REFERENCES



- of the Chiney anorthosite gabbro-norite massif in northern Trans-Baikal. *Geokhimiya*, (7), 1-30. (In Russian)
- Ivanov O.K. (2004) Titano-magnetite composition variations on the profile of one of the layers of the Kopan laminated intrusion, S. Urals. *Ural'skii geologicheskii zhurnal*, (3). Ekaterinburg, 69-80.
- Karpova O.V. (1974) *Titanomagnetitovye rudy Yuzhno-go Urala* [Titano-magnetite ores of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Pribavkin S.V. (2002) Petrochemical characteristics of the Kusa deposit laminated series rocks. *Ezhegodnik-2001*. Ekaterinburg, IGG, UB RAS, 141-147. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S. (2012) Composition, age and genesis of magnetite-ilmenite ores of middle-Riphean stratified Medvedevsky massif (the Kusa-Kopansky complex of the Southern Urals). *Litosfera*, (5), 145-165. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002). *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Halogens in endogenic ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS, 395 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Ronkin Yu.L., Borodina N.S., Pribavkin S.V., Lepikhina O.P. (2010) Sm-Nd-Rb-Sr- age of gabbroids, granitoids and titano-magnetite ores from laminated intrusions of the Kusa-Kopansk complex (the Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **432**(5), 650-654. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2015) Composition and conditions of Ti-Fe-V mineralization in bipyroxene gabbro of Medvedevsky deposit (the Southern Urals). Pt I. Petrochemical and geochemical characteristics of rocks and ores. *Litosfera*, (6), 69-83. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2016) Composition and conditions of Ti-Fe-V mineralization in bipyroxene gabbro of Medvedevsky deposit (the SouthernUrals). Pt II. Stageness of ore-formation as a result of evolution of ore-bearing fusion. *Litosfera*, (2), 48-69. (In Russian)
- Kravtsova L.I. (1963) Geological structure and history of formation of the Kopan gabbro massif in the Southern Urals. *Magmatizm, metamorfizm, metallogenia Urala*. Tr. Pervogo Ural'skogo petrograficheskogo soveshchaniya [Magmatism, metamorphism, metallogeny of the Ural. Proc. of the first Uralian petrographic conference], (1). Sverdlovsk, UB AS USSR, 467-480. (In Russian)
- Krupenin M.T., Garayeva A.A., Kl'ukin Yu.I., Baltybaev Sh.K., Kuznetsov A.B. (2013) Fluid regime of magnetite metasomatism at the Satka deposits of South-Uralian province (termocriometry of fluid inclusions). *Litosfera*, (2), 120-134. (In Russian)
- Malyshev I.I., Panteleev P.G., Pek A.V. (1934) *Titano-magnetitovye mestorozhdeniya Urala* [Titano-magnetite deposits of the Urals]. Leningrad, AS USSR Publ., 272 p. (In Russian)
- Myasnikov V.S. (1959) Some particularities of the deposits of titano-magnetite ores of the Southern Urals and metamorphism manifestation in them. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (2), 49-62. (In Russian)
- Myasnikov V.S., Nikolayeva E. G., Karpova O.V. (1970) Mineral composition of the Kusa massif orthoamphibolites (the Southern Urals). *Mineraly bazitov v sv'azi s voprosami petrogenezisa* [Basite minerals in connection with petrogenesis problems]. Moscow, Nauka Publ., 34-149. (In Russian)
- Pavlov A.L. (1983) *Genezis magmaticheskikh magnetitovykh mestorozhdenii* [Genesis of magmatic magnetite deposits]. Novosibirsk, Nauka Publ., 204 p.
- Pribavkin S.V., Borodina N.S., Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D. (2003) Near-ore high-barite mineral associations in the Kusa gabbro massif (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **391**(1), 95-98. (In Russian)
- Shagalov E.S., Sustavov S.G., Kholodnov V.V. (2017) High-chlorine and sulfate mineral associations in the Kusa-Kopansk complex rocks. *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola – 2017. Sb. Statei studentov, aspirantov, nauchnykh sotrudnikov, prepodavatelei vuzov geologicheskogo profilya* [Uralian mineralogical school-2017. Collection of papers of students, post-graduates, scientific collaborators and HEE teachers of geological profile]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 233-237. (In Russian)
- Sharkov E.V. (2006) *Formirovanie rassloennykh intruzivov i svyazannogo s nimi orudeneniya* [Formation of laminated intrusives and associated mineralization]. Moscow, "Nauchnyi mir" Publ., 365 p. (In Russian)
- Shteinberg D.S., Kravtsova L.I., Varlakov A.S. (1959) Main features of geological structure of the Kusa gabbro intrusion and the ore deposits, occurring in it. *Trudy gorno-geologicheskogo Instituta*, (40), 13-40. (In Russian)
- Sun S.S. (1982) Chemical composition and origin of the Farth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 179-192.
- Titano-magnetitovye mestorozhdeniya Urala* [Titano-magnetic deposits of the Urals]. (1936) Pt 2. Moscow, AS USSR Publ., 176 p. (In Russian)
- Ueizher L., Braun G. (1970) *Rassloennye izverzhennye porody* [Laminated eruptive rocks]. Moscow, Mir Publ., 551 p. (In Russian)
- Uillemz Dzh. (1973) Vanadium magnetite ores of the Bushveld complex. *Magmaticheskie rudnye mestorozhdeniya* [Magmatic ore deposits]. Moscow, Nedra Publ., 129-150. (In Russian)
- Zakrzewski M.A. (1977) Hegbomite from the Fe-Ti deposit of Liganga (Tansania). *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 373-380.

## Геохимия марганценосных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала

© 2019 г. А. И. Брусницын<sup>1</sup>, Е. Ф. Летникова<sup>2</sup>, И. Г. Жуков<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: brusspb@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, e-mail: efletnik@igm.nsk.ru

<sup>3</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, Челябинская область, г. Миасс; Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, 456304, Челябинская область, г. Миасс, ул. 8 Июля, 10а, e-mail: igorzhukov2009@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.05.2018 г., принята к печати 07.12.2018 г.

**Объект исследований.** В статье рассмотрены особенности геохимии марганцевых отложений, приуроченных к девонским палеовулканогенным комплексам Магнитогорского пояса на Южном Урале. **Материалы и методы.** Исследования проведены на материале пяти месторождений: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Кожаяевское, Биккуловское и Южно-Файзулинское. Определение содержаний главных элементов выполнено рентгеноспектральным флуоресцентным методом, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS. **Результаты.** Показано, что значения индикаторных литохимических модулей в марганцевых породах сопоставимы с аналогичными величинами в современных металло- и рудоносных осадках, образующихся с участием гидротермального вещества. Марганцевые породы характеризуются низкими содержаниями редкоземельных элементов, наличием в их спектре отрицательной цериевой аномалии и незначительным преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими. По конфигурации спектров РЗЭ изученные породы близки к современным железомарганцевым отложениям гидротермального генезиса. **Выводы.** Наиболее вероятным источником Li, Be, Sc, Cr, Rb, Zr, Nb, Hf и Th в марганценосных отложениях служил обломочный материал фоновых осадков, а для Co, Ni, Ge, As, Mo и Sb, доля которых заметно выше, чем в обломочной составляющей отложений, поставщиком были гидротермальные растворы. Для остальных редких элементов ситуация менее определенная, они могли поступать в осадок разными путями. В целом по особенностям распределения главных, редких и редкоземельных элементов марганцевые породы Южного Урала сопоставимы с отложениями низкотемпературных гидротермальных источников, развитых в пределах островодужных систем современного океана. Эти сведения хорошо согласуются с существующими представлениями о гидротермально-осадочном происхождении марганцевых месторождений Южного Урала и дополняют обоснование этой гипотезы новыми, полученными независимыми способами, данными.

**Ключевые слова:** марганцевые отложения, металлоносные осадки, геохимические индикаторы рудогенеза, Магнитогорский палеовулканический пояс

## Geochemistry of manganese deposits of paleovolcanic belt of the Southern Urals

Aleksey I. Brusnitsyn<sup>1</sup>, Elena F. Letnikova<sup>2</sup>, Igor G. Zhukov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, 7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034 Russia, e-mail: brusspb@yandex.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, 3 prosp. Acad. Koptuyga, Novosibirsk, 630090 Russia, e-mail: efletnik@igm.nsk.ru

<sup>3</sup>Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia, Branch of the South Urals State University, 10a ul. 8 Iyulya, Miass, Chelyabinsk district, 456304 Russia, e-mail: igorzhukov2009@yandex.ru

Received 21.05.2018, accepted 07.12.2018

**Research subject.** This article is devoted to the geochemistry of manganese deposits referred to the Devonian paleovolcanic complexes of the Magnitogorsk belt in the Southern Urals. **Materials and methods.** A series of studies was conducted using materials collected from the Kyzyl-Tash, Kazgan-Tash, Kozhayevskoye, Bikkulovskoye and Southern Fayzu-

**Для цитирования:** Брусницын А.И., Летникова Е.Ф., Жуков И.Г. (2019) Геохимия марганценосных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала. *Литосфера*, 19(4), 558–579. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-558-579

**For citation:** Brusnitsyn A.I., Letnikova E.F., Zhukov I.G. (2019) Geochemistry of manganese deposits of paleovolcanic belt of the Southern Urals. *Litosfera*, 19(4), 558–579. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-558-579

linskoye deposits. The content of main elements and rare-earth elements was determined using the X-ray spectral fluorescent and ICP-MS methods, respectively. *Results.* It is shown that the values of indicator lithochemical modules in the manganese rocks under study are comparable to those in the modern metal- and ore-bearing sediments. The manganese rocks are characterized by low concentrations of rare-earth elements, as well as by a negative Ce anomaly ( $Ce/Ce^* = 0.20-0.85$ ) in their spectrum and an insignificant prevalence of heavy lanthanides over light ones. In terms of the REE spectrum configuration, the rocks under study are close to modern ferromanganese deposits of a hydrothermal genesis. *Conclusion.* The most probable source of Li, Be, Sc, Cr, Rb, Zr, Nb, Hf and Th in the manganese deposits was the detrital material of background sediments. Co, Ni, Ge, As, Mo and Sb, which concentration in the studied rocks is higher compared to that in the detrital component, are most likely to have been produced by hydrothermal solutions. Other rare elements could have been brought into the sediments through different routes. In general, according to the distribution of main, rare and rare-earth elements, the manganese rocks in the Southern Urals are comparable to the deposits of low-temperature hydrothermal sources, which developed within the arc system of the modern ocean. Our findings agree well with the concept of the hydrothermal-sedimentary origin of manganese deposits in the Southern Urals, thus supplementing this hypothesis by the data obtained using independent sources.

**Keywords:** manganese deposits, metal-bearing sediments, geochemical indicators, Magnitogorsk paleovolcanic belt

#### Acknowledgements

*This work was supported by the Russian Foundation for Basic research (project no. 16-05-00227) and fulfilled under the state-financed project of the Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS. This paper was supported by the Government of the Russian Federation.*

## ВВЕДЕНИЕ

На Южном Урале, в пределах Магнитогорского палеовулканического пояса, со второй половины XIX в. известно несколько десятков месторождений марганцевых пород [Топорков, Кожевников, 1938; Бетехтин, 1946; Херасков, 1951; Шатский, 1954; Страхов и др., 1968; Гаврилов, 1972; Ходак, 1973; Калинин, 1978; Овчинников, 1998; Контарь и др., 1999; Жуков, 2000, 2005; Михайлов, 2001; Салихов и др., 2002; Брусницын, Жуков, 2010; Геология..., 2011; Brusnitsyn, Zhukov, 2012; Брусницын, 2013]. Большинство исследователей относит эти месторождения к объектам гидротермально-осадочного генезиса, преобразованным процессами регионального метаморфизма и позднее – гипергенеза. Причем выделяются два взаимосвязанных типа рудоносных отложений: 1) проксимальные залежи, сформировавшиеся на участках разгрузки гидротермальных растворов на поверхности морского дна; 2) дистальные залежи, образовавшиеся на удалении от гидротермальных источников [Брусницын, Жуков, 2010; Brusnitsyn, Zhukov, 2012; Брусницын, 2013]. Эти представления основываются на обобщении геологических и петрографических наблюдений, но нуждаются в подтверждении геохимическими данными.

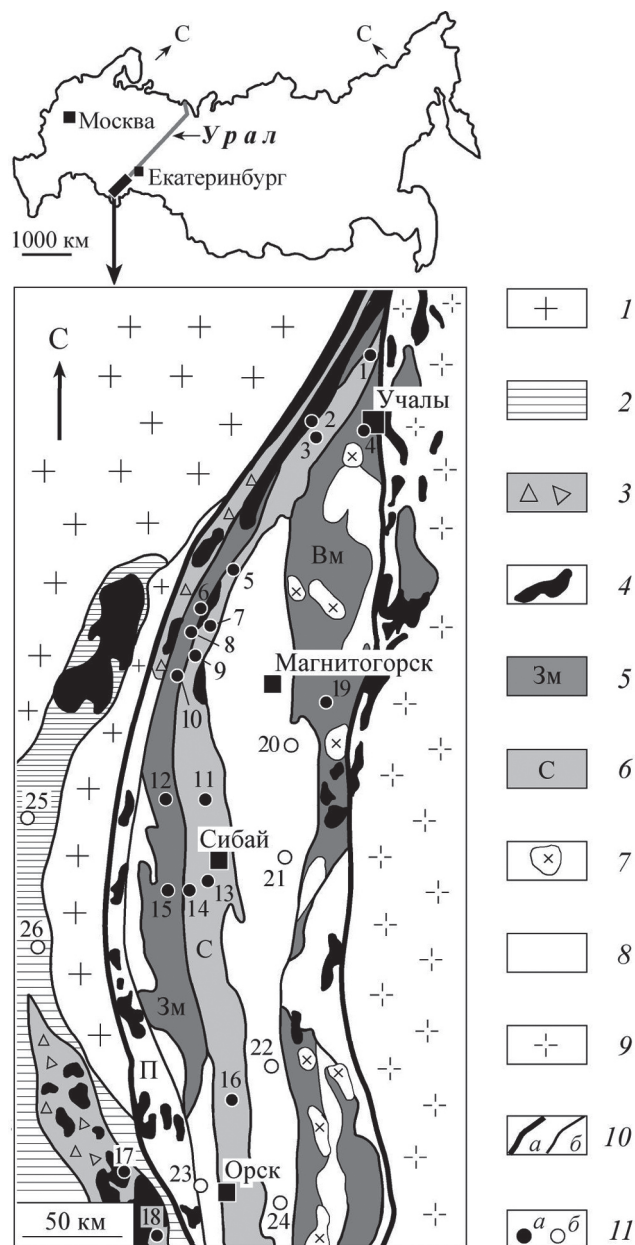
Как известно, в современном океане различные генетические типы марганцевых отложений (гидрогенные, гидротермальные, диагенетические) распознаются по условиям залегания и особенностям химического состава [Bonatti et al., 1976; Bau et al., 2014; Josso et al., 2017]. Эта информация широко и с успехом используется для реконструкции условий образования марганцевых пород (руд) в древних осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. В частности, в пределах Магнитогорского палеовулканического пояса такая работа вы-

полнена для марганцевых месторождений второго типа, представленных браунитовыми породами, локализованными в однородных яшмовых пачках [Брусницын, Жуков, 2018]. Позднее нами была изучена геохимия марганцевых пород месторождений первого типа: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Кожаяевское, Биккуловское и Южно-Файзулинское. В статье приводятся результаты исследований и дается их интерпретация с позиции современных представлений о гидротермально-осадочном рудогенезе.

## ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

Изученные месторождения расположены в западном борту Магнитогорского палеовулканического пояса. Они приурочены к вулканогенным толщам девонского возраста, сформировавшимся в островодужной обстановке (рис. 1). Здесь выделяются комплексы энсиматической островной дуги (Западно-Магнитогорской) и примыкающего к ней с востока междугового (задугового) бассейна (Сибайского) [Зоненшайн и др., 1984; Серавкин и др., 1992; Зайков, 2006; Пучков, 2010; Геология..., 2011]. Индикатором островодужных условий является дифференцированная андезит-базальтовая формация ирендыкской свиты ( $D_{1em}-D_{2ef}$ ). К формации междугового бассейна относится контрастный риолит-базальтовый комплекс карамалыташской свиты ( $D_{2ef}$ ). На всей территории района эффузивные породы перекрыты более молодыми вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. В их строении снизу вверх по разрезу выделяются следующие стратиграфические подразделения: бугулыгирский кремнистый горизонт ( $D_{2ef}$ ), улутауская тефро-терригенная свита ( $D_{2zv}-D_{3fr1}$ ), мукасовский кремнистый горизонт ( $D_{3fr}$ ), колту-





**Рис. 1.** Схема размещения главных месторождений марганцевых пород Южного Урала (составлена по материалам [Контарь и др., 1999; Жуков, 2002; Зайков, 2006]).

1 — метаморфогенные комплексы фундамента (PR); 2 — осадочные комплексы пассивной континентальной окраины О-Р; 3, 4 — Главный Уральский глубинный разлом: 3 — меланж-олистоострововая офиолитовая формация, 4 — дунит-перидотитовая формация; 5–8 — Магнитогорский палеовулканический пояс: 5 — островодужные вулканогенные формации ( $D_{2-3}$ ), 6 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации междугорного (задугового) бассейна ( $D_{2-3}$ ), 7 — граниты ( $PZ_3$ ), 8 — осадочные комплексы чехла молодой платформы ( $D_3-C_2$ ); 9 — метаморфогенные комплексы микроконтинентов (PR) в сочетании с островодужными вулканитами (S-D) и орогенными интрузивами ( $PZ_3$ ); 10 — границы: а — Магнитогорского пояса, б — палеогеодинамических зон; 11 — месторождения марганцевых пород:

а — локализованные в вулканогенно-осадочных толщах, б — локализованные в осадочных толщах.

Буквами на схеме обозначены структурно-формационные зоны в пределах Магнитогорского пояса: П — Присакмарская, Зм — Западно-Магнитогорская, С — Сибайская, Вм — Восточно-Магнитогорская. Цифрами обозначены месторождения: 1 — Кожавское, 2 — Тетраук, 3 — Уразовское, 4 — Учалинское, 5 — Габдимовское, Рахметовское, 6 — Биккуловское, Казган-Таш, Ниязгуловское-1, 7 — Аюсазовское, Ниязгуловское-2, 8 — Кусимовское, 9 — Ялимбетовское, 10 — Кызыл-Таш, 11 — Мамиллинское, 12 — Губайдуллинское, 13 — Янзигитовское, 14 — Южно-, Средне- и Северо-Файзуллинское, 15 — Аккумурумское, 16 — Репино-Круторожинское, 17 — Харьковское, 18 — Губерлинское, 19 — Бахтинское, 20 — Кипчакское, 21 — Белоглинское, 22 — Арба-Елгинское, 23 — Аккермановское, 24 — Ново-Орское, 25 — Шигрышское, 26 — Зилаирское.

**Fig. 1.** Location of main manganese deposits of the South Urals (after [Kontar' et al., 1999; Zhukov, 2002; Zaikov, 2006]).

1 — metamorphic complexes of the basement (PR); 2 — sedimentary complexes of passive continental margin (O-P); 3, 4 — Main Uralian Fault: 3 — mélange, 4 — ophiolites; 5–8 — Magnitogorsk paleovolcanic belt: 5 — island arc volcanic complex ( $D_{2-3}$ ), 6 — volcanic and volcanosedimentary complexes of inter-arc (back-arc) basin ( $D_{2-3}$ ), 7 — granites ( $PZ_3$ ), 8 — sedimentary complexes of young platform cover ( $D_3-C_2$ ); 9 — metamorphic complexes of microcontinent (PR), volcanogenic complexes of active continental margin (S-D), orogenic intrusives ( $PZ_3$ ); 10 — boundaries of: а — Magnitogorsk paleovolcanic belt, б — lithotectonic zone units of the second order; 11 — manganese deposits hosted by: а — volcano-sedimentary rocks, б — sedimentary rocks. Structure zone of Magnitogorsk paleovolcanic belt: П — Prisakmarsk, Зм — West-Magnitogorsk, С — Sibai, Вм — East-Magnitogorsk. Manganese deposits: 1 — Kozhaevo, 2 — Tetrauk, 3 — Urazovo, 4 — Uchauly, 5 — Gabdimovo, Rakhmetovo, 6 — Bikkulovo, Kazgan-Tash, Niyazgulovo-1, 7 — Ayusazovo, Niyazgulovo-2, 8 — Kusimovo, 9 — Yalimbetovo, 10 — Kyzyl-Tash, 11 — Mamilino, 12 — Gubaidulino, 13 — Yanzigitovo, 14 — North-, Middle- and South-Fayzuly, 15 — Akmurum, 16 — Repino-Krutorozhino, 17 — Kharkovo, 18 — Guberlya, 19 — Bakhtino, 20 — Kipchak, 21 — Beloglinskoe, 22 — Arba-Elga, 23 — Akkermanovo, 24 — Novo-Orsk, 25 — Shigrysh, 26 — Zilair.

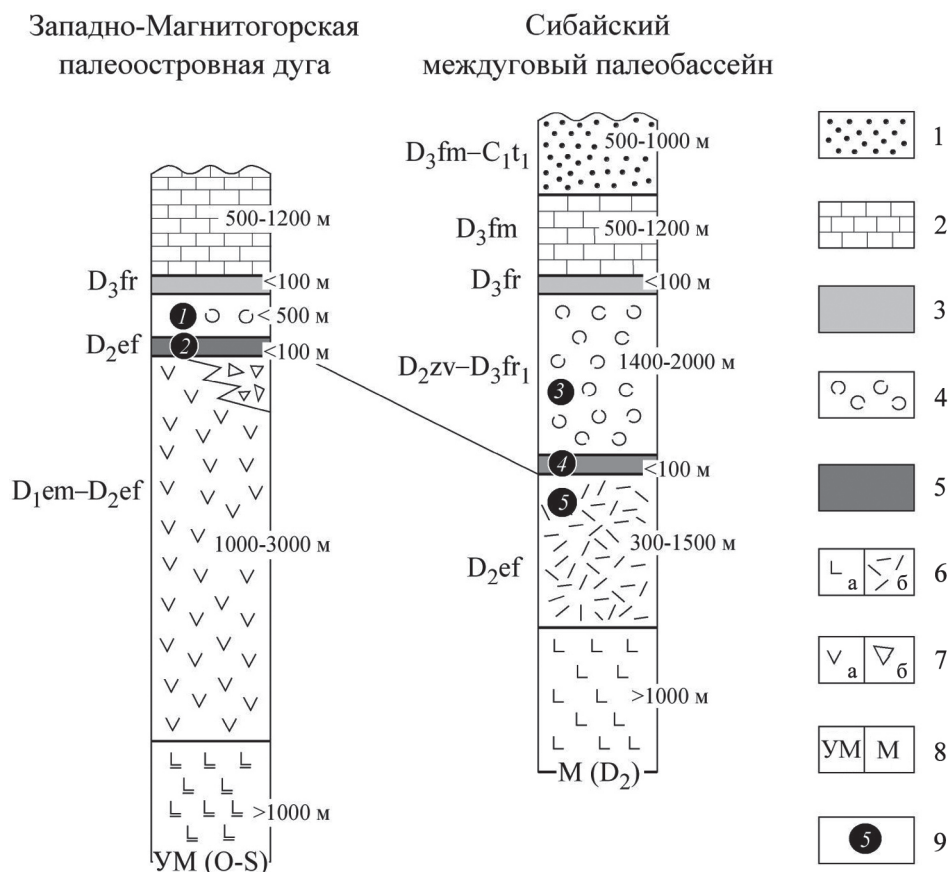
банская карбонатно-терригенная свита ( $D_3fm$ ) и зилаирская терригенная свита ( $D_3fm-C_1t_1$ ). Наиболее мощные и протяженные осадочные толщи образовались во впадине междугорного бассейна, менее интенсивно накопление осадков происходило в вулканических депрессиях островной дуги.

Месторождения марганцевых пород расположены в зоне тектонического сочленения формаций палеоостровной дуги и междугорного палеобассейна. Металлоносные отложения локализованы среди осадочных пород, завершающих циклы вулканической активности и аккумулирующих обломочное, гидротермальное и органогенное вещество. Продуктивными являются несколько стратиграфических уровней, но большая часть марганцевых месторождений приурочена к кремнистой

пачке бугулыгирского горизонта и вулканомикто-вым породам улутауской свиты (рис. 2). В частности, среди изученных объектов в кремнистых отложениях локализовано Южно-Файзулинское месторождение, а среди вулканомиктовых – месторождения Кызыл-Таш, Казган-Тан, Кожаевское и Биккуловское.

## УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Характерной особенностью изученных месторождений является тесная ассоциация марганцевых пород с джасперитами. Джаспериты – это гематит-кварцевые породы глобулярной, колло-



**Рис. 2.** Положение месторождений марганцевых пород в стратиграфических колонках палеогеодинамических зон западного борта Магнитогорского палеовулканического пояса (составлено по материалам [Контарь и др., 1999; Жуков, 2002; Зайков, 2006], с дополнениями).

1–7 – стратифицированные отложения вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов: 1 – зилайская свита ( $D_3fm-C_1t_1$ ): терригенный комплекс; 2 – колтубанская свита ( $D_3fm$ ): карбонатно-терригенный комплекс; 3 – мукасовский горизонт ( $D_3fr$ ): кремнистые сланцы, аргиллиты; 4 – улутауская свита ( $D_2zv-D_3fr_1$ ): тейфро-терригенный комплекс; 5 – бугулыгирский горизонт ( $D_2ef$ ): джаспериты, яшмы, кремнистые алевролиты; 6 – карамалыташская свита ( $D_2ef$ ): а – базальтовый комплекс, б – риолит-базальтовый комплекс; 7 – ирендыкская свита ( $D_1em-D_2ef$ ): а – андезит-базальтовый комплекс, б – олиостромовый вулканогенно-осадочный комплекс; 8 – фундамент: М – мафический, УМ – ультрамафический; 9 – месторождения (цифры в кружках: 1 – Биккуловское, Ниязгуловское-1, Казган-Таш, Кызыл-Таш; 2 – Кусимовское, Губайдулинское, Мамилинское и др.; 3 – Кожаевское; 4 – Тетраук, Рахметовское, Габдиновское, Ниязгуловское-2, Аюсазовское, Аумышевское, Ялимбетовское, Северо-, Средне- и Южно-Файзулинское, Янзигитовское; 5 – Уразовское).

**Fig. 2.** Stratigraphic positions of manganese deposits in lithostratigraphic columns of western part of Magnitogorsk paleovolcanic belt (based on [Kontar et al., 1999; Zhukov, 2002; Zaykov, 2006], with additions).

Stratigraphic units: 1 – Zilair Formation ( $D_3fm-C_1t_1$ ): terrigenous complex; 2 – Koltuban Formation ( $D_3fm$ ): carbonate-terrigenous complex; 3 – Mukasovi Horizon ( $D_3fr$ ): silicious, cherty rocks; 4 – Ulatau Formation ( $D_2zv-D_3fr_1$ ): tephra-terrigenous complex; 5 – Bugulygyr Horizon ( $D_2ef$ ): jasperites, jasper, cherty rocks; 6 – Karamalytash Formation ( $D_2ef$ ): a – basaltic complex, б – rhyolite-basalt complex; 7 – Irendyk Formation ( $D_1em-D_2ef$ ): a – andesite-basaltic complex, б – olistostrome volcano-sedimentary complex; 8 – The foundation: M – mafic, УМ – ultramafic; 9 – Manganese deposits (numbers): 1 – Bikkulovo, Niyazgulovo-1, Kazgan-Tash, Kyzyl-Tash; 2 – Kusimovo, Gubaidulino, Mamilino and others; 3 – Kozhaevo; 4 – Tetrauk, Rakhmetovo, Gabdimovo, Niyazgulovo-2, Ayusazovo, Yalimbetovo, North-, Middle- and South-Fayzuly, Yanzigitovo; 5 – Urazovo.

морфной или сферолитовой структуры. В отличие от яшм в джасперитах редко проявлена полосчатость, но характерны массивные или, чаще, пятнистые микро- и макробрекчиевидные текстуры, обусловленные процессами диагенеза с уменьшением объема тонкодисперсной и сильно обводненной железокремнистой массы. Химический состав джасперитов, как правило, однообразен, мас. %:  $\text{SiO}_2 = 75\text{--}95$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}} = 5\text{--}25$ ,  $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}} \geq 98$ . Подавляющее большинство исследователей рассматривают джаспериты как литифицированные аналоги железокремнистых осадков, быстро накапливающихся на поверхности морского дна непосредственно в местах просачивания низкотемпературных гидротермальных растворов [Херасков, 1951; Crear et al., 1982; Ashley, 1989; Gutzmer et al., 2001; Зайкова, Зайков, 2003; Grenne, Slack, 2003; Зайков, Анкушева, 2013; Брусницын, 2013]. Хорошим примером современных отложений подобного генезиса служат холмообразные гематитопаловые постройки в пределах разлома Бланко в

северо-восточной части Тихого океана [Hein et al., 20086].

На всех месторождениях железокремнистые и марганцевые отложения формируют единые залежи, в строении которых устанавливается вертикальная и (или) латеральная зональность: железокремнистые породы (джаспериты) составляют основание (ядро) продуктивных пачек, а марганцевые – локализируются на их периферии (рис. 3). Морфология залежей может быть разной [Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын, 2013]. На месторождениях Кызыл-Таш и Казган-Таш джаспериты формируют крупные холмообразные постройки с плоской подошвой и выпуклой кровлей размерами до 50 м по мощности и до 450 м по простиранию. Марганцевые породы локализируются в кровле джасперитовых холмов, на их склонах или в прогибах кровли, где составляют несколько линзовидных тел с максимальной мощностью до 2 м при протяженности до 35 м. На других месторождениях джаспериты составляют серии линзовидных тел мощностью от 2 до 10 м, а

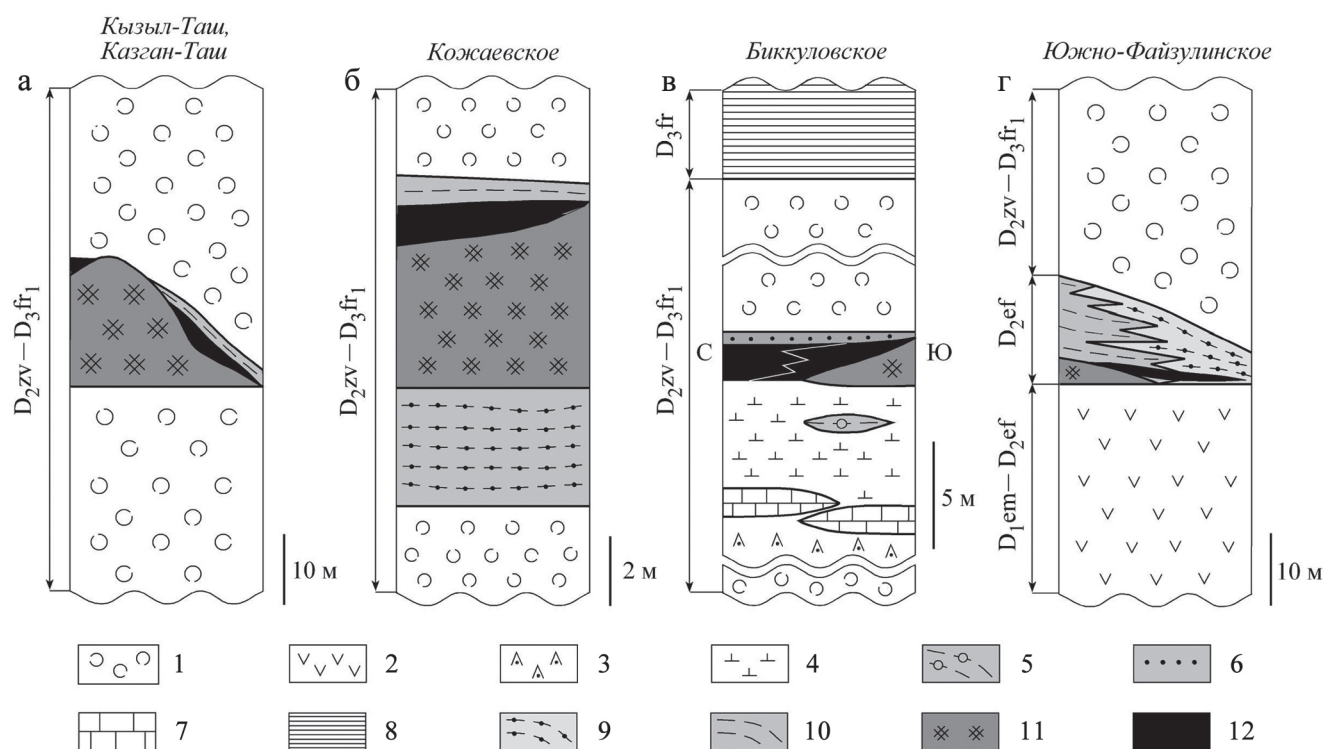


Рис. 3. Схематические стратиграфические колонки марганцевых месторождений.

1–12 – породы: 1 – вулканомиктовые песчаники, 2 – базальты, андезит-базальты, 3 – известковистые туффиты, 4 – железистые туффиты, 5 – марганцевистые туффиты, 6 – железокремнистые туффиты, 7 – известняки, 8 – кремнистые сланцы, 9 – кремнистые алевролиты, 10 – яшмы, 11 – джаспериты, 12 – марганцевые породы.

Fig. 3. Schematic diagrams illustrating mode of occurrence of manganese deposits.

1–12 – rocks: 1 – volcanoclastic sandstone, 2 – basalt and andesite-basalt, 3 – calcareous tuffite, 4 – ferruginous tuffite, 5 – manganese tuffite, 6 – iron-siliceous tuffite, 7 – limenstone, 8 – siliceous shale, 9 – siliceous siltstone, 10 – jasper, 11 – jasperite, 12 – manganese rocks.



рудные пласты либо непосредственно залегают на джасперитах (Кожаевское месторождение), либо частично перекрывают джаспериты, но в основном объеме залегают на их латеральном продолжении среди вулканомиктовых пород (Биккуловское месторождение) или кремнистых отложений (Южно-Файзулинское месторождение). Мощность пластов марганцевых пород составляет 1–3 м, протяженность достигает 350 м.

Таким образом, на каждом из месторождений строение рудоносных залежей имеет свои особенности. При этом всех их объединяет наличие четко прослеживаемой пространственной связи марганцевых пород с джасперитами.

### СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД

Марганцевые породы представляют собой мелкозернистые образования неоднородного строения. Породы чаще всего сохраняют характерные для осадочных отложений текстуры: линзовидно-полосчатые, слоистые, встречаются также пятнистые (брекчиевидные, конкреционные) и реликтовые вулканокластические (от тонко- до грубо-обломочных). Вместе с тем минеральный состав пород несет очевидные признаки метаморфизма марганцевосных осадков. В качестве главных минералов здесь установлены кварц, гематит, гаусманнит, тефроит, андрадит, спессартин, эпидот, родонит, пироксмангит, кариопилит, парсеттенсит, кальцит и родохрозит, а среди наиболее характерных второстепенных – риббит, гроссуляр, пьомонит, клинохлор, барит и апатит [Брусницын, 2009, 2013]. По набору этих минералов на каждом из месторождений выделяется несколько разновидностей марганцевых пород, которые связаны друг с другом постепенными переходами. Поэтому, несмотря на вариации минерального состава марганцевых пород, рудные пласты представляют собой единое целое со сложным внутренним строением. Химический состав таких отложений рационально рассматривать в совокупности, не разделяя их на отдельные минералогические разновидности.

В этом отношении исключение сделано только для Биккуловского месторождения, где минеральный состав марганцевых пород сильно изменяется по мере их удаления от джасперитов, т. е. при переходе от эпицентра к периферии палеогидротермального поля. На южном, примыкающем к джасперитам, участке месторождения, марганцевые породы сформированы преимущественно гематитом, кальцитом, кварцем, родонитом, андрадитом и кариопилитом. Реже здесь встречаются родохрозит-кариопилит-тефроитовые ( $\pm$  гаусманнит) породы. На северном участке месторождения тот же рудный пласт сложен главным образом кварцем, гематитом, парсеттенситом и андрадитом.

Судя по петрографическим признакам, постседиментационные процессы не сопровождались интенсивным перераспределением вещества ни в пределах отдельных пластов или даже их участков, ни тем более в масштабах месторождения. Локальная миграция элементов возможна лишь на расстояние, сопоставимое с толщиной отдельных слоев породы. Химический состав метаморфизованных марганцевосных отложений в ключевых своих особенностях унаследован от состава исходных металлоносных осадков.

### ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД

Для марганцевых пород каждого из месторождений типична высокая дисперсия содержаний главных элементов, особенно редких. Кроме того, концентрации элементов аппроксимируются разными законами распределения (нормальным и логнормальным). По этой причине “типичную” концентрацию каждого элемента наиболее адекватно отражает не среднее арифметическое значение ( $\bar{x}$ ), а величина медианы ( $Me$ ). Именно этим параметром мы и оперируем далее, рассматривая содержания каждого из проанализированных элементов.

Среднехимические составы марганцевых пород отдельных месторождений приведены в табл. 1–3, усредненные данные для всех пяти объектов сведены в табл. 4.

#### Главные элементы

Закономерности распределения в марганцевосных отложениях петрогенных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) рассмотрены нами в предыдущих публикациях [Брусницын, Жуков, 2010; Brusnitsyn, Zhukov, 2012; Брусницын, 2013]. Поэтому здесь отметим лишь наиболее важные моменты, необходимые для понимания генезиса металлоносных залежей.

В химическом составе марганцевых пород преобладают кремний, марганец, алюминий, железо, магний и кальций. Концентрации титана, натрия, калия и фосфора в большинстве случаев составляют десятки доли процентов или находятся ниже пределов обнаружения методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа.

Значения индикаторных литохимических модулей в марганцевых породах ( $[Fe + Mn]/Ti = 136–7128$ ,  $Al/[Al + Fe + Mn] = 0.01–0.28$ ) соответствуют либо металлоносным, либо “рудносным” осадкам, т. е. отложениям, обогащенным или сильно обогащенным относительно “нормальных” пелагических илов железом и марганцем. Доля элементов-индикаторов обломочного материала (Al и Ti) в марганцевых породах существенно выше, чем в подстилающих их джасперитах, мас. %:  $TiO_2 + Al_2O_3 = 0.1–9.9$  и  $TiO_2 + Al_2O_3 = 0.1–0.5$

**Таблица 1.** Средние содержания главных компонентов в марганцевых породах из месторождений Южного Урала, мас. %  
**Table 1.** Average contents of the main components of manganese rocks of deposits of the Southern Urals, wt %

| Компонент                                     | Месторождение                            |       |          |         |                  |                                            |          |          |                  |                  |                                 |          |          |                  |                  |
|-----------------------------------------------|------------------------------------------|-------|----------|---------|------------------|--------------------------------------------|----------|----------|------------------|------------------|---------------------------------|----------|----------|------------------|------------------|
|                                               | Кызыл-Таш ( $n = 23$ )                   |       |          |         |                  | Казган-Таш ( $n = 6$ )                     |          |          |                  |                  | Кожаяевское ( $n = 9$ )         |          |          |                  |                  |
|                                               | $Me$                                     | $x$   | $\sigma$ | $[C]_n$ | $[C_i/C_{Al}]_n$ | $Me$                                       | $x$      | $\sigma$ | $[C]_n$          | $[C_i/C_{Al}]_n$ | $Me$                            | $x$      | $\sigma$ | $[C]_n$          | $[C_i/C_{Al}]_n$ |
| SiO <sub>2</sub>                              | 35.60                                    | 36.32 | 9.39     | 0.55    | 6.78             | 35.05                                      | 31.48    | 10.21    | 0.55             | 8.24             | 32.30                           | 35.67    | 11.22    | 0.50             | 3.70             |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.06                                     | 0.08  | 0.07     | 0.11    | 1.33             | 0.01                                       | 0.02     | 0.02     | 0.02             | 0.27             | 0.04                            | 0.11     | 0.20     | 0.07             | 0.54             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 1.21                                     | 1.88  | 1.52     | 0.08    | 1.00             | 0.98                                       | 1.28     | 1.62     | 0.07             | 1.00             | 2.01                            | 2.32     | 2.22     | 0.14             | 1.00             |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup> | 4.00                                     | 5.96  | 5.64     | 0.67    | 8.21             | 10.46                                      | 10.26    | 4.05     | 1.76             | 26.52            | 4.60                            | 6.21     | 6.05     | 0.77             | 5.69             |
| MnO                                           | 35.30                                    | 36.27 | 11.81    | 355.29  | 4346.17          | 36.10                                      | 39.13    | 7.56     | 363.34           | 5487.80          | 36.60                           | 44.01    | 16.27    | 368.38           | 2712.70          |
| MgO                                           | 0.62                                     | 0.78  | 0.36     | 0.23    | 2.77             | 0.06                                       | 0.09     | 0.06     | 0.02             | 0.33             | 0.44                            | 0.71     | 0.87     | 0.16             | 1.19             |
| CaO                                           | 11.80                                    | 12.38 | 5.95     | 2.67    | 32.72            | 11.95                                      | 12.91    | 8.13     | 2.71             | 40.91            | 6.10                            | 6.86     | 3.59     | 1.38             | 10.18            |
| Na <sub>2</sub> O                             | 0.20                                     | 0.24  | 0.12     | 0.06    | 0.71             | <0.05                                      | <0.05    | 0.03     | 0.02             | 0.34             | 0.40                            | 0.73     | 1.24     | 0.12             | 0.86             |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.01                                     | 0.12  | 0.29     | 0.00    | 0.04             | 0.07                                       | 0.07     | 0.03     | 0.02             | 0.34             | 0.08                            | 0.08     | 0.05     | 0.03             | 0.19             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                 | 0.05                                     | 0.07  | 0.02     | 0.25    | 3.11             | 0.05                                       | 0.06     | 0.01     | 0.25             | 3.84             | 0.08                            | 0.08     | 0.03     | 0.41             | 2.99             |
| Компонент                                     | Месторождение                            |       |          |         |                  |                                            |          |          |                  |                  |                                 |          |          |                  |                  |
|                                               | Биккуловское, южный участок ( $n = 13$ ) |       |          |         |                  | Биккуловское, северный участок ( $n = 3$ ) |          |          |                  |                  | Южно-Файзуллинское ( $n = 17$ ) |          |          |                  |                  |
|                                               | $Me$                                     | $x$   | $\sigma$ | $[C]_n$ | $[C_i/C_{Al}]_n$ | $x$                                        | $\sigma$ | $[C]_n$  | $[C_i/C_{Al}]_n$ | $Me$             | $x$                             | $\sigma$ | $[C]_n$  | $[C_i/C_{Al}]_n$ |                  |
| SiO <sub>2</sub>                              | 35.90                                    | 38.55 | 10.73    | 0.56    | 4.16             | 41.20                                      | 3.38     | 0.64     | 1.77             | 32.90            | 35.26                           | 19.09    | 0.51     | 7.90             |                  |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.04                                     | 0.09  | 0.12     | 0.07    | 0.54             | 0.20                                       | 0.08     | 0.36     | 1.01             | 0.03             | 0.06                            | 0.07     | 0.05     | 0.84             |                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 1.99                                     | 2.24  | 2.08     | 0.13    | 1.00             | 5.35                                       | 0.15     | 0.36     | 1.00             | 0.96             | 1.50                            | 1.34     | 0.06     | 1.00             |                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup> | 10.20                                    | 10.74 | 6.50     | 1.71    | 12.74            | 19.43                                      | 1.50     | 3.26     | 9.02             | 1.10             | 1.52                            | 1.09     | 0.18     | 2.85             |                  |
| MnO                                           | 26.40                                    | 28.68 | 12.36    | 265.71  | 1976.37          | 16.07                                      | 2.63     | 161.74   | 447.49           | 49.00            | 45.65                           | 17.36    | 493.18   | 7604.00          |                  |
| MgO                                           | 1.47                                     | 1.51  | 0.22     | 0.54    | 4.00             | 1.59                                       | 0.09     | 0.58     | 1.61             | 1.50             | 1.92                            | 1.22     | 0.55     | 8.46             |                  |
| CaO                                           | 12.30                                    | 13.56 | 5.80     | 2.79    | 20.74            | 13.17                                      | 2.81     | 2.99     | 8.26             | 2.30             | 2.45                            | 1.38     | 0.52     | 8.04             |                  |
| Na <sub>2</sub> O                             | <0.05                                    | <0.05 | 0.05     | 0.04    | 0.27             | <0.05                                      | 0.05     | 0.08     | 0.22             | <0.05            | <0.05                           | 0.09     | 0.00     | 0.05             |                  |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.11                                     | 0.13  | 0.05     | 0.25    | 1.89             | 0.24                                       | 0.04     | 1.02     | 2.81             | 0.01             | 0.05                            | 0.09     | 0.04     | 0.46             |                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                 | 0.05                                     | 0.07  | 0.02     | 0.25    | 1.89             | 0.20                                       | 0.04     | 1.02     | 2.81             | 0.09             | 0.09                            | 0.04     | 0.46     | 7.05             |                  |

Примечание. Анализы выполнены в центральной химической лаборатории ВСЕГЕИ рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометре ARL-9800 (Швейцария). Статистические характеристики:  $Me$  – медиана,  $x$  – среднее арифметическое,  $\sigma$  – стандартное отклонение,  $n$  – число анализов.  $[C]_n$  – нормированные концентрации элементов:  $[C]_n = Me^{обн}/C_{Upper crust}$ , а  $[C_i/C_{Al}]_n = [C_i/C_{Al}]^{обн}/[C_i/C_{Al}]^{Upper crust}$ , где  $C_i$  и  $C_{Al}$  – средние концентрации элементов и алюминия в верхней части континентальной земной коры (Upper Crust) по [Li, Schoonmaker, 2003].  $Me$  и  $Me_{Al}$  – медианы концентраций элементов (а не оксидов) и алюминия в марганцевых породах Южного Урала.

Note. Analyses were carried out in the Central Chemical Laboratory of VSEGEI by the XFA method with an ARL-9800 spectrometer (Switzerland). Statistical characteristics:  $Me$  – median,  $x$  – average arithmetic,  $\sigma$  – standard deviation,  $n$  – number of analyses;  $[C]_n = Me^{obn}/C_{Upper crust}$ ,  $[C_i/C_{Al}]_n = [C_i/C_{Al}]^{obn}/[C_i/C_{Al}]^{Upper crust}$ , where  $[C]_n$  – normalized element concentration of elements;  $[C_i/C_{Al}]_n = [Me/Me_{Al}]^{obn}/[C_i/C_{Al}]^{Upper crust}$ , where  $[C_i/C_{Al}]_n$  – normalized on aluminum concentration of elements;  $[C_i/C_{Al}]_n$  are adopted from [Li, Schoonmaker, 2003],  $Me$  and  $Me_{Al}$  are median of concentration of elements (but not oxides) and aluminum in manganese rocks of the Southern Urals.

**Таблица 2.** Средние содержания редких элементов в марганцевых породах из месторождений Южного Урала, г/т  
**Table 2.** Average contents of the rare elements of manganese rocks of deposits of the Southern Urals, ppm

| Элемент | Месторождения      |       |        |                  |                                                 |                   |         |       |                  |                                                 |                   |         |       |                  |                                                 |
|---------|--------------------|-------|--------|------------------|-------------------------------------------------|-------------------|---------|-------|------------------|-------------------------------------------------|-------------------|---------|-------|------------------|-------------------------------------------------|
|         | Кызыл-Таш (n = 36) |       |        |                  |                                                 | Казан-Таш (n = 6) |         |       |                  |                                                 | Кожавское (n = 9) |         |       |                  |                                                 |
|         | Me                 | x     | σ      | [C] <sub>n</sub> | [C <sub>i</sub> /C <sub>Al</sub> ] <sub>n</sub> | Me                | x       | σ     | [C] <sub>n</sub> | [C <sub>i</sub> /C <sub>Al</sub> ] <sub>n</sub> | Me                | x       | σ     | [C] <sub>n</sub> | [C <sub>i</sub> /C <sub>Al</sub> ] <sub>n</sub> |
| Li      | 2.00               | 4.90  | 7.60   | 0.10             | 1.10                                            | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 | 4.90              | 5.60    | 5.40  | 0.20             | 1.60                                            |
| Be      | 0.49               | 0.89  | 1.33   | 0.15             | 1.87                                            | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 | 0.25              | 0.35    | 0.25  | 0.08             | 0.58                                            |
| Sc      | 1.02               | 1.38  | 1.25   | 0.09             | 1.05                                            | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 | 0.99              | 2.80    | 4.71  | 0.07             | 0.52                                            |
| V       | 13.80              | 16.40 | 11.80  | 0.10             | 1.21                                            | 25.90             | 27.70   | 11.0  | 0.20             | 2.80                                            | 15.70             | 37.20   | 40.62 | 0.11             | 0.83                                            |
| Cr      | 7.00               | 7.40  | 4.50   | 0.10             | 1.20                                            | 4.70              | 4.60    | 1.80  | 0.10             | 1.00                                            | 16.90             | 19.80   | 12.80 | 0.20             | 1.80                                            |
| Co      | 4.50               | 11.4  | 29.50  | 0.30             | 3.20                                            | 10.50             | 10.60   | 5.40  | 0.60             | 9.30                                            | 4.90              | 5.40    | 2.70  | 0.30             | 2.10                                            |
| Ni      | 10.60              | 12.5  | 5.60   | 0.20             | 2.40                                            | 12.00             | 17.70   | 13.00 | 0.20             | 3.30                                            | 54.7              | 71.40   | 54.3  | 1.00             | 7.40                                            |
| Cu      | 3.80               | 4.40  | 3.50   | 0.10             | 1.20                                            | 5.90              | 16.40   | 22.20 | 0.15             | 2.28                                            | 7.20              | 8.30    | 3.40  | 0.20             | 1.40                                            |
| Zn      | 19.90              | 36.9  | 37.40  | 0.30             | 3.60                                            | 23.60             | 27.90   | 10.90 | 0.40             | 5.30                                            | 89.2              | 74.30   | 27.5  | 1.30             | 9.80                                            |
| Ga      | 4.40               | 4.90  | 1.70   | 0.20             | 3.00                                            | 5.10              | 5.70    | 1.60  | 0.30             | 4.30                                            | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 |
| Ge      | 7.60               | 10.20 | 7.60   | 5.10             | 62.0                                            | 13.40             | 13.50   | 4.70  | 8.90             | 134.50                                          | 1.20              | 2.20    | 2.90  | 0.80             | 5.80                                            |
| As      | 33.20              | 77.10 | 180.10 | 20.80            | 253.9                                           | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 | 1026              | 4804    | 8644  | 641              | 4737                                            |
| Rb      | 3.60               | 6.90  | 7.90   | 0.03             | 0.40                                            | 4.50              | 5.60    | 2.80  | 0.04             | 0.60                                            | 0.10              | 0.20    | 0.20  | 0.001            | 0.01                                            |
| Sr      | 28.80              | 45.3  | 45.00  | 0.10             | 1.00                                            | 142               | 193     | 234   | 0.40             | 60.00                                           | 162               | 292     | 381   | 0.50             | 3.40                                            |
| Y       | 6.80               | 8.00  | 5.60   | 0.30             | 3.80                                            | 3.60              | 4.40    | 2.80  | 0.20             | 2.50                                            | 8.30              | 9.10    | 4.9   | 0.40             | 2.80                                            |
| Zr      | 9.20               | 14.00 | 16.90  | 0.10             | 0.70                                            | 0.40              | 1.40    | 1.70  | 0.001            | 0.04                                            | 6.30              | 8.00    | 8.50  | 0.04             | 0.30                                            |
| Nb      | 1.22               | 1.69  | 1.88   | 0.08             | 1.00                                            | 0.97              | 1.25    | 0.91  | 0.06             | 0.97                                            | 0.05              | 0.26    | 0.40  | 0.004            | 0.03                                            |
| Mo      | 5.10               | 5.30  | 1.40   | 3.20             | 38.90                                           | 4.60              | 4.80    | 0.70  | 2.90             | 43.30                                           | 0.40              | 1.00    | 1.30  | 0.30             | 1.90                                            |
| Sn      | 1.36               | 1.44  | 0.40   | 0.41             | 5.04                                            | 0.55              | 0.66    | 0.34  | 0.17             | 2.51                                            | 0.16              | 0.43    | 0.50  | 0.05             | 0.35                                            |
| Sb      | 0.70               | 1.00  | 1.00   | 3.50             | 42.80                                           | He опр.           | He опр. |       |                  |                                                 | 3.40              | 3.90    | 3.20  | 16.80            | 124.10                                          |
| Cs      | 0.93               | 3.86  | 7.58   | 0.25             | 3.08                                            | 0.66              | 1.90    | 2.69  | 0.18             | 2.69                                            | 0.04              | 0.12    | 0.19  | 0.01             | 0.07                                            |
| Ba      | 451                | 1615  | 2174   | 0.80             | 9.70                                            | 35.3              | 54.50   | 48.30 | 0.10             | 0.90                                            | 2558              | 3312    | 3493  | 4.50             | 33.20                                           |
| Hf      | 0.42               | 0.55  | 0.54   | 0.11             | 1.28                                            | 0.12              | 0.11    | 0.08  | 0.03             | 0.45                                            | 0.15              | 0.25    | 0.34  | 0.04             | 0.27                                            |
| Ta      | 0.25               | 0.44  | 0.37   | 0.17             | 2.04                                            | 0.09              | 0.20    | 0.30  | 0.06             | 0.90                                            | 0.01              | 0.02    | 0.03  | 0.01             | 0.05                                            |
| Tl      | 0.11               | 0.13  | 0.12   | 0.21             | 2.54                                            | 0.11              | 0.10    | 0.05  | 0.21             | 3.13                                            | <0.002            | 0.005   | 0.01  | 0.004            | 0.03                                            |
| Pb      | 3.40               | 3.60  | 2.20   | 0.20             | 2.50                                            | 0.10              | 1.00    | 2.40  | 0.01             | 0.09                                            | 2.90              | 5.40    | 5.40  | 0.30             | 1.30                                            |
| Th      | 0.84               | 1.06  | 0.99   | 0.08             | 0.93                                            | 0.21              | 0.28    | 0.14  | 0.02             | 0.29                                            | 0.08              | 0.21    | 0.27  | 0.01             | 0.05                                            |
| U       | 0.37               | 0.41  | 0.28   | 0.13             | 1.62                                            | 0.38              | 0.54    | 0.63  | 0.14             | 2.04                                            | 0.18              | 0.22    | 0.23  | 0.06             | 0.47                                            |





**Таблица 3.** Средние содержания редкоземельных элементов в марганцевых породах из месторождений Южного Урала, г/т  
**Table 3.** Average contents of the rare earth elements of manganese rocks of deposits of the Southern Urals, ppm

| Элемент              | Месторождения          |       |          |                  |                                  |                        |       |          |                  |                                  |                       |       |          |                  |                                  |
|----------------------|------------------------|-------|----------|------------------|----------------------------------|------------------------|-------|----------|------------------|----------------------------------|-----------------------|-------|----------|------------------|----------------------------------|
|                      | Кызыл-Таш ( $n = 36$ ) |       |          |                  |                                  | Казган-Таш ( $n = 6$ ) |       |          |                  |                                  | Кожавское ( $n = 9$ ) |       |          |                  |                                  |
|                      | Me                     | x     | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> | Me                     | x     | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> | Me                    | x     | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> |
| La                   | 5.85                   | 6.12  | 4.49     | 0.20             | 2.39                             | 1.86                   | 2.97  | 2.90     | 0.06             | 0.93                             | 2.52                  | 4.19  | 3.81     | 0.08             | 0.62                             |
| Ce                   | 8.61                   | 10.56 | 8.32     | 0.15             | 1.82                             | 0.76                   | 1.45  | 1.39     | 0.01             | 0.20                             | 1.80                  | 4.75  | 4.79     | 0.03             | 0.23                             |
| Pr                   | 1.32                   | 1.57  | 1.15     | 0.20             | 2.46                             | 0.43                   | 0.70  | 0.63     | 0.07             | 0.98                             | 0.56                  | 1.16  | 1.09     | 0.08             | 0.63                             |
| Nd                   | 5.59                   | 6.33  | 4.54     | 0.22             | 2.63                             | 1.83                   | 3.04  | 2.81     | 0.07             | 1.06                             | 2.80                  | 5.27  | 4.73     | 0.11             | 0.80                             |
| Sm                   | 1.44                   | 1.83  | 1.88     | 0.32             | 3.95                             | 0.56                   | 0.80  | 0.59     | 0.12             | 1.89                             | 0.81                  | 1.21  | 0.96     | 0.18             | 1.33                             |
| Eu                   | 0.29                   | 0.39  | 0.33     | 0.26             | 3.24                             | 0.11                   | 0.16  | 0.13     | 0.10             | 1.51                             | 0.34                  | 0.39  | 0.30     | 0.31             | 2.28                             |
| Gd                   | 1.40                   | 1.67  | 1.21     | 0.36             | 4.38                             | 0.61                   | 0.89  | 0.70     | 0.16             | 2.35                             | 1.23                  | 1.42  | 1.04     | 0.32             | 2.33                             |
| Tb                   | 0.22                   | 0.26  | 0.19     | 0.37             | 4.30                             | 0.10                   | 0.14  | 0.11     | 0.17             | 2.40                             | 0.24                  | 0.23  | 0.16     | 0.40             | 2.95                             |
| Dy                   | 1.30                   | 1.54  | 1.13     | 0.37             | 4.51                             | 0.64                   | 0.88  | 0.69     | 0.18             | 2.74                             | 1.27                  | 1.38  | 0.94     | 0.36             | 2.68                             |
| Ho                   | 0.27                   | 0.92  | 3.62     | 0.36             | 4.69                             | 0.15                   | 0.19  | 0.14     | 0.20             | 3.21                             | 0.26                  | 0.30  | 0.18     | 0.35             | 2.60                             |
| Er                   | 0.73                   | 0.30  | 0.71     | 0.37             | 4.39                             | 0.39                   | 0.53  | 0.39     | 0.20             | 2.88                             | 0.81                  | 0.93  | 0.55     | 0.41             | 2.99                             |
| Tm                   | 0.10                   | 0.13  | 0.10     | 0.31             | 3.91                             | 0.06                   | 0.08  | 0.06     | 0.19             | 2.88                             | 0.10                  | 0.13  | 0.08     | 0.31             | 2.31                             |
| Yb                   | 0.57                   | 0.77  | 0.59     | 0.29             | 3.43                             | 0.36                   | 0.46  | 0.33     | 0.18             | 2.66                             | 0.69                  | 0.83  | 0.51     | 0.35             | 2.55                             |
| Lu                   | 0.09                   | 0.11  | 0.08     | 0.28             | 3.52                             | 0.10                   | 0.10  | 0.05     | 0.31             | 4.81                             | 0.08                  | 0.12  | 0.08     | 0.25             | 1.85                             |
| REE                  | 27.55                  | 31.87 | 22.78    | 0.20             | 2.43                             | 8.04                   | 12.36 | 10.84    | 0.06             | 0.86                             | 13.73                 | 22.23 | 18.46    | 0.10             | 0.71                             |
| Ce/Ce*               | 0.85                   | 0.83  | 0.22     |                  |                                  | 0.20                   | 0.24  | 0.10     |                  |                                  | 0.36                  | 0.41  | 0.12     |                  |                                  |
| Eu/Eu*               | 0.81                   | 0.93  | 0.43     |                  |                                  | 0.71                   | 0.70  | 0.05     |                  |                                  | 1.28                  | 1.26  | 0.10     |                  |                                  |
| (La/Sm) <sub>n</sub> | 0.57                   | 0.61  | 0.17     |                  |                                  | 0.50                   | 0.51  | 0.08     |                  |                                  | 0.55                  | 0.50  | 0.18     |                  |                                  |
| (Gd/Yb) <sub>n</sub> | 1.09                   | 1.11  | 0.34     |                  |                                  | 0.95                   | 0.96  | 0.10     |                  |                                  | 0.77                  | 0.80  | 0.25     |                  |                                  |

| Элемент | Месторождения                            |      |          |                  |                                  |                                            |       |          |                  |                                  |                                 |      |          |                  |                                  |
|---------|------------------------------------------|------|----------|------------------|----------------------------------|--------------------------------------------|-------|----------|------------------|----------------------------------|---------------------------------|------|----------|------------------|----------------------------------|
|         | Биккуловское, южный участок ( $n = 21$ ) |      |          |                  |                                  | Биккуловское, северный участок ( $n = 5$ ) |       |          |                  |                                  | Южно-Файзуллинское ( $n = 18$ ) |      |          |                  |                                  |
|         | Me                                       | x    | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> | Me                                         | x     | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> | Me                              | x    | $\sigma$ | [C] <sub>n</sub> | [C]/C <sub>Al</sub> <sub>n</sub> |
| La      | 5.24                                     | 6.20 | 3.35     | 0.17             | 1.30                             | 67.75                                      | 61.31 | 13.59    | 2.26             | 6.25                             | 1.94                            | 2.83 | 2.14     | 0.06             | 0.99                             |
| Ce      | 8.25                                     | 8.22 | 5.41     | 0.14             | 1.06                             | 43.07                                      | 46.67 | 13.12    | 0.74             | 2.05                             | 1.85                            | 3.29 | 0.34     | 0.03             | 0.49                             |
| Pr      | 1.25                                     | 1.41 | 1.00     | 0.19             | 1.42                             | 12.21                                      | 12.66 | 3.11     | 1.85             | 5.14                             | 0.44                            | 0.59 | 0.60     | 0.07             | 1.03                             |
| Nd      | 4.52                                     | 5.62 | 4.06     | 0.17             | 1.30                             | 52.27                                      | 51.84 | 12.16    | 2.01             | 5.56                             | 1.94                            | 2.57 | 2.38     | 0.07             | 1.15                             |
| Sm      | 1.04                                     | 1.33 | 0.91     | 0.23             | 1.74                             | 11.50                                      | 12.03 | 2.31     | 2.56             | 7.13                             | 0.38                            | 0.56 | 0.53     | 0.08             | 1.31                             |
| Eu      | 0.25                                     | 0.32 | 0.24     | 0.23             | 1.70                             | 2.75                                       | 2.89  | 0.48     | 2.50             | 6.94                             | 0.10                            | 0.18 | 0.17     | 0.09             | 1.40                             |
| Gd      | 1.08                                     | 1.36 | 0.89     | 0.28             | 2.06                             | 11.52                                      | 11.37 | 2.87     | 2.95             | 8.14                             | 0.41                            | 0.56 | 0.53     | 0.11             | 1.61                             |
| Tb      | 0.14                                     | 0.20 | 0.15     | 0.23             | 1.67                             | 1.66                                       | 1.84  | 0.35     | 2.77             | 7.33                             | 0.07                            | 0.08 | 0.08     | 0.12             | 1.72                             |
| Dy      | 1.13                                     | 1.34 | 0.92     | 0.32             | 2.39                             | 9.30                                       | 10.65 | 2.16     | 2.66             | 7.30                             | 0.48                            | 0.57 | 0.42     | 0.14             | 2.09                             |
| Ho      | 0.26                                     | 0.30 | 0.21     | 0.35             | 2.75                             | 1.79                                       | 2.10  | 0.47     | 2.42             | 7.03                             | 0.09                            | 0.11 | 0.08     | 0.12             | 1.96                             |
| Er      | 0.79                                     | 0.89 | 0.57     | 0.40             | 2.89                             | 5.26                                       | 5.95  | 1.45     | 2.63             | 7.15                             | 0.28                            | 0.36 | 0.21     | 0.14             | 2.11                             |
| Tm      | 0.10                                     | 0.12 | 0.09     | 0.31             | 2.38                             | 0.76                                       | 0.84  | 0.18     | 2.38             | 6.71                             | 0.03                            | 0.04 | 0.03     | 0.09             | 1.47                             |
| Yb      | 0.70                                     | 0.78 | 0.52     | 0.35             | 2.56                             | 5.19                                       | 5.48  | 1.38     | 2.60             | 7.05                             | 0.26                            | 0.31 | 0.17     | 0.13             | 1.96                             |
| Lu      | 0.11                                     | 0.12 | 0.08     | 0.34             | 2.62                             | 0.81                                       | 0.88  | 0.18     | 2.53             | 7.16                             | 0.04                            | 0.22 | 0.05     | 0.13             | 1.96                             |

Таблица 3. Окончание  
Table 3. Ending

| Элемент              | Месторождения                        |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          |                                                   |                                                   |
|----------------------|--------------------------------------|-------|----------|-------------------|---------------------------------------------------|----------------------------------------|--------|----------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
|                      | Биккуловское, южный участок (n = 21) |       |          |                   |                                                   | Биккуловское, северный участок (n = 5) |        |          |                                                   |                                                   |
|                      | Me                                   | x     | $\sigma$ | [C] <sub>ln</sub> | [C] <sub>i</sub> /[C] <sub>Al</sub> <sub>ln</sub> | Me                                     | x      | $\sigma$ | [C] <sub>ln</sub>                                 | [C] <sub>i</sub> /[C] <sub>Al</sub> <sub>ln</sub> |
| REE                  | 23.53                                | 28.20 | 17.15    | 0.18              | 1.33                                              | 222.19                                 | 226.54 | 45.19    | 1.62                                              | 4.48                                              |
| Ce/Ce*               | 0.76                                 | 0.69  | 0.30     |                   |                                                   | 0.39                                   | 0.41   | 0.10     |                                                   |                                                   |
| Eu/Eu*               | 0.88                                 | 0.96  | 0.31     |                   |                                                   | 0.91                                   | 0.95   | 0.10     |                                                   |                                                   |
| (La/Sm) <sub>n</sub> | 0.72                                 | 0.79  | 0.36     |                   |                                                   | 0.68                                   | 0.77   | 0.17     |                                                   |                                                   |
| (Gd/Yb) <sub>n</sub> | 0.87                                 | 0.92  | 0.25     |                   |                                                   | 1.03                                   | 1.06   | 0.06     |                                                   |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          | Me                                                |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          | x                                                 |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          | $\sigma$                                          |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          | [C] <sub>ln</sub>                                 |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          | [C] <sub>i</sub> /[C] <sub>Al</sub> <sub>ln</sub> |                                                   |
|                      |                                      |       |          |                   |                                                   |                                        |        |          |                                                   | [C] <sub>i</sub> /[C] <sub>Al</sub> <sub>ln</sub> |

Примечание. Анализ выполнен методом ИСП-МС. Статистические характеристики: Me – медиана, x – среднее арифметическое,  $\sigma$  – стандартное отклонение, n – число анализов. [C]<sub>ln</sub> – нормированные концентрации элементов: [C]<sub>ln</sub> =  $Me^{обн}/C_i^{Upper crust}$ , а [C]<sub>i</sub>/[C]<sub>Al</sub><sub>ln</sub> – нормированные по алюминию концентрации элементов: [C]<sub>i</sub>/[C]<sub>Al</sub><sub>ln</sub> =  $[Me/Me_{Al}]^{обн}/[C/C_{Al}]^{Upper crust}$ , где C<sub>i</sub> и C<sub>Al</sub> – средние концентрации элементов и алюминия в верхней части континентальной земной коры (Upper Crust) по [Li, Schoonmaker, 2003], Me и Me<sub>Al</sub> – медианы концентраций элементов и алюминия в марганцевых породах Южного Урала. REE – суммарное содержание редкоземельных элементов. Ce/Ce\* и Eu/Eu\* – цериевая и европиевая аномалии соответственно, рассчитаны по формулам  $Ce/Ce^* = Ce/Ce^{Upper crust}/0.5(La/La^{Upper crust} + Nd/Nd^{Upper crust})$  и  $Eu/Eu^* = Eu/Eu^{Upper crust}/0.5(Sm/Sm^{Upper crust} + Gd/Gd^{Upper crust})$ .

Note. Analyses were carried out by methods ICP-MS. Statistical characteristics: Me – median, x – average arithmetic,  $\sigma$  – standard deviation, n – number of analyses; [C]<sub>ln</sub> – upper crust-normalized element concentration: [C]<sub>ln</sub> =  $Me^{обн}/C_i^{Upper crust}$ , [C]<sub>i</sub>/[C]<sub>Al</sub><sub>ln</sub> – normalized on aluminum concentration of elements: [C]<sub>i</sub>/[C]<sub>Al</sub><sub>ln</sub> =  $[Me/Me_{Al}]^{обн}/[C/C_{Al}]^{Upper crust}$ , where [C]<sub>i</sub> and [C]<sub>Al</sub> are median of concentration of elements and aluminum in manganese rocks of the Southern Urals. REE – total content of rare-earth elements. Ce/Ce\* and Eu/Eu\* – cerium and europium anomalies respectively, are calculated by formulas  $Ce/Ce^* = Ce/Ce^{Upper crust}/0.5(La/La^{Upper crust} + Nd/Nd^{Upper crust})$  and  $Eu/Eu^* = Eu/Eu^{Upper crust}/0.5(Sm/Sm^{Upper crust} + Gd/Gd^{Upper crust})$ .

соответственно. Кроме того, смена в геологическом разрезе месторождений джасперитов марганцевыми породами закономерно сопровождается возрастанием величины отношения Mn/Fe. В джасперитах накапливается практически исключительно железо (Mn/Fe = 0.01–0.40). В марганцевых породах величина Mn/Fe варьирует от 0.7 до 127.0, но чаще всего встречаются значения от 3.0 до 17.0.

Отмеченные особенности вполне закономерны и хорошо интерпретируются в рамках гидротермально-осадочной модели. Согласно данной модели, рудные элементы накапливаются на разном расстоянии от гидротермального источника: железо и кремний – вблизи его устья, а марганец – на некотором удалении. Оседая, тонкодисперсные минералы марганца неизбежно частично смешиваются с нижележащими железистыми осадками. Кроме того, с увеличением расстояния от источника вклад “фоновый” обломочного материала в состав металлоносных осадков постепенно становится все более заметным. Таким образом, в идеализированном виде геохимическая зональность отложений в направлении от центра гидротермального поля к периферии имеет вид: Fe + Si → Fe + Mn + Si → Fe + Mn + (Al + Ti) + Si → Mn + (Al + Ti) + Si → (Al + Ti) + Si. Эта схема вполне адекватно согласуется с реально установленной на месторождениях вертикальной и (или) латеральной последовательностью пород и изменением их химического состава. Аналогичные закономерности выявлены на многих месторождениях марганца в других регионах [Bonatti et al., 1976; Crerar et al., 1982; Рой, 1986], а также гидротермальных полях современного океана [Лисицын, 1993; Bogdanov et al., 1997].

### Редкие элементы

В марганцевых породах Южного Урала средние концентрации большинства редких элементов ниже их средних содержаний в верхней части континентальной земной коры (Upper crust). Исключение составляют только германий, мышьяк, молибден и сурьма, концентрации которых превышают средние для земной коры значения в 2.80, 39.4, 2.90 и 3.50 раз соответственно. Кроме того, породы северного участка Биккуловского месторождения, помимо перечисленных элементов, обогащены ванадием, кобальтом, никелем, медью, иттрием и свинцом.

Таким образом, резкого обогащения марганцевых отложений Южного Урала большим набором редких элементов не установлено. Одна из причин этого, по-видимому, заключается в том, что металлоносная (железомарганцевая) составляющая исходных осадков была существенно разбавлена фоновым обломочным и биогенным материалом, а также поставляемым гидротермами кремнеземом. В результате концентрации индикаторных элемен-



**Таблица 4.** Средние концентрации элементов в верхней части континентальной земной коры и марганцевых породах Южного Урала

**Table 4.** Average contents of elements in Upper crust and in manganese rocks of the Southern Urals

| Элемент |    | Земная кора* | Марганцевые породы (n = 6)** |        |        |                  |                                   |
|---------|----|--------------|------------------------------|--------|--------|------------------|-----------------------------------|
|         |    |              | Me                           | x      | σ      | [C] <sub>n</sub> | [C/C <sub>Al</sub> ] <sub>n</sub> |
| %       | Si | 30.00        | 16.50                        | 16.57  | 1.48   | 0.55             | 5.07                              |
|         | Ti | 0.33         | 0.02                         | 0.04   | 0.04   | 0.06             | 0.56                              |
|         | Al | 7.83         | 0.85                         | 1.10   | 0.88   | 0.11             | 1.00                              |
|         | Fe | 4.17         | 5.18                         | 5.80   | 4.60   | 1.24             | 11.44                             |
|         | Mn | 0.077        | 27.67                        | 25.78  | 8.59   | 359.00           | 3310.00                           |
|         | Mg | 1.64         | 0.63                         | 0.57   | 0.39   | 0.38             | 3.54                              |
|         | Ca | 3.15         | 8.48                         | 6.86   | 3.13   | 2.69             | 24.80                             |
|         | Na | 2.54         | 0.10                         | 0.12   | 0.10   | 0.04             | 0.36                              |
|         | K  | 2.56         | 0.07                         | 0.07   | 0.06   | 0.03             | 0.25                              |
|         | P  | 0.086        | 0.03                         | 0.05   | 0.03   | 0.35             | 3.21                              |
| ppm     | Li | 23.00        | 2.50                         | 2.50   | 2.00   | 0.11             | 1.00                              |
|         | Be | 3.20         | 0.40                         | 0.95   | 1.28   | 0.13             | 1.15                              |
|         | Sc | 13.00        | 1.20                         | 2.77   | 2.90   | 0.09             | 0.85                              |
|         | V  | 140.00       | 23.20                        | 46.60  | 63.20  | 0.17             | 1.53                              |
|         | Cr | 69.00        | 5.90                         | 7.30   | 5.10   | 0.09             | 0.79                              |
|         | Co | 17.00        | 7.70                         | 13.30  | 14.90  | 0.45             | 4.17                              |
|         | Ni | 55.00        | 37.20                        | 58.90  | 72.20  | 0.68             | 6.23                              |
|         | Cu | 39.00        | 6.50                         | 23.90  | 41.10  | 0.17             | 1.54                              |
|         | Zn | 67.00        | 41.50                        | 44.10  | 27.60  | 0.62             | 5.71                              |
|         | Ga | 18.00        | 5.70                         | 10.60  | 10.40  | 0.32             | 2.92                              |
|         | Ge | 1.50         | 4.20                         | 6.00   | 4.70   | 2.80             | 25.79                             |
|         | As | 1.60         | 63.10                        | 252.20 | 432.90 | 39.44            | 363.30                            |
|         | Rb | 110.00       | 3.80                         | 3.60   | 3.40   | 0.03             | 0.32                              |
|         | Sr | 350.00       | 59.50                        | 76.80  | 62.90  | 0.17             | 1.57                              |
|         | Y  | 22.00        | 6.10                         | 12.10  | 16.30  | 0.28             | 2.55                              |
|         | Zr | 170.00       | 7.80                         | 12.80  | 16.90  | 0.05             | 0.42                              |
|         | Nb | 15.00        | 0.97                         | 1.65   | 2.39   | 0.06             | 0.60                              |
|         | Mo | 1.60         | 4.60                         | 3.50   | 2.00   | 2.88             | 26.48                             |
|         | Sn | 3.30         | 0.59                         | 0.70   | 0.44   | 0.18             | 1.65                              |
|         | Sb | 0.20         | 0.70                         | 1.20   | 1.20   | 3.50             | 32.29                             |
|         | Cs | 3.70         | 0.80                         | 0.73   | 0.62   | 0.22             | 1.99                              |
|         | Ba | 570.00       | 539.00                       | 753.00 | 938.00 | 0.95             | 8.71                              |
|         | La | 30.00        | 3.88                         | 14.19  | 26.29  | 0.13             | 1.19                              |
|         | Ce | 58.00        | 5.05                         | 10.72  | 16.21  | 0.09             | 0.80                              |
|         | Pr | 6.60         | 0.91                         | 2.70   | 4.68   | 0.14             | 1.27                              |
|         | Nd | 26.00        | 3.66                         | 11.49  | 20.03  | 0.14             | 1.30                              |
|         | Sm | 4.50         | 0.93                         | 2.62   | 4.37   | 0.21             | 1.90                              |
|         | Eu | 1.10         | 0.27                         | 0.64   | 1.04   | 0.25             | 2.26                              |
|         | Gd | 3.90         | 1.16                         | 2.70   | 4.33   | 0.30             | 2.74                              |
|         | Tb | 0.60         | 0.18                         | 0.41   | 0.62   | 0.30             | 2.76                              |
|         | Dy | 3.50         | 1.20                         | 2.35   | 3.42   | 0.34             | 3.16                              |
|         | Ho | 0.74         | 0.26                         | 0.47   | 0.65   | 0.35             | 3.24                              |
|         | Er | 2.00         | 0.76                         | 1.37   | 1.92   | 0.38             | 3.50                              |
|         | Tm | 0.32         | 0.10                         | 0.19   | 0.28   | 0.31             | 2.88                              |
|         | Yb | 2.00         | 0.63                         | 1.30   | 1.91   | 0.32             | 2.90                              |
|         | Lu | 0.32         | 0.10                         | 0.21   | 0.30   | 0.31             | 2.88                              |
|         | Hf | 4.00         | 0.29                         | 0.44   | 0.48   | 0.07             | 0.67                              |
|         | Ta | 1.50         | 0.24                         | 0.23   | 0.21   | 0.16             | 1.47                              |
|         | Tl | 0.53         | 0.11                         | 0.09   | 0.06   | 0.21             | 1.91                              |
|         | Pb | 17.00        | 3.16                         | 18.12  | 37.79  | 0.19             | 1.71                              |
|         | Th | 11.00        | 0.23                         | 0.52   | 0.59   | 0.02             | 0.19                              |
|         | U  | 2.80         | 0.38                         | 0.38   | 0.23   | 0.14             | 1.25                              |

Примечание. \*Средние концентрации элементов в верхней части земной коры (Upper crust) приведены по [Li, Schoonmaker, 2003]. \*\*Усредненные данные для пяти изученных месторождений. Статистические характеристики: Me – медиана, x – среднее арифметическое, σ – стандартное отклонение, n – число анализов. [C]<sub>n</sub> – нормированные концентрации элементов:  $[C]_n = Me_{обp}/C_{i\text{Upper crust}}$ , а  $[C/C_{Al}]_n$  – нормированные по алюминию концентрации элементов:  $[C/C_{Al}]_n = [Me/Me_{Al}]_{обp}/[C/C_{Al}]_{\text{Upper crust}}$ , где C<sub>i</sub> и C<sub>Al</sub> – средние концентрации элементов и алюминия в верхней части континентальной земной коры (Upper Crust) по [Li, Schoonmaker, 2003], Me и Me<sub>Al</sub> – медианы концентраций элементов и алюминия в марганцевых породах Южного Урала.

Note. \*Average concentration of elements in Upper crust by [Li, Schoonmaker, 2003]. \*\*Average data for five studied deposits. Statistical characteristics: Me – median, x – average arithmetic, σ – standard deviation, n – number of analyses; [C]<sub>n</sub> – upper crust-normalized element concentration:  $[C]_n = Me_{обp}/C_{i\text{Upper crust}}$ ,  $[C/C_{Al}]_n$  – normalized on aluminum concentration of elements:  $[C/C_{Al}]_n = [Me/Me_{Al}]_{обp}/[C/C_{Al}]_{\text{Upper crust}}$ , where [C]<sub>n</sub> is adopted from [Li, Schoonmaker, 2003], Me and Me<sub>Al</sub> are median of concentration of elements and aluminum in manganese rocks of the Southern Urals.

тов в породах снижаются, и прямое сравнение их со средними для земной коры значениями становится неэффективным.

В данном случае корректнее сопоставлять не прямые концентрации элементов, а нормированные по алюминию  $[C_i/C_{Al}]_n = [C_i/C_{Al}]^{обр}/[C_i/C_{Al}]^{Upper\ crust}$ . Если допустить, что источником алюминия в осадках был только обломочный (вулканомиктовый, терригенный и т. п.) материал, то таким путем можно оценить степень обогащения марганценосных отложений теми или иными элементами относительно фоновое обломочного вещества [Li, Schoonmaker, 2003]. Если  $[C_i/C_{Al}]_n \approx 1$ , то концентрации данного элемента сопоставимы с его содержанием в литогенной части осадка, а если  $[C_i/C_{Al}]_n \leq 1$ , то они ниже этого уровня (“дефицитные” элементы). В обоих вариантах присутствие в осадке обломочного материала обеспечивает наблюдаемые концентрации соответствующего элемента. Эти элементы в дальнейшем рассматриваются как “литогенные”. Если  $[C_i/C_{Al}]_n > 1$ , то концентрации данного элемента избыточны относительно его содержания в литогенной составляющей осадка. Эти элементы относятся к “избыточным”. Природа избыточных концентраций может быть разной, и в каждом случае требует специального рассмотрения. Дополнительными источниками избыточных элементов могли служить специфический по составу обломочный или хемогенный материал (например, железистый), морская вода (гидрогенная сорбция элементов), биогенное вещество (карбонатное, кремнистое, фосфатное, углеродистое), диагенетические поровые воды и гидротермальные растворы.

Для марганцевых пород Южного Урала нормирование концентраций элементов по алюминию выявляются вполне определенные закономерности (см. табл. 4, рис. 4). Средние концентрации Li, Be, Sc, Cr, Rb, Zr, Nb, Hf и Th сопоставимы с их содержаниями в литогенном веществе осадка или даже ниже этого уровня. Очевидно, что именно обломочный материал являлся главным поставщиком перечисленных элементов в металлоносные отложения. В то же время явно избыточные концентрации типичны для Co, Ni, Ge, As, Mo и Sb. В островодужных системах современного океана основным источником этих элементов в марганценосных отложениях являются гидротермальные растворы [Батулин, 2000; Hein et al., 2008a; Josso et al., 2017]. С учетом этого факта, а также геологических условий локализации изученных месторождений мы полагаем, что и для марганценосных отложений Южного Урала гидротермы были главным поставщиком Co, Ni, Ge, As, Mo и Sb. Для остальных редких элементов ситуация менее определенная, они могли поступать в осадок разными путями. С учетом характера дисперсий и небольших средних значений  $[C_i/C_{Al}]_n$  литогенный источник статистически более вероятен для V, Sr, Y, Sn, Cs, Ta, Tl, Pb и U,

а избыточные концентрации чаще отмечаются для Cu, Zn, Ga и Ba.

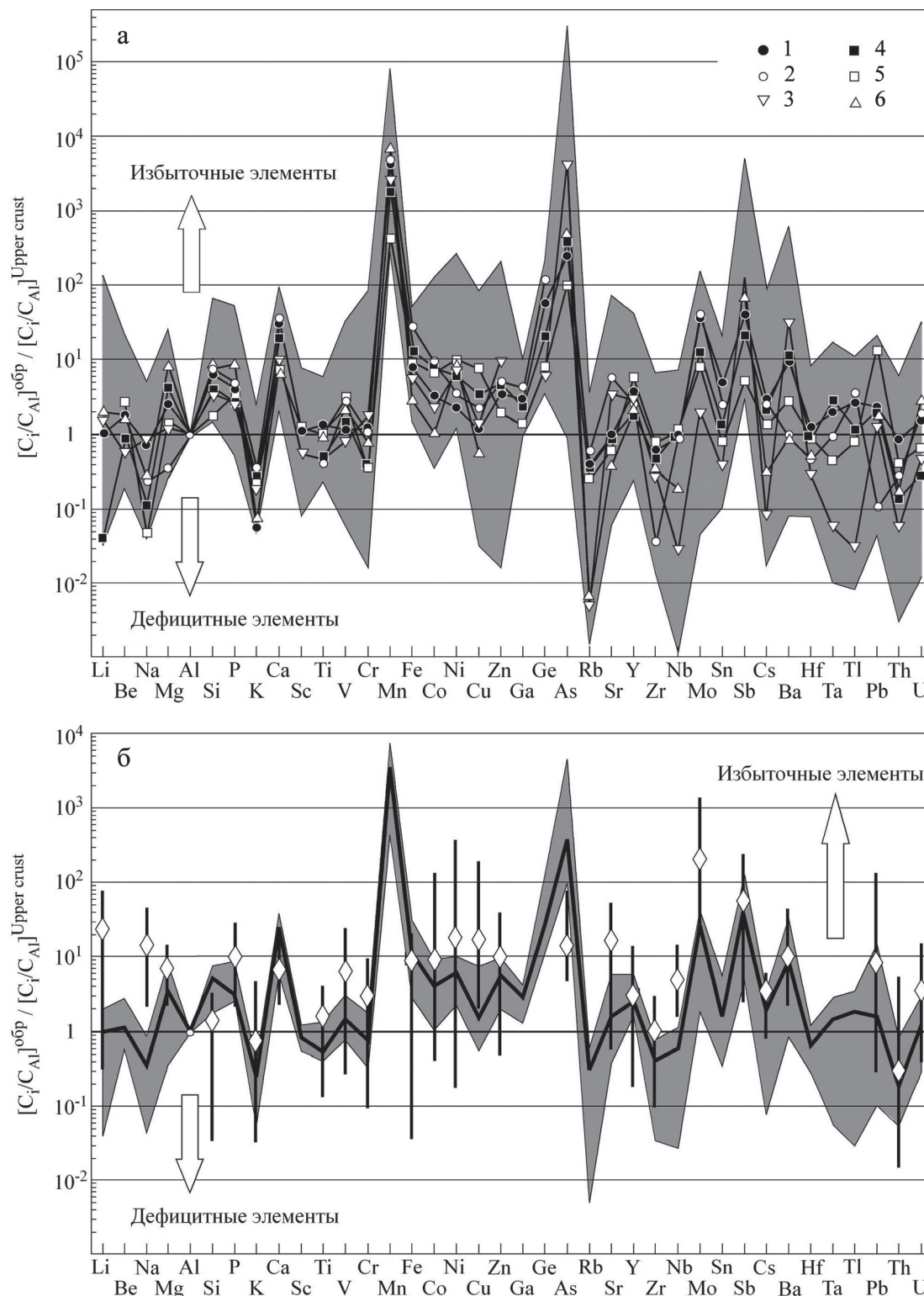
Набор “избыточных” элементов, а также степень превышения их концентраций над уровнем литогенной компоненты осадка индивидуальны для каждого из изученных месторождений. Тем не менее конфигурация усредненного геохимического спектра (см. рис. 4б) близка к аналогичным данным для гидротермальных железомарганцевых отложений Тихого океана [Батулин, 2000; Maynard, 2003; Hein et al., 2008a; Josso et al., 2017]. Вместе с тем от гидрогенных корок и конкреций современного океана изученные нами марганцевые породы отличаются на порядок более низкими содержаниями P, Co, Ni, Y, Mo и Pb.

### Редкоземельные элементы

Для марганцевых пород Южного Урала типичны низкие содержания редкоземельных элементов (см. табл. 3). В проанализированных образцах даже максимальные содержания РЗЭ не превышают соответствующих значений для верхней части континентальной земной коры, а средние величины примерно в 10 раз ниже этого уровня (рис. 5). Исключение составляют только породы северного участка Биккуловского месторождения. Содержания РЗЭ в них на порядок выше, чем во всех других изученных породах, и почти в 2 раза выше средних для земной коры. В спектрах РЗЭ, как правило, хорошо выражена отрицательная цериевая аномалия, в среднем  $Ce/Ce^* = 0.20-0.85$ , и менее явно – отрицательная европиевая, в среднем  $Eu/Eu^* = 0.71-0.97$ . Реже фиксируется положительное значение  $Eu/Eu^* = 1.28$  (Кожаевское месторождение). В составе РЗЭ наблюдается небольшой дефицит легких лантаноидов:  $(La/Sm)_n = 0.50-0.97$  и  $(Gd/Yb)_n = 0.75-1.09$ .

Таким образом, в целом изученным породам присущи низкие содержания РЗЭ, наличие отрицательной цериевой аномалии и незначительное преобладание тяжелых лантаноидов над легкими. Максимально полно эти особенности выражены в спектрах РЗЭ пород из месторождений Казган-Таш, Кожаевское и Южно-Файзулинское. Хорошо проявлены они в спектре РЗЭ, рассчитанном по средним содержаниям лантаноидов в породах всех месторождений Южного Урала. Именно такой тип спектров РЗЭ является индикаторным гидротермальных железомарганцевых отложений вулканически активных областей современного океана [Maynard, 2003; Дубинин, 2006; Аникеева и др., 2008; Bau et al., 2014]. Кроме того, в гидротермальных осадках иногда отмечается положительная европиевая аномалия, которая установлена и в некоторых проанализированных нами образцах.

Распределение РЗЭ в железомарганцевых скоплениях другого генезиса (гидрогенного и диаге-



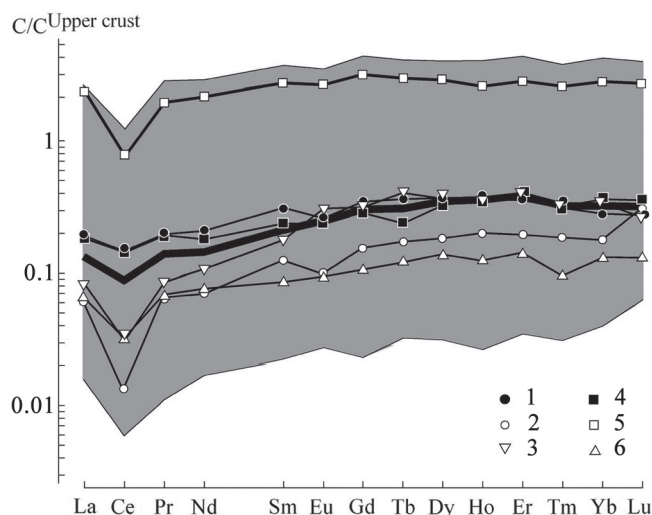
**Рис. 4.** Нормированные по алюминию концентрации элементов в марганцевых породах Южного Урала: а – данные для отдельных месторождений, б – сопоставление усредненных данных по пяти изученным месторождениям с данными для гидротермальных железо-марганцевых корок Тихого океана.

1–6 – месторождения: 1 – Кызыл-Таш, 2 – Казган-Таш, 3 – Кожаевское, 4, 5 – Биккуловское: 4 – южный участок, 5 – северный участок, 6 – Южно-Файзулинское. Ломаными линиями показаны соотношения средних концентраций элементов, серыми полями – разбросы содержаний элементов. Данные для гидротермальных корок Тихого океана рассчитаны по материалам работ [Батурин, 2000; Maynard, 2003]: ромбами отмечены средние значения, вертикальными линиями – разброс значений.



**Fig. 4.** Al-normalized concentrations of elements in manganese rocks of the Southern Urals: a – data for concrete deposits, b – comparison of average data on five studied deposits to data for hydrothermal ferromanganese crusts of the Pacific Ocean.

1–6 – deposits: 1 – Kyzyl-Tash, 2 – Kazgan-Tash, 3 – Kozhaevo, 4, 5 – Bikkulovo: 4 – southern part, 5 – northern part, 6 – South-Fayzul. Broken lines – average values, gray field – variations. Data for hydrothermal crusts of the Pacific Ocean are calculated on materials of papers [Baturin, 2000; Maynard, 2003]: rhombuses – average values, vertical lines – variations.



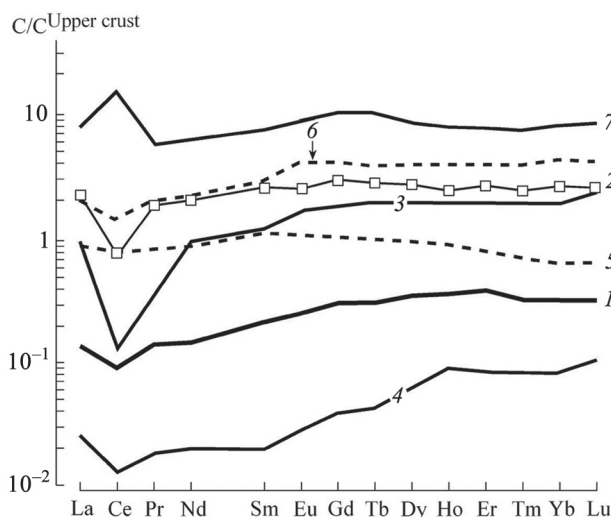
**Рис. 5.** Нормированные по средним концентрациям для верхней части континентальной земной коры (Upper crust) концентрации редкоземельных элементов в марганцевых породах Южного Урала.

1–6 – месторождения: 1 – Кызыл-Таш; 2 – Казган-Таш; 3 – Кожавское; 4, 5 – Биккуловское (4 – южный участок, 5 – северный участок); 6 – Южно-Файзулинское. Ломаными линиями показаны соотношения средних концентраций элементов, серыми полями – разбросы содержаний элементов. Жирной линией показаны усредненные данные для пяти изученных месторождений.

**Fig. 5.** Upper crust-normalized REE concentrations in manganese rocks of the Southern Urals.

1–6 – deposits: 1 – Kyzyl-Tash; 2 – Kazgan-Tash; 3 – Kozhaevo; 4, 5 – Bikkulovo (4 – southern part, 5 – northern part); 6 – South-Fayzul. Broken lines – average values, gray field – variations. The fat line has shown average value for five studied deposits.

нетического) имеют принципиально иной характер (рис. 6). Гидрогенные конкреции или корки выделяются высокими концентрациями РЗЭ и положительной цериевой аномалией. В диагенетических скоплениях содержания лантаноидов сопоставимы со средними для земной коры значениями или немного выше этого уровня, а в спектрах РЗЭ здесь обычно отсутствует или слабо проявлена отрицательная цериевая аномалия. По содержанию РЗЭ с диагенетическими отложениями сопоставимы породы северного участка Биккуловского месторождения. Однако более значительная цериевая аномалия отмечается в диагенетических корках и кон-



**Рис. 6.** Нормированные по средним концентрациям для верхней части континентальной земной коры (Upper crust) концентрации РЗЭ в марганцевых породах Южного Урала (1, 2), гидротермальных (3, 4), диагенетических (5, 6) и гидрогенных (7) железомарганцевых корках современного океана.

1, 2 – месторождения Южного Урала: 1 – усредненные данные для пяти изученных месторождений, 2 – данные для пород северного участка Биккуловского месторождения; 3, 4 – гидротермальные железомарганцевые корки [Дубинин, 2006]: 3 – корка Галапагосского центра спрединга, Тихий океан; 4 – корка гидротермального поля ТАГ, Атлантический океан; 5, 6 – диагенетические конкреции: 5 – шельфа Баренцева моря [Дубинин, 2006]; 6 – усредненный (типичный) спектр [Bau et al., 2017]; 7 – средний состав гидрогенных железомарганцевых корок Тихого океана [Дубинин, 2006].

**Fig. 6.** Upper crust-normalized REE concentrations in in manganese rocks of the Southern Urals (1, 2), hydrothermal (3, 4), diagenetic (5, 6) and hydrogenic (7) ferromanganese crusts of the modern ocean.

1, 2 – deposits of the Southern Urals: 1 – average value for five studied deposits, 2 – value for northern part of Bikkulovo; 3, 4 – hydrothermal ferromanganese crusts [Dubinin, 2006]: 3 – crust of Galápagos center of spreading, Pacific Ocean; 4 – crust of the hydrothermal TAG field, Atlantic Ocean; 5, 6 – diagenetic concretions: 5 – shelf of the Barents Sea [Dubinin, 2006]; 6 – average value [Bau et al., 2017]; 7 – average composition of hydrogenic ferromanganese crusts of the Pacific Ocean [Dubinin, 2006].

крециях. Профиль спектра РЗЭ в северобиккуловских породах ближе соответствуют гидротермальным отложениям.

Соотношения РЗЭ в марганцевых отложениях различного генезиса наглядно отражены на диаграмме М. Бо с соавторами [Bau et al., 2014] (рис. 7). На ней большинство фигуративных точек марганцевых пород Южного Урала находится в поле гидротермальных отложений. Правая часть этого поля отчасти перекрывается полем диагенетических отложений. Сюда попадает 15 из 95 точек, т. е. около 16% от общего числа анализов. Для этих пород не исключено перераспределение РЗЭ в ходе диагенеза металлоносных осадков. Влияние этих процессов, возможно, также проявлено в породах, в которых отсутствует или слабо выражена цериевая аномалия ( $Ce/Ce^* \approx 1$ ). Такие породы чаще всего встречаются на месторождениях Кызыл-Таш и Биккуловское (южный участок). Особое место занимают точки пород северного участка Биккуловского месторождения. Большая их часть не попадает в поля “стандартных” гидротермальных или диагенетических отложений. От первых они отличаются высокими концентрациями Nd, от вторых – низкими значениями  $Ce/Ce^*$ . Вместе с тем такой состав РЗЭ не является уникальным. Например, близкие соотношения РЗЭ установлены в марган-

цевых оксидах, захороненных в осадках центральной части Тихого океана [Usui et al., 1997; Bay et al., 2014]. Предполагается, что они образуются путем осаждения из низкотемпературных растворов, циркулирующих в толще осадка.

Концентрации РЗЭ в марганцевых породах Южного Урала положительно коррелируются с концентрациями элементов-индикаторов литогенного вещества (Al, Ti, Zr, Nb, Hf, Th). Кроме того, концентрации РЗЭ обычно увеличиваются с возрастанием содержания железа (а также Ni, V и Cr) и фосфора, что в общем характерно для морских осадков.

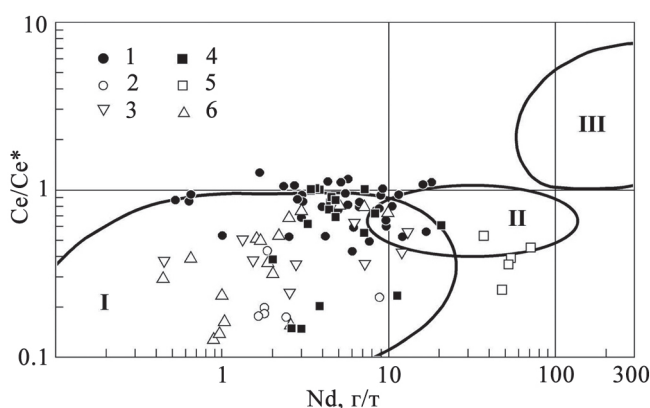
## ОБОБЩЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные месторождения относятся к объектам гидротермально-осадочного типа, при формировании которых гидрогенные и диагенетические процессы имели подчиненное значение. Об этом свидетельствует совокупность полученных данных.

В пределах Магнитогорского палеовулканического пояса нет разновозрастных с изученными объектами осадочных толщ достаточной мощности, чтобы продуцировать большие объемы насыщенных марганцем поровых растворов. Поэтому диагенетическая модель генезиса марганценосных залежей в данном случае не применима. Мощность пластов марганцевых пород составляет в среднем 1–3 м. Крайне маловероятно, что тела такого размера образовались в результате гидрогенных процессов, скорость накопления вещества при которых оценивается цифрами порядка первых миллиметров за 1 млн лет [Рой, 1986]. Диагенетической и гидрогенной моделям противоречат также геохимические особенности марганцевых руд, прежде всего закономерности распределения в них РЗЭ.

Среди аргументов в пользу гидротермальной поставки рудного вещества отметим наиболее важные [Херасков, 1951; Гаврилов, 1972; Калинин, 1978; Жуков, 2000, 2005; Брусницын, Жуков, 2010; Brusnitsyn, Zhukov, 2012; Брусницын, 2013].

Месторождения приурочены к вулканогенным формациям, сформировавшимся в обстановке активного морского бассейна в периоды затухания магматической деятельности. Как известно, данные фазы эволюции субмаринных вулканогенных комплексов сопровождаются развитием высоко- и низкотемпературных гидротермальных систем. Первые продуцируют сульфидные залежи, обогащенные медью, свинцом, цинком и золотом, а вторые – оксидные отложения железа, марганца, а также барита и некоторые другие. В региональном масштабе колчеданные и марганцевые залежи часто приурочены к одним и тем же структурам. Так, в пределах Магнитогорского пояса марганцевоносными являются отложения, залегающие стратиграфиче-



**Рис. 7.** Соотношение концентраций неодима и величины цериевой аномалии в марганцевых отложениях различных генетических типов.

I–III – поля составов железомарганцевых отложений разных генетических типов по [Bau et al., 2014]: I – гидротермального, II – диагенетического, III – гидрогенного; 1–6 – марганцевые месторождения Южного Урала: 1 – Кызыл-Таш; 2 – Казган-Таш; 3 – Кожяевское; 4, 5 – Биккуловское (4 – южный участок, 5 – северный участок); 6 – Южно-Файзулинское.

**Fig. 7.** Relationship of Nd concentrations and Ce anomaly in manganese deposits of various genetic types.

I–III – Composition fields of ferromanganese rocks of different genetic types, according to [Bau et al., 2014]: I – hydrothermal, II – diagenetic, III – hydrogenic. 1–6 – manganese deposits of the South Urals: 1 – Kyzyl-Tash; 2 – Kazgan-Tash; 3 – Kozhaevo; 4, 5 – Bikkulovo (4 – southern part, 5 – northern part); 6 – South-Fayzul.

ски выше вулканогенных толщ, вмещающих колчеданные месторождения [Зайков, 2006]. Кроме того, здесь известны также примеры (Учалинское месторождение), когда скопления сульфидных и марганцевых пород локализованы в разновозрастных отложениях [Пирожок и др., 2000]. Современными аналогами девонских вулканогенных структур Южного Урала могут служить некоторые островодужные системы западной части Тихого океана, в которых широко развиты гидротермальные сульфидные и марганценозные отложения, например островодужные системы Мариинская, Идзу-Бонинская, Тонга-Кермадек и др. [Bogdanov et al., 1997; Богданов и др., 2006; Hein et al., 2008a].

Марганцевые породы тесно ассоциируют с железокремнистыми отложениями. Совместно они формируют стратиформные залежи холмообразной, линзовидной или пластовой формы. Такие залежи компактны, имеют небольшие размеры и при этом резко отличаются по составу и строению от вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. В строении металлоносных пачек хорошо выражена зональность: их ядро сложено железокремнистыми породами, а внешние зоны – марганцевыми. Причем среди железокремнистых пород выделяются своеобразные разновидности (джаспериты), являющиеся литифицированными аналогами низкотемпературных отложений современных гидротермальных источников. Марганцевые породы сохраняют типичные для осадочных образований текстуры, в том числе реликтивно-органогенные с многочисленными скелетами морской микрофауны (деформированные панцири радиолярий и др.). В джасперитах Южно-Файзулинского и Уразовского месторождений обнаружены хорошо сохранившиеся реликты пригидротермальной макрофауны со следами прижизненного бактериального обрастания, что типично для современных гидротермальных систем [Жуков и др., 1998].

Отмеченные признаки указывают на накопление марганцевоносных отложений на поверхности морского дна в зонах разгрузки гидротермальных растворов. Модели гидротермально-осадочного марганцевого рудогенеза развиваются многими исследователями [Херасков, 1951; Гаврилов, 1972; Bonatti et al., 1976; Crerar et al., 1982; Рой, 1986; Flohr, 1992; Huebner et al., 1992; Лисицын, 1993; Старикова и др., 2004; Hein et al., 2008a; Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын, 2013; и др.]. Предполагается, что гидротермальные растворы имели термоконвекционную (рециклинговую) природу, выщелачивали марганец, железо, кремний и некоторые другие элементы из пород океанической коры и выносили их на поверхность дна. Здесь, в области смещения низкотемпературных ( $T \leq 100^\circ\text{C}$ ) гидротерм с морской водой, вследствие резкого изменения физико-химических условий, создавался узколокализированный геохимический барьер, на ко-

тором осаждалось рудное вещество. При этом отчетливо проявлялась дифференциация элементов: большая часть кремнезема и железа отлагалась непосредственно близ устья разгрузки гидротерм, давая начало железокремнистым илам (протоджасперитам), а марганец как более подвижный элемент – на небольшом удалении от него, где металлоносный раствор был максимально разбавлен морской водой. Медленное поступление раствора при отсутствии сильных течений способствовало наиболее полному разделению железа и марганца, в результате чего на относительно небольшом пространстве формировались осадки с резко различающимися значениями Mn/Fe.

Геохимия марганцевых пород Южного Урала в целом хорошо согласуется с этой моделью. Пропорции индикаторных петрогенных элементов (Ti, Al, Fe и Mn) в железокремнистых и марганцевых породах сопоставимы с аналогичными величинами в современных металло- и рудоносных осадках, образующихся с участием гидротермального вещества. Наблюдаемое на месторождениях зональное распределение Fe, Mn и Al отражает, во-первых, различную подвижность железа и марганца в обстановке смешения гидротерм с морской водой, во-вторых, закономерное обогащение периферийных участков палеогидротермальных полей литогенным (обломочным) материалом.

Среди редких элементов наиболее определенно интерпретируются данные по редкоземельным элементам. Конфигурация спектров РЗЭ в изученных породах соответствует железомарганцевым отложениям гидротермального генезиса. Предполагается, что образующаяся при разгрузке гидротерм взвесь тонкодисперсных оксидов железа и марганца активно сорбирует РЗЭ из окружающих придонных вод и за счет этого наследует свойственный окисленной морской воде профиль распределения РЗЭ, главная черта которого – дефицит церия и легких РЗЭ [Дубинин, 2006; Bau et al., 2014]. Эти же соотношения РЗЭ сохраняются и в осадках, аккумулирующих гидротермальное вещество, а при их быстром захоронении наследуются и в литифицированных отложениях. Вместе с тем не исключено также, что в процессе диагенеза происходило частичное перераспределение РЗЭ. Оно выражалось в небольших величинах цериевой аномалии в породах некоторых месторождений. Такая ситуация отмечается для месторождений Кызыл-Таш и Биккуловское (южный участок). Тем не менее и здесь соотношение концентраций РЗЭ в большинстве образцов лучше согласуется именно с гидротермально-осадочным механизмом накопления марганцевоносных отложений, а не с диагенетическим.

Обращают на себя внимание необычно высокие для Южного Урала концентрации РЗЭ в марганцевых породах северного участка Биккуловского ме-



сторождения. Вероятнее всего, это обусловлено соотношением марганца и железа (величиной Mn/Fe) в металлоносных отложениях. Как известно, РЗЭ накапливаются преимущественно в железистой составляющей осадка и менее интенсивно – в марганцевой. Породы северного участка Биккуловского месторождения обогащены железом, концентрации которого сопоставимы с концентрациями марганца или даже немного выше. Среднее значение  $Mn/Fe = 0.83$ , здесь оно в 3 и более раз ниже аналогичных показателей для всех остальных месторождений Южного Урала. Отсюда и резкое возрастание концентрации РЗЭ в северобиккуловских породах. При этом профиль спектра РЗЭ соответствует гидротермальным осадкам.

По сравнению с показателями РЗЭ индикаторное значение других редких элементов проявлено менее отчетливо. Химический состав металлоносных отложений контролируется большим количеством независимых факторов: температурой растворов, составом взаимодействующих с ними пород, физико-химическими условиями разгрузки гидротерм, особенностями фоновой седиментации и др. На конечный состав осадков влияют также гидрогенные процессы (сорбция элементов из морской воды) и перераспределение вещества в ходе диагенеза. Средние концентрации As, Ba, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, W и Zn в гидротермальных железомарганцевых корках и конкрециях современного океана в 3–100 раз превышают их средние содержания в верхней части континентальной земной коры [Батулин, 2000; Maunard, 2003]. Однако эта закономерность носит статистический характер и справедлива для большого объема выборки, характеризующего крупные структуры и территории, например, островодужные системы или срединно-океанические хребты. Реальные дисперсии концентраций редких элементов очень велики. Разница между минимальными и максимальными значениями составляет до трех порядков. В результате далеко не во всех случаях наблюдается обогащение металлоносных отложений редкими элементами, и даже в пределах активных гидротермальных полей марганцевые корки нередко характеризуются рядовыми их концентрациями.

Сходные особенности наблюдаются и в марганцевоносных отложениях складчатых областей континентов. Здесь отмечаются большие дисперсии концентраций редких элементов, а их средние содержания индивидуальны для каждого объекта. При этом даже в тех случаях, когда по геологической позиции и строению продуктивных отложений генезис месторождений уверенно интерпретируется как гидротермально-осадочный, марганцевые породы могут быть как обогащены, так и бедны редкими элементами. Примерами первого варианта служат Дурновское месторождение в Восточном Салаире [Брусницын, Стрекопытов, 2010],

месторождение Сьюгграван (Sjogruvan) в Швеции [Holtstam, Mansfeld, 2001], месторождение Кунимияма (Kunimiyama) на острове Сикоку, Япония [Kato et al., 2005], а также других регионов. Примеры второго варианта – марганцевые месторождения Францисканского комплекса в США [Huebner et al., 1992], месторождение Ананаи (Ananai) на о-ве Сикоку, Япония [Fujinaga et al., 2006] и др. Марганцевые породы Южного Урала ближе ко второму случаю: относительно высокие концентрации в них установлены лишь для ограниченного набора элементов (As, Mo, Ge и Sb).

Необходимо отметить также, что анализ геохимических данных встречает трудности иного рода. Для современных образований, как правило, анализируется состав собственно железомарганцевой минерализации. В то же время при изучении древних осадков приходится иметь дело с полигенной породой, в которой железомарганцевая составляющая и другие гидротермальные компоненты в той или иной степени “разбавлены” обломочным, биогенным, гидрогенным и диагенетическим материалом. В связи с этим прямое сопоставление составов современных и древних отложений не всегда корректно. Данная проблема отчасти решается путем нормирования концентраций элементов по алюминию, что позволяет выделить компоненты обломочной части осадка и дополнительно элементы, поступившие в осадок из других источников (“избыточные” элементы). Согласно подобным расчетам, в марганцевых породах Южного Урала компонентами обломочного материала являются Li, Be, Sc, Cr, Rb, Zr, Nb, Hf и Th, а к числу “избыточных” элементов относятся Co, Ni, Ge, As, Mo и Sb. Близкие характеристики отмечаются и в современных гидротермальных отложениях. Это позволяет рассматривать гидротермы как наиболее вероятный источник перечисленных “избыточных” элементов.

## ВЫВОДЫ

Совокупность данных по распределению в изученных породах главных и редких элементов подтверждает представления о гидротермально-осадочном генезисе марганцевоносных отложений Южного Урала. Геохимические сведения дополнили обоснование этой гипотезы новыми, полученными независимыми способами, аргументами. В генетическом отношении наиболее значимой оказалась информация о содержании в породах редкоземельных элементов, менее определенно интерпретируются соотношения редких металлов. В целом имеющиеся теперь геологические, минералогические и геохимические данные позволяют рассматривать марганцевые месторождения Магнитогорского полеовулканического пояса как пример наиболее полно изученных древних аналогов гидротер-

мальных отложений островодужных систем современного океана.

*Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00227). Работы выполнены в рамках государственной бюджетной темы Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Статья подготовлена при поддержке Правительства РФ (Постановление № 211 от 16.03.2013 г., соглашение № 02. А03.21.0011).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. (2008) Железо-марганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, (11), 10-31.
- Батурин Г.Н. (2000) Рудные ресурсы океана. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 451–477.
- Бетехтин А.Г. (1946) Промышленные марганцевые руды СССР. М.: АН СССР, 315 с.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. (2006) Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 527 с.
- Брусницын А.И. (2009) Минералогия метаморфизованных марганцевых отложений Южного Урала. *Записки РМО*, (5), 1-18.
- Брусницын А.И. (2013) Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, 160 с.
- Брусницын А.И., Жуков И.Г. (2010) Марганцевоносные отложения Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис. *Литосфера*, (2), 77-99.
- Брусницын А.И., Жуков И.Г. (2018) Геохимия и модель формирования марганценосных отложений в яшмах Южного Урала. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 17-40.
- Брусницын А.И., Стрекопытов С.В. (2010) Минералогия и геохимия рудоносных отложений Дурновского месторождения. *Металлогения древних и современных океанов-2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур*. Миасс: ИМин УрО РАН, 90-97.
- Гаврилов А.А. (1972) Эксталяционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 215 с.
- Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. (2011) (Под ред. О.А. Кондайна). СПб.: ВСЕГЕИ, 1(2), 583 с.
- Дубинин А.В. (2006) Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 359 с.
- Жуков И.Г. (2000) Генетические типы девонских марганценосных отложений Магнитогорской палеоостроводужной системы. *Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 63-67.
- Жуков И.Г. (2002) Положение девонских марганценосных отложений в структурах Магнитогорской палеоостроводужной системы. *Металлогения древних и современных океанов-2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах*. Миасс: ИМин УрО РАН, 148-153.
- Жуков И.Г. (2005) Генетические типы девонских марганценосных отложений Южного Урала. *Рудные месторождения: вопросы происхождения и эволюции: материалы. IV Уральск. металлоген. совещание*. Миасс: ИМин УрО РАН, 57-59.
- Жуков И.Г., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. (1998) О находке бентосной фауны на низкотемпературном палеогидротермальном поле Южно-Файзулинского марганцевого месторождения (Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-98. Руды и генезис месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 111-115.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 429 с.
- Зайков В.В., Анкушева Н.Н. (2013) Гематит-кварцевые постройки золотоносного поля Лисьи горы – результат гидротермальной деятельности в Магнитогорской палеоостроводужной зоне. *Литосфера*, (5), 57-74.
- Зайкова Е.В., Зайков В.В. (2003) Признаки придонного гидротермального происхождения железисто-кремнистых построек Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы Урала. *Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах*. Миасс: ИМин УрО РАН, 208-215.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорехтин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В., Хаин В.В., Зайкова Е.В., Кабанова Л.Я. (1984) Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит. *История развития Уральского палеоокеана*. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 6-56.
- Калинин В.В. (1978) Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала. *Марганцевые месторождения складчатых областей СССР*. М.: Наука, 55-90.
- Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В., Алешин Б.М., Шишкин М.А., Герасимов Н.Н., Костромин Д.А., Папулова О.Б., Сергеева В.В. (1999) Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 120 с.
- Лисицын А.П. (1993) Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества. *Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики*. М.: Наука, 147-246.
- Михайлов Б.М. (2001) Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 3-15.
- Овчинников Л.Н. (1998) Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформатик, 413 с.
- Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. (2000) Марганцевая минерализация Учалинского медно-колчеданного месторождения. *Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 78-82.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 279 с.
- Рой С. (1986) Месторождения марганца (Под ред. В.Н. Холодова). М.: Мир, 520 с.
- Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Брусницын А.И., Беликова Г.И., Бердников П.Г., Семкова Т.А., Сергеева Е.В. (2002) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (марганцевые руды). Уфа: Экология, 243 с.

- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 195 с.
- 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.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. (1968) Геохимия осадочного марганцевородного процесса. М.: Наука, 495 с.
- Топорков Д.Д., Кожевников К.Е. (1938) Марганцевородные месторождения Южного Урала. *Полезные ископаемые*. Труды Урал. науч.-исслед. ин-та геологии, разведки и исследования минерального сырья (2). Свердловск: Уралгеомин, 189-229.
- Херасков Н.П. (1951) Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. *Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А.Д. Архангельского*. М.: Изд-во АН СССР, 47-65.
- Ходак В.А. (1973) Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале. *Полезные ископаемые в осадочных толщах*. М.: Наука, 156-175.
- Шатский Н.С. (1954) О марганцевых формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганцевоносные формации. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 3-37.
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. (2014) Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules on rare earth elements and yttrium. *Chem. Geol.*, **381**, 1-9.
- Bogdanov Yu.A., Lisitsyn A.P., Binns R.A., Gorshkov A.I., Gurvich E.G., Dritz V.A., Dubinina G.A., Dogdanova O.Yu., Sivkov A.V., Kurtsov V.M. (1997) Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea. *Marine Geol.*, **142**(1/4), 99-117.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. (1976) Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 83-94.
- Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2012) Manganese deposits of the Devonian Magnitogorsk paleovolcanic belt (Southern Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **47**, 42-58.
- Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S., Williams L., Feigenson M.D. (1982) Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage. I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Econ. Geol.*, **77**(3), 519-540.
- Flohr M.J.K. (1992) Geochemistry and origin of the Bald Knob manganese deposit, North Carolina. *Econ. Geol.*, **87**, 2023-2040.
- Fujinaga K., Nozaki T., Nishiuchi T., Kuwahara K., Kato Y. (2006) Geochemistry and origin of Ananai stratiform manganese deposit in the northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Res. Geol.*, **56**, 399-414.
- Grenne T., Slack J.F. (2003) Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolites, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels. *Mineral. Depos.*, **38**, 625-639.
- Gutzmer J., Pack A., Luders V., Wilkinson J.J., Beukes N.J., van Niekerk H.S. (2001) Formation of jasper and andradite during low-temperature hydrothermal seafloor metamorphism, Ongeluk Formation, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 27-42.
- Hein J.R., Clague D.A., Koski R.A., Embley R.W., Dunham R.E. (2008b) Metalliferous sediment and silica-hematite deposit within the Blanco fracture zone, Northern Pacific. *Marine Geores. Geotechnol.*, **26**, 317-339.
- Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S. (2008a) Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Marian and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08S14, doi: 10.1029/2007/JB005432.
- Holtstam D., Mansfeld J. (2001) Origin of a carbonate-hosted Fe-Mn-(Ba-As-Pb-Sb-W) deposit of Langban-type in central Sweden. *Mineral. Depos.*, **36**, 641-657.
- Huebner J.S., Flohr M.J.K., Grossman J.N. (1992) Chemical fluxes and origin of manganese carbonate-oxide-silicate deposit in bedded chert. *Chem. Geol.*, **100**, 93-118.
- Josso P., Pelletier E., Pourret O., Fouquet Y., Etoubleau J., Cheron S., Bollinger C. (2017) A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits high field strength and rare elements. *Ore Geol. Rev.*, **87**, 3-15.
- Kato Y., Fujinaga K., Nozaki T., Osawa H., Nakamura K., Ono R. (2005) Rare Earth, Major and Trace elements in the Kunimiyama ferromanganese deposit in the Northern Chichibu Belt, Central Shikoku, Japan. *Res. Geol.*, **55**, 291-299.
- Li Y.-H., Schoonmaker J.E. (2003) Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Treatise on Geochemistry. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks*. Amsterdam: Elsevier, **7**, 1-35.
- Maynard J.B. (2003) Manganiferous sediments, rocks and ores. *Treatise on Geochemistry. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks*. Amsterdam: Elsevier, **7**, 289-308.
- Usui A., Bau M., Toshitsugu Y. (1997) Manganese microchimney buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation. *Marine Geol.*, **141**, P. 269-285.

## REFERENCES

- Anikeeva L.I., Kozakova V.E., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A. (2008) Ferromanganese crusts of the West Pacific transitional area. *Vestn. KRAUNTS. Nauki o Zemle*, (11), 10-31. (In Russian)
- Baturin G.N. (2000) Mineral Resources of the Ocean. *Lithol. Miner. Resour.*, **35**(5), 339-424.
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. (2014) Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules on rare earth elements and yttrium. *Chem. Geol.*, **381**, 1-9.
- Betekhtin A.G. (1946) *Promyshlennye margantsevyye rudy SSSR* [Industrial manganese ores of USSR]. Moscow, AN USSR, 315 p. (In Russian)
- Bogdanov Yu.A., Lisitzin A. P., Binns R.A., Gorshkov A.I., Gurvich E.G., Dritz V.A., Dubinina G.A., Dogdanova O.Yu., Sivkov A.V., Kurtsov V.M. (1997) Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea. *Marine Geol.*, **142**(1/4), 99-117.
- Bogdanov Yu.A., Lisitsyn A.P., Sagalevich A.M., Gurvich E.G., 2006. *Gidrottermalniy rudogenez okeanicheskogo dna* [Hydrothermal ore genesis in the



- oceanic bottom]. Moscow, Nauka Publ., 527 p. (In Russian)
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. (1976) Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 83-94.
- Brusnitsyn A.I. (2010) Mineralogy of metamorphosed manganese deposits of the South Urals. *Geol. Ore Depos.*, **52**(7), 551-565 (translated from *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 2009, (5), 1-18.
- Brusnitsyn A.I. (2013) *Mineralogiya margantsenosnykh metaosadkov Yuzhnogo Urala* [Mineralogy of Manganese-bearing metasediments of the Southern Urals]. St.Petersburg, "IPK KOSTA" Publ., 160 p. (In Russian)
- Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2010) Manganese rocks in the Magnitogorsk paleovolcanic belt (South Urals): structure, composition, and genesis of ore bodies. *Litosfera*, (2), 77-99. (In Russian)
- Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2012) Manganese deposits of the Devonian Magnitogorsk paleovolcanic belt (the Southern Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **47**, 42-58.
- Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2018) Geochemistry and formation model of manganiferous rocks in jaspers of the Southern Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **53**(1), 14-35.
- Brusnitsyn A.I., Strekopytov S.V. (2010) Mineralogy and geochemistry of ore-bearing rocks of the Durnovskoe deposits. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2010. Rudonosnost' riftovykh i ostrovoduzhnykh struktur* [Metallogeny of Ancient and recent Oceans-2010. Ores of rifts and arcs system]. Miass, Inst. Miner. UB of RAS, 90-97. (In Russian)
- Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S., Williams L., Feigenson M.D. (1982) Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage. I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Econ. Geol.*, **77**(3), 519-540.
- Dubin A.V. (2006) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v okeane* [Geochemistry of Rare Earth Elements in the Ocean]. Moscow, Nauka Publ., 359 p. (In Russian)
- Flohr M.J.K. (1992) Geochemistry and origin of the Bald Knob manganese deposit, North Carolina. *Econ. Geol.*, **87**, 2023-2040.
- Fujinaga K., Nozaki T., Nishiuchi T., Kuwahara K., Kato Y. (2006) Geochemistry and origin of Ananai stratiform manganese deposit in the northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Res. Geol.*, **56**, 399-414.
- Gavrilov A.A. *Eksgalyatsionno-osadochnoe rudonakoplenie margantsa* [Exhalation-sediment Manganese Ore Deposition]. Moscow, Nedra Publ., 215 p. (In Russian)
- Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Zapad Rossii i Ural*. (2011) [Geology and Mineral Resources of Russia: Western Russia and Urals]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., **1**(2), 583 p. (In Russian)
- Grenne T., Slack J.F. (2003) Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels. *Mineral. Depos.*, **38**, 625-639.
- Gutzmer J., Pack A., Luders V., Wilkinson J.J., Beukes N.J., van Niekerk H.S. (2001) Formation of jasper and andradite during low-temperature hydrothermal seafloor metamorphism, Ongeluk Formation, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 27-42.
- Hein J.R., Clague D.A., Koski R.A., Embley R.W., Dunham R.E. (20086) Metalliferous sediment and silica-hematite deposit within the Blanco fracture zone, Northern Pacific. *Marine Geores. Geotechnol.*, **26**, 317-339.
- Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S. (2008a) Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Marian and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08S14, doi: 10.1029/2007/JB005432.
- Holtstam D., Mansfeld J. (2001) Origin of a carbonate-hosted Fe-Mn-(Ba-As-Pb-Sb-W) deposit of Langban-type in central Sweden. *Mineral. Depos.*, **36**, 641-657.
- Huebner J.S., Flohr M.J.K., Grossman J.N. (1992) Chemical fluxes and origin of manganese carbonate-oxide-silicate deposit in bedded chert. *Chem. Geol.*, **100**, 93-118.
- Josso P., Pelletier E., Pourret O., Fouquet Y., Etoubleau J., Cheron S., Bollinger C. (2017) A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits high field strength and rare elements. *Ore Geol. Rev.*, **87**, 3-15.
- Kalinin V.V. (1978) Manganese and ferromanganese deposits on the eastern slope of the southern Urals. *Margantsevye mestorozhdeniya skladchatykh oblastei SSSR* [Manganese deposits in orogenic zones of the Soviet Union]. Moscow, Nauka Publ., 55-90. (In Russian)
- Kato Y., Fujinaga K., Nozaki T., Osawa H., Nakamura K., Ono R. (2005) Rare Earth, Major and Trace elements in the Kunimiyama ferromanganese deposit in the Northern Chichibu Belt, Central Shikoku, Japan. *Res. Geol.*, **55**, 291-299.
- Kheraskov N.P. (1951) Geology and genesis of manganese deposits in eastern Bashkiria. *Voprosy litologii i stratigrafii SSSR* [Issues of Lithology and Stratigraphy in the Soviet Union]. Moscow, AN SSSR, 47-65. (In Russian)
- Khodak V.A. (1973) Devonian volcano-sedimentary manganese ore formation in the South Urals. *Poleznye iskopaemye v osadochnykh tolshchakh* [Mineral Resources in Sedimentary Sequences]. Moscow, Nauka Publ., 156-175. (In Russian)
- Kontar' E.S., Savel'eva K.P., Surganov A.V., Aleshin B.M., Shishkin M.A., Gerasimov N.N., Kostromin D.A., Papylova O.B., Sergeeva V.V. (1999) *Margantsevye mestorozhdeniya Urala* [Manganese Deposits of the Urals]. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 120 p. (In Russian)
- Li Y.-H., Schoonmaker J.E. (2003) Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Treatise on Geochemistry. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks*. Amsterdam, Elsevier, **7**, 1-35.
- Lisitsyn A.P. (1993) Hydrothermal systems of world ocean – endogenic material delivery. *Gidrottermalnye sistemy i osadochnye formatsii sredinno-okeanicheskikh khrebtov Atlantiki* [Hydrothermal Systems and Sedimentary Formations of Atlantic Middle-Ocean Ridges]. Moscow, Nauka Publ., 147-246. (In Russian)
- Maynard J.B. (2003) Manganiferous sediments, rocks and ores. *Treatise on Geochemistry. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks*. Amsterdam, Elsevier, **7**, 289-308.
- Mikhailov V.M. (2001) Actual problems of prediction of manganese deposits of the Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **36**(1), 1-12.
- Ovchinnikov L.N. (1998). *Poleznye iskopaemye i metallogeniya Urala* [Mineral resources and metallogeny of the

- Urals]. Moscow, Geoinformatik Publ., 413 p. (In Russian)
- Pirozhok P.I., Perova E.N., Orlov M.P. (2000) Manganese mineralization in the Uchaly massive sulfide copper deposits. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2000. Otkrytie, otsenka, osvoenie mestorozhdenii* [Metallogeny of ancient and recent Oceans-2000: Discovery, assessment, and development of deposits]. Miass, Inst. Miner. UB RAS, 78-82. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya* [Geology of the Urals and Cisuralian]. Ufa, IG UNTs RAS Publ., 279 p. (In Russian)
- Roi S. (1986) *Mestorozhdeniya margantsa* [Manganese Deposits]. Moscow, Mir Publ., 520 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Kovalev S.G., Brusnitsyn A.I., Belikova G.I., Berdnikov P.G., Semkova T.A., Sergeeva E.V. (2002) *Poleznye iskopaemye Respubliki Bashkortostan (margantsevye rudy)* [Mineral Resources in Bashkiria: Manganese Ores]. Ufa, Ekologiya Publ., 243 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskiy S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev B.I. (1992) *Vulkanizm Yuzhnogo Urala* [Volcanism of the South Urals]. Moscow, Nauka Publ., 195 p. (In Russian)
- Starikova E.V., Brusnitsyn A.I., Zhukov I.G. (2004) *Paleogidrotermal'naya postroika margantseвого mestorozhdeniya Kyzyl-Tash, Yuzhnyi Ural: stroenie, sostav, genezis* [Paleohydrothermal buildup of the Kyzyl-Tash manganese deposit]. St. Petersburg, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Strakhov N.M., Shterenberg L.E., Kalinenko V.V., Tikhomirova E.S. (1968) *Geokhimiya osadochnogo margantsevorudnogo protsessa* [Geochemistry of the Sedimentary Manganese Ore Process]. Moscow, Nauka Publ., 495 p. (In Russian)
- Shatskii N.S. (1954) Manganese formations and metallogeny of manganese: Communication 1. Volcanosedimentary manganiferous formations. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (4), 3-37. (In Russian)
- Toporkov D.D., Kozhevnikov K.E. (1938) Manganese ore deposits in the Urals. *Poleznye iskopaemye* [Mineral Resources]. Sverdlovsk, Uralgeomin Publ., 189-229. (In Russian)
- Usui A., Bau M., Toshitsugu Y. (1997) Manganese microchimney buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation. *Marine Geol.*, **141**, 269-285.
- Zaikov V.V. (2006) *Vulkanizm i sul'fidnye kholmy paleo-okeanicheskikh okrain (na primere kolchedanonosnykh zon Urala i Sibiri)* [Volcanism and Sulfide Mounds at Paleocenic Margins: Evidence from Massive Sulfide Zones in the Urals and Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 429 p. (In Russian)
- Zaikov V.V., Ankusheva N.N. (2013) Hematite-quartz buildups in the Lis'ya Gora auriferous field: Results of the hydrothermal activity in the Magnitogorsk paleoisland-arc zone. *Litosfera*, (5), 57-74. (In Russian)
- Zaikova E.V., Zaikov V.V. (2003) Signs of the natural hydrothermal origin of ferrosiliceous buildups in the Magnitogorsk-Mugodzhazhar island-arc system of the Urals. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2003. Formirovanie i osvoenie mestorozhdenii v ostrovoduzhnykh sistemakh* [Metallogeny of Ancient and Recent Oceans-2003: Formation and Development of Deposits in Island-Arc Systems]. Miass, Inst. Miner. UB RAS, 208-215. (In Russian)
- Zhukov I.G. (2000). Genetic types of the devonian manganese deposits of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2000. Otkrytie, otsenka, osvoenie mestorozhdenii* [Metallogeny of Ancient and recent Oceans-2000: Discovery, Assessment, and Development of Deposits]. Miass, Inst. Miner. UB of RAS, 148-153 (In Russian)
- Zhukov I.G. (2002) Position of Devonian the manganese deposits in structure of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2002. Formirovanie i osvoenie mestorozhdenii v ofiolitakh* [Metallogeny of Ancient and recent Oceans-2002: Formation and development of deposits of ophiolitic zones]. Miass, Inst. Miner. Ural. Otd. RAN Publ., 148-153. (In Russian)
- Zhukov I.G. (2005) Genetic types of Devonian manganiferous rocks in the southern Urals. *Rudnye mestorozhdeniya: voprosy proiskhozhdeniya i evolyutsii* [Ore Deposits: Issues of Origin and Evolution]. Miass, Inst. Miner. Ural. Otd. RAN Publ., 57-59. (In Russian)
- Zhukov I.G., Mizens L.I., Sapelnikov V.P. On discovery benthic fauna on low-temperature paleohydrothermal field of the Southern Fayzulin manganese deposit (the Southern Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-98. Rudy i genezis mestorozhdenii* [Metallogeny of Ancient and recent Oceans – 98. Ores and genesis deposits]. Miass, Inst. Miner. UB of RAS, 111-115. (In Russian)
- Zonenshain L.P., Korinevskii V.G., Kaz'min V.T., Sorokhtin O.G., Koroteev V.A., Maslov V.A., Zaikov V.V., Rudnik G.B., Kashintsev G.L., Matvienko V.V., Khain V.V., Zaikova E.V., Kabanova L.Ya. (1984) Structure and development of the South Urals: Insight from the Lithospheric Plate Tectonics. *Istoriya razvitiya Ural'skogo paleokeana* [Evolution History of the Uralian Paleocenic]. Moscow, Inst. Okeanol. AN SSSR Publ., 6-56. (In Russian)

## Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781)

© 2019 г. К. А. Дугушкина, С. В. Берзин

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

Поступила в редакцию 12.09.2018 г., принята к печати 14.11.2018 г.

**Объект исследования.** Излагаются результаты исследования фрагмента метеорита Northwest Africa 11781. **Материалы и методы.** Материалом для исследования послужил фрагмент метеорита массой 15.56 г, из которого было изготовлено 4 прозрачно-полированных шлифа общей площадью 10.5 см<sup>2</sup>. Изучение минералогии и структурных особенностей метеорита проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы JEOL, электронно-зондового микроанализатора Cameca SX-100, а также квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой ELAN 9000. Все анализы были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. **Результаты.** Метеорит является углистым хондритом и относится к петрологическому типу CM2. Он состоит на ≈20–30% из хондр, на 60–70% – из тонкозернистой матрицы, тугоплавкие включения (CAIs, AOAs, Forsterite rich objects) занимают не более 3–5%. Размер хондр в среднем составляет 0.3 мм. Преобладают порфировые оливин-овые и оливин-пироксеновые хондры. Матрица метеорита состоит преимущественно из слоистых силикатов и гидроксидов железа. CAIs имеют небольшие размеры (0.05–0.3 мм). Главными минералами CAIs являются шпинель, клинопироксен, хибонит и перовскит. AOAs состоят из оливина со шпинель-диопсидовыми включениями. Богатые форстеритом объекты сложены низкожелезистым оливином и окаймлены энстатитом. В метеорите установлено необычное крупное (1 мм) богатое форстеритом включение, на наш взгляд занимающее переходное положение к высокомагнезиальным хондрам. В матрице метеорита присутствуют необычные идиоморфные зерна железистого оливина (FeO – 15.35–38.89 мас. %), механизм образования которых остается дискуссионным. **Заключение.** В ходе исследований было установлено, что данный фрагмент представляет собой углистый хондрит и является ранее не изученным метеоритом. Была проведена регистрация метеорита как нового углистого хондрита под названием Northwest Africa 11781 (NWA 11781). Метеорит не несет следов ударного воздействия и в значительной степени был подвержен земному выветриванию.

**Ключевые слова:** метеорит, углистый хондрит, тугоплавкие включения, богатые кальцием и алюминием включения, амёбовидные оливин-овые агрегаты, богатые форстеритом объекты

## New carbonaceous chondrite Northwest Africa 11781 (CM2)

Kseniya A. Dugushkina, Stepan V. Berzin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg,  
620016 Russia, e-mail: dugushkina.kseniya@mail.ru

Received 12.09.2018, accepted 14.11.2018

**Research subject.** The article presents the results of a study of a new meteorite Northwest Africa 11781. **Material and methods.** The material for the study was a fragment of a meteorite weighing 15.56 g, from which 4 transparent polished sections with a total area of 10.5 cm<sup>2</sup> were produced. The mineralogy and structural features of the meteorite were studied using a scanning electron microscope JSM-6390LV by JEOL, an electron probe microanalyzer Cameca SX-100 and a quadrupole mass spectrometer with inductively coupled plasma ELAN 9000. All analyses were performed in core facilities “Geoanalytic” IGG UB RAS. **Results.** The meteorite is CM2 carbonaceous chondrite comprising ≈ 20–30% of chondrules and 60–70% of a fine-grained matrix. Refractory inclusions (CAI, AOAs, forsterite rich objects) occupy no more than 3–5%. The average chondrule size is 0.3 mm. Porphyritic olivine (PO) and olivine-pyroxene (POP) chondrules predominate. The meteorite matrix consists of layered silicates and iron hydroxides. CAIs are small in size (0.05–0.3 mm). The main minerals of CAIs are spinel, Ca-pyroxene, hibonite and perovskite. Olivine in AOAs mainly contains spinel-diopside inclusions. The forsterite-rich object presents a low-Fe forsterite with a low-Fe enstatite margin. The meteorite also features an unusually large (1 mm) forsterite-rich object. This object has a transitional position from refractory forsterite to magnesian chondrules. Unusual isolate crystals of high-Fe (FeO 15.35–38.89 wt %) olivine were identified in the meteorite matrix. The mechanism of their formation remains controversial. **Conclusion.** It is established that the discovered fragment is a carbonaceous chondrite, therefore being a meteorite that has not been studied before. The meteorite has been re-

**Для цитирования:** Дугушкина К.А., Берзин С.В. (2019) Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781). *Литосфера*, 19(4), 580–587. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-580-587

**For citation:** Dugushkina K.A., Berzin S.V. (2019) New carbonaceous chondrite Northwest Africa 11781 (CM2). *Litosfera*, 19(4), 580–587. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-580-587



corded as a new carbonaceous chondrite called Northwest Africa 11781 (NWA 11781). The meteorite shows no signs of a shock impact and demonstrates a high grade of terrestrial weathering.

**Keywords:** *meteorite, carbonaceous chondrite, refractory inclusion, CAIs, AOAs, forsterite-rich objects*

#### Acknowledgements

The authors wish to thank A.V. Mikheeva and Dr L.V. Leonova (Common Use Center “Geoanalyst”, IGG UB RAS) for the analytical support in this research.

*The study was funded by the Russian Foundation for Basic Research, project no. 17-05-00297.*

## ВВЕДЕНИЕ

Углистые хондриты являются достаточно редким классом метеоритов и составляют около 3% от всех известных падений или находок. На метеориты группы CM приходится менее 1% от всех зарегистрированных на сегодня метеоритов. Нам для изучения частными коллекционерами передан фрагмент метеорита Northwest Africa 869, который ранее был классифицирован как обыкновенный хондрит L4-6 [Connolly et al., 2006]. Фрагмент найден в месте выпадения метеоритного дождя в Западной Африке, в Марокко. В ходе исследований было установлено, что данный фрагмент на самом деле представляет собой не обыкновенный, а углистый хондрит и, соответственно, не имеет отношения к метеоритному дождю Northwest Africa 869, а является ранее не изученным метеоритом. Было проведено изучение метеорита и регистрация его как нового углистого хондрита под названием Northwest Africa 11781 (NWA 11781).

## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходным материалом для исследования послужил фрагмент метеорита массой 15.56 г, по-

крытый со всех сторон корой плавления черного цвета (рис. 1). Было изготовлено 4 прозрачно-полированных шлифа общей площадью 10.5 см<sup>2</sup>.

Изучение минералогии и структурных особенностей метеорита NWA 11781 проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы JEOL с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (аналитик Л.В. Леонова). Состав минералов исследован на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX-100 (аналитик А.В. Михеева). Для изучения содержания редких и рассеянных элементов небольшой фрагмент метеорита был проанализирован на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN 9000 фирмы PerkinElmer. Все анализы были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” в ИГГ УрО РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Микроэлементный состав метеорита NWA 11781 приведен в табл. 1, спайдер-диаграммы распределения редкоземельных, а также халькофильных и сидерофильных элементов показаны на рис. 2. По распределению редких и редкоземель-

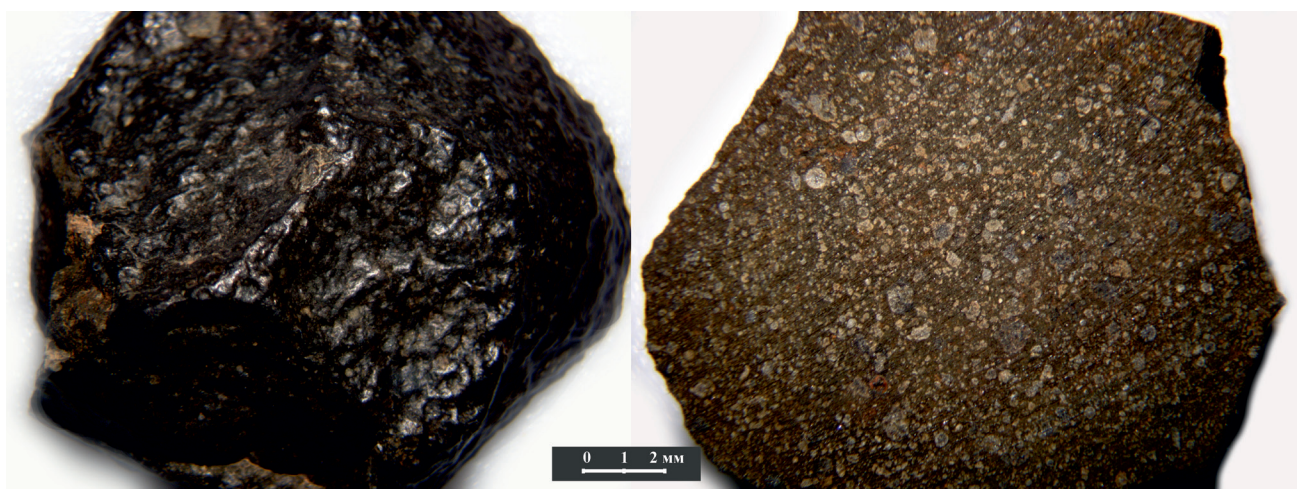


Рис. 1. Метеорит Northwest Africa 11781.

Fig. 1. Meteorite Northwest Africa 11781.

**Таблица 1.** Содержание микроэлементов в метеорите NWA 11781, г/т**Table 1.** Trace element composition of the meteorite NWA 11781, ppm

| Элемент | Содержание | Элемент | Содержание | Элемент | Содержание |
|---------|------------|---------|------------|---------|------------|
| Li      | 6.049      | Y       | 1.873      | Gd      | 0.458      |
| Be      | n/o        | Zr      | 5.541      | Tb      | 0.061      |
| Sc      | 2.933      | Nb      | 0.431      | Dy      | 0.409      |
| Ti      | 427.347    | Mo      | 1.326      | Ho      | 0.088      |
| V       | 55.855     | Ag      | 0.197      | Er      | 0.267      |
| Cr      | 2307.441   | Cd      | 0.151      | Tm      | 0.040      |
| Mn      | 1365.370   | Sn      | 1.180      | Yb      | 0.264      |
| Co      | 236.269    | Sb      | 0.146      | Lu      | 0.041      |
| Ni      | 2597.365   | Te      | 0.949      | Hf      | 0.209      |
| Cu      | 86.034     | Cs      | 0.038      | Ta      | 0.365      |
| Zn      | 128.691    | Ba      | 282.695    | W       | 0.151      |
| Ga      | 6.816      | La      | 0.545      | Tl      | 0.053      |
| Ge      | 8.905      | Ce      | 1.327      | Pb      | 7.358      |
| As      | 2.694      | Pr      | 0.194      | Bi      | 0.024      |
| Se      | 4.822      | Nd      | 0.963      | Th      | 0.100      |
| Rb      | 0.952      | Sm      | 0.281      | U       | 0.481      |
| Sr      | 189.624    | Eu      | 0.104      |         |            |

ных элементов изученный образец наиболее близок к CM хондритам, средний состав которых приводится в работе [Wasson, Kallemeyn, 1988].

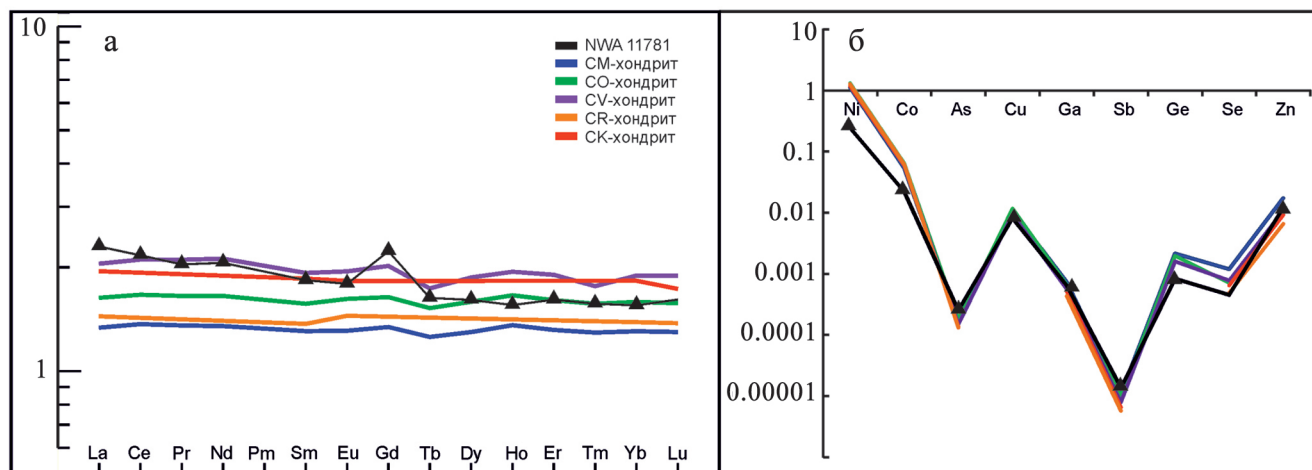
Метеорит NWA 11781 имеет темно-коричневый цвет и хондровую текстуру (см. рис. 1). Состоит по большей части из мелкозернистой матрицы, хондры составляют 20–30% объема. Тугоплавкие включе-

ния (богатые кальцием и алюминием включения (CAIs), богатые форстеритом объекты (forsterite rich object) и амфиболитовые оливиновые агрегаты (AOAs)) занимают 3–5% от общего объема.

Хондры в среднем имеют размер около 0.3 мм, иногда достигая 1 мм. Преобладают в основном порфиоровые оливиновые (PO) и порфиоровые оливин-пироксеновые (POP) хондры, имеющие неровные границы. Главные минералы хондр – оливин и ортопироксен. Железистость ( $Fa = Fe^{2+} \times 100\% / (Fe^{2+} + Mg)$ ) оливина варьирует в достаточно широких пределах – от 0.31 до 16.38%. Некоторые зерна оливина в хондрах имеют зональное строение с магнетиальным центром и железистой периферией. Отличительной особенностью хондр является крайне низкое содержание в них плагиоклаза (или маскелинита). Клинопироксен преимущественно обрастает по периферии зерна ортопироксена. Также в хондрах встречены хромит, шпинель, тэнит и камасит.

Матрица метеорита имеет тонкозернистую структуру и сложена слоистыми силикатами, в меньшей степени карбонатами и гидроксидами железа. Основное количество металла и троилита изначально было приурочено к матрице метеорита, однако в результате земного выветривания эти минералы практически полностью заместились гидроксидами железа.

В матрице установлена хромовая шпинель в виде ксеноморфных зерен размером до 0.3 мм. Также отмечается в виде мелких включений (до 50 мкм)



**Рис. 2.** Спайдер-диаграммы содержания РЗЭ (а) и распределения сидерофильных и халькофильных элементов (б) в метеорите Northwest Africa 11781, нормированных по CI хондриту [Wasson, Kallemeyn, 1988].

Средние содержания элементов в углистых хондритах CM, CO, CV типов – по [Wasson, Kallemeyn, 1988], CK – по [Kallemeyn et al., 1991], CR – по [Kallemeyn et al., 1994].

**Fig. 2.** CI-normalized REE (a) and non-lithophile element (b) abundances of the meteorite Northwest Africa 11781, CI chondrite composition by [Wasson, Kallemeyn, 1988].

Mean composition of CM, CO, CV chondrites by [Wasson, Kallemeyn, 1988], CK – by [Kallemeyn et al., 1991], CR – by [Kallemeyn et al., 1994].



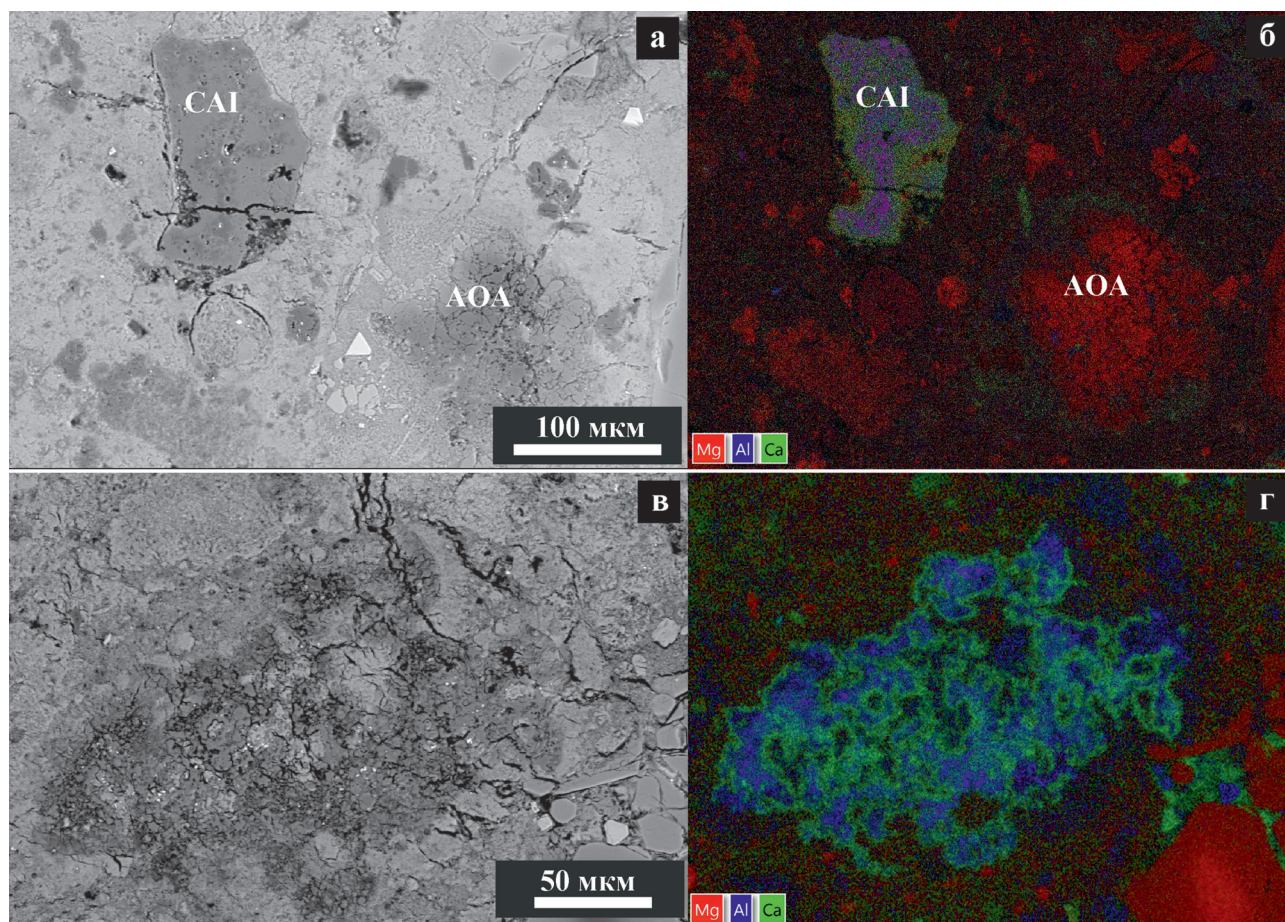
зерна оливина и пироксена. По данным микрозондового анализа, хромшпинелид относится к хромиту с химическим составом, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 55.30,  $\text{FeO}$  – 30.30,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 7.16,  $\text{MgO}$  – 3.77,  $\text{TiO}_2$  – 1.37,  $\text{MnO}$  – 0.22,  $\text{CaO}$  – 0.03.

Размер богатых кальцием и алюминием включений (CAIs) варьирует от 0.05 до 0.3 мм (рис. 3). CAIs имеют пористое строение и тонкозернистую структуру. Минеральный состав CAIs представлен Al,Ti-содержащим диопсидом, шпинелью, хибонитом и перовскитом. Состав диопсида, %:  $\text{SiO}_2$  – 52.8,  $\text{CaO}$  – 23.5,  $\text{MgO}$  – 18.9,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 3.3,  $\text{TiO}_2$  – 0.8,  $\text{FeO}$  – 0.6. Состав шпинели, %:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 69.9,  $\text{MgO}$  – 28.3,  $\text{FeO}$  – 1,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.4,  $\text{SiO}_2$  – 0.4. Хибонит имеет следующий состав, %:  $\text{SiO}_2$  – 1.7,  $\text{MgO}$  – 0.4,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 84.1,  $\text{FeO}$  – 4.2,  $\text{CaO}$  – 7.9,  $\text{TiO}_2$  – 1.7. Химический состав перовскита, %:  $\text{SiO}_2$  – 2.92,  $\text{MgO}$  – 5.69,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11.09,  $\text{FeO}$  – 2.88,  $\text{CaO}$  – 25.97,  $\text{TiO}_2$  – 51.54. По кайме вокруг CAIs развивается оливин

(Fe – 10.7%), по составу соответствующий оливину из амебовидных оливиновых агрегатов (AOAs), которые находятся обособленно от CAIs.

Амебоидальные оливиновые агрегаты имеют неправильную форму и по размеру не превышают 0.3–0.4 мм. Они сложены тонкозернистым агрегатом оливина, иногда с редкими зернами клинопироксена.

Размер богатых форстеритом объектов варьирует от 0.05 до 0.4 мм, они имеют округлую, реже остроугольную обломочную форму (рис. 4). По большей части они сложены высокомагнезиальными форстеритом и энстатитом. Форстерит содержит повышенную примесь “тугоплавких” элементов CaO (0.22–0.78%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.08–0.37%) и пониженные содержания MnO (ниже пределов обнаружения микрозонда). Содержание FeO в форстерите и энстатите повышается от центра к краю зерна. Состав форстерита и энстатита представлен в табл. 2.



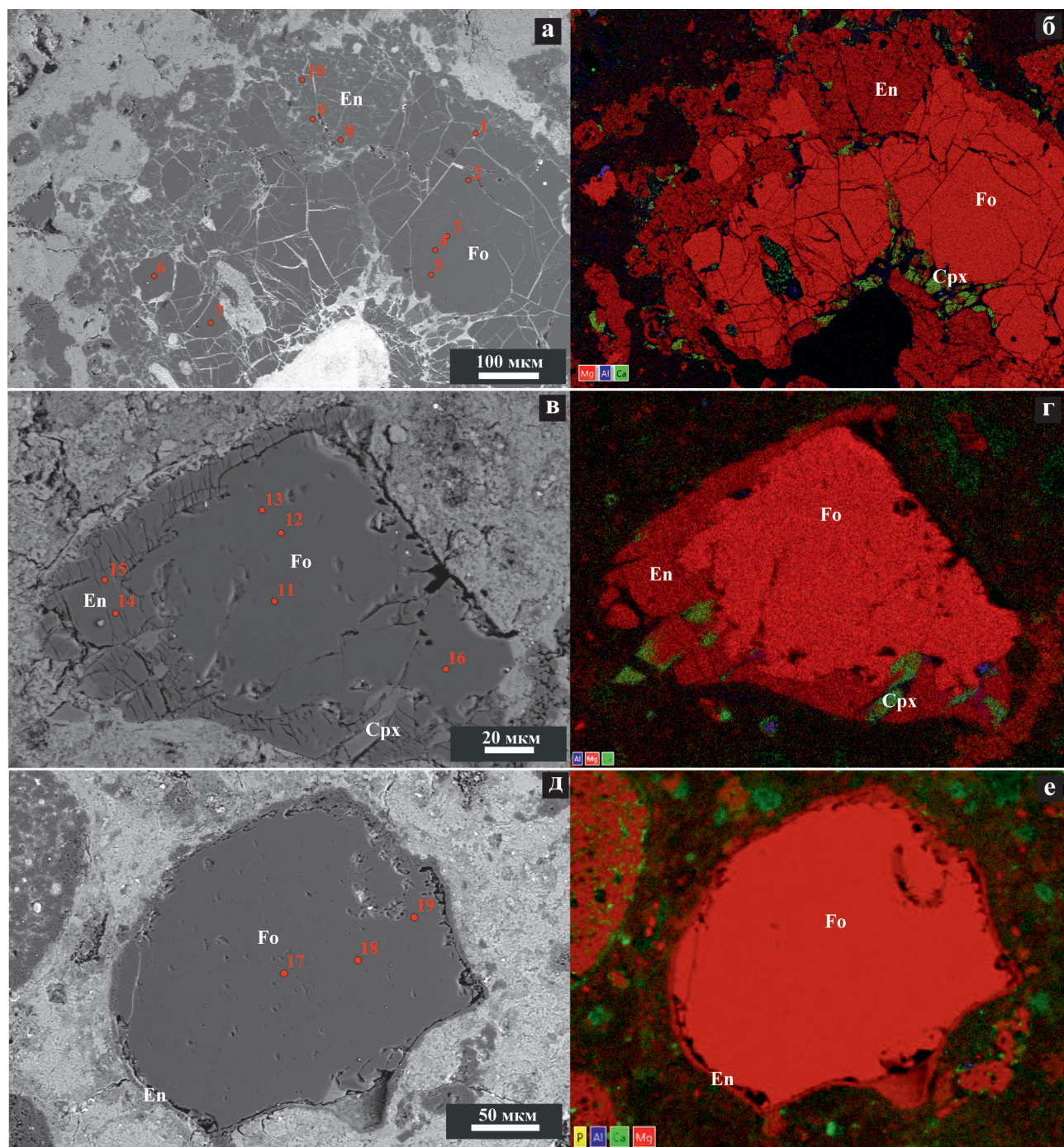
**Рис. 3.** Строение богатых кальцием и алюминием включений (CAIs) из углистого хондрита NWA 11781.

а, в – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б, г – комбинированные элементные карты распределения; Mg – красный, Al – синий, Ca – зеленый.

**Fig. 3.** Calcium- and aluminum-rich inclusion (CAIs) in the carbonaceous chondrite NWA 11781.

а, в – back-scattered electron image (BSE), б, г – elemental distribution map; Mg – red, Al – blue, Ca – green.





**Рис. 4.** Строение тугоплавких богатых форстеритом объектов из углистого хондрита NWA11781.

а, в, д – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б, г, е – комбинированные элементные карты распределения: Mg – красный, Al – синий, Ca – зеленый, P – желтый.

**Fig. 4.** The structure of forsterite-rich objects in the carbonaceous chondrite NWA 11781.

а, в, д – back-scattered electron image (BSE), б, г, е – elemental distribution map: Mg – red, Al – blue, Ca – green, P – yellow.

В метеорите установлено необычное крупное (1 мм) богатое форстеритом включение (рис. 4а, б). Центральная его часть сложена несколькими сросшимися индивидами форстерита, по периферии на-

блюдается значительная ярко выраженная энстатитовая кайма. В отличие от других аналогичных включений в нем содержится небольшое количество плагиоклазового стекла и диопсида, запол-

**Таблица 2.** Химический состав форстерита и энстатита из богатых форстеритом объектов, мас. %

**Table 2.** Chemical composition of forsterite and enstatite from refractory forsterite-rich objects, wt %

| №         | 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  | MgO   | CaO  | Сумма  | f, % |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|--------|------|
| Форстерит |                  |                  |                                |                                |      |       |      |        |      |
| 1         | 42.30            | 0.08             | 0.17                           | 0.39                           | 0.86 | 55.11 | 0.35 | 99.41  | 0.87 |
| 2         | 42.50            | 0.06             | 0.31                           | 0.11                           | 0.39 | 55.34 | 0.72 | 99.50  | 0.39 |
| 3         | 41.64            | 0.09             | 0.27                           | 0.09                           | 0.32 | 56.02 | 0.67 | 99.13  | 0.32 |
| 4         | 41.57            | 0.09             | 0.37                           | 0.11                           | 0.39 | 55.58 | 0.78 | 98.93  | 0.39 |
| 5         | 41.64            | 0.08             | 0.22                           | 0.09                           | 0.49 | 55.94 | 0.69 | 99.20  | 0.49 |
| 6         | 42.64            | 0.04             | 0.08                           | 0.38                           | 0.81 | 55.28 | 0.39 | 99.72  | 0.82 |
| 7         | 42.13            | 0.09             | 0.17                           | 0.16                           | 0.68 | 55.08 | 0.55 | 98.91  | 0.69 |
| 11        | 41.72            | 0.04             | 0.12                           | 0.24                           | 0.66 | 56.17 | 0.40 | 99.39  | 0.65 |
| 12        | 41.96            | 0.06             | 0.13                           | 0.25                           | 0.71 | 56.37 | 0.41 | 99.96  | 0.70 |
| 13        | 41.93            | 0.04             | 0.12                           | 0.33                           | 0.76 | 56.12 | 0.37 | 99.76  | 0.75 |
| 16        | 41.92            | 0.05             | 0.13                           | 0.34                           | 0.97 | 55.86 | 0.39 | 99.71  | 0.96 |
| 17        | 42.44            | 0.05             | 0.18                           | 0.23                           | 0.49 | 56.05 | 0.31 | 99.77  | 0.49 |
| 18        | 42.77            | 0.03             | 0.18                           | 0.28                           | 0.53 | 55.93 | 0.35 | 100.09 | 0.53 |
| 19        | 42.75            | 0.00             | 0.08                           | 0.44                           | 0.88 | 55.70 | 0.22 | 100.22 | 0.88 |
| Энстатит  |                  |                  |                                |                                |      |       |      |        |      |
| 8         | 56.87            | 0.16             | 0.98                           | 0.47                           | 3.49 | 36.36 | 0.68 | 99.15  | 5.11 |
| 9         | 59.19            | 0.20             | 0.94                           | 0.43                           | 0.63 | 38.15 | 0.54 | 100.12 | 0.92 |
| 10        | 57.95            | 0.25             | 0.96                           | 0.50                           | 1.98 | 37.20 | 0.57 | 99.69  | 2.90 |
| 14        | 58.99            | 0.13             | 0.45                           | 0.60                           | 0.82 | 38.51 | 0.52 | 100.17 | 1.18 |
| 15        | 58.05            | 0.38             | 1.81                           | 0.66                           | 0.81 | 37.92 | 0.43 | 100.20 | 1.18 |

Примечание. Содержания примесей MnO < 0.15 мас. %, NiO < 0.06 мас. %.  $f = \text{Fe} \times 100\% / (\text{Fe} + \text{Mg})$ . Здесь и далее анализы выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100 в ЦКП “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН, аналитик А.В. Михеева.

Note. Impurities MnO < 0.15 wt %, NiO < 0.06 wt %.  $f = \text{Fe} \times 100\% / (\text{Fe} + \text{Mg})$ . Here and below analyses have been made on microanalyzer CAMECA SX100 in Common Use Center “Geoanalyst”, IGG UB RAS, analyst A.V. Mikheeva.

няющего мезостази́с между зернами форстерита в краевой части включения. В данном объекте также присутствуют зерна металла, которые заместились гидроксидами железа.

В матрице хондрита установлены отдельные зерна относительно высокожелезистого оливина размером 0.1–0.3 мм (рис. 5). Оливин находится в виде идиоморфных, реже – обломочных зерен. Такие зерна не образуют сростаний с другими минералами и встречаются равномерно в матрице метеорита. Состав таких зерен оливина приведен в табл. 3. Как правило, зерна имеют зональное строение, содержание FeO увеличивается по направлению от центра к краю с 15.35 до 38.89 мас. %.

Метеорит не несет следов ударного воздействия и в значительной степени был подвержен земному выветриванию.

## ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученный метеорит классифицирован нами по петрографическим признакам и отчасти по микроэлементному составу как углистый хондрит CM второго петрографического типа. Данный метеорит является типичным представителем класса CM-хондритов и похож на большинство других CM-хондритов, описанных ранее в литературе [Macpherson, Davis, 1994; Hanowski, Brearley, 2001;

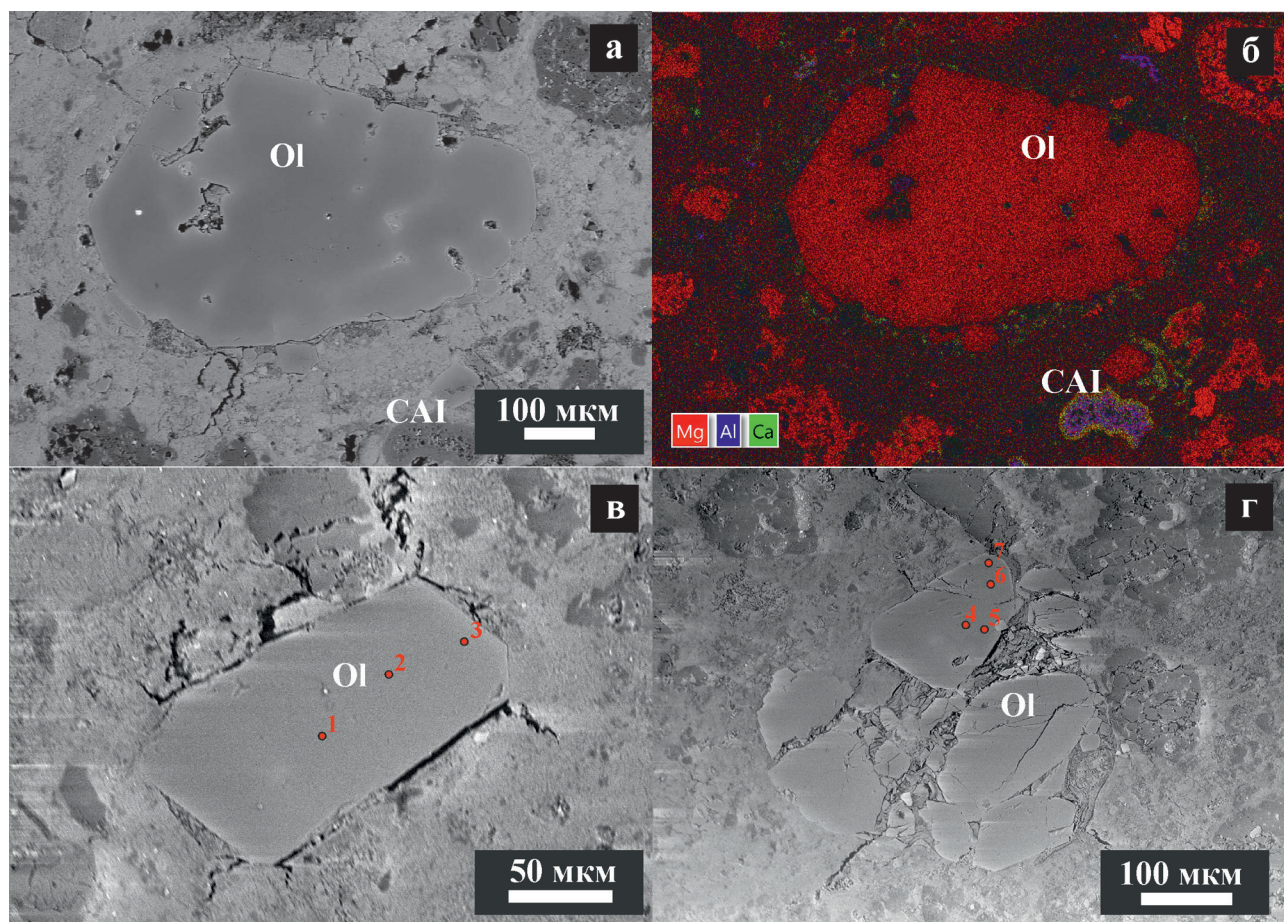
Rubin et al., 2007; Kimura et al., 2011; Hewins et al., 2014; Lee et al., 2016].

Интересной представляется находка крупного богатого форстеритом включения (см. рис. 4а, б), содержащего в краевой части мезостази́с, сложенный полевым шпатом и диопсидом. Наличие такого мезостази́са делает данный объект похожим на хондру. По нашему мнению, вероятно, он занимает промежуточное место между тугоплавкими богатыми форстеритом включениями и магнезиальными хондрами.

Относительно генезиса энстатита в богатых форстеритом включениях нет устоявшейся точки зрения. На наш взгляд, энстатитовая кайма в данных объектах могла сформироваться путем обрастания зерен форстерита или путем замещения последнего в результате взаимодействия с небулярным газом.

Зерна изолированного железистого оливина упоминаются и при описании других углистых хондритов [Richardson, McSween, 1978; Jones, 1992; Ruzicka et al., 2008; Frank et al., 2014; Yamanobe et al., 2017]. Их генезис остается дискуссионным. Так же, как хондры и тугоплавкие включения, они не подверглись замещению низкотемпературными водосодержащими минералами. Полная окристаллизованность (реже обломочная форма) дает основания предполагать их образование непосредствен-





**Рис. 5.** Идиоморфные зерна железистого оливина в тонкозернистой матрице хондрита NWA 11781.

а, в, г – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б – комбинированная элементная карта распределения: Mg – красный, Al – синий, Ca – зеленый.

**Fig. 5.** Isolate crystals of high-Fe olivine in fine-grained matrix of the meteorite NWA 11781.

а, в, г – back-scattered electron image (BSE), б – elemental distribution map: Mg – red, Al – blue, Ca – green.

**Таблица 3.** Химический состав идиоморфных зерен железистого оливина, мас. %

**Table 3.** Chemical composition of Isolate crystals of high-Fe olivine, wt %

| № | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Сумма  |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|--------|
| 1 | 38.64            | 0.05                           | 0.30                           | 15.45 | 0.10 | 44.3  | 0.15 | 99.01  |
| 2 | 38.91            | 0.08                           | 0.39                           | 15.35 | 0.19 | 44.43 | 0.15 | 99.59  |
| 3 | 37.14            | 0.06                           | 0.4                            | 21.50 | 0.28 | 40.75 | 0.21 | 100.46 |
| 4 | 35.52            | 0.00                           | 0.45                           | 33.55 | 0.48 | 28.85 | 0.14 | 99.06  |
| 5 | 35.25            | 0.00                           | 0.43                           | 34.85 | 0.42 | 28.2  | 0.15 | 99.42  |
| 6 | 35.20            | 0.03                           | 0.42                           | 34.77 | 0.40 | 28.07 | 0.13 | 99.03  |
| 7 | 34.32            | 0.00                           | 0.39                           | 38.89 | 0.50 | 25.22 | 0.28 | 99.63  |

Примечание. Содержания примесей TiO<sub>2</sub> < 0.04 мас. %, NiO < 0.08 мас. %.

Note. Impurities TiO<sub>2</sub> < 0.04 wt %, NiO < 0.08 wt %.

но путем конденсации из небулярного газа (по аналогии с богатыми форстеритом объектами). Однако остаются непонятными условия кристаллизации оливина при отсутствии других кристаллизовавшихся тем же путем минералов.

Таким образом, нами изучен и зарегистрирован новый CM2-углистый хондрит, показаны его геохимические особенности, изучены петрография и состав минералов. В метеорите установлены различные типы тугоплавких включений, в том числе достаточно мало распространенные тугоплавкие богатые форстеритом включения. Нами обнаружено необычно крупное (1 мм) богатое форстеритом включение, на наш взгляд занимающее переходное положение к высокомагнезиальным хондрам. Исследованы необычные идиоморфные зерна железистого оливина, механизм образования ко-



торых до конца не понятен. Данный метеорит является очень удобным объектом для дальнейшего изучения процессов, происходивших в ранней Солнечной системе.

Авторы благодарны за помощь в работе к.г.-м.н. Л.В. Леоновой и А.В. Михеевой.

Исследования проводятся при частичной поддержке гранта РФФИ 17-05-00297.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Connolly H.C., Zipfel J., Grossman J.N., Folco L., Smith C., Jones R.H., Righter K., Zolensky M., Russell S.S., Benedix G.K., Yamaguchi A., Cohen B.A. (2006) The Meteoritical Bulletin, No. 90. *Meteorit. Planet. Sci.*, **41**(9), 1383-1418.
- Frank D.R., Zolensky M.E., Le L. (2014) Olivine in terminal particles of Stardust aerogel tracks and analogous grains in chondrite matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **142**, 240-259.
- Hanowski N.P., Brearley A.J. (2001) Aqueous alteration of chondrules in the CM carbonaceous chondrite, Allan Hills 81002: Implications for parent body alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(3), 495-518.
- Hewins R.H., Bourot-Denise M., Zanda B., Leroux H., Bar-rat J.-A., Humayun M., Göpel C., Greenwood R.C., Franchi I.A., Pont S., Lorand J.-P., Cournede C., Gattacceca J., Rochette P., Kuga M., Marrocchi Y., Marty B. (2014) The Paris meteorite, the least altered CM chondrite so far. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **124**, 190-222.
- Jones R.H. (1992) On the relationship between isolated and chondrule olivine grains in the carbonaceous chondrite ALHA 77307. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 467-482.
- Kallemeyn G.W., Rubin A.E., Wasson J.T. (1991) The compositional classification of chondrites: VI. The Karoonda (CK) group of carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 881-892.
- Kallemeyn G.W., Rubin A.E., Wasson J.T. (1994) The compositional classification of chondrites: VI. The CR carbonaceous chondrite group. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 2873-2888.
- Kimura M., Grossman J.N., Weisberg M.K. (2011) Fe-Ni metal and sulfide minerals in CM chondrites: An indicator for thermal history. *Meteorit. Planet. Sci.*, **46**(3), 431-442.
- Lee M.R., Lindgren P., King A.J., Greenwood R.C., Franchi I.A., Sparkes R. (2016) Elephant Moraine 96029, a very mildly aqueously altered and heated CM carbonaceous chondrite: implications for the drivers of parent body processing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **187**, 237-259.
- Macpherson G.J., Davis A.M. (1994) Refractory inclusions in the prototypical CM chondrite, Mighei. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(24), 5599-5625.
- Richardson S.M., McSween H.Y. (1978) Textural evidence bearing on the origin of isolated olivine crystals in C2 carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 485-491.
- Rubin A.E., Trigo-Rodriguez J.M., Huber H., John T. Was-son J.T. (2007) Progressive aqueous alteration of CM carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 2361-2382.
- Ruzicka A., Floss C., Hutson M. (2008) Relict olivine grains, chondrule recycling, and implications for the chemical, thermal, and mechanical processing of nebular materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 5530-5557.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W. (1988) Composition of Chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **325**(1587), 535-544.
- Yamanobe M., Nakamura T., Nakashima D. (2017) Oxygen isotope reservoirs in the outer asteroid belt inferred from oxygen isotope systematics of chondrule olivines and isolated forsterite and olivine grains in Tagish Lake-type carbonaceous chondrites, WIS 91600 and MET 00432. *Polar Sci.*, **15**, 29-38.

## Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал)

© 2019 г. М. А. Игуменцева<sup>1,2</sup>, Л. Я. Кабанова<sup>1,2</sup>, В. Н. Анфилов<sup>1</sup>, М. В. Штенберг<sup>1</sup>,  
И. А. Блинов<sup>1,2</sup>, В. М. Рыжков<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: maria@mineralogy.ru

<sup>2</sup>Южно-Уральский государственный университет, 456304, г. Миасс, ул. 8 Июля, 10

Поступила в редакцию 23.03.2018 г., принята к печати 27.06.2018 г.

**Объект исследований.** Объектом исследования являются линзы, желваки и прослои гранулированного кварца, залегающие в амфиолитах и сланцах восточной части Уфалейского гнесово-амфиболитового комплекса. **Материалы и методы.** С использованием метода оптической спектроскопии, на базе микроскопа Axiolab, Olympus BX50, рассмотрены петрографические особенности кварцевых тел из гранат-слюдистых, двуслюдяных, гранат-слюдяных и турмалин-гранат-слюдяных сланцев и амфиболитов. На растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 Sbu с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act изучена морфология поверхности кварцевых сколов. Элементный состав исходного и глубокообогащенного кварцевых концентратов определен с использованием оптико-эмиссионного спектрометра Varian-720-ES с индуктивно-связанной плазмой. Регистрация ИК-спектров выполнена на инфракрасном Фурье-спектрометре Nicolet-6700 Thermo Scientific. Спектры моделировались суперпозицией гауссовских линий в программе Peakfit. Наплавление кварцевых стекол из глубокообогащенного концентрата осуществлялось на модернизированной ростовой установке ГРАНАТ-2М в атмосфере аргона. **Результаты.** Кварцевые прослои, линзы и желваки мощностью от 0.5–1.0 до 1.5–3.0 м сложены мелко-среднезернистым до крупнозернистым, прозрачным и полупрозрачным гранулированным кварцем. Кварцевые тела в большинстве случаев имеют неоднородное строение, местами они интенсивно блокированы и деформированы. Кварц характеризуется низкими концентрациями водосодержащих дефектов и элементов-примесей. После проведения глубокого обогащения кварцевой крупки полученные результаты сопоставимы с кварцем марки ЮТА фирмы Unimin. Высокие качественные характеристики кварца связаны с условиями его образования, в том числе с процессами перекристаллизации, при которых происходило “самоочищение” кварцевых зерен и вынос минеральных примесей в межзерновое пространство. **Выводы.** Линзы, желваки и прослои гранулированного кварца восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса являются перспективным сырьем для получения высококачественных кварцевых концентратов.

**Ключевые слова:** кварц, жилы, желваки, линзы, кварцевое стекло, газово-жидкие включения, минеральные примеси

## Quartz isolatings in the shales and amphibolites of the East-Ufalei zone as a source for the production of high-purity quartz raw materials (Southern Urals)

Maria A. Igumentseva<sup>1,2</sup>, Larisa Y. Kabanova<sup>1,2</sup>, Vsevolod N. Anfilov<sup>1</sup>, Michael V. Shtenberg<sup>1</sup>,  
Ivan A. Blinov<sup>1,2</sup>, Vyacheslav M. Ryzhkov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, 456317 Russia, e-mail: maria@mineralogy.ru

<sup>2</sup>Southern Urals St. Univ., 8 July st., Miass, 456318 Russia

Received 23.03.2018, accepted 27.06.2018

**Research subject.** In this research, we studied lenses, nodules and interlayers of granulated quartz, which are located in amphibolites and shales in the eastern part of the Ufalei gneso-amphibolite complex. **Materials and methods.** Petrographic features of the quartz bodies from garnet-mica, two-mica, garnet-mica and tourmaline-garnet-mica schists and amphibolites were studied using optical spectroscopy on an Axiolab, Olympus BX50 microscope. The surface morphology of quartz chips was examined using a Tescan Vega 3 Sbu scanning electron microscope equipped with an Oxford Instruments X-act energy dispersive spectrometer. The elemental composition of the initial and deeply enriched quartz concentrates was de-

**Для цитирования:** Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилов В.Н., Штенберг, М.В. Блинов И.А., Рыжков В.М. (2019) Кварцевые обособления в сланцах и амфиолитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал). *Литосфера*, 19(4), 588–597. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-588-597

**For citation:** Igumentseva M.A., Kabanova L.Y., Anfilov V.N., Shtenberg M.V., Blinov I.A., Ryzhkov V.M. (2019) Quartz isolatings in the shales and amphibolites of the East-Ufalei zone as a source for the production of high-purity quartz raw materials (Southern Urals). *Litosfera*, 19(4), 588–597. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-588-597

terminated using a Varian-720-ES optical emission spectrometer with inductively coupled plasma. IR spectra were recorded by a Nicolet-6700 Thermo Scientific infrared Fourier spectrometer. The spectra were simulated by superposition of Gaussian lines using the Peakfit program. The surfacing of quartz glasses from a deeply enriched concentrate was carried out using a modernized GRANAT-2M growth installation under argon atmosphere. *Results.* Quartz interlayers, lenses and nodules with a thickness of 0.5–1.0 to 1.5–3.0 m are formed by fine-medium or coarse-grained, transparent or translucent granulated quartz. In most cases, quartz bodies exhibit a heterogeneous structure, being intensely blocked and deformed in some places. The quartz under study is characterized by low concentrations of water-containing defects and impurity elements. When conducting deep enrichment of quartz grains, the results obtained are comparable to Unimin IOTA quartz. High quality characteristics of quartz are determined by the conditions of its formation and recrystallization processes, during which the transport of mineral impurities into the intergranular space occurred. *Conclusions.* Lenses, nodules and interlayers of granulated quartz in the eastern part of the Ufalei gnesovo-amphibolite complex are promising raw materials for the production of high-quality quartz concentrates.

**Keywords:** *quartz, veins, nodules, lenses, quartz glass, gas-liquid inclusions, mineral impurities*

#### Acknowledgments

The authors are sincerely grateful of R.T. Zainullina for the performance of the analytical work.

## ВВЕДЕНИЕ

В пределах Уфалейского гнейсо-амфиболитового комплекса расположено около 3000 мономинеральных кварцевых тел. Значительная их часть приурочена к сланцевому обрамлению комплекса и залегает в Восточно-Уфалейской зоне среди пород куртинской пластины. Породы куртинской пластины, слагающие восточную часть Уфалейского блока, представлены гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами с линзами, пластинами и будинами меланократовых пород и гранат-мусковит-кварцевыми бластомилонитами, образовавшимися в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Юго-восточнее и юго-западнее месторождения кварца Жила № 175 породы представлены в разной степени измененными гранатовыми амфиболитами и разнообразными сланцами, интенсивно деформированными, часто брекчированными, местами смятыми в мелкие пloyчатые складки. Они содержат многочисленные желваки, линзы и прослои гранулированного кварца разной мощности – от нескольких миллиметров до 0.5–1.0 м. Кварц молочно-белый, светло-серый и серый, в разной степени деформированный и перекристаллизованный.

Кварц в прослоях, желваках и линзах образовался в несколько этапов под воздействием динамометаморфизма и в процессе метасоматоза. Динамометаморфизм вызвал интенсивную деформацию вмещающих пород, в результате которой возникли многочисленные трещины, зоны дробления и расланцевания, которые стали путями для проникновения растворов. В процессе перекристаллизации происходили самоочищение кварцевых зерен и формирование кварцевых агрегатов, практически не содержащих газово-жидких включений (ГЖВ). Вынос кальция из вмещающих амфиболитов благоприятствовал появлению минералов группы эпидота (эпидот, цоизит, клиноцоизит), железа и магния – образованию граната и хлоритов, калия – слюды.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Уфалейский гнейсо-амфиболитовый комплекс является частью Уралтауского мегантиклинория, входящего в состав Центрально-Уральского поднятия. К нему приурочены основные промышленные скопления кварцево-жильных образований Урала с кварцем, содержащим незначительное количество минеральных и ГЖВ. Их появление во многом связано с высокоградиентным динамометаморфизмом и перекристаллизацией. Геологические особенности Уфалейского комплекса детально рассмотрены в работах [Огородников, 2007; Поленов, 2008; Белковский, 2011].

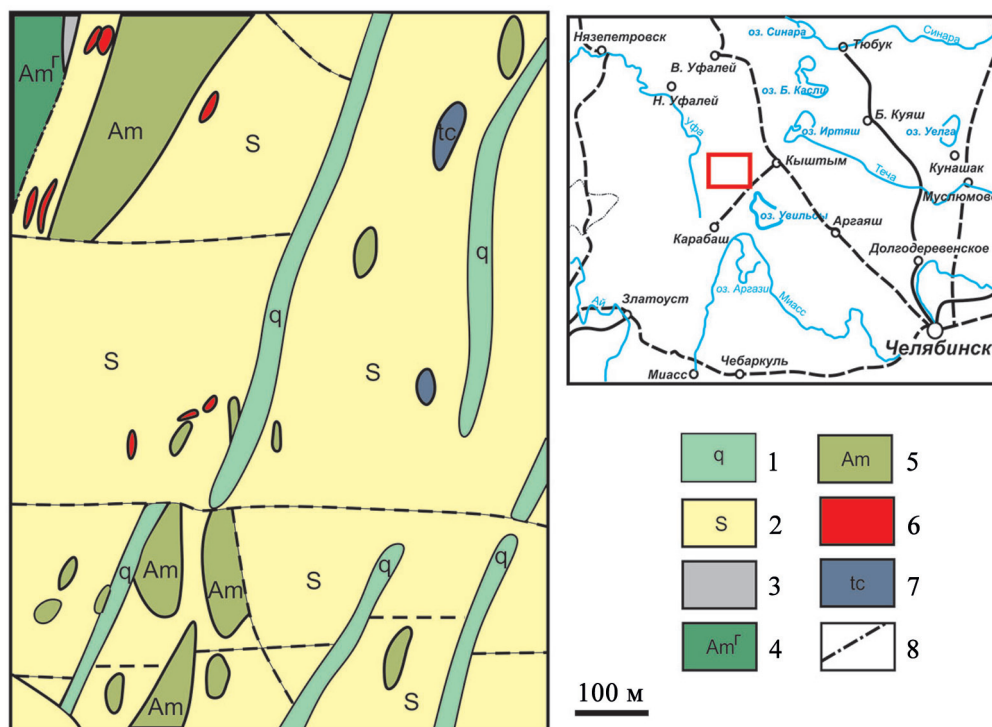
Восточно-Уфалейская зона составляет восточную часть Уфалейского гнейсо-амфиболитового комплекса. С запада она сопряжена с породами слюдяногорской свиты, а с востока граничит с Главным Уральским глубинным разломом. Сложена она в основном породами куртинской свиты, представленными гранат-слюдяно-кварцевыми, амфибол-слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами (рис. 1).

Участок работ расположен в пределах куртинской свиты, на юго-восточном фланге Кыштымского месторождения гранулированного кварца. Он простирается от северного берега р. Мулиха до жилы № 56. Маршрут пройден по простирацию амфиболитов, которые пересекает тело горнблендитов. В северном окончании горнблендитов находится контакт с интенсивно деформированными гранатовыми слюдяными сланцами.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для изучения были отобраны из кварцевых жил, желваков, линз и прослоев, находящихся во вмещающих породах, расположенных в юго-восточной и юго-западной частях Кыштымского месторождения гранулированного кварца, на левом борту руч. Мулиха. Петрографические ис-





**Рис. 1.** Фрагмент геологической карты южной части Кыштымского месторождения гранулированного кварца [Мельников, 1988].

1 – кварциты слюдястые, сланцы графито-слюдяно-кварцевые; 2 – гранат-слюдяно-кварцевые, турмалин-гранат-слюдянные сланцы; 3 – гранито-гнейсы; 4 – амфиболиты гранатовые; 5 – амфиболиты гранат-цоизитовые, апогаббровые; 6 – граниты биотит-мусковитовые; 7 – тальк-карбонатные породы; 8 – Куртинский надвиг.

**Fig. 1.** A fragment of the geologic map of the southern part of Kyshtimskoe deposits of granulated quartz [Mel'nikov, 1988].

1 – micaceous quartzite, graphite-micaceous-quartz schists; 2 – garnet-micaceous-quartz, tourmaline-garnet-micaceous schists; 3 – granite-gneiss; 4 – garnet amphibolites; 5 – garnet-zoisite, apogabbroic amphibolites; 6 – biotite-muscovite granites; 7 – talc-carbonate rocks; 8 – overthrust Curtin.

следования выполнены в шлифах на базе оптического микроскопа Axiolab, Olympus BX50, сопряженного с компьютером. Исследования методом растровой электронной микроскопии осуществлены на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 Sbu с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (аналитик Б.А. Блинов). Пробы анализировались при напряжении до 20 кВ в высоком вакууме. Содержание примесных элементов в кварцевой крупке определяли методом ICP-OES на оптико-эмиссионном спектрометре Varian-720-ES с индуктивно-связанной плазмой (аналитик Р.Т. Зайнуллина). Исследование водосодержащих дефектов выполнено методом ИК-спектроскопии на инфракрасном фурье-спектрометре Nicolet-6700 Thermo Scientific (аналитик М.В. Штенберг). Обогащение кварцевых концентратов осуществлено по методике, детально описанной в работах [Игуменцева, 2012; Насыров, 2012]. Наплав кварцевых стекол из глубокообогащенного концентрата выполнялся на модер-

низированной ростовой установке ГРАНАТ-2М в атмосфере аргона. Мощность установки 10 кВт, максимальная температура 2200°C, максимальный вакуум  $3 \cdot 10^{-3}$  Па, максимальное давление  $1.1 \cdot 10^5$  Па. Температура в печи измерялась с помощью вольфрам-рениевой термопары.

Режим плавки: 1 – нагрев до температуры 1300°C и поверхностное обезгаживание шихты в вакууме в течение 0.5 ч; 2 – напуск аргона до  $0.1 \cdot 10^5$  Па и нагрев до 1950°C; 3 – плавка стекла в течение 1 ч; 4 – охлаждение до 1350°C; 5 – выдержка в течение 1 ч для снятия термоупругих напряжений в стекле, с поддержанием давления  $0.1 \cdot 10^5$  Па; 6 – охлаждение до комнатной температуры в течение 3 ч.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА

В гранат-слюдястых сланцах кварцевые прослои мощностью от 0.5–1.0 до 1.5–3.0 м сложены мелко-среднезернистым до крупнозернистым,

прозрачным и полупрозрачным гранулированным кварцем, бесцветным, светло-серым, желтоватым, местами медово-желтым, реже дымчатым. Кварцевые агрегаты в большинстве случаев имеют неоднородное строение, местами они интенсивно блокованы и деформированы. Зерна кварца различаются степенью прозрачности. В одних блоках кварцевый агрегат однородный и в шлифах преобладают участки с равномерно зернистой гранобластовой структурой, прямолинейными ступенчатыми или ступенчато-зубчатыми границами зерен с тонкими пересекающимися залеченными внутризерновыми трещинами. Погасание однородное, следов пластической деформации нет, включений минералов и ГЖВ не обнаружено. Встречаются единичные зерна с волнистым погасанием, содержащие редкие разобщенные включения газа и жидкости, размером 1–2 мкм, приуроченные к краевым частям зерен. Буроватый оттенок кварцевых зерен обусловлен включениями тонкого рудного вещества или пластинок и пленок гематита.

В других блоках кварц белый, местами водяно-прозрачный и полупрозрачный. Размер зерен от 1–2 до 5–6 мм. В шлифах такой кварц образует агрегат с неравномерно-зернистой гранобластовой структурой (рис. 2а), зерна которой имеют прямолинейные зубчато-ступенчатые границы, редкие прямолинейные залеченные внутризерновые трещины, не содержат никаких включений и отличаются однородным погасанием. В таких прожилках зерна кварца без включений минералов и ГЖВ, без следов деформации составляют до 70–90%.

Прослои молочно-белого кварца отличаются однородным строением, иногда блокованные, кварцевые агрегаты местами ожелезнены, деформирова-

ны. В шлифах агрегат кварцевых зерен характеризуется гранобластовой крупнозернистой структурой и массивной, местами фрагментарной текстурой. Зерна кварца содержат следы хрупкой и пластической деформаций. Хрупкая деформация представлена внутри- и межзерновыми залеченными трещинами, часто длинными, извилистыми. К ним приурочено незначительное количество ГЖВ в виде одиночных, цепочечных или ленточных скоплений размером от 1–2 до 10–15 мкм (рис. 2б). Более крупные включения встречаются в цепочках, более мелкие – в полях неправильной формы. Плотность ГЖВ до 10% на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа. Пластическая деформация проявлена отчетливо, волнистым погасанием, присутствием плоскостей сжатия и скольжения, наложенных на блокованные и разлитостованные зерна. В зернах встречаются блоки неправильной формы в комбинации с изгибами и локальными трещинами.

Молочно-белый кварц не содержит включений минералов, плотность ГЖВ составляет до 10% на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа, включения достаточно крупные и могут быть легко удалены при соответствующей обработке кварцевой крупки.

**Двуслюдяные, гранат-слюдяные и турмалин-гранат-слюдяные сланцы** содержат разного размера желваки, сложенные кварцевыми агрегатами с содержанием новообразованного кварца от 10 до 50–60% объема желвака. Размер желваков варьирует в широких пределах от нескольких миллиметров до полуметра. Форма округлая, округло-овальная. Состав и структурные особенности кварцевых агрегатов мало отличаются от таковых гранулированных кварцевых прослоев. Независимо от цвета кварцевых зерен в шлифах кварцевый агрегат

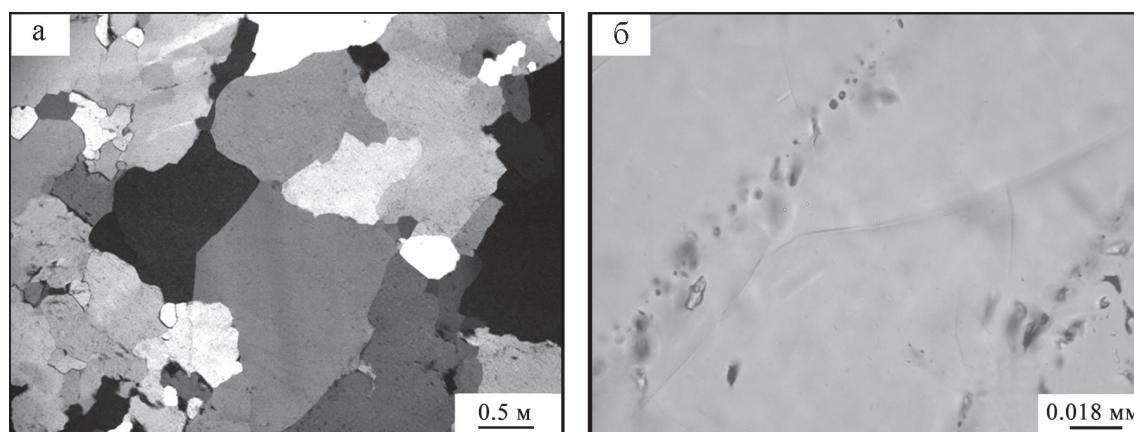


Рис. 2. Кварц гранулированный.

а – кварцевый агрегат с неравномерно-зернистой структурой, б – ГЖВ в зернах кварца. Фото шлифов М6/16, 10/16, с анализатором.

Fig. 2. Granular quartz.

а – non-uniformly granular quartz structure, б – gas-liquid inclusions in quartz grains. Section: with the analyzer.

характеризуется мелко-среднезернистой гранобластовой структурой. Реликтовые зерна кварца достигают размера 1.0–1.5 мм. Границы зерен зубчатые, погасание волнистое. Пластическая деформация в некоторых зернах проявлена единичными изгибами, иногда блокованием. ГЖВ формируют цепочки с разобщенными включениями газа и жидкости размером 1–5 мкм и составляют около 0.5% на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа. Новообразованные зерна размером от 0.01 до 1–3 мм преимущественно с прямолинейными или ступенчатыми границами, с однородным погасанием, без следов деформации и ГЖВ. В некоторых местах межзерновое пространство между зернами выполнено опалом.

Наряду с отчетливо проявленными в сланцах прослоями, линзами и желваками сами сланцы “пропитаны” кварцем. Они содержат тонкие, менее 1.0–0.1 мм, слойки и линзы кварца, местами они составляют 70–75%, придавая породе облик кварцита.

В коренных выходах эта “пропитка” гранатовых сланцев отчетливо проявлена порфиробластовой структурой, в которой выделения граната размером до 5–6 мм, местами до 1 см, находятся в линзовидных прослоях, в ассоциации с кварцем. Текстура породы полосчатая, сланцеватая. Полосы выделяются цветом, от серого, почти белого, серого, зеленовато-серого до темно-зеленого, почти черного. Полосы извилистые, прерывистые, часто линзовидные, иногда причудливой формы обособления комбинируются с прослоями, линзами, овоидами. В шлифах полосчатость проявлена отчетливо, сверху вниз отмечается следующее чередование слоев.

– Слюдистый слой, состоящий из скоплений пластинок и чешуек парагонита и биотита, раз-

мером от 0.5–1.0 до 3.0–5.0 мм, с отдельными реликтовыми зернами амфибола и небольшого количества кварца (около 5–7%). Ширина слоя около 1–3 мм.

– Слюдисто-кварцевые слои и линзы, сложенные преимущественно кварцем (90% объема слоя) с примесью биотита и парагонита (или мусковита), на долю которого приходится около 10%, встречаются редкие зерна амфибола. Ширина слоя 5–6 мм (рис. 3а).

– Тонкое чередование слюдистых (1.0–2.0 мм), слюдисто-кварцевых (0.5–3.0) и кварцевых (1.0–5.0 мм) слойков. Общая ширина около 1 см.

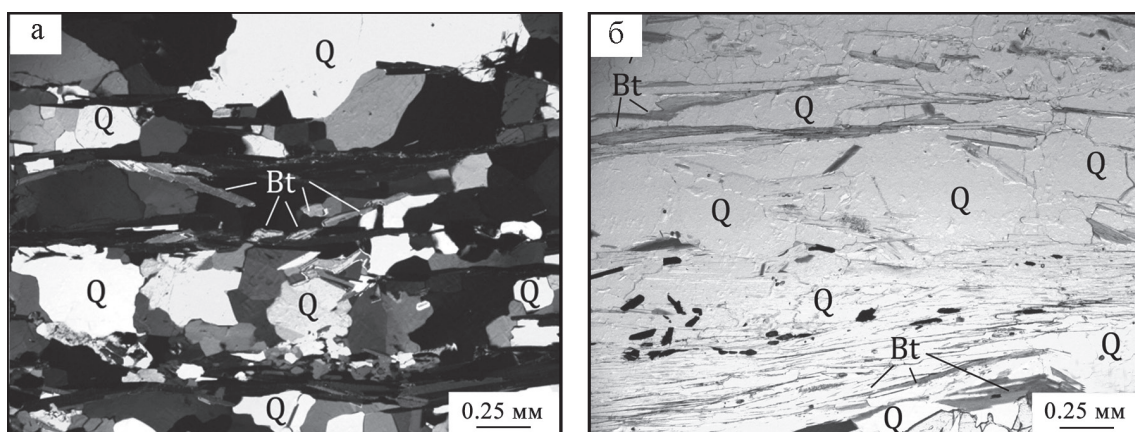
– Кварцево-слюдистый слой с преобладанием слюдистого материала (≈60%). Ширина слоя около 5 мм (рис. 3б).

– Слюдистый слой шириной около 1–2 мм.

– Линзовидный слой с гранатом, находящимся в кварцевом агрегате, на границе с вышележащим слоем, “облекается” слюдой. Гранат (альмандин) интенсивно деформирован, содержит включения кварца, биотита, хлорита, рутила. Размер зерна граната 5 мм. Ширина слоя около 7 мм.

Кварц, слагающий линзы и слойки, характеризуется гранобластовой структурой, изометричной или близкой к ней формой зерен, не содержит ГЖВ и следов деформации. Он сходен с кварцем, слагающим линзы и желваки.

В амфиболитах прослой, линзы и желваки серого, белого и желтоватого, часто гранулированного кварца мало отличаются по составу и особенностям строения от кварцевых обособлений в сланцах. Агрегат серого кварца сложен зернами удлиненной и неправильной формы размером от 0.2–0.3 мм до 1.0 см. Реликтовый кварц представлен



**Рис. 3.** Окварцованный гранат-двуслюдяной сланец.

а, б – чередование слойков кварцевого и слюдисто-кварцевого состава. Фото шлифа М7/16: а – с анализатором, б – без анализатора.

**Fig. 3.** Silicified garnet-mica shale.

а, б – alternation layers of quartz and mica-quartz composition. Section: а – with analyzer, б – without analyzer.



удлиненными зернами со следами хрупкой и пластической деформации, с волнистым погасанием и ГЖВ, формирующими поля удлиненной формы. Размер включений 20–30 мкм. Плотность ГЖВ на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа оставляет около 5%.

Белый кварц из линз и желваков часто слагает крупнозернистый агрегат прозрачных и полупрозрачных зерен размером до 1.5 см. Кварц среднезернистый с прямолинейными границами зерен. В одних зернах отмечены следы только хрупкой деформации, отраженной в зернах редкими внутризерновыми трещинами. Погасание однородное. В других зернах отчетливо проявлены следы пластической деформации, которая характеризуется волнистым погасанием, изгибами и блокованием. Блоки прямоугольной и ромбовидной формы, местами с изгибами. В межзерновом пространстве возникает новообразованный мелкозернистый кварц округлой формы без следов деформации.

Светлый кварц часто имеет желтоватый оттенок, представлен как реликтовыми, так и новообразованными зернами. Реликтовые зерна неправильной формы с волнистым погасанием и интенсивной деформацией. Внутризерновые трещины содержат ГЖВ в виде цепочек с разрозненными включениями газа и жидкости (рис. 4а) размером до 10 мкм. Содержание ГЖВ на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа составляет около 0.1%, размер не превышает 10 мкм. Местами в зернах отмечаются слабое блокование (рис. 4б) и системы тонких субпараллельных изгибов.

Прозрачные новообразованные зерна кварца характеризуются изометричной формой и прямолинейными границами. Зерна слабо деформированы, в некоторых встречаются внутризерновые трещины хрупкой деформации. В таких зернах ГЖВ не обнаружены.

#### МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА

Исследования, проведенные методом растровой электронной микроскопии, как и петрографические исследования, показали однородность строения кварца. Установлено, что большинство крупных отдельных зерен в кварце обладают исключительно однородным строением, на что указывает присутствие на фотографиях плоскораковистого излома (рис. 5а).

Каналы размером около 0.05 мм способствовали очистке кварца от ГЖВ (рис. 5б). Последние на фото представлены порами темного цвета размером 1.5–2.5 мкм (рис. 5в). На поверхности сколов их количество незначительно. Они имеют первичное и вторичное происхождение [Емлин и др., 1988]. В первом случае они расположены беспорядочно на поверхности зерен, а во втором наблюдается их “цепочечное” расположение. На поверхности сколов отмечаются выделения хлоридов натрия и калия, а также пленки гидроксидов железа (рис. 5г).

Незначительное количество ГЖВ было также установлено при исследовании водосодержащих дефектов в кварце методом ИК-спектроскопии. В качестве препаратов использовались плоскопараллельные кварцевые пластинки толщиной 0.3–0.5 мм. ИК-спектры представляют собой широкую диффузную полосу, на которую накладываются узкие полосы Н-дефектов. Спектры кварца подобны и различаются только интенсивностью поглощения. В работах [Aines et al., 1984; Kronenberg, 1994] показано, что интенсивность поглощения в области 3000–3800 см<sup>-1</sup> пропорциональна содержанию воды в кварце.

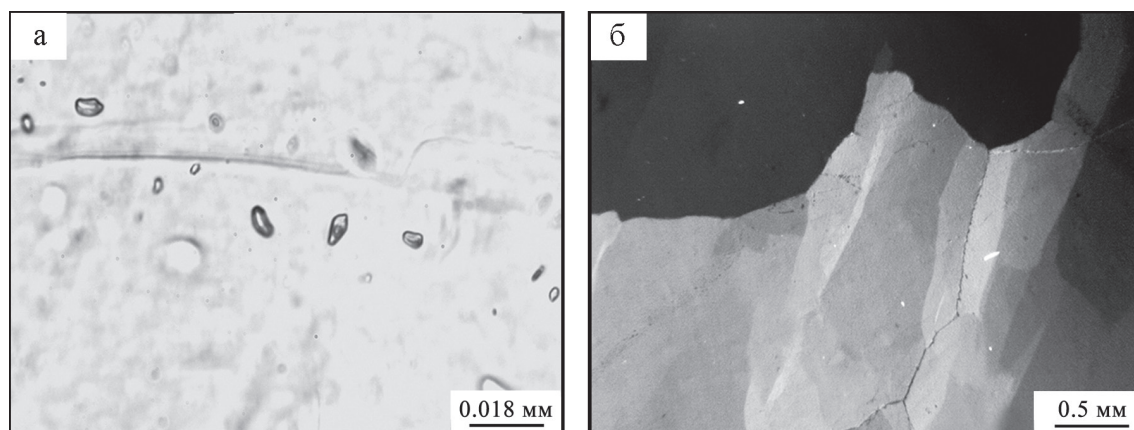
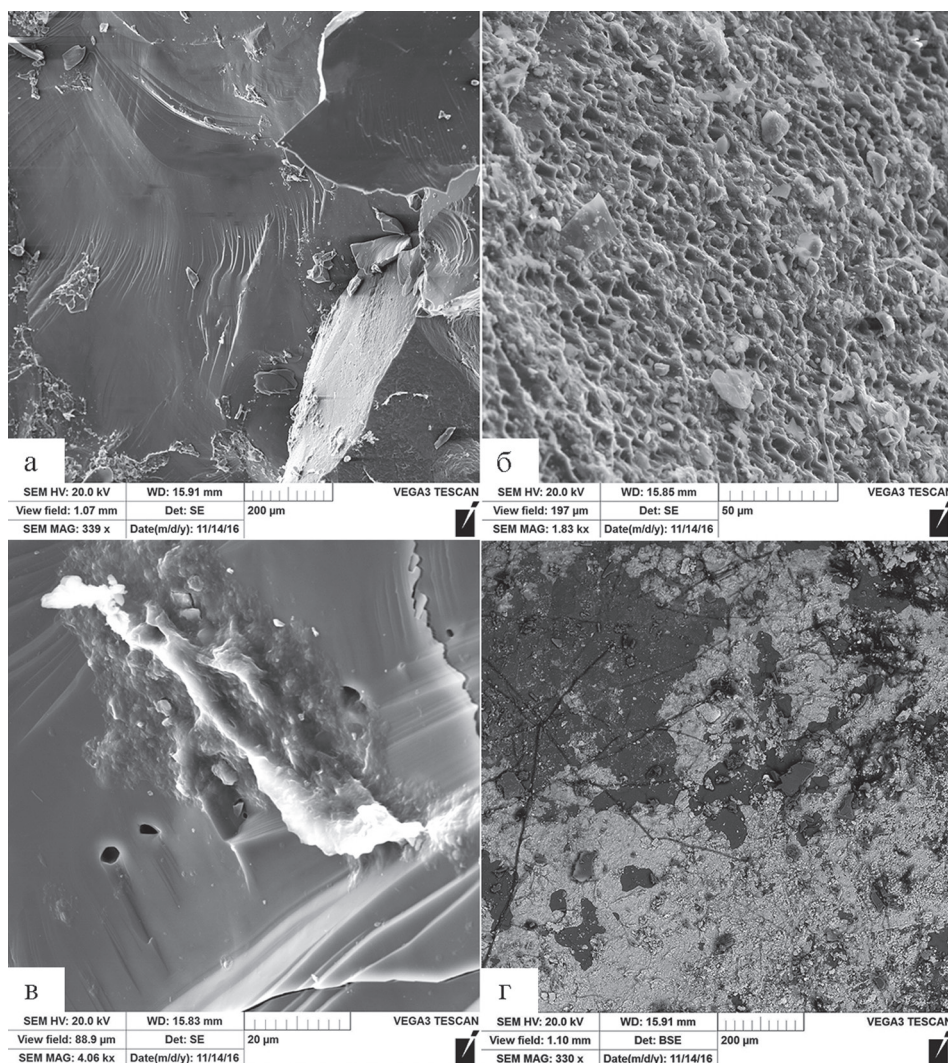


Рис. 4. Кварц из желвака в амфиболите.

а – ГЖВ в зернах белого кварца, б – блокованный кварц. Фото шлифов М11/16-12/16: а – без анализатора, б – с анализатором.

Fig. 4. Quartz from the nodule in amphibole.

а – gas-liquid inclusions in grains of white quartz, б – blocked quartz. Section: а – without analyzer, б – with analyzer.



**Рис. 5.** Электронно-микроскопическое изображение в режиме вторичных электронов сколов кварца.

а – раковистый скол, б – каналы на отдельных гранях кварца, в – газово-жидкие включения, г – пленки гидроксидов железа.

**Fig. 5.** Electron microscopic photo of quartz chips.

a – shell rock, б – channels on individual faces of quartz, в – gas-liquid inclusions, г – films of iron hydroxides.

Для детального анализа спектров выполнено моделирование “водной” области ( $3000\text{--}3800\text{ см}^{-1}$ ) на суперпозицию 7 гауссовских линий. Основной на спектрах является широкая полоса с максимумом  $3410\text{ см}^{-1}$ , относящаяся к молекулярной воде, которая главным образом находится в газово-жидких включениях, трещинах и межзерновом пространстве. Узкие полосы относятся к гидроксидным группам, находящимся в различном структурном окружении [Штенберг и др., 2010]. В частности, узкая полоса с максимумом  $3378\text{ см}^{-1}$  связана с колебаниями группировок Al-OH, образованных при замещении Si на Al в сетке тетраэдров  $\text{SiO}_4$  [Kats, 1962; Kronenberg, 1994].

В табл. 1 приведены значения концентрации молекулярной воды и Al-OH группировок. Видно, что вода в кварце содержится в основном в молекулярной форме, однако ее концентрация незначительна. Содержание молекулярной воды в изученных образцах кварца в среднем составляет 60 г/т, варьируя в пределах 25–110 г/т. Ее низкая концентрация связана в первую очередь с небольшим количеством газово-жидких включений. По данным петрографических и электронно-микроскопических исследований, количество газово-жидких включений составляет до 10% на  $1\text{ см}^2$ , размер их достигает 10 мкм, в единичных случаях – до 30 мкм, расположены они преимущественно по трещинам в кварце.

**Таблица 1.** Концентрация молекулярной воды и Al-OH в кварце, г/т

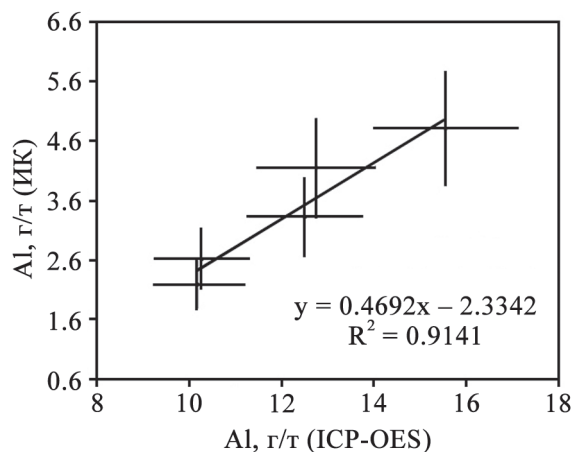
**Table 1.** The concentration of molecular water and Al-OH in quartz, ppm

| Образец  | H <sub>2</sub> O | Al-OH |
|----------|------------------|-------|
| M-5A/16  | 40               | 2.7   |
| M-6/16   | 110              | 2.3   |
| M-10/16  | 30               | 1.3   |
| M-11/16  | 80               | 1.6   |
| M-12/16  | 30               | 3.0   |
| M-226/16 | 45               | 2.7   |
| M-35/16  | 35               | 3.0   |
| M-56/16  | 50               | 2.9   |
| M-6(II)  | 70               | 2.6   |
| M-7-1A   | 40               | 2.5   |
| M-7B     | 40               | 2.5   |
| M-9-(1)  | 30               | 1.9   |
| M-9-(2)  | 25               | 2.2   |
| M-10     | 25               | 2.1   |
| M-14     | 30               | 2.4   |
| M-15/17  | 35               | 1.4   |
| M-16-(1) | 65               | 4.4   |
| M-16-(2) | 65               | 4.2   |
| M-17A    | 60               | 2.4   |

це. Сравнение данных ИК-спектроскопии с результатами ICP-OES по содержанию алюминия показало хорошую прямую корреляцию (рис. 6).

Содержание группировок Al-OH в образцах низкое и не превышает 3 г/т, что свидетельствует о преимущественно водном составе флюида в газовой-жидких включениях и предполагает отсутствие в кварце ионов Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup>, компенсирующих заряды ионов Al<sup>3+</sup>. На существенно водный состав ГЖВ также указывает отсутствие в спектрах полосы, характерной для углекислого газа (2345 см<sup>-1</sup>).

Для обогащения кварцевых концентратов применена технология, используемая в Институте ми-



**Рис. 6.** Сравнение данных ИК-спектроскопии с результатами ICP-OES по содержанию алюминия.

**Fig. 6.** The comparison of IR-spectroscopy data with the results of ICP-OES on Al.

нералогии УрО РАН [Игуменцева, 2012; Насыров, 2012]. Исходная проба массой ≈1 кг измельчалась до фракции -0.315 + 0.100 мм. В целях удаления газово-жидких включений полученная фракция подвергнута СВЧ-декрипитации – двум этапам магнитной сепарации и двум этапам кислотной обработки. При проведении первого этапа магнитной сепарации удалялись аппаратное железо и часть слюды. Второй этап магнитной сепарации позволил удалить остатки магнитных минералов. Для удаления пленочных загрязнений на поверхности зерен и оставшихся минеральных примесей использована кислотная обработка в смеси соляной и плавиковой кислот.

В табл. 2 приведено содержание элементов-примесей в глубокообогащенном кварце. Для срав-

**Таблица 2.** Содержание элементов-примесей в глубокообогащенном кварце, г/т

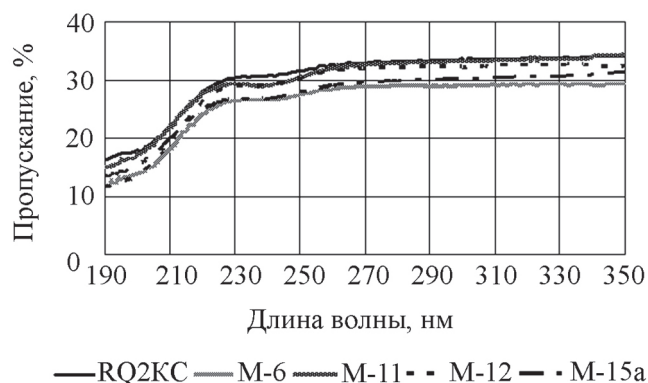
**Table 2.** Content of impurity elements in deeply enriched quartz, ppm

| Образец | Al    | Ca    | Cr    | Cu    | Fe   | K    | Li   | Mg    | Mn    | Na   | Ni    | Zn   |
|---------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|
| M6      | 12.75 | 7.66  | 0.39  | 0.06  | 6.14 | 0.18 | 0.79 | 1.40  | 0.11  | 3.45 | 0.36  | 0.44 |
| M10     | 12.50 | 13.53 | 0.34  | 0.18  | 6.39 | 0.90 | 1.29 | 2.48  | 0.10  | 1.58 | 0.17  | 0.75 |
| M11     | 10.27 | 9.75  | 0.31  | 0.37  | 7.22 | 0.19 | 0.57 | 1.51  | 0.12  | 2.94 | 0.12  | 1.48 |
| M12     | 15.55 | 10.15 | 0.05  | 0.19  | 4.25 | 0.56 | 0.99 | 1.60  | 0.10  | 3.28 | 0.02  | 1.26 |
| M15     | 10.18 | 11.49 | 0.24  | 0.20  | 6.22 | 0.19 | 0.81 | 1.97  | 0.11  | 1.42 | 0.16  | 1.04 |
| 175-15  | 7.88  | 9.81  | 0.11  | 0.07  | 5.21 | 0.73 | 0.04 | 1.66  | 0.12  | 2.61 | 0.04  | 0.88 |
| 175-14  | 6.85  | 10.75 | 0.05  | 0.10  | 4.34 | 0.30 | 0.02 | 1.71  | 0.09  | 2.62 | 0.08  | 0.15 |
| 175-12  | 14.93 | 10.05 | 0.03  | 0.03  | 3.10 | 0.19 | 0.02 | 1.28  | 0.08  | 3.85 | 0.00  | 0.23 |
| 175-11  | 7.20  | 10.51 | 0.26  | 0.06  | 5.91 | 0.42 | 0.01 | 1.90  | 0.10  | 2.35 | 0.11  | 0.66 |
| ЮТА     | 16.20 | 0.50  | <0.05 | <0.05 | 0.23 | 0.60 | 0.90 | <0.05 | <0.05 | 0.90 | <0.05 | –    |

Примечание. M6, M10, M11, M12, M15 – кварц из прослоев, желваков и линз; 175-15, 175-14, 175-12, 175-11 – гранулированный кварц жилы № 175 Кыштымского месторождения; ЮТА – кварц марки ЮТА фирмы Unimin.

Note. M6, M10, M11, M12, M15 – quartz from interlayers, nodules and lenses; 175-15, 175-14, 175-12, 175-11 – granulated quartz of the vein No. 175 of the Kyshtym deposit; ЮТА – quartz of ЮТА brand from Unimin.





**Рис. 7.** Спектры пропускания стекол в УФ-области спектра.

**Fig. 7.** Optical transmission spectrum in the UV regions quartz glasses.

нения представлены данные по кварцу марки IOTA-STD фирмы Unimin и кварцу жилы № 175. Из табл. 2 видно, что основными элементами-примесями являются Al, Fe, K, Na, Mg, Mn и др. По их содержанию кварц из желваков, линз и прослоев близок к кварцу марки IOTA-STD. Обогащение кварцевых концентратов позволило значительно снизить содержание главных элементов-примесей, однако сохраняется высокая концентрация Ca, Fe, Na, Mg, Mn, Cr, Cu, возможно, из-за не удаленных из концентрата минеральных микровключений.

После наплава получены стекла, с которых зарегистрированы спектры пропускания в УФ-видимой области спектра (рис. 7). Эти данные сопоставлены с данными по стеклам, полученным в атмосфере аргона из концентрата RQ2KC жилы № 175 (Кыштымское месторождение гранулированного кварца). Стекла, наплавленные из кварцевых желваков, линз и прослоев, сопоставимы по качеству со стеклом, полученным из концентрата марки RQ2KC.

## ВЫВОДЫ

Весь комплекс исследований позволил оценить перспективность использования кварца из прослоев, желваков и линз как сырья для получения высококачественного кварцевого стекла. Кварц, претерпевший перекристаллизацию в условиях динамометаморфизма, характеризуется незначительным содержанием газовой-жидких включений и низким содержанием элементов примесей. Обогащенные кварцевые концентраты сопоставимы по чистоте с концентратами ведущих мировых производителей. На основании технологических испытаний сделан вывод о возможности применения кварца из линз, прослоев и желваков для получения концентрата для наплава высококачественного кварцевого стекла.

Авторы выражают искреннюю благодарность Р.Т. Зайнуллиной за выполнение аналитических работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 234 с.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. (1988) Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 272 с.
- Игуменцева М.А. (2012) Кварц Кыштымского и Кузнецкого месторождений: состав, структура, технологические свойства. Екатеринбург: УрО РАН, 167 с.
- Мельников Е.П. (1988) Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 215 с.
- Насыров Р.Ш. (2012) Влияние отдельных операций технологии очистки природного кварца на качество его концентрата. *Обогащение руд*, (4), 16-20.
- Огородников В.Н. (2007) Минералогия шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 187 с.
- Поленов Ю.А. (2008) Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 269 с.
- Штенберг М.В., Игуменцева М.А., Быков В.Н. (2010) Инфракрасная фурье-спектроскопия воды и Н-дефектов в гранулированном кварце Кузнецкого месторождения (Ю. Урал). *Литосфера*, (4), 152-156.
- Aines R.D., Kirby S.H., Rossman G.R. (1984) Hydrogen speciation in synthetic quartz. *Phys. Chem. Miner.*, **11**, 204-212.
- Kats A. (1962) Hydrogen in Alpha-quartz. *Philips Res. Rep.*, **17**, 201-279.
- Kronenberg A.K. (1994) Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. *Rev. Miner.*, **29**, 123-176.

## REFERENCES

- Aines R.D., Kirby S.H., Rossman G.R. (1984) Hydrogen speciation in synthetic quartz. *Phys. Chem. Miner.*, **11**, 204-212.
- Belkovsky A.I. (2011) *Geologiya i mineralogiya kvarcnykh zhil Kyshtym'skogo mestorozhdeniya (Srednii Ural)* [Geology and Mineralogy of Quartz Veins of the Kyshtym Deposit (Middle Urals)]. Miass, Inst. Mineral. UrO RAN, 234 p. (In Russian)
- Emlyn E.F., Sinkevich G.A., Yakshin V.I. (1988) *Zhil'nyi kvarts Urala v nauke i tekhnike* [The vein quartz of the Urals in science and technology]. Sverdlovsk, Sredne-Ural'skoe Knizhnoe Izdatel'stvo, 272 p. (In Russian)
- Igumenceva M.A. (2012) *Kvarts Kyshtym'skogo i Kuznetskikhinskogo mestorozhdeniya: sostav, struktura, tekhnologicheskie svoystva* [Quartz from Kyshtym'skoe and Kuznechikhinskoe deposits: composition, structure, technological properties]. Ekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (In Russian)
- Kats A. (1962) Hydrogen in Alpha-quartz. *Philips Res. Rep.*, **17**, 201-279.
- Kronenberg A.K. (1994) Hydrogen speciation and chemical

- weakening of quartz. *Rev. Miner.*, **29**, 123-176.
- Mel'nikov E.P. (1988) *Geologiya, genezis i promyshlennye tipy mestorozhdenii kvartsa* [Geology, genesis and industrial types of deposits of quartz]. Moscow, Nedra Publ., 215 p. (In Russian)
- Nasyrov R.Sh. (2012) The influence of individual operations of the technology of purification of natural quartz on the quality of its concentrate. *Obogashchenie rud*, (4), 16-20. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N. (2007) *Minerageniya shovnykh zon Urala. Ch. 3. Ufaleiskii gneisovo-amfibolitovyi kompleks (Yuzhnyi Ural)* [Mineralogy of the suture zones of the Urals. P. 3. Ufalei gneiss-amphibolite complex (Yuzhnyi Ural)]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN; UGGU Publ., 187 p. (In Russian)
- Polenov Yu.A. (2008) *Endogennnye kvartsevo-zhil'nye obrazovaniya Urala* [Endogenous quartz vein formations of the Urals]. Ekaterinburg, Publishing house of the USMU, 269 p. (In Russian)
- Shtenberg M.V., Igumenceva M.A., Bykov V.N. (2010) Infrared Fourier spectroscopy of water and H-defects in granular quartz of the Kuznechikhinskoe deposit (Yu. Ural). *Litosfera*, (4), 152-156. (In Russian)

УДК 553.493(571.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614

## Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья

© 2019 г. М. О. Рампилов, Г. С. Рипп

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: mrampilov@mail.ru

Поступила в редакцию 17.08.2018 г., принята к печати 10.12.2018 г.

**Объекты исследований.** В статье представлены результаты минералого-геохимического изучения альбитовых гранитов, отличающихся повышенным содержанием редких элементов, распространенных на территории Западного Забайкалья. **Материалы и методы.** Определение химического состава пород проведено методами классического силикатного анализа, рентгено-флуоресцентным и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой. Диагностика минералов, взаимоотношения и их однородность изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300. Изотопный состав кислорода в минералах определен на масс-спектрометре Finigan MAT-253 в режиме двойной системы напуска. **Результаты.** Рудная специализация изученных пород определена присутствием ниобиевых и, в меньшей степени, редкоземельных минералов. Изученные участки представлены двумя группами – слабо альбитизированными гранитами и сильно альбитизированными гранитами и альбититами. Выделенные группы различаются составом акцессорной минерализации. Сильно альбитизированные граниты относятся к щелочным рибекит-альбитовым гранитам с большим многообразием минералов ниобия, циркония, иттрия и редких земель. В этих породах помимо собственных иттриевых минералов (таленит, иттриалит, фергусонит) до 4 мас. % иттрия находится в составе титанита, чевкинита, торита, монацита. В отличие от них в слабо альбитизированных гранитах иттрий и тяжелые лантаноиды играют подчиненную роль. Здесь представлены большей частью минералы, селективно обогащенные легкими лантаноидами (монацит, алланит, флюоцерит, самарскит). **Выводы.** Выделенные группы отличаются минерально-геохимическими характеристиками. Главным концентратором ниобия в альбитизированных гранитах является колумбит. Минералы из альбититов обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ. Ниобий в них сконцентрирован преимущественно в пирохлоре, ферсмите и фергусоните. Изотопными исследованиями установлено, что в образовании альбитизированных гранитов участвовал флюид магматического происхождения.

**Ключевые слова:** альбитизация, редкометалльная минерализация, редкометалльный гранит, Западное Забайкалье

## Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal

Mikhail O. Rampilov, German S. Ripp

Geological institute SB RAS, 6a Sakhyanova st., Ulan-Ude, 670047 Russia, e-mail: mrampilov@mail.ru

Received 17.08.2018, accepted 10.12.2018

**Research subject.** The article presents results of mineralogical and geochemical investigation of albite-bearing granites with high concentrations of trace elements located in the Western Trans-Baikal region. **Methods.** The composition of rocks was determined by the methods of classical silicate analysis, X-ray fluorescence and ICP-MS analysis. Microstructural features, relationships and homogeneity of minerals were studied using an electron microscope LEO-1430 equipped with an energy dispersive spectrometer Inca Energy-300. Isotopic compositions of oxygen were carried out using a mass spectrometer Finigan MAT 253 in the mode of a constant helium flow. **Results.** Ore mineralization is specified by the presence of Nb-bearing and less REE-bearing minerals. The studied rocks were divided into two groups: albitized granites, and deep albitized granites and albitites. These groups differ in terms of the presence of accessory minerals. The deep albitized granites and albitites belong to alkaline riebeckite-albite granites containing Nb-, Zr-, Y- and REE-bearing minerals. These rocks contain Y-bearing minerals – thalenite and yttrialite, with an up to 4 wt % inclusion of  $Y_2O_3$  in titanite, chevkinite, thorite and monazite. In contrast, the albitized granites contain fewer amounts of Y and HREE along with LREE-bearing minerals (monazite, allanite, fluocerite, samarskite). **Conclusion.** The selected groups of rocks have been analyzed in terms of their mineral and geochemical characteristics. The main Nb-bearing mineral in albitized granites is columbite. Minerals from albitites are rich in Y and HREE. The isotopic investigation has shown involvement of a magmatic-derived fluid in the rock formation process.

**Для цитирования:** Рампилов М.О., Рипп Г.С. (2019) Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья. *Литосфера*, 19(4), 598–614. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614

**For citation:** Rampilov M.O., Ripp G.S. (2019) Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal. *Litosfera*, 19(4), 598–614. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614



**Keywords:** albitization, rare metal mineralization, rare metal granites, Western Transbaikalia

#### Acknowledgements

Research conducted with the support of grants of President RF MK-1014.2019.5 and Russian Foundation for Basic Research 17-05-00129.

## ВВЕДЕНИЕ

Альбитовые граниты с повышенным содержанием редких металлов известны во многих регионах мира. В России к числу наиболее распространенных относятся топаз-литиевые граниты Вознесенского рудного узла [Руб М.Г., Руб А.К., 1994], топазовые циннвальдит-лепидолитовые граниты и онгониты Уланского штока [Маслов и др., 1994], биотит-мусковитовые лейкограниты и онгониты Калгутинского рудного поля [Анникова и др., 2004; Соколова и др., 2011], танталоносные граниты сподуменового типа Алахинского массива [Кудрин и др., 1994]. Такие граниты широко распространены в Забайкалье и прилегающих территориях: это редкометалльные граниты Орловского (Хангилайского), Li-F амазонитовые граниты Этыкинского, Шумиловского и онгониты Ары-Булакского массивов, топазсодержащие амазонит-альбитовые граниты Харагульского и флюоритсодержащие биотитовые граниты Уругудеевского массивов [Антипин и др., 1999; Баданина и др., 2008; Козлов, 2011; Сырицо и др., 2017; и др.].

Несмотря на то, что образованию таких пород посвящено большое число исследований, часть вопросов относительно их генезиса все еще остается дискуссионной. Предполагаются несколько механизмов их возникновения. Так, образование таких пород связывают с глубокой дифференциацией стандартного гранитного расплава [Коваленко, 1977; Антипин и др., 1999] или с особыми условиями плавления и различными источниками вещества [Clemens et al., 1986; Christiansen et al., 1988]. Поскольку альбитизация широко распространена и проявлена в разных типах пород и тектонических обстановках [Hoeve, 1978; Mark, Foster, 2000; Perez, Boles, 2005; Engvik et al., 2008; Удоратина и др., 2014], нередко с альбитизированными породами связаны рудные месторождения [Munz et al., 1994; Schandl et al., 1994; Frietsch et al., 1997; Oliver et al., 2004]. Поэтому во многих работах ведущая роль в рудообразовании отводится постмагматическим процессам, приводящим к перераспределению редких металлов [Бейс и др., 1962; Ogunleye et al., 2006; Boulvais et al., 2007; Petersson et al., 2012].

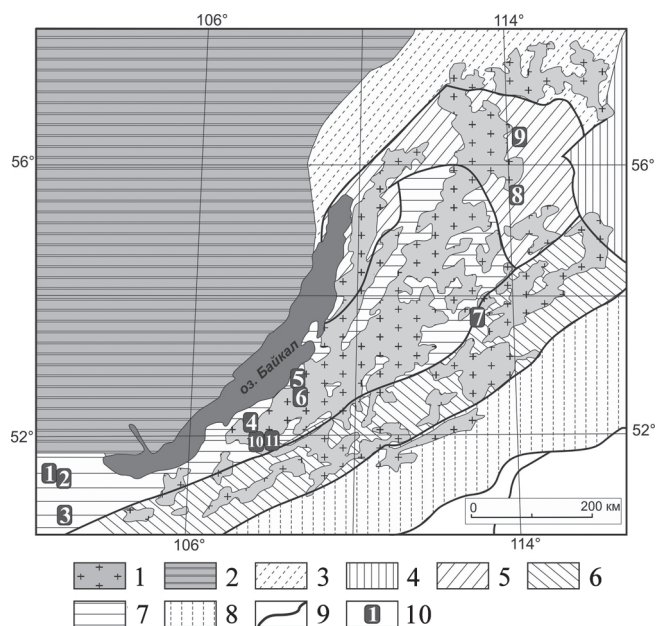
В Западном Забайкалье альбитовые граниты представлены в основном небольшими массивами, штоками и дайками, залегающими в непосредственной близости от крупных гранитных тел.

В ходе геолого-съемочных работ большая часть их была отнесена к мезозойским образованиям. Позднее [Антипин и др., 1997; Коваленко и др., 1999] возрастной интервал образования некоторых из них был расширен, преимущественно в сторону “удревнения”, и определена связь с позднепалеозойскими гранитоидами. Нами были установлены альбитовые граниты более древнего возраста [Рампилов и др., 2009], которые отличаются от молодых минеральным составом и геохимическими особенностями.

На площади Западного Забайкалья известно более 20 проявлений альбитовых гранитов. Большинство из них расположено в пределах Ангара-Витимского батолита (рис. 1), сложенного известково-щелочными и сиенит-гранитными сериями повышенной щелочности позднепалеозойского возраста общей площадью более 200 тыс. км<sup>2</sup> [Ярмолук и др., 1997; Цыганков и др., 2007; Ковач и др., 2012]. В данной работе представлены результаты детального минералого-геохимического (включая изотопное) изучения трех участков (Оймурского, Безымянского, Ирбо) с повышенными содержаниями редких элементов.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

**Оймурский шток** площадью около 0.3 км<sup>2</sup> открыт в 1964 г. при проведении геолого-съемочных работ. В плане он имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму (рис. 2). Он приурочен к участку пересечения разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Массив сложен мелко- и среднезернистыми породами преимущественно порфировидной текстуры. Главными минералами являются альбит, калишпат и кварц. Интерстиции между кварцем и калишпатом выполнены агрегатом тонкозернистого альбита. Кроме альбитизации в гранитах часто отмечаются окварцевание, серицитизация, аргиллизация, грейзенизация. Массив сечется кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми жилами. Мощность кварцевых жил от 0.2 см до 1.5 м, кварц-полевошпатовых – не более 30–40 см. Последние имеют зональное строение, обусловленное преобладающей приуроченностью калишпата к зальбандам. В пределах массива распространены также жилы аплита мощностью до 10–15 м.



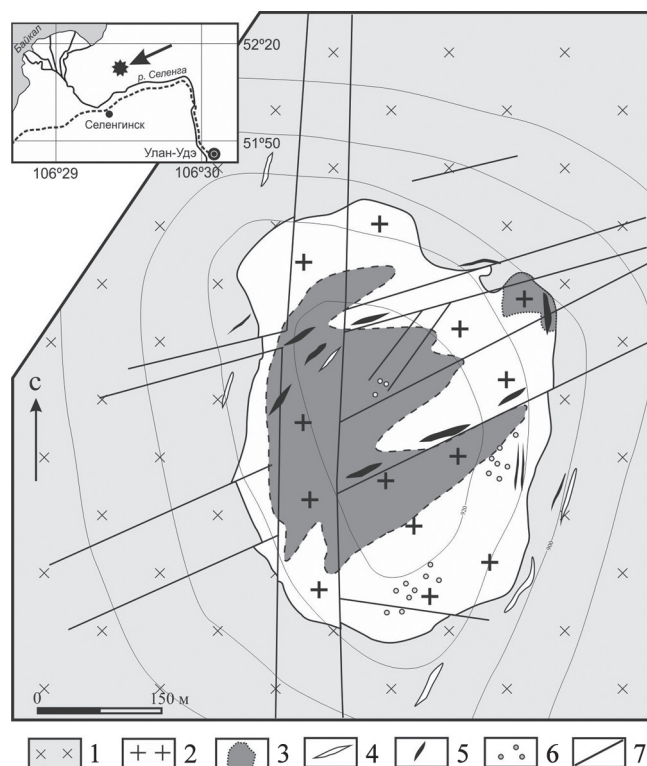
**Рис. 1.** Участки распространения альбитовых гранитов в структурно-формационных зонах [Ярмолюк и др., 1997] Западного Забайкалья.

1 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 2 – Сибирская платформа; 3–8 – структурно-формационные зоны: 3 – Мамско-Бодайбинская, 4 – Чаро-Удоканская, 5 – Байкало-Муйская, 6 – Джидино-Витимская, 7 – Байкало-Витимская, 8 – Селенгино-Становая; 9 – границы структурно-формационных зон; 10 – номера участков: 1 – Харагульский, 2 – Уругудеевский, 3 – Биту-Джидинский, 4 – Оймурский, 5 – Безымянский, 6 – Березовский, 7 – Амандакский, 8 – Амнуннинский, 9 – Ирбо, 10 – Ошурково, 11 – Южное.

**Fig. 1.** Distribution of albite granites in structural-formational zones [Yarmolyuk et al., 1997] of the Western Transbaikalia.

1 – the Angara-Vitim granitoids; 2 – Siberian craton; 3–8 – structural-formational zones: 3 – Mama-Bodaibo, 4 – Chara-Udokan, 5 – Baikal-Muya, 6 – Dzhida-Vitim, 7 – Baikal-Vitim, 8 – Selenga-Sanovoy; 9 – structural-formational boardings; 10 – area numbers: 1 – Kharagul, 2 – Urugudei, 3 – Bitu-Dzida, 4 – Oimur, 5 – Bezimyanka, 6 – Berezo-vi, 7 – Amandak, 8 – Amnunna, 9 – Irbo, 10 – Oshurkovo, 11 – Yuzhnoe.

**Безымянский массив**, обнаруженный в 1968 г., расположен на водоразделе оз. Байкал и р. Безымянки (рис. 3). Он вытянут на 6 км, имеет ширину около 3 км, уменьшающуюся до 0.5 км на водоразделе, где обнажается его апикальная часть с остатками провесов кровли. Массив прорывает докембрийские графитосодержащие мраморы с прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов. В контактовой зоне и ксенолитах мраморов присутствуют новообразования плагиоклаза, диопсида, тремолита, титанита, реже отмечается апатит. Массив разбит тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений и се-



**Рис. 2.** Схема геологического строения Оймурского штока (по результатам геолого-съёмочных работ).

1 – позднепалеозойские граниты и гранодиориты биотитовые, биотит-амфиболовые; 2 – гранит-порфиры; 3 – участки интенсивной альбитизации; 4 – аплиты; 5 – кварцевые, кварц-полевошпатовые, полевошпатовые жилы; 6 – окварцевание; 7 – тектонические нарушения.

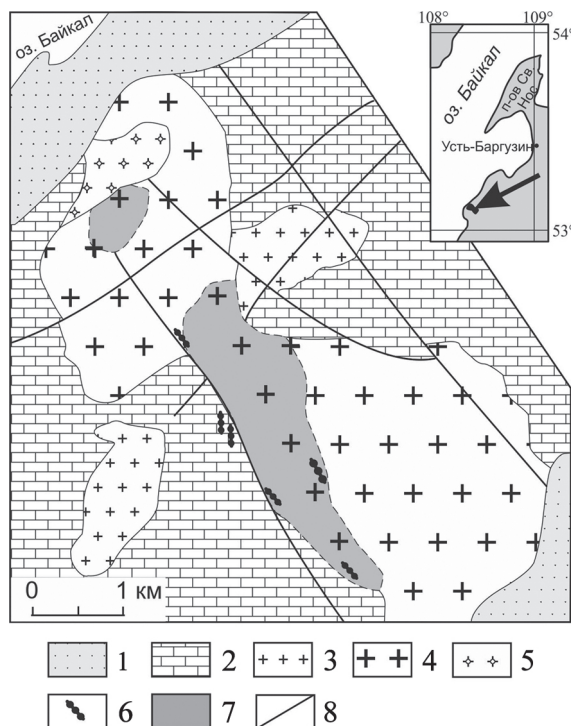
**Fig. 2.** Simplified geological map of the Oimur massif (based on geological mapping).

1 – Late Paleozoic granites and biotite and biotite-amphibolite granodiorites; 2 – granites porphyry; 3 – albitized areas; 4 – aplites; 5 – quartz, quartz-feldspar, feldspar veins; 6 – quartzification; 7 – faults.

чается жилами аплитов, пегматитов, мелкозернистых гранитов.

Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами. На контактах с вмещающими породами они мелкозернистые, иногда имеют гнейсовидный облик с линейной ориентировкой чешуек биотита. Среди идиоморфных вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза в гранитах присутствуют округлые зерна кварца.

На юго-восток от апикальной части массива протягивается полоса средне- и крупнозернистых амазонит-альбитовых гранитов, которые часто имеют пегматоидное строение. Они связаны постепенными переходами с микроклин-альбитовыми гранитами. В этих гранитах кварц и калишпат образу-



**Рис. 3.** Схема геологического строения Безымянского массива гранитов (по результатам геологосъемочных работ, с упрощениями авторов).

1 – современные рыхлые отложения, 2 – мраморы с прослоями кварцитов и гнейсов, 3 – микроклин-альбитовые граниты, 4 – граниты раннепалеозойского комплекса, 5 – биотит-роговообманковые граниты, 6 – жилы микроклиновых (с амазонитом) пегматитов, 7 – участки интенсивной альбитизации, 8 – тектонические нарушения.

**Fig. 3.** Simplified geological map of the Bezimyanka massif (based on geological mapping with authors simplified).

1 – Quaternary, 2 – marbles with interlays of quartzites and gneiss, 3 – microcline-albite granites, 4 – Early Paleozoic granites, 5 – biotite-amphibolic granites, 6 – veins of microcline (with amazonite) pegmatites, 7 – albitization, 8 – faults.

ют изометричные зерна размером до 2 см, а также несколько меньшие по размерам более поздние таблитчатые выделения и прожилки альбита.

В апикальной части массива распространены неоднородные по строению существенно альбитовые породы, сложенные на 80–90% альбитом и на 10–15% кварцем. Их характерной особенностью является присутствие флюорита и минералов редких элементов (колумбита, циркона, торита и др.), приуроченных к кварц-альбитовой матрице.

**Проявление Ирбо**, открытое в 1977 г., расположено в пределах Байкало-Муйского пояса рифейской островодужной области. На его площади установлено несколько участков (Озерное-1, Озерное-2, Водораздельное и Большое), приуроченных

к линейно-вытянутой в северо-северо-западном направлении зоне (рис. 4). Они представлены сильно альбитизированными гранитами с повышенными содержаниями тантала, ниобия, церия, лантана, иттрия, циркония и бериллия. Вмещающие породы сложены раннепалеозойскими метаморфизованными кислыми и основными вулканитами, прорванными массивами габбро, габбро-долеритов, диоритов, роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитов. Среди жильных магматических пород установлены мелкозернистые граниты, аплиты, гранитные пегматиты. Все изученные участки имеют близкое геологическое строение и рудную специализацию. Установленная протяженность зоны составляет 35–40 км. С запада она ограничена дайкообразными и жилообразными телами биотит-роговообманковых гранитов, с востока – зоной тектонических нарушений.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

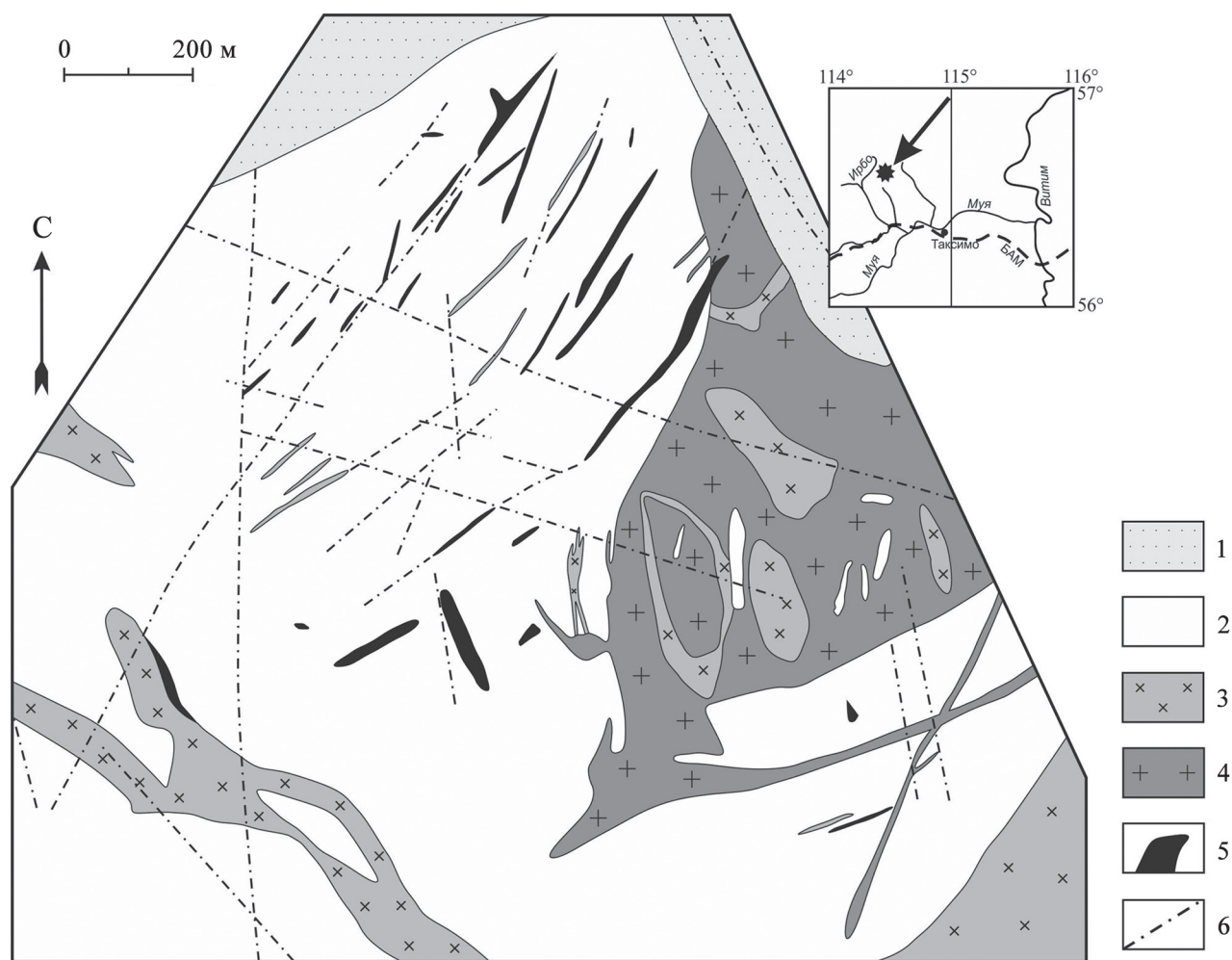
Определение состава пород проведено методом классического силикатного анализа, микроэлементного состава – рентгено-флуоресцентным (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, элементы группы железа), нейтронно-активационным (редкоземельные элементы, Ta, Hf, Th, U) и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой методами (ГИН СО РАН, ИГХ СО РАН).

Химический состав изученных гранитов представлен в табл. 1. На диаграмме TAS граниты Безымянского и Оймурского массивов преимущественно ложатся в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и гранитов (рис. 5а). Это высокоглиноземистые граниты повышенной щелочности с отношением натрия к калию около 1 (рис. 5б). Для пород характерно низкое содержание феррических элементов ( $\text{FeO}_{\text{общ}} - 1$ ,  $\text{MgO} - 0.07$ ,  $\text{MnO} - 0.25$ ,  $\text{TiO}_2 - 0.14$  мас. %), индекс аргитности варьирует от 0.62 до 0.75. Поля составов альбитизированных гранитов участка Ирбо на классификационных диаграммах свидетельствуют о неоднородности их состава, концентрирующегося по содержанию кремнезема в двух группах с постоянным преобладанием натрия над калием ( $\text{Na/K}$  достигает 2.4), что обусловлено интенсивной альбитизацией пород.

Характерными особенностями пород изученных участков являются незначительные содержания марганца, магния и кальция. В результате метасоматических процессов двухвалентное железо окислилось до трехвалентного, о чем свидетельствует мартитизация магнетита, а преобладание окисного железа над закисным указывает на высокую fugacity кислорода.

Содержание примесных элементов в изученных гранитах представлено в табл. 2, а нормированные содержания – на рис. 5г. Спектры распределения РЗЭ для лейкогранитов имеют пологий на-





**Рис. 4.** Схема геологического строения участка Ирбо (по результатам геолого-съёмочных работ, с упрощениями авторов).

1 – четвертичные отложения, 2 – габброиды, 3 – биотит-роговообманковые граниты, 4 – граниты калишпатовые, 5 – участки интенсивной альбитизации, 6 – тектонические нарушения.

**Fig. 4.** Simplified geological map of the Irbo area (based on geological mapping).

1 – Quaternary, 2 – gabbros, 3 – biotite-amphibolic granites, 4 – feldspar granites, 5 – albitization, 6 – faults.

клон в сторону тяжелых лантаноидов (см. рис. 5в), отношение  $(La/Yb)_n$  в среднем равно 9. Для них характерна отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* \approx 0.3$ ), которая указывает на фракционированный характер рассматриваемых пород.

В альбитизированных гранитах участка Ирбо сильно варьируют концентрации редких и редкоземельных элементов, что связано с неравномерным распределением акцессорных минералов. Спектры распределения редкоземельных элементов (нормированные по хондриту) характеризуются слабым наклоном в сторону тяжелых РЗЭ. В отличие от гранитов Безымянского и Оймурского массивов существенно слабее выражена отрицательная европиевая аномалия (см. рис. 5в). Отношение  $La/Yb_n$  варьирует от 1 до 9. В альбити-

зированных гранитах несколько повышены содержания Nb ( $\approx 150$  г/т), Ta ( $\approx 10$  г/т) и U ( $\approx 9$  г/т) относительно континентальной коры, а на спайдердиаграмме отчетливо просматриваются отрицательные аномалии по торию, стронцию и титану (см. рис. 5г). В гранитах Безымянского и Оймурского массивов концентрации Rb, Zr, Nb, Cs значительно выше, чем в породах участка Ирбо. Для последнего фиксируется отчетливая деплетированность ураном и торием.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Диагностика минералов, их взаимоотношения и однородность изучались на электронном микро-

**Таблица 1.** Химический состав представительных проб альбитовых гранитов Западного Забайкалья, мас. %, г/т

**Table 1.** Chemical composition of representative albite-bearing granites of the Western Transbaikalia, wt %, ppm

| Компо-<br>нент                 | Номер пробы      |         |         |         |                    |           |           |              |        |        |        |        |
|--------------------------------|------------------|---------|---------|---------|--------------------|-----------|-----------|--------------|--------|--------|--------|--------|
|                                | Ои-2/11          | Ои-3/11 | Ои-7/11 | Ои-8/11 | Без-2г/11          | Без-7а/11 | Без-7б/11 | 15б/03       | 15в/03 | 16б/03 | 16в/03 | 67а/03 |
|                                | Оймурский массив |         |         |         | Безымянский массив |           |           | Участок Ирбо |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 70.80            | 71.10   | 73.90   | 76.60   | 75.60              | 75.300    | 76.50     | 75.50        | 76.70  | 63.00  | 76.20  | 63.4   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.32             | 0.14    | 0.11    | 0.10    | 0.02               | 0.030     | 0.03      | 0.04         | 0.05   | 0.22   | 0.13   | 0.19   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.90            | 15.90   | 13.20   | 12.50   | 12.60              | 13.300    | 12.70     | 12.80        | 13.15  | 18.25  | 13.45  | 22.2   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.79             | 0.74    | 1.20    | 0.52    | 0.66               | 0.570     | 0.22      | 1.10         | 0.82   | 2.83   | 0.27   | 0.50   |
| FeO                            | —                | —       | —       | —       | 0.24               | 0.160     | 0.24      | <0.10        | <0.10  | 1.85   | 0.18   | <0.10  |
| MnO                            | 1.78             | 0.02    | 0.03    | <0.01   | 0.01               | 0.040     | 0.06      | 0.02         | <0.01  | 0.22   | 0.02   | 0.01   |
| MgO                            | 0.07             | 0.07    | 0.07    | 0.05    | 0.05               | 0.030     | 0.02      | 0.06         | 0.03   | 0.10   | 0.05   | 0.10   |
| CaO                            | —                | —       | —       | —       | 0.14               | 0.310     | 0.11      | 0.14         | 0.34   | 0.88   | 0.79   | 3.75   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.58             | 5.00    | 4.80    | 4.00    | 4.76               | 4.800     | 4.12      | 4.00         | 5.13   | 7.00   | 5.38   | 8.80   |
| K <sub>2</sub> O               | 4.35             | 5.68    | 5.10    | 5.28    | 4.39               | 4.250     | 4.83      | 5.81         | 4.07   | 5.24   | 3.30   | 0.75   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.65             | 0.03    | 0.03    | <0.03   | <0.03              | <0.030    | <0.03     | <0.03        | <0.03  | 0.07   | <0.03  | <0.03  |
| П.п.п.                         | 1.48             | 0.70    | 0.90    | 0.58    | 0.67               | 0.440     | 0.49      | 0.20         | 0.20   | 0.50   | 0.28   | 0.52   |
| Сумма                          | 99.72            | 99.38   | 99.34   | 99.63   | 99.14              | 99.230    | 99.32     | 99.67        | 100.49 | 100.16 | 100.05 | 100.22 |
| Be                             | 9.21             | 5.61    | 8.55    | 4.48    | 3.78               | 13.066    | 9.16      | 7.40         | 5.98   | 12.81  | 12.64  | 40.14  |
| Sc                             | 0.80             | 1.24    | 1.02    | 0.94    | 0.33               | 0.487     | 0.40      | 0.30         | 0.21   | 1.55   | 1.66   | 0.11   |
| Ti                             | 731.05           | 443.48  | 781.80  | 509.35  | 152.87             | 200.395   | 141.24    | 78.00        | 85.48  | 367.89 | 407.60 | 591.14 |
| V                              | 1.53             | 4.96    | 2.19    | 5.25    | 0.50               | 0.999     | 0.29      | 0.54         | 1.37   | 0.64   | 0.46   | 7.46   |
| Cr                             | 1.71             | 1.34    | 1.72    | 1.49    | 2.35               | 1.044     | 1.58      | 1.69         | 2.52   | 2.78   | 2.91   | 2.19   |
| Co                             | 0.70             | 0.14    | 0.88    | 0.21    | 0.13               | 0.230     | 0.10      | 0.21         | 0.21   | 0.54   | 0.59   | 0.51   |
| Ni                             | 0.51             | 0.70    | 0.53    | 0.66    | 0.41               | 0.535     | 0.34      | 0.22         | 0.56   | 0.48   | 0.67   | 1.70   |
| Cu                             | 3.67             | 6.07    | 2.86    | 2.53    | 2.25               | 2.258     | 1.88      | 2.25         | 3.76   | 6.93   | 7.40   | 2.65   |
| Zn                             | 32.49            | 69.91   | 37.08   | 19.52   | 62.16              | 67.447    | 19.29     | 13.32        | 7.83   | 20.57  | 22.92  | 5.66   |
| Rb                             | 342.69           | 274.28  | 298.97  | 554.40  | 479.28             | 347.351   | 544.44    | 49.44        | 33.62  | 40.53  | 41.98  | 7.09   |
| Sr                             | 1.22             | 4.18    | 2.70    | 3.54    | 5.40               | 16.728    | 6.24      | 7.33         | 7.21   | 30.10  | 31.53  | 95.95  |
| Y                              | 5.65             | 7.77    | 10.07   | 3.14    | 25.77              | 42.089    | 21.47     | 6.12         | 4.36   | 27.04  | 29.94  | 13.93  |
| Zr                             | 213.09           | 299.39  | 192.51  | 75.20   | 174.60             | 83.066    | 99.57     | 9.61         | 17.50  | 37.00  | 34.3   | 24.34  |
| Nb                             | 78.72            | 674.16  | 108.46  | 300.44  | 135.13             | 79.823    | 170.13    | 18.76        | 21.59  | 67.03  | 71.18  | 18.08  |
| Mo                             | <0.005           | 19.52   | 0.49    | 0.31    | 0.56               | 0.229     | <0.005    | 0.04         | 0.81   | <0.005 | <0.005 | 0.17   |
| Cd                             | 0.04             | 0.07    | 0.04    | 0.02    | 0.035              | 0.017     | 0.02      | —            | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01   |
| Cs                             | 2.63             | 1.30    | 2.16    | 2.29    | 4.62               | 7.116     | 4.73      | 0.13         | 0.12   | 0.15   | 0.16   | 0.09   |
| Ba                             | 6.05             | 16.73   | 15.12   | 27.71   | 21.97              | 35.556    | 31.96     | 106.46       | 80.13  | 99.27  | 105.50 | 122.26 |
| La                             | 20.50            | 18.34   | 19.23   | 8.84    | 2.84               | 6.167     | 5.78      | 6.99         | 6.35   | 5.76   | 6.07   | 16.25  |
| Ce                             | 66.21            | 31.82   | 61.68   | 20.27   | 10.16              | 14.593    | 7.74      | 14.26        | 14.20  | 18.46  | 19.29  | 45.92  |
| Pr                             | 5.74             | 4.69    | 5.45    | 1.91    | 2.14               | 2.124     | 2.81      | 1.60         | 1.42   | 2.12   | 2.25   | 4.37   |
| Nd                             | 16.49            | 13.45   | 18.15   | 5.20    | 8.73               | 8.615     | 9.86      | 4.93         | 4.84   | 7.27   | 7.76   | 15.71  |
| Sm                             | 2.92             | 2.29    | 3.66    | 0.75    | 3.35               | 3.439     | 2.99      | 1.06         | 1.01   | 2.67   | 3.00   | 3.23   |
| Eu                             | 0.18             | 0.13    | 0.20    | 0.05    | 0.03               | 0.083     | 0.04      | 0.10         | 0.13   | 0.38   | 0.37   | 0.61   |
| Tb                             | 0.24             | 0.25    | 0.32    | 0.08    | 0.68               | 0.802     | 0.46      | 0.19         | 0.15   | 0.68   | 0.78   | 0.47   |
| Gd                             | 1.72             | 1.47    | 2.23    | 0.44    | 3.32               | 3.993     | 2.62      | 1.05         | 0.85   | 3.38   | 3.83   | 2.72   |
| Dy                             | 1.20             | 1.72    | 1.88    | 0.46    | 4.86               | 5.814     | 2.99      | 1.25         | 0.94   | 4.86   | 5.53   | 2.88   |
| Ho                             | 0.24             | 0.41    | 0.43    | 0.11    | 1.05               | 1.259     | 0.67      | 0.26         | 0.19   | 1.05   | 1.22   | 0.59   |
| Er                             | 0.76             | 1.52    | 1.43    | 0.44    | 3.38               | 3.891     | 2.37      | 0.75         | 0.49   | 3.16   | 3.63   | 1.69   |
| Tm                             | 0.13             | 0.29    | 0.28    | 0.09    | 0.61               | 0.705     | 0.37      | 0.11         | 0.07   | 0.51   | 0.59   | 0.26   |
| Yb                             | 1.03             | 2.22    | 1.92    | 0.62    | 4.11               | 5.066     | 2.68      | 0.71         | 0.48   | 3.26   | 3.73   | 1.60   |
| Lu                             | 0.15             | 0.33    | 0.27    | 0.09    | 0.58               | 0.742     | 0.41      | 0.10         | 0.07   | 0.46   | 0.53   | 0.24   |
| Hf                             | 7.55             | 11.37   | 9.06    | 2.25    | 9.583              | 8.465     | 7.948     | 0.30         | 0.53   | 1.56   | 1.49   | 1.17   |
| Ta                             | 5.08             | 38.83   | 6.89    | 15.04   | 12.56              | 12.336    | 12.529    | 1.86         | 1.76   | 4.10   | 4.44   | 6.22   |
| W                              | 0.57             | 2.35    | 0.62    | 0.87    | 0.375              | 0.214     | 0.27      | 0.10         | 0.15   | 0.18   | 0.21   | 0.29   |
| Tl                             | 2.23             | 1.13    | 1.59    | 2.20    | 2.309              | 1.836     | 2.072     | 0.22         | 0.11   | 0.22   | 0.23   | 0.06   |
| Pb                             | 21.43            | 36.36   | 24.87   | 12.25   | 21.09              | 59.443    | 10.13     | 3.60         | 2.61   | 16.93  | 18.82  | 9.27   |
| Th                             | 24.16            | 15.58   | 32.22   | 12.17   | 11.25              | 29.943    | 28.63     | 1.78         | 1.93   | 11.62  | 13.00  | 7.06   |
| U                              | 4.79             | 54.26   | 6.39    | 15.53   | 3.46               | 11.275    | 4.44      | 0.50         | 0.52   | 3.27   | 3.83   | 0.54   |
| Eu/Eu*                         | 0.34             | 0.31    | 0.29    | 0.51    | 0.04               | 0.120     | 0.07      | 0.58         | 0.83   | 0.69   | 0.59   | 0.98   |
| La/Yb <sub>n</sub>             | 13.52            | 5.61    | 6.80    | 9.69    | 0.47               | 0.830     | 1.47      | 6.69         | 8.99   | 1.20   | 1.11   | 6.90   |

Примечание. Здесь и далее: прочерк – не обнаружено.

Note. Here and further: dash – not detected.





**Таблица 2.** Изотопный состав кислорода в минералах из альбитовых гранитов

**Table 2.** Oxygen isotope composition in minerals from albite-bearing granites

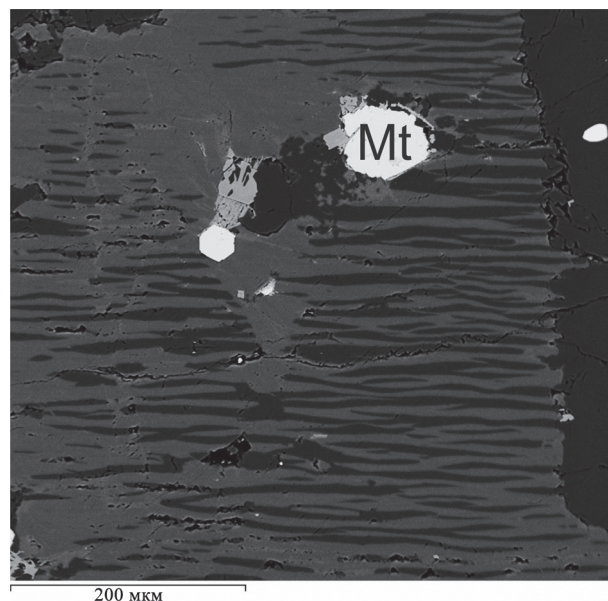
| № п.п. | Участок     | Номер пробы | Минерал  | $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ SMOW | $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ fluid SMOW |
|--------|-------------|-------------|----------|------------------------------------|------------------------------------------|
| 1      | Безымянский | Без-1       | Кварц    | 10.98                              | 3.98                                     |
| 2      |             | Без-4д/11   |          | 9.40                               | 2.40                                     |
| 3      |             | Без-1       | Мусковит | 8.76                               | 7.26                                     |
| 4      |             | Без-4д/11а  | Альбит   | 6.50                               | 2.10                                     |
| 5      |             | Без-1       |          | 6.00                               | 1.60                                     |
| 6      |             | Без-1       | КПШ      | 5.11                               | –                                        |
| 7      | Оймурский   | Ои-7/11     | Кварц    | 8.90                               | 5.10                                     |
| 8      |             | Ои-3/11     |          | 8.80                               | 5.00                                     |
| 9      |             | Ои-7/11     | Альбит   | 7.10                               | 5.20                                     |
| 10     |             | Ои-3/11     |          | 6.90                               | 5.00                                     |
| 11     | Ирбо        | 15а/04      | Кварц    | 9.12                               | 4.92                                     |
| 12     |             | Б-9/04      |          | 8.45                               | 4.25                                     |
| 13     |             | Б-9/04      | КПШ      | 7.40                               | –                                        |
| 14     |             | Б-12/04     |          | 7.29                               | –                                        |
| 15     |             | 15/03       |          | 6.87                               | –                                        |
| 16     |             | 67а/03      | Альбит   | 7.14                               | 5.04                                     |
| 17     |             | 67д/03      |          | 7.07                               | 4.97                                     |
| 18     |             | БО-5        |          | 6.76                               | 4.66                                     |
| 19     |             | 15/03       | Циркон   | 5.59                               | 8.29                                     |
| 20     |             | 15/03       | Магнетит | 0.36                               | –                                        |

Примечание. Содержание  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  fluid рассчитывалось для температуры 440°C.

Note.  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  fluid is calculated for 440°C.

ся от Безымянского и Оймурского массивов. В них количество альбита варьирует в интервале 40–80, кварца – 20–30, микроклина – 20–35%. Неравномерность минерального состава пород связана с интенсивностью альбитизации, в пределах ее проявления встречаются участки, сложенные на 80–90% альбитом (альбитит). В числе второстепенных минералов установлены магнетит, рибекит, биотит, значительно реже отмечаются титанит, эпидот, флюорит, мусковит, ильменит. Присутствие рибекита свидетельствует о принадлежности гранитов к породам повышенной щелочности. В составе аксессуарных установлены пироксеноиды, алланит, чевкинит, таленит, иттриалит, иттробритолит, фергусонит, ферсмит, апатит.

В породах изученных объектов присутствуют две генерации альбита. Одна из них формировалась на магматическом этапе. Она образует пертиты распада в калиевом полевоом шпате и содержит до 2 мас. % СаО (рис. 6). Альбит поздней генерации – бескальциевый, замещает первичный калиевый полевоый шпат.



**Рис. 6.** Пертиты распада первичного альбита (темно-серое) в калиевом полевоом шпате (светло-серое), *Mt* – магнетит (участок Ирбо).

**Fig. 6.** Perthites of primary albite (dark grey) within K-feldspar (light grey), *Mt* – magnetite (the Irbo area).

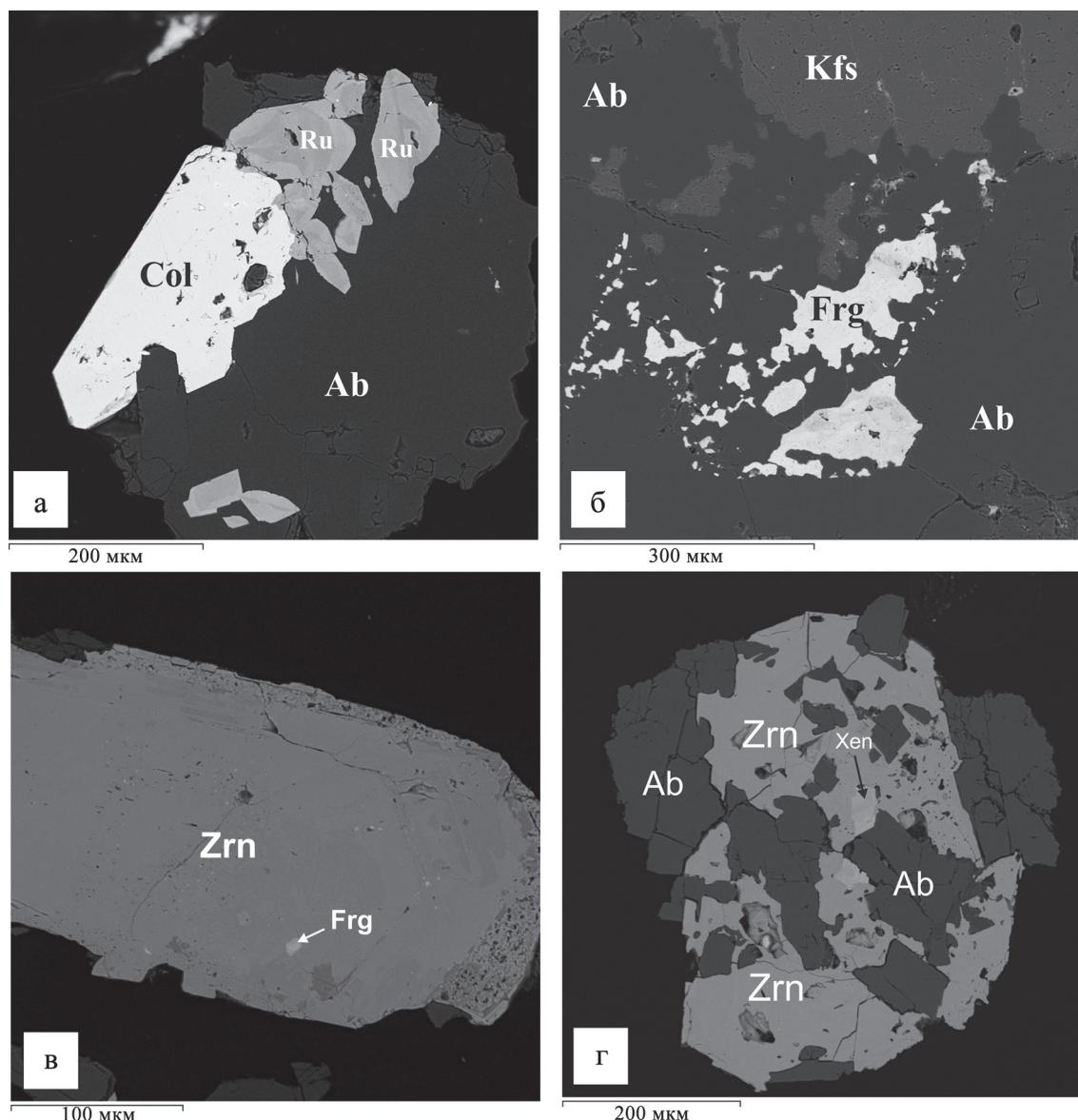
### Характеристика редкометалльной минерализации

#### Безымянский и Оймурский массивы

Главными концентраторами ниобия в Оймурском и Безымянском массивах являются колумбит и ильменорутит. К минералам, несущим существенно легкие лантаноиды, относятся монацит и бастнезит, редко встречаются зерна фергусонита-У.

**Колумбит** в виде мелких таблитчатых зерен (0.2–0.4 мм), их сростаний и агрегатов неправильной формы встречается в кварц-полевошпатовой матрице в ассоциации с цирконом и ильменорутитом (рис. 7а). Вариации содержаний тантала и ниобия определяют зональное строение его зерен. В одних случаях состав его отвечает ферроколумбиту (FeO – до 18 мас. %), в других – близок к манганколумбиту (MnO – до 17 мас. %) (табл. 3). Минерал содержит в среднем около 2.2 мас. % TiO<sub>2</sub>. В гранитах Безымянского массива колумбит характеризуется повышенной танталоносностью (вплоть до тантал-колумбита) (до 36 мас. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

**Ильменорутит** более всего распространен в Оймурском штоке, где ассоциирует с цирконом и колумбитом (см. рис. 7а), образуя кучные выделения в кварц-полевошпатовой матрице и включения в колумбите. Для зерен минерала характерна зональность, обусловленная вариацией содержаний



**Рис. 7.** Ниобийсодержащие минералы в Безымянском и Оймурском массивах.

а – ассоциация колумбита (*Col*) и ильменорутила (*Ru*); б – характер выделений фергусонита (*Frg*) в альбите (*Ab*); в, г – два типа цирконов (*Zrn*): в – зональный кристалл с включениями торита и фергусонита (*Frg*) (Безымянский массив), г – скелетная форма зерна с включениями альбита (*Ab*) и ксенотима (*Xen*) (Оймурский массив).

**Fig. 7.** Nb-bearing minerals in Bezimyanka and Oimur massifs.

а – association of columbite (*Col*) and ilmenorutile (*Ru*); б – fergusonite (*Frg*) within albite (*Ab*); two types of zircon (*Zrn*): в – zonal crystal with thorite and fergusonite (*Frg*) (Bezimyanka massif); г – skeleton-like grain with inclusions of albite (*Ab*) and xenotime (*Xen*) (Oimur massif).

ниобия (5–15 мас. %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ). В составе его примесей присутствуют ванадий и олово (до 3 мас. %).

**Циркон** представлен двумя типами. Первый составляет призматические зональные кристаллы (см. рис. 7в) размером до 0.5 мм. В нем присутствуют включения торита, фергусонита, полевых шпатов. Включения торита тяготеют к центральным частям зерен. Для этого типа циркона характерно высокое содержание гафния (до 11 мас. %  $\text{HfO}_2$ ), при-

сутствие до 10 мас. %  $\text{Y}_2\text{O}_3$ , до 3 мас. % –  $\text{ThO}_2$  и до 5 мас. % –  $\text{UO}_2$ .

Второй тип цирконов содержится в альбитовой матрице и составляет зерна размером до 0.5 мм дипирамидального облика со слабо развитыми гранями призмы и агрегатами размером до 3–5 мм. Для этого типа характерна скелетная форма выделений (см. рис. 7г) с многочисленными включениями альбита и нередко ксенотима. С ним ассоциирует то-

**Таблица 3.** Химический состав представительных проб колумбита, мас. %**Table 3.** Chemical composition of representative columbite samples, wt %

| № п.п.             | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | FeO   | MnO   | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма  |
|--------------------|------------------|------------------|-------|-------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------|
| Оймурский массив   |                  |                  |       |       |                                |                                |                               |        |
| 1                  | —                | 2.89             | 14.34 | 7.36  | 75.69                          | 2.83                           | —                             | 101.11 |
| 2                  | —                | 2.67             | 16.3  | 4.82  | 76.13                          | 1.36                           | —                             | 101.27 |
| 3                  | 1.22             | 1.88             | 5.57  | 16.11 | 73.99                          | —                              | Н.а                           | 98.78  |
| 4                  | 1.60             | 2.00             | 16.13 | 4.64  | 73.56                          | —                              | Н.а                           | 97.93  |
| 5                  | 0.90             | 2.10             | 5.21  | 17.06 | 76.09                          | —                              | Н.а                           | 101.36 |
| 6                  | —                | 1.83             | 16.85 | 4.36  | 75.89                          | 2.14                           | Н.а                           | 101.08 |
| Безымянский массив |                  |                  |       |       |                                |                                |                               |        |
| 7                  | —                | 2.04             | 6.56  | 11.29 | 43.05                          | 35.85                          | —                             | 98.78  |
| 8                  | —                | 1.40             | 3.02  | 17.19 | 72.06                          | 5.01                           | —                             | 98.67  |
| 9                  | —                | 1.19             | 9.35  | 11.65 | 68.04                          | 9.78                           | Н.а                           | 100.00 |
| 10                 | —                | 0.73             | 4.58  | 16.02 | 76.89                          | 3.03                           | Н.а                           | 101.26 |
| 12                 | —                | 2.29             | 17.87 | 2.65  | 75.59                          | 2.80                           | Н.а                           | 101.19 |
| 13                 | —                | 0.80             | 8.99  | 11.89 | 72.93                          | 5.39                           | Н.а                           | 100.10 |

Примечание. Здесь и далее прочерк – элемент не обнаружен, Н.а – не анализировался.

Note. Here and later dash means element is not detected, n.a means not analyzed.

рит (размер зерен <10 мкм). Концентрация гафния в нем заметно ниже (1.5–2.0 мас. % HfO<sub>2</sub>). В катодолюминесцентном изображении магматическая зональность не фиксируется. Концентрация U варьирует от 24 до 348 г/т, Th – от 61 до 573 г/т (Th/U = 0.95–5.75).

#### Участок Ирбо

В альбитовых гранитах участка Ирбо помимо собственно ниобиевых минералов (пироклор, фергусонит) также установлены редкоземельные – алланит, чевкинит, иттрибитолит, иттриалит, таленит, ксенотим, монацит, бритоцит.

**Фергусонит** является одним из главных носителей ниобия в гранитах участка Ирбо. Он составляет одиночные неправильной формы зерна (рис. 8в, г), рассеянные в альбитовой матрице, и представлен двумя типами. Один из них резко обогащен иттрием и тяжелыми лантаноидами (фергусонит-Y), в другом – преобладает неодим. В последнем зафиксированы заметно более высокие содержания легких и средних лантаноидов. В составе фергусонита-Y постоянно отмечаются торий (около 5 мас. %) и уран (до 4 мас. %) (табл. 4). Се-фергусонит встречается значительно реже. Он составляет автономные зерна и их агрегаты, эмульсионные выделения в цирконе.

**Пироклор** наряду с фергусонитом является главным концентратором ниобия. Он образует кристаллы и зерна неправильной формы размером до 0.3 мм, ассоциирует с магнетитом, титанитом, калишпатом, алланитом (см. рис. 8г). В нем повы-

шены содержания тантала (обычно более 5 мас. % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), кальция (до 19.6 мас. % CaO) и урана (более 10 мас. % U<sub>2</sub>O) (табл. 5). В некоторых зернах фиксируются “трещины усыхания”, типичные для уран-пироклоров. Минерал характеризуется также повышенной титанистостью (до 9.7 мас. %), приближающей его к бетафиту, и низким содержанием Na<sub>2</sub>O (до 1.2 мас. %).

**Алланит** относится к числу наиболее часто встречающихся редкоземельных минералов. Он в виде одиночных зерен и кристаллов ассоциирует с другими редкоземельными и ниобиевыми минералами (чевкинитом, иттриалитом, пироклором, фергусонитом). В зернах его отчетливо фиксируется зональность (см. рис. 8б). Для алланитов характерна высокая железистость и, соответственно, низкая глинозелистость (табл. 6). Присутствует несколько генераций алланита с варьирующими составами. Содержание РЗЭ в них изменяется от 12 до 27 мас. %. Редкоземельные элементы в алланите представлены преимущественно легкими лантаноидами, отношения La/Nd – от 1.3 до 3.1, Ce/Nd – от 2.3 до 7.9, Ce/La – от 0.9 до 3.6. В них присутствуют иттрий, торий, марганец и титан в количестве до первых процентов.

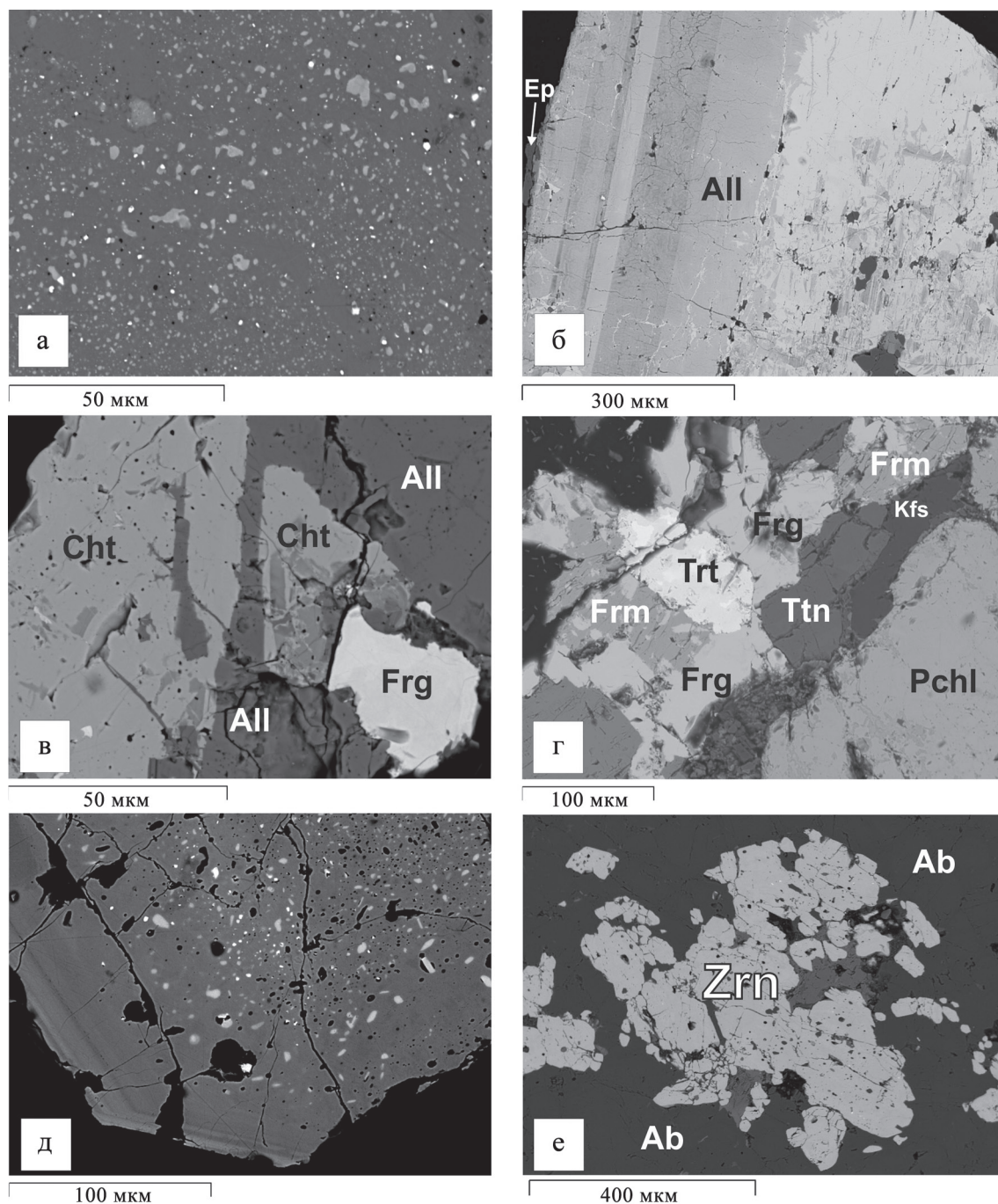
**Циркон** представлен двумя морфологическими типами. Один из них встречается в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с алланитом и магнетитом. Чаще это дипирамидальные кристаллы со слабо развитыми гранями призмы. В его зернах присутствует эмульсионная вкрапленность таленита, иттриалита, ксенотима, торита (см. рис. 8д), приуроченная в основном к центральной части. Химический состав таленита и иттриалита из этих включений представлен в табл. 7. Циркон характеризуется низкой концентрацией гафния, к краям зерен содержание гафния повышается от 1 до 3 (иногда до 6) мас. % HfO<sub>2</sub>.

Другой тип циркона образует в альбитовой матрице агрегаты неправильной формы (см. рис. 7е) размером до 3–5 мм. В нем не обнаружено зональности, а также включений других минералов.

#### Изотопная характеристика

Изотопный состав кислорода в минералах определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ РАН (аналитик Т.А. Веливецкая) и лаборатории физических методов анализа ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов) на прецизионных масс-спектрометрах Finigan MAT-252 и 253 в режиме двойной системы напуска. Калибровка осуществлялась по международным NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит) и лабораторным стандартам. Погрешность полученных значений составила не более 0.2–0.3‰ при 95%-м доверительном уровне. Методика пробоподготовки и анализа приведена в работе [Sharp, 1990].





**Рис. 8.** Характер выделений редкометалльных минералов (участок Ирбо).

а – эмульсионная вкрапленность монацита, ксенотима, таленита, иттриалита, итробритолита, фергусонита в цирконе; б – ритмичная зональность зерна алланита (All), отороченное эпидотом (Ep); в – ассоциация алланита (All), чевкинита (Cht) и фергусонита-Y (Frg); г – ассоциация пирохлора (Pchl), КПШ, титанита (Ttn), фергусонита (Frg), ферсмита (Frm), торита (Trt) и магнетита (Mt); два типа цирконов (Zrn) из альбитизированных гранитов участка Ирбо: д – зональный кристалл с эмульсионной вкрапленностью монацита, ксенотима и иттриевых минералов (фергусонит, итробритолит, иттриалит, таленит); е – агрегат зерен неправильной формы в альбите (Ab).

**Fig. 8.** Rare metal minerals (Irbo area).

а – emulsion inclusions of monazite, xenotime, talenite, yttrialite, britholite-Y, fergusonite within zircon; б – rhythmic zoning of allanite (all), with edging of epidote (Ep); в – association of allanite (All), chevkinite (Cht) and fergusonite-Y (Frg); г – association of pyrochlore (Pchl), K-feldspar, titanite (Ttn), fergusonite (Frg), fersmite (Frm), thorite (Trt) and magnetite (Mt); two types of zircon (Zrn) in albitized granites of the Irbo area: д – zoned crystal with emulsion inclusions of monazite, xenotime and Y-bearing minerals (xenotime, britholite-Y, yttrialite, talenite); е – irregular aggregate within albite (Ab).

**Таблица 4.** Химический состав представительных проб фергусонитов, мас. %**Table 4.** Chemical composition of representative fergusonite samples, wt %

| Компонент                      | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12     | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 1.04  | —     | —     | —     | 1.06  | 1.85  | 1.87  | 2.38  | 2.02  | 1.88  | 1.72  | 1.30   | 2.32  | 2.17  | —     | 0.96  | 1.96  |
| CaO                            | 1.19  | 1.43  | 1.58  | 1.63  | 1.07  | 1.20  | 1.28  | 1.28  | 1.02  | 1.19  | 0.95  | 0.95   | 0.46  | 0.76  | 0.70  | 0.92  | 1.03  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.51  | —     | —     | —     | —     | 0.95  | 0.96  | 0.53  | 0.65  | 1.03  | 0.38  | —      | 1.51  | 1.66  | —     | —     | 1.40  |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 48.87 | 51.25 | 51.55 | 51.18 | 45.88 | 47.14 | 45.7  | 46.34 | 48.33 | 45.90 | 46.37 | 48.42  | 45.17 | 44.68 | 49.19 | 44.54 | 46.44 |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 25.21 | 26.86 | 26.72 | 24.53 | 12.75 | 28.03 | 26.22 | 26.85 | 28.82 | 27.08 | 16.98 | 21.84  | 25.19 | 25.18 | 27.24 | 6.87  | 9.62  |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —     | —     | 1.77  | 2.85  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.20  | 1.26  | —     | 3.29  | 4.26  | 0.77  | 0.86  | —     | 0.71  | —     | 2.62  | 1.25   | 1.09  | —     | —     | 10.98 | 10.60 |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.83  | —     | —     | —     | 1.88  | —     | —     | —     | —     | —     | 1.06  | —      | —     | —     | —     | 2.34  | 1.31  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.35  | 2.54  | 2.58  | 3.68  | 10.60 | 1.87  | 2.34  | 1.99  | 1.70  | 1.87  | 7.05  | 4.01   | 3.31  | 2.05  | 1.22  | 13.0  | 10.89 |
| Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.25  | 0.87  | 0.89  | 1.12  | 4.49  | 0.84  | —     | 0.95  | —     | —     | 4.16  | 2.56   | 2.53  | 2.05  | 1.16  | 3.71  | 3.23  |
| Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.33  | —     | —     | 1.58  | 4.26  | —     | —     | —     | —     | 0.76  | 5.83  | 4.35   | 3.67  | 3.60  | 3.28  | 3.18  | 3.36  |
| Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.56  | 2.03  | 2.06  | 2.13  | 2.37  | 1.44  | 1.34  | 1.69  | 1.63  | 1.16  | 3.50  | 4.26   | 4.28  | 4.27  | 5.01  | 1.86  | —     |
| Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.63  | 1.76  | 1.79  | —     | 1.25  | 1.62  | 1.10  | 1.33  | 1.74  | 2.16  | 1.48  | 2.13   | 2.05  | 2.15  | 3.46  | —     | —     |
| Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.23  | 4.12  | 4.18  | 2.57  | 1.81  | 3.93  | 3.23  | 3.84  | 4.42  | 4.34  | 1.85  | 3.09   | 3.73  | 4.53  | 4.51  | —     | —     |
| Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —     | —     | —     | 1.40  |
| Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | —     | 1.07  | 1.09  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —     | —     | —     | —     |
| ThO <sub>2</sub>               | 5.37  | 5.86  | 5.95  | 8.74  | 7.21  | 7.22  | 8.11  | 7.00  | 5.66  | 7.02  | 5.82  | 5.10   | 4.69  | 5.48  | 2.62  | 8.50  | 5.79  |
| UO <sub>2</sub>                | 1.44  | 0.95  | 0.97  | —     | 1.20  | 3.12  | 4.00  | 3.43  | 3.03  | 3.92  | —     | 2.16   | —     | 0.91  | 1.61  | —     | —     |
| Сумма                          | 100.0 | 100.0 | 99.35 | 101.0 | 100.1 | 100.0 | 97.03 | 97.62 | 99.90 | 98.25 | 100.0 | 101.43 | 100.0 | 99.49 | 99.99 | 98.63 | 99.88 |

Примечание. Пробы 1–15 – фергусонит-Y, 16, 17 – фергусонит-Ce.

Note. Samples 1–15 are fergusonite-Y, 16, 17 are fergusonite-Ce.

**Таблица 5.** Химический состав представительных проб пироклора, мас. %**Table 5.** Chemical composition of representative pyrochlore samples, wt %

| № п.п. | Na <sub>2</sub> O | SiO <sub>2</sub> | CaO  | TiO <sub>2</sub> | MnO | FeO | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | ThO <sub>2</sub> | UO <sub>2</sub> | SnO <sub>2</sub> | Сумма |
|--------|-------------------|------------------|------|------------------|-----|-----|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-----------------|------------------|-------|
| 1      | 1.2               | —                | 17.9 | 9.1              | 0.5 | 0.5 | 47.4                           | 6.5                            | 0.8              | 12.9            | 1.3              | 98.2  |
| 2      | 1.2               | 1.4              | 19.6 | 9.7              | 0.5 | —   | 48.6                           | 5.2                            | 1.4              | 11.3            | —                | 100.3 |
| 3      | 1.1               | —                | 19.1 | 9.4              | 0.4 | 0.5 | 48.3                           | 6.6                            | —                | 13.1            | —                | 98.5  |
| 4      | 1.2               | —                | 18.6 | 9.3              | —   | —   | 49.1                           | 6.2                            | —                | 12.3            | 1.4              | 98.1  |

**Таблица 6.** Химический состав представительных проб алланита, мас. %**Table 6.** Chemical composition of representative allanite samples, wt %

| № п.п. | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO | CaO  | MnO | TiO <sub>2</sub> | FeO  | La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ThO <sub>2</sub> | Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма |
|--------|------------------|--------------------------------|-----|------|-----|------------------|------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| 1      | 30.7             | 10.0                           | —   | 10.0 | 1.5 | 1.8              | 19.2 | 8.3                            | 13.2                           | 1.6                            | 2.8                            | 1.1              | —                             | 100.1 |
| 2      | 30.6             | 12.0                           | 1.0 | 8.5  | 0.5 | 1.8              | 16.7 | 6.5                            | 13.8                           | 1.2                            | 4.2                            | 1.1              | 0.8                           | 98.7  |
| 3      | 30.1             | 10.8                           | 1.0 | 9.0  | 0.7 | 2.5              | 17.5 | 8.5                            | 13.6                           | 1.0                            | 2.6                            | —                | 0.8                           | 98.0  |
| 4      | 32.8             | 14.6                           | 0.7 | 11.9 | 0.4 | 1.4              | 14.8 | 5.6                            | 11.2                           | 1.1                            | 3.9                            | 0.9              | 1.1                           | 100.1 |
| 5      | 31.9             | 14.6                           | 0.6 | 11.5 | 0.6 | 1.1              | 15.2 | 5.8                            | 10.8                           | 1.5                            | 3.4                            | 1.9              | 1.0                           | 100.6 |
| 6      | 31.0             | 10.2                           | 0.6 | 10.3 | 1.9 | 1.5              | 18.2 | 7.4                            | 13.1                           | 1.0                            | 2.9                            | 1.1              | —                             | 99.3  |
| 7      | 31.0             | 12.6                           | —   | 8.5  | 1.4 | 0.4              | 18.9 | 7.5                            | 14.1                           | 1.2                            | 3.4                            | —                | —                             | 98.8  |
| 8      | 31.1             | 11.9                           | —   | 8.9  | 1.5 | 1.0              | 18.5 | 7.9                            | 14.0                           | 1.2                            | 3.1                            | 0.7              | —                             | 99.8  |
| 9      | 30.9             | 14.9                           | 0.7 | 10.8 | 0.5 | 0.7              | 14.9 | 4.6                            | 10.6                           | 1.0                            | 4.0                            | 1.3              | 1.5                           | 96.5  |
| 10     | 31.0             | 14.4                           | 1.0 | 10.7 | 0.4 | 0.9              | 15.0 | 4.8                            | 10.9                           | 1.1                            | 4.2                            | 1.1              | 1.3                           | 96.8  |

Примечание. Суммы указаны без учета воды.

Note. Amounts are exclusive of water.

В альбитизированных гранитах проведено изучение изотопного состава кислорода, стронция и неодима. Изотопный состав кислорода изучен преимущественно в минералах, образованных на пост-

магматической стадии, исключение составляют первично-магматические калишпат и магнетит.

Результаты изучения изотопного состава кислорода представлены в табл. 8. Они показали на не-

**Таблица 7.** Химический состав таленита-Y и иттриалита-Y из включений в цирконе, мас. %**Table 7.** Chemical composition talenite-Y and yttrialite-Y from inclusions in zircon, wt %

| № п.п. | SiO <sub>2</sub> | CaO  | MnO | FeO | Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ZrO <sub>2</sub> | Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ThO <sub>2</sub> | Сумма |
|--------|------------------|------|-----|-----|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|
| 1      | 26.4             | 1.46 | 5.4 | 1.0 | 40.7                          | 5.3              | 1.5                            | 2.4                            | 4.3                            | 5.1                            | 4.9                            | 1.5                            | —                | 100.0 |
| 2      | 32.4             | —    | —   | 1.1 | 35.3                          | 12.0             | 1.4                            | —                              | 3.7                            | 3.6                            | 4.2                            | 2.4                            | 4.3              | 100.3 |
| 3      | 31.6             | —    | —   | 1.2 | 38.1                          | 6.8              | 1.7                            | —                              | 4.3                            | 4.3                            | 5.1                            | 1.8                            | 5.1              | 100.0 |
| 4      | 31.3             | —    | 0.5 | 1.7 | 37.9                          | 2.8              | 1.9                            | —                              | 4.5                            | 4.2                            | 5.2                            | 1.9                            | 8.0              | 100.0 |
| 5      | 31.7             | —    | —   | 1.1 | 34.6                          | 11.7             | 1.4                            | —                              | 3.7                            | 3.5                            | 4.1                            | 2.3                            | 4.2              | 99.8  |
| 6      | 28.0             | 1.2  | 2.7 | 0.5 | 24.1                          | 31.6             | 1.5                            | —                              | 2.2                            | 2.7                            | 3.1                            | 1.4                            | 0.7              | 101.3 |
| 7      | 26.7             | 1.3  | 3.7 | 0.7 | 31.5                          | 19.7             | 1.0                            | 1.5                            | 3.4                            | 3.6                            | 4.7                            | 1.2                            | —                | 100.3 |
| 8      | 26.1             | 1.1  | 4.2 | 1.1 | 36.5                          | 13.6             | 1.9                            | —                              | 4.8                            | 3.5                            | 3.8                            | 1.4                            | —                | 100.0 |
| 9      | 32.5             | —    | —   | 1.4 | 35.4                          | 12.4             | 1.5                            | —                              | 3.3                            | 2.9                            | 4.3                            | 1.2                            | 5.1              | 100.1 |
| 10     | 31.4             | —    | —   | 1.4 | 28.1                          | 21.7             | 1.2                            | —                              | 2.7                            | 3.2                            | 4.3                            | 1.3                            | 4.9              | 100.1 |
| 11     | 31.9             | —    | 0.4 | 1.0 | 25.5                          | 24.2             | 1.5                            | —                              | 2.4                            | 2.6                            | 4.0                            | 1.6                            | 4.9              | 100.0 |
| 12     | 32.7             | —    | —   | 1.1 | 35.7                          | 12.1             | 1.4                            | —                              | 3.8                            | 3.6                            | 4.2                            | 2.4                            | 4.4              | 100.0 |
| 13     | 26.6             | 14.6 | —   | —   | 32.8                          | 3.4              | 2.3                            | 1.28                           | 1.6                            | 2.6                            | 9.6                            | 2.7                            | 1.0              | 100.0 |
| 14     | 31.0             | 0.5  | 0.4 | 0.8 | 21.4                          | 21.4             | 2.9                            | —                              | 1.3                            | 2.3                            | 8.1                            | 2.5                            | 8.0              | 100.5 |
| 15     | 32.4             | 0.5  | 1.2 | 2.0 | 35.0                          | 2.6              | 2.6                            | 2.3                            | 2.3                            | 3.5                            | 3.3                            | —                              | 11.0             | 98.7  |
| 16     | 33.5             | 0.6  | 1.0 | 1.9 | 33.5                          | 7.0              | 1.3                            | —                              | 1.5                            | 2.7                            | 5.0                            | —                              | 13.4             | 101.4 |
| 17     | 33.7             | 0.6  | 0.7 | 1.2 | 35.3                          | 7.7              | 0.9                            | —                              | 1.7                            | 2.3                            | 5.5                            | —                              | 10.1             | 99.7  |
| 18     | 33.5             | 0.7  | 1.1 | 1.4 | 31.4                          | 10.5             | 1.2                            | —                              | —                              | 2.6                            | 4.2                            | —                              | 15.2             | 101.8 |
| 19     | 32.0             | 0.8  | 1.1 | 2.0 | 32.4                          | 6.7              | 1.2                            | —                              | 1.0                            | 1.7                            | 4.8                            | —                              | 15.4             | 99.1  |

Примечание. 1–14 – таленит-Y, 15–19 – иттриалит-Y. В пробах 5 и 13 присутствует 1.02 и 1.52 мас. % UO<sub>2</sub> соответственно. Высокие содержания циркония в проанализированных пробах обусловлены захватом материала матрицы.

Note. 1–14 – talenite-Y, 15–19 – yttrialite-Y. Samples 5 and 13 contain 1.02 and 1.52 wt % of UO<sub>2</sub> respectively. High concentrations of Zr are due to capture of the matrix material.

**Таблица 8.** Изотопный состав кислорода в минералах из альбитовых гранитов**Table 8.** Oxygen isotope composition in minerals from albite-bearing granites

| № п.п. | Участок     | Номер пробы | Минерал  | δ <sup>18</sup> O‰ SMOW | δ <sup>18</sup> O‰ fluid SMOW |
|--------|-------------|-------------|----------|-------------------------|-------------------------------|
| 1      | Безымянский | Без-1       | Кварц    | 10.98                   | 3.98                          |
| 2      |             | Без-4д/11   |          | 9.40                    | 2.40                          |
| 3      |             | Без-1       | Мусковит | 8.76                    | 7.26                          |
| 4      |             | Без-4д/11а  | Альбит   | 6.50                    | 2.10                          |
| 5      | Оймурский   | Без-1       |          | 6.00                    | 1.60                          |
| 6      |             | Без-1       | КПШ      | 5.11                    | —                             |
| 7      |             | Ои-7/11     | Кварц    | 8.90                    | 5.10                          |
| 8      |             | Ои-3/11     |          | 8.80                    | 5.00                          |
| 9      | Ирбо        | Ои-7/11     | Альбит   | 7.10                    | 5.20                          |
| 10     |             | Ои-3/11     |          | 6.90                    | 5.00                          |
| 11     |             | 15а/04      | Кварц    | 9.12                    | 4.92                          |
| 12     |             | Б-9/04      |          | 8.45                    | 4.25                          |
| 13     |             | Б-9/04      | КПШ      | 7.40                    | —                             |
| 14     |             | Б-12/04     |          | 7.29                    | —                             |
| 15     |             | 15/03       |          | 6.87                    | —                             |
| 16     |             | 67а/03      | Альбит   | 7.14                    | 5.04                          |
| 17     |             | 67д/03      |          | 7.07                    | 4.97                          |
| 18     |             | БО-5        |          | 6.76                    | 4.66                          |
| 19     |             | 15/03       | Циркон   | 5.59                    | 8.29                          |
| 20     |             | 15/03       | Магнетит | 0.36                    | —                             |

Примечание. Содержание δ<sup>18</sup>O‰ fluid рассчитывалось для температуры 440°C.

Note. δ<sup>18</sup>O‰ fluid is calculated for 440°C.

соответствие состава кислорода в минералах с известными коэффициентами распределения [Zheng, 1999]. Легким кислородом обогащен магнетит, а наиболее тяжелый – присутствует в кварце из гранитов Безымянского массива. Промежуточные значения имеют альбит и калиевый полевой шпат.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографо-минералогические исследования свидетельствуют о широком проявлении метасоматических процессов на всех изученных участках, в результате которых в массивах возникла неоднородность минерального и химического состава. Наложенная альбитизация обусловила появление в них альбита без анортитового компонента.

Среди изученных участков выделяется две группы, различающиеся интенсивностью альбитизации: альбитизированные граниты Оймурского и Безымянского массивов, которые по геохимическим характеристикам ложатся в поле умеренно-щелочных лейкогранитов. Химический состав альбитизированных гранитов участка Ирбо ввиду неравномерной постмагматической переработки варьирует.

Различаются выделенные группы и по составу примесных элементов. Для гранитов Безымянского и Оймурского массивов характерны высокие содержания Rb, U, Nb, Ta, Pb и низкие – Ba, Sr и Ti. В отличие от них в гранитах участка Ирбо пони-



жено содержание Zr, Hf и повышено – Ba, Cr, Co. У выделенных типов резко различается также и состав акцессорной минерализации. Альбитизированные граниты участка Ирбо относятся к рибекит-альбитовым гранитам с большим многообразием минералов ниобия, циркония, иттрия и редких земель. На этом участке помимо собственных иттриевых минералов (таленит, иттриалит, фергусонит) до 4 мас. % иттрия находится в составе титаниита, чевкинита, торита, монацита. В отличие от них в Оймурском и Безымянском массивах иттрий и тяжелые лантаноиды играют подчиненную роль. Здесь представлены большей частью минералы, селективно обогащенные легкими лантаноидами (монацитом, алланитом, флюоцеритом, самарскитом).

Различаются обе группы гранитов и по составу минералов-концентраторов ниобия и тантала. В Безымянском и Оймурском массивах главным носителем ниобия является колумбит, меньшая часть его связана с ильменорутилом, фергусонитом и самарскитом. В альбититах участка Ирбо ниобий сконцентрирован преимущественно в фергусоните и пироклоре – до 8 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> присутствует в Nb-чевкинитах, до 6 мас. % – в титаниитах. Повышенным содержанием ниобия (до первых процентов) характеризуются также рутил и ильменит. Минералы альбитизированных гранитов Безымянского и Оймурского массивов содержат марганец. В колумбите доля этого элемента составляет более 0.6 ф.к, а биотит, ильменит и алланит содержат до 4.5 мас. % MnO. Среди магнетита встречаются разности, близкие по составу к якобситу. Для пород участка Ирбо более характерна повышенная титанистость. Содержание TiO<sub>2</sub> в валовых пробах пород достигает 0.38 мас. %. По краям зерен магнетита и биотита часто отмечаются титанитовые оторочки. До 20 мас. % TiO<sub>2</sub> присутствует в чевкинитах, 0.86 мас. % – в торитах, 1.66 мас. % – в фергусонитах.

Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в сосуществующих минералах свидетельствуют в общем об изотопной равновесности в момент их образования и лежат в интервале, характерном для корового источника. Рассчитанные по [Zheng, 1999] температуры в парах кварц–альбит варьируют в интервалах 430–450°C для Оймурского штока, 373–472°C – для участка Ирбо. Они соответствуют оптимальным температурам альбитизации [Pascal, 1979]. Рассчитанная по изотопно-кислородному термометру температура образования пары кварц–альбит для Безымянского массива составляет около 300°C. Такое пониженное значение, возможно, обусловлено изотопной неравновесностью минералов. В целом полученные величины  $\delta^{18}\text{O}$  можно считать унаследованными от первичного магматического очага. Расчетный изотопный состав кислорода в воде, равновесной с минералами (кварцем, альбитом), показывает на участие в формировании флюидов формационных вод близких к магматическим.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На всех изученных участках проявлены постмагматические процессы, обусловившие образование вторичного альбита. Температуры формирования этих пород, рассчитанные по парам кварц–альбит, существенно ниже магматических.

Выделенные группы различаются минералогическими характеристиками. Рудная специализация пород определяется присутствием ниобиевых и в меньшей степени редкоземельных минералов. Главным концентратором ниобия в гранитах Безымянского и Оймурского массивов является колумбит. Минералы из пород участка Ирбо обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ. Ниобий в них сконцентрирован преимущественно в пироклоре, ферсмитте и фергусоните.

Изотопными исследованиями установлено, что в образовании альбитизированных гранитов участвовал флюид магматического происхождения.

*Исследования проведены при поддержке грантов Президента РФ МК-1014.2019.5 и РФФИ 17-05-00129.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н. (2004) Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай). *Изв. Томского политехнического университета*, **307**(4), 38–42.
- Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. (1997) Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шпиров. *Геология и геофизика*, **38**(7), 1216–1227.
- Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А. (1999) Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья. *Петрология*, **7**(2), 141–155.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Трамболл Р.Б. (2008) Геохимия ультракалийевых ридоцитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце. *Петрология*, **16**(3), 317–330.
- Беус А.А., Северов А.С., Ситин А.А., Субботин К.Д. (1962) Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 193 с.
- Гусев Ю.П., Давыдов В.И., Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. (1968) Безымянский массив альбитизированных гранитов среди архея Восточного Прибайкалья. *Минералогическо-петрографические очерки Забайкалья*. Улан-Удэ: БКИ, 41–47 с.
- Коваленко В.И. (1977) Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 206 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. (1999) Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов.

- дов. *Петрология*, 7(4), 401-429.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. (2012) Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований. *Докл. АН*, 444(2), 184-189.
- Козлов В.Д. (2011) Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья. *Геология и геофизика*, 52(5), 676-689.
- Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. (1994) Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов. *Петрология*, 2(1), 88-95.
- Маслов В.И., Козлов М.С., Довгаль В.Н., Дистанова А.Н. (1994) Комплекс онгонитов и литий-фтористых гранитов юго-западного Алтая. *Петрология*, 2(3), 331-336.
- Рампилов М.О., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. (2009) Особенности редкометалльной минерализации в альбититах и альбитизированных гранитах на площади Ангаро-Витимского батолита. *Руды и металлы*, 6, 29-36.
- Руб М.Г., Руб А.К. (1994) Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье. *Петрология*, 2(1), 43-67.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. (2011) Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай). *Геология и геофизика*, 52(11), 1748-1775.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В. (2018) Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама. *Геология руд. месторождений*, 60(1), 38-56.
- Удоротина О.В., Капитанова В.А., Варламов Д.А. (2014) Редкометалльные гранитоиды (Кулемшор, Приполярный Урал). *Изв. Коми научного центра УрО РАН*, 1(17), 57-70.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. (2007) Источники магм и этапы становления позднелазейских гранитоидов Западного Забайкалья. *Геология и геофизика*, 48(1), 156-180.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма: сумма щелочей-кремнезем для химической классификации. *Регион. геология и металлогения*, 56, 40-50.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева С.С., Бережная Н.Г. (1997) Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита. *Петрология*, 5(5), 451-466.
- Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M. (2007) Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1-2), 89-106.
- Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser-Marlof M.J., Howell K.H. (1988) Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: An example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits, 39, 307-321.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Miner.*, 71, 317-324.
- Engvik A.K., Putnis A., Fitz Gerald J.D., Austrheim H. (2008) Albitization of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can. Miner.*, 46, 1401-1015.
- Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J.-A. (1997) Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.*, 12, 1-34.
- Hoeve J. (1978) Composition and volume changes accompanying soda metasomatic alterations, Västervik area, SE Sweden, *Int. J. Earth Sci.*, 67, 920-942.
- Mark G., Foster D.R.W. (2000) Magmatic-hydrothermal albite-actinolite-apatite-rich rocks from the Cloncurry district, northwest Queensland, Australia. *Lithos*, 51, 223-245.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, 223-254.
- Munz I.A., Wayne D., Austrheim H. (1994) Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum Complex, south Norway: evidence for age, source and REE mobility. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 32-46.
- Ogunleye P.O., Garba I., Ike E.C. (2006) Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *J. African Earth Sci.*, 44(3), 372-382.
- Oliver N.H.S., Cleverley J.S., Mark G., Pollard P.J., Bin Fu, Marshall L.J., Rubenach M.J., Williams P.J., Baker T. (2004) Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.*, 99, 1145-1176.
- Pascal M.L. (1979) Les albitites du massif de l'Agly (Pyrenees Orientales). Unpub. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines. Paris, France, 163 p.
- Perez R.J., Boles J.R. (2005) An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. *Am. J. Sci.*, 305, 312-343.
- Petersson J., Stephens M.B., Mattsson H., Möller C. (2012) Albitization and quartz dissolution in Paleoproterozoic metagranite, central Sweden – Implications for the disposal of spent nuclear fuel in a deep geological repository. *Lithos*, 148, 10-26.
- Rudnick R.L. Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry – The Crust*. (Eds: Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K.). Elsevier, Oxford, 1-64.
- Schandl E.S., Gorton M.P., Davis D.W. (1994) Albitization at 1700 ± 2 Ma in the Sudbury – Wanapitei Lake area, Ontario: implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern Province. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 597-607.
- Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1353-1357.
- Zheng Y.-F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyle-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 247-263.
- Zheng Y.-F. (1999) On calculations of oxygen isotope

fractionation in minerals. *Episodes*, **22**(2), 99-106.

## REFERENCES

- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A., Vasilevskii A.N., Vitte L.V., Moroz E.N. (2004) The evolution of lithium fluoride granites with the formation of rare-metal mica schlieres. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta*, **307**(4), 38-42. (In Russian)
- Antipin V.S., Goreglyad A.V., Savina E.A., Mitichkin M.A. (1997) The evolution of lithium fluoride granites with the formation of rare-metal mica schlieres. *Geol. Geofiz.*, **38**(7), 1216-1227. (In Russian)
- Antipin V.S., Savina E.A., Mitichkin M.A. (1999) Rare metal lithium fluoride granites, ongonites and topazites of the South Baikal region. *Petrologiya*, **7**(2), 141-155. (In Russian)
- Badanina E.V., Syritso L.F., Abushkevich V.S., Tomas R., Tramboll R.B. (2008) Geochemistry of ultra-potassium rhyodacite magmas from the area of the Oryol massif of Li-F granites in East Transbaikalia based on the study of melt inclusions in quartz. *Petrologiya*, **16**(3), 317-330. (In Russian)
- Beus A.A., Severov A.S., Siten A.A., Subbotin K.D. (1962) *Al'bitizirovannye i greizenizirovannye granity (apogranity)* [Albitized and Greisenized Granites (Apogranites)]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 193 p. (In Russian)
- Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M. (2007) Cre-taceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, **93**(1-2), 89-106.
- Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser-Marlof M.J., Howell K.H. (1988) Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: An example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits, **39**, 307-321.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Miner.*, **71**, 317-324.
- Engvik A.K., Putnis A., Fitz Gerald J.D., Austrheim H. (2008) Albitization of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can. Miner.*, **46**, 1401-1015.
- Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J.-A. (1997) Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.*, **12**, 1-34.
- Gusev Yu.P., Davydov V.I., Dvorkin-Samarskii V.A., Kaperskaya Yu.N. (1968) The Bezmyansky massif of albitized granites among the Archean of East Baikal. *Mineralogo-petrograficheskie ocherki Zabaikal'ya*. Ulan-Ude, BKI Publ., 41-47. (In Russian)
- Hoeve J. (1978) Composition and volume changes accompanying soda metasomatic alterations, Västervik area, SE Sweden. *Int. J. Earth Sci.*, **67**, 920-942.
- Kovalenko V.I. (1977) *Petrologiya i geokhimiya redkometall'nykh granitoidov* [Petrology and geochemistry of rare-metal granitoids]. Novosibirsk, Nauka Publ., 206 p. (In Russian)
- Kovalenko V.I., Kostitsyn Yu.A., Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Antipin V.S. (1999) Sources of magma and isotopic (Sr, Nd) evolution of rare-metal Li-F granitoids. *Petrologiya*, **7**(4), 401-429. (In Russian)
- Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Rytsk E.Yu., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V. (2012) Duration of formation of the Angara-Vitim batholith: results of geochronological U-Pb studies. *Dokl. Akad. Nauk*, **444**(2), 184-189. (In Russian)
- Kozlov V.D. (2011) Features of the rare-element composition and genesis of granitoids of the Shakhtaminsky and Kukulbeysky rare-metal complexes of the Aginsky zone of Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **52**(5), 676-689. (In Russian)
- Kudrin V.S., Stavrov O.D., Shuriga T.N. (1994) A new spodumene type of tantalum rare-metal granites. *Petrologiya*, **2**(1), 88-95. (In Russian)
- Mark G., Foster D.R.W. (2000) Magmatic-hydrothermal albite-actinolite-apatite-rich rocks from the Cloncurry district, northwest Queensland, Australia. *Lithos*, **51**, 223-245.
- Maslov V.I., Kozlov M.S., Dovgal' V.N., Distanova A.N. (1994) Complex of ongonites and lithium fluoride granites of southwestern Altai. *Petrologiya*, **2**(3), 331-336. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-254.
- Munz I.A., Wayne D., Austrheim H. (1994) Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum Complex, south Norway: evidence for age, source and REE mobility. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 32-46.
- Ogunleye P.O., Garba I., Ike E.C. (2006) Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *J. African Earth Sci.*, **44**(3), 372-382.
- Oliver N.H.S., Cleverley J.S., Mark G., Pollard P.J., Bin Fu, Marshall L.J., Rubenach M.J., Williams P.J., Baker T. (2004) Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide – copper – gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.*, **99**, 1145-1176.
- Pascal M.L. (1979) Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). Unpub. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines. Paris, France, 163 p.
- Perez R.J., Boles J.R. (2005) An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. *Am. J. Sci.*, **305**, 312-343.
- Petersson J., Stephens M.B., Mattsson H., Möller C. (2012) Albitization and quartz dissolution in Paleoproterozoic metagranite, central Sweden – Implications for the disposal of spent nuclear fuel in a deep geological repository. *Lithos*, **148**, 10-26.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry – The Crust*. (Eds: Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K.). Elsevier, Oxford, 1-64.
- Rampilov M.O., Ripp G.S., Doroshkevich A.G. (2009) Features of rare-metal mineralization in albitites and albitized granites in the area of the Angara-Vitim batholith. *Rudy i metally*, **6**, 29-36. (In Russian)
- Rub M.G., Rub A.K. (1994) Petrology of rare-metal granites of the Voznesenovsky ore cluster, Primorye. *Petrologiya*, **2**(1), 43-67. (In Russian)
- Schandl E.S., Gorton M.P., Davis D.W. (1994) Albitization at  $1700 \pm 2$  Ma in the Sudbury – Wanapitei Lake area, Ontario: implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern Province. *Can. J. Earth Sci.*, **31**, 597-607.



- Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1353-1357.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukhorenko E.A. (2013) TAS-diagram, sum of alkalis–silica for chemical classification. *Regionalnaya Geologiya i Metallogeniya*, **56**, 40-50. (In Russian)
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Astrelina E.I., Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Kotler P.D. (2011) Composition, fluid regime and genesis of ongonite-Elvanic magmas of the Kalgutin ore-magmatic system (Gorny Altai). *Geol. Geofiz.*, **52**(11), 1748-1775. (In Russian)
- Syritso L.F., Badanina E.V., Abushkevich V.S., Volkova E.V., Terekhov A.V. (2018) The productivity of rare metal plumazite granites and the conditions for the formation of tungsten deposits. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **60**(1), 38-56. (In Russian)
- Tsygankov A.A., Matukov D.I., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Posokhov V.F., Tsyrenov B.C., Khromov A.A., Sergeev S.A. (2007) Sources of magmas and stages of formation of the Late Paleozoic granitoids of Western Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **48**(1), 156-180. (In Russian)
- Udoratina O.V., Kapitanova V.A., Varlamov D.A. (2014) Rare metal granitoids (Kulemshor, Subpolar Urals). *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN*, **1**(17), 57-70. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Kovalenko V.I., Antipin V.S., Goreglyad A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kozakov I.A., Kovach V.P., Yakovleva Z.S., Berezhnaya N.G. (1997) Geochronology and geodynamic position of the Angara-Vitim batholith. *Petrologiya*, **5**(5), 451-466. (In Russian)
- Zheng Y.-F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyle-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 247-263.
- Zheng Y.-F. (1999) On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals. *Episodes*, **22**(2), 99-106.

УДК 553.07

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-615-624

## Генетические модели формирования оруденения, связанного с кварцевыми жилами (на примере хрусталеносного и золотого оруденения)

© 2019 г. В. Н. Огородников<sup>1</sup>, Ю. А. Поленов<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: ogorodnikov@igg.uran.ru<sup>2</sup>Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30,  
e-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru

Поступила в редакцию 18.05.2018 г., принята к печати 10.10.2018 г.

**Актуальность работы.** При проведении геологоразведочных работ постоянно возникают трудности по оперативной оценке перспектив открываемых рудопоявлений, флангов и глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений, новых жильных тел в пределах известных рудных полей и узлов. В этих условиях существенное значение имеет знание генетических моделей формирования золоторудного и хрустального оруденения, генетически связанного с кварцевыми жилами. **Цель работы.** К сожалению, сохраняется мнение, что промышленная хрусталеносность, связанная с кварцевыми жилами, характерна исключительно для формации безрудных кварцевых жил и вследствие этого именно такая формация является основным объектом прогнозирования при поисках месторождений горного хрусталя. В то же время в хрусталеносных кварцево-жильных месторождениях Урала установлено большое количество рудных минералов, причем как в жильных телах, так и в хрустальных полостях. **Результаты.** Анализ огромного фактического материала, проведенный авторами по закономерностям размещения кварцево-жильных образований на уральских месторождениях хрусталеносной и золотой минерализации свидетельствует о приуроченности кварцево-жильных полей к шовным зонам, представляющим узкие протяженные тектонические ансамбли сложного геологического строения, генетически и пространственно сопряженные с долгоживущими разломами глубинного заложения. Формирование кварцевых жил относится лишь к отдельным этапам развития месторождений, а сами они всегда приурочены к определенным структурным элементам, в пределах которых в последующие стадии формирования рудных полей они подвергаются преобразованиям, нередко весьма значительным. **Выводы.** Метаморфическая и метасоматическая зональности, различные термодинамические условия формирования проявляются в типоморфных особенностях жильного кварца: его внутренней структуре, химической чистоте, светопропускании, различного рода микродефектах, которые объективно отражают особенности его генезиса и могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ.

**Ключевые слова:** шовные зоны, метасоматоз, кварцевые жилы, горный хрусталь, рудные минералы, генетические модели

## Genetic models of mineralization associated with quartz veins (on the example of crystal and gold mineralization)

Vitalii N. Ogorodnikov<sup>1</sup>, Yurii A. Polenov<sup>2</sup><sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: ogorodnikov@igg.uran.ru<sup>2</sup>Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144 Russia, e-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru

Received 18.05.2018, accepted 10.10.2018

**Background.** Any exploration work involves difficulties associated with a rapid assessment of the development prospects of the discovered ore occurrences, flanks and deep horizons of the exploited fields, new vein bodies within the known ore fields and nodes. Under these conditions, knowledge of the genetic models of formation of gold and crystal mineralization, genetically associated with quartz veins, gains a particular importance. **Aim.** There is a widespread opinion that the presence of industrially applicable crystal is characteristic only of barren quartz veins. As a result, it is such formations that attract the interest of researchers searching for deposits of rock crystal. However, a large number of ore minerals have been found

**Для цитирования:** Огородников В.Н., Поленов Ю.А. (2019) Генетические модели формирования оруденения, связанного с кварцевыми жилами (на примере хрусталеносного и золотого оруденения). *Литосфера*, 19(4), 615–624. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-615-624

**For citation:** Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A. (2019) Genetic models of mineralization associated with quartz veins (on the example of crystal and gold mineralization). *Litosfera*, 19(4), 615–624. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-615-624

in the crystal-bearing quartz-vein deposits in the Urals, both in the vein bodies and in the crystal cavities. *Results.* The analysis of a large amount of factual material carried out to reveal regularities of location of quartz-vein formations in the Ural deposits of crystal-like and gold mineralization testifies to the confinement of quartz-vein fields to suture zones, representing narrow extended tectonic ensembles of a complex geological structure, genetically and spatially associated with long-lived faults of deep laying. The formation of quartz veins refers only to certain stages of the deposit development, while the deposits themselves are always confined to certain structural elements. These structural elements determine the subsequent formation of ore fields, which frequently undergo significant transformations. *Conclusions.* The metamorphic and metasomatic zonality, various thermodynamic conditions of formation are manifested in the typomorphic features of vein quartz: its internal structure, chemical purity, light transmission, presence of microdefects. These features reflect the peculiarities of quartz genesis and can be used as criteria for forecasting and evaluation of geological objects, particularly during initial stages of the exploration work.

**Keywords:** suture zones, metasomatism, quartz veins, rock crystal, ore minerals, genetic models

#### Acknowledgements

*The work was performed under the theme № 0393-2016-0024 of the state task of IGG UrO RAS "Collision and post-collision ore-forming processes of intraplate mobile belts" (№ state registration AAA-A18-118052590028-9), head Dr. Geol.-mineral. Sciences A.Yu. Kissin.*

## ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка обстановки формирования природных кварцевых образований, а следовательно, и закономерностей их размещения в земной коре, определяющих научные основы прогноза и поиска месторождений золоторудного и кварцевого сырья, осложняется чрезвычайным разнообразием условий их локализации.

Практика геологоразведочных и добычных работ на рудных месторождениях металлических полезных ископаемых сложилась таким образом, что изучение геологических объектов велось с большим акцентом на интересующие промышленное производство полезные компоненты, и, как правило, уделялось недостаточное внимание очень распространенному полезному ископаемому – кварцу. Так повелось, что при изучении рудных месторождений (золоторудных, вольфрамовых, оловянных, бериллиевых, тантал-ниобиевых и др.), в которых кварц является чаще всего весьма распространенным минералом, детального описания его особенностей и типоморфных характеристик не приводится. При исследовании же кварцевых объектов в целях добычи пьезооптического и жильного кварца из поля зрения нередко упускаются рудные минералы и их взаимоотношения с кварцем.

В настоящей статье авторы, имеющие большой опыт в проведении полевых наблюдений и лабораторных исследований объектов кварцево-жильной, хрустальной и золоторудной минерализаций, генетически связанных с кварцевыми жилами, излагают генетические модели их формирования:

### ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СВЯЗИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

К сожалению, и по настоящее время сохраняется мнение, что промышленная хрустальная мине-

рализация, связанная с кварцевыми жилами, свойственна исключительно формации безрудных кварцевых жил, именно поэтому такая формация является основным объектом прогнозирования при поисках месторождений горного хрусталя [Прогнозирование..., 1975; Критерии..., 1978]. Тем не менее известно большое количество рудных месторождений на Урале, Памире, Дальнем Востоке и в других регионах, где горный хрусталь добывается попутно в весьма значительных количествах [Эшкин, 1965; Мельников, Понадич, 1969; Рундквист и др., 1971; Бочкарев, 1971; Ануфриев и др., 1971]. Из зарубежных можно назвать редкометалльное месторождение Кинсгейт (Австралия), где объем попутно добытых кондиционных кристаллов горного хрусталя достигал нескольких тонн в год. В хрусталеносных кварц-жильных месторождениях Приполярного Урала установлено большое количество рудных минералов, причем как в жильных телах, так и в хрустальных полостях. Здесь известно наложение хрустальной минерализации на кварцевые жилы с сульфидами и шеелитом [Эшкин, 1965; Буканов, 1974]. В пределах горного отвода Светлинского месторождения пьезокварца открыто и отрабатывается в настоящее время месторождение рудного золота. На Астафьевском месторождении пьезокварца выявлены и оконтурены золоторудные тела и подсчитаны прогнозные ресурсы золота по категории  $P_1$ , а в его рудном поле –  $P_2$  [Огородников, 1993].

Работами Д.В. Рундквиста [Рундквист, 1964; Рундквист и др., 1971] установлено, что на редкометалльных и золоторудных месторождениях первоначально кварцевые жилы были безрудными и все рудные минералы (вольфрамит, шеелит, сульфиды, золото и др.) образовывались позднее, отлагаясь в кварцевых жилах по зальбандам и вдоль систем трещин.



## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ХРУСТАЛЬНОЙ И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ

Как отмечалось выше, кварцево-жильные поля приурочены к шовным зонам сложного геологического строения, которые проявлены в виде долгоживущих разломов глубинного заложения. На Урале такими шовными зонами, помимо Главного Уральского глубинного разлома, являются Серовско-Маукская, Сугомакско-Кацбахская, Кидышевская, Светлинская и др. К этим шовным зонам тяготеют кварцево-жильные месторождения золота, вольфрама, молибдена, пьезооптического и жильного кварца и др. [Огородников и др., 2007, 2014; Коротеев и др., 2010]. По нашему глубокому убеждению, проблемы генезиса кварцево-жильных образований могут быть решены только в случае тщательной увязки результатов аналитических исследований с детальным изучением геологической обстановки локализации кварцевых объектов и выяснением онтогенетических особенностей всех типов кварца, слагающих кварцевое тело.

Образование кварцевых жил относится лишь к отдельным этапам развития месторождений, а сами они всегда приурочены к определенным структурным элементам, в пределах которых в последующие стадии формирования рудных полей они подвергаются преобразованиям, нередко весьма значительным. Метаморфическая и метасоматическая зональности, различные термодинамические условия кристаллизации жильного кварца проявлены в его типоморфных особенностях: внутренней структуре, химической чистоте, светопропускании, различных микродефектах, которые объективно отражают особенности его генезиса и могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры [Огородников и др., 2004, 2014]. Известны закономерности их глобальной ориентировки, кинематические и морфогенетические типы, соотношения ряда количественных характеристик, роль в структурном контроле и локализации магматических, метасоматических рудных и нерудных тел. Неоспоримое значение в контроле размещения рудных полей, отдельных месторождений и рудных тел имеют разломы [Поспелов, 1963; Огородников, 1993; Огородников и др., 2014]. В формировании и размещении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре большую роль играют, в частности, сдвиговые тектонические нарушения. Поэтому установленные сдвиговые зоны различных рангов можно рассматривать как рудоносные структуры, развитие которых определило основные закономерности формирования и простран-

ственного размещения рудных районов, узлов и месторождений (рис. 1).

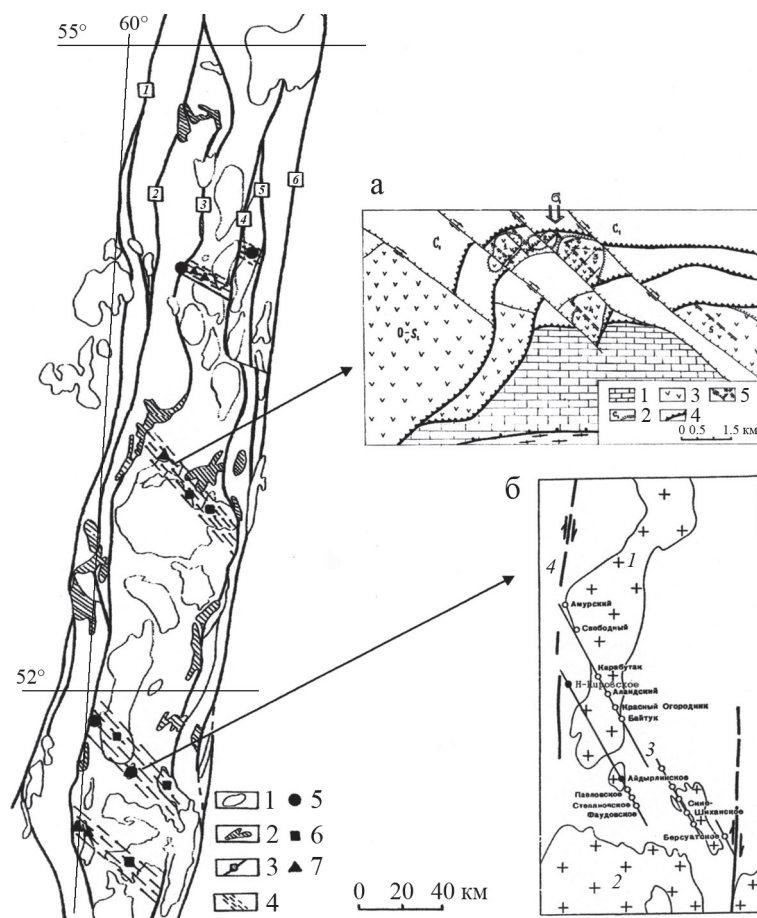
Важная роль сдвигов в высвобождении глубинного вещества в форме различного состава магм и рудных минеральных ассоциаций позволяет линейные области сдвиговых дислокаций рассматривать как магмо-металлогенетические зоны. Анализ размещения кварцево-жильных, хрусталеносных, редкометалльных, золоторудных месторождений и рудопроявлений с использованием геофизических материалов показывает, что они локализуются вдоль шовных тектонических структур (зон смятия), имеющих глубинное заложение и в микроконтинентах, имеющих мощность земной коры 35–45 км, при мощности гранитного слоя 15–25 км, создаваемой преимущественно за счет древних гнейсовых блоков континентальной коры, отчлененных от платформ при докембрийском рифтогенезе и преобразованных во время коллизий [Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007, 2014].

Установлено, что кварцево-жильные золоторудные, шеелитовые и хрусталеносные месторождения связаны со становлением и эволюцией габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов [Мельников, 1988; Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007; Огородников и др., 2014]. Магматизм начинается габброидами так называемой раннедевонской Петрокаменской серии, имеющей возраст 420–380 млн лет (рис. 2). Этот магматизм создавал и вещество протолита тоналитов и гранодиоритов, источник энергии для их плавления. Базиты наращивали снизу кору, обусловили ее повышенную мощность в шовном мегаблоке и в области развития тоналит-гранодиоритовых массивов [Ферштатер и др., 2007].

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОЙ И ХРУСТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ

Золото в процессе метаморфизма вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных горных пород перераспределяется под воздействием хлоритовых растворов. Наряду с изменениями  $T$  и  $P$  флюидный режим гидротермальных систем является одним из ведущих факторов минералообразования и смены парагенетических ассоциаций в ходе их эволюции [Сазонов и др., 2001].

Относительно высокотемпературные (500–620°C) постмагматические растворы, имеющие на этой стадии щелочную реакцию, поступают в тектонические структуры глубоких горизонтов месторождений в уже консолидированные гранитоиды и в породы их кровли. Золото и кремнезем мобилизуются из метаморфических пород флюидами существенно хлоридного состава при высокой активности углекислоты (рис. 3, левая ветвь), которые по мере остывания взаимодействуют со вмещающи-



**Рис. 1.** Схема расположения шовных зон Южного Урала и диагональных рудоконтролирующих разломов в пределах Восточно-Уральской мегазоны с детализацией наиболее характерных участков (а, б).

1 – гранитоиды; 2 – габбро и ультрабазиты; 3 – шовные зоны (цифры в квадратах: 1 – Сугомакско-Кацбахская, 2 – Кидышевская, 3 – Светлинская, 4 – Борисовская, 5 – Успеновско-Павловская, 6 – Челябинская); 4 – рудоконтролирующие разломы; 5–7 – месторождения: золоторудные (5), редкометалльные (6), хрусталеносные (7).

а. Структурная схема Астафьевского хрусталеносного поля: 1 – мраморы, 2 – углисто-кремнистые сланцы, 3 – метавулканиды, 4 – надвиг раннего заложения, 5 – рудовмещающие структуры.

б. Приуроченность кварцево-жилых месторождений Суундукского (1) и Адамовского (2) гранитных массивов к диагональным разломам второго порядка (3), развивающимся в блоках пород между зонами глубинных разломов (4) (по [Рундквист, 1964]).

**Fig. 1.** The scheme of location of suture zones of the Southern Urals and the diagonal of ore-controlling faults within the East-Ural megazone with detail of the most characteristic sections (a, б).

1 – granitoids; 2 – gabbro and ultrabasic rocks; 3 – suture zones (figures in squares: 1 – Sugomakh-Katsbakh, 2 – Kidyshevskaya, 3 – Svetloevskaya, 4 – Borisovskaya, 5 – Uspensk-Pavlovskaya, 6 – Chelyabinsk); 4 – ore-controlling faults; 5–7 – deposits: gold (5), rare metal (6), rock crystal (7).

a. Structural diagram of the rock crystal field: 1 – marbles, 2 – carbonaceous-siliceous shales, 3 – volcanic, 4 – overthrust early foundations, 5 – ore-bearing structure.

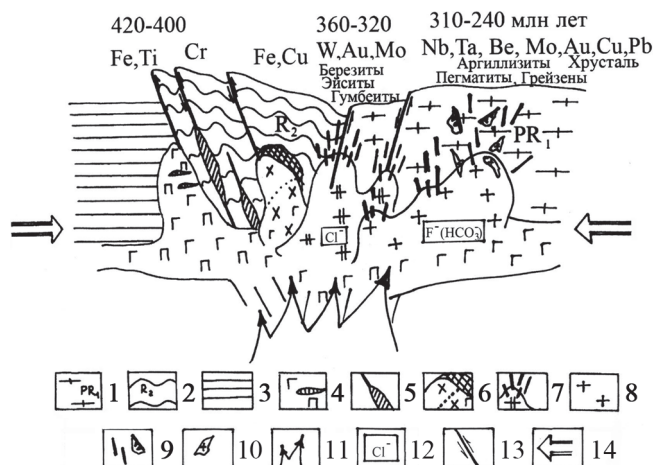
б. Coincidence of quartz-vein deposits of Suunduk (1) and Adamovo (2) granite massifs to diagonal faults of the second order (3), which develop in blocks of rocks between the zones of deep faults (4) (according to [Rundquist, 1964]).

ми породами и растворенной углекислотой, увеличивая постепенно количество бикарбоната натрия [Рябчиков, 1975; Колонин, 1977].

Многочисленные трещины отрыва и скалывания, возникающие в эндо- и экзоконтактах консолидированной части массивов, выполняются дайками “пестрого” состава и ранними кварцевыми жилами. Их формирование обусловлено резким па-

дением давления при открытии трещин, падением растворимости кремнезема и рудных элементов. Образуются жилы шеелит-кварцевые, моно-кварцевые, золото-кварцевые, шеелит-турмалин-кварцевые состава. Такие жилы обычно слабо золотосодержащие.

Во вмещающих плагиигранитах и дайковом комплексе в это время широко проявляются про-



**Рис. 2.** Кинематическая модель формирования кварцево-жилных месторождений во время ранней и поздней коллизий [Огородников и др., 2014].

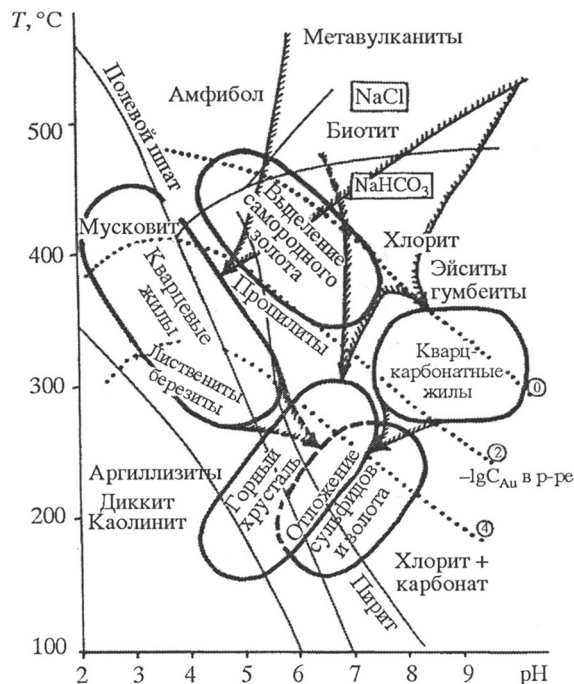
1 – древняя континентальная кора; 2 – вулканогенно-осадочные отложения континентального рифта; 3 – толеитовые раннеокеанические образования; 4 – ультрабазит-габбровый комплекс с титаномагнетитовой минерализацией; 5 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитонесущего комплекса; 6 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация с Fe-Cu скарнами; 7 – гранитоиды габбро-тоналит-гранодиоритовой формации с W, Mo и Au-кварцевыми жилами; 8 – микроклиновые граниты; 9 – золотоносные кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда; 10 – пегматиты; 11 – мантийный теплофлюидопоток в шовных зонах; 12 – хлоро- и фторотипная специализация гранитоидов; 13 – блокоограничивающие шовные зоны; 14 – направления тангенциального сжатия во время коллизии.

**Fig. 2.** Kinematic model of formation of quartz-vein deposits during early and late collisions [Ogorodnikov et al., 2014].

1 – ancient continental crust; 2 – volcanogenic-sedimentary deposits of the continental rift; 3 – toleitic early oceanic formations; 4 – ultrabasic-gabbro complex with titanomagnetite mineralization; 5 – ultrabasic dunit-harzburgite chromite-bearing complex; 6 – gabbro-diorite-granodiorite formation with Fe-Cu scarns; 7 – granitoids of gabbro-tonalite-granodiorite formation with W, Mo and Au-quartz veins; 8 – microcline granites; 9 – gold-bearing quartz veins and crystal-nests; 10 – pegmatites; 11 – mantle heat fluid flow in suture zones; 12 – chloro- and fluorotype specialization of granitoids; 13 – block-limiting suture zones; 14 – directions of tangential compression during collision.

цессы биотитизации и амфиболизации, при наложении которых на дайки основного состава образуются метасоматиты, известные на Урале как “табашки”. Золото на данной стадии процесса в небольших количествах концентрируется в биотите, амфиболе, плагиоклазе [Огородников, Сазонов, 1991; Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001].

По мере снижения температуры происходит постепенное уменьшение щелочности раство-



**Рис. 3.** Зависимость состава минеральных парагенезисов комплексных (золото + горный хрусталь) месторождений от  $T$  и  $pH$  среды минералообразования (кривые концентрации золота в растворе приведены по В.И. Белеванцеву и др. [1982], поля устойчивости минеральных парагенезисов – по И.Н. Говорову [1977]).

**Fig. 3.** The dependence of the composition of mineral assemblages integrated (gold + crystal rhinestone) deposits from  $T$  and  $pH$  of mineral-forming process (curves of the concentration of gold in solution is given by V.I. Belevantsev et al. [1982], the fields of stability of mineral parageneses – by I.N. Govorov [1977]).

ров и при температуре порядка 400–450°C осуществляется псевдоморфное замещение железомagneзиальных силикатов хлоритом. Дальнейший подъем растворов, усилившийся при обнавлении и новообразовании трещин в дайках и вмещающих породах, их постепенное остывание приводят к еще большему раскислению растворов. Этим обусловлено появление интенсивного окварцевания и мусковитизации (серицитизации), иногда с баритом или ангидритом, на верхних горизонтах, лиственизации и березитизации – на более глубоких горизонтах, где возрастает активность  $HCO_3$ . Метасоматиты развиты в зальбандах кварцевых жил, образованных в трещинах отрыва при сдвиговых дислокациях вдоль границ даек или ранее образованных жил и трещин.

Изменения химического состава данных метасоматитов свидетельствуют о направленном раскислении растворов и кислотном выщелачивании пород, в условиях которого при температурах жило-



образования золото становится мобильным, поэтому данные кварцевые жилы и околожилные метасоматиты на этом этапе не являются рудоносными. Золоторудная минерализация в жилах и метасоматитах отложилась в позднюю стадию гидротермального процесса при активизации трещинообразования, наложившегося и на кварцевые жилы. Ощелачивание раствора вызвано дальнейшим падением температуры и взаимодействием его с вмещающими породами. Сульфидная минерализация с золотом выполняет обычно сеть тонких трещин в кварце и на зальбандах жил, такие участки представляют собой богатые промышленные руды. Часть жил, где сульфидная минерализация отсутствует, остаются безрудными. Наиболее устойчивая корреляция золота устанавливается с висмутом, мышьяком, серебром, вольфрамом и свинцом, которые представляют собой благоприятный комплексный ореол [Огородников, 1993].

Кварцевые жилы сложены крупно- и гигантозернистым кварцем с отчетливым геометрическим отбором роста индивидов кварца и часто изобилует крупными “остаточными” полостями, инкрустированными друзьями горного хрусталя, нередко высокого качества. Это происходит в условиях ощелачивания раствора в кислотной области, в закрытой системе (полости). В случае рудной минерализации в жиле рудные минералы могут перекристаллизовываться и отлагаться в хрусталеносном гнезде или захватываться растущими кристаллами горного хрусталя. Аналогичные золоторудные жилы с крупными хрусталеносными полостями известны на Чукотке и в Верхоянье [Юргенсон, 1984].

Развитие метаморфогенно-гидротермальной системы, формирующей кварцево-жилные, хрусталеносные месторождения с сопряженной золоторудной минерализацией, связано с проявлением позднеколлизийного этапа в обрамлении древних гнейсовых блоков в шовных зонах смятия [Огородников, Сазонов, 1991].

Золоторудные месторождения и хрусталеносные кварцево-жилные поля с сопутствующей золоторудной минерализацией размещаются на удалении от интенсивно гранитизированного гнейсового блока, зон пегматитообразования, в кристаллических сланцах докембрийского осадочного чехла, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, и далее в блоках, сложенных метавулканидами, серпентинитами и терригенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. В метавулканидах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, ранняя щелочная стадия представлена биотитом в виде неориентированных таблитчатых кристаллов. Биотитизированные метавулканиды золотоносные, содержание золота в них достигает 9.6 г/т (Астафьевское месторождение пьезокварца). По-видимому, в указан-

ных породах золото фиксируется преимущественно в самородной форме. Его пробность высокая (более 900), так как в этих условиях серебро в растворе достаточно устойчиво. Наиболее яркая черта этих метасоматитов – широкое развитие теллуридов, которые совместно с самородным золотом определяют продуктивность рудных тел [Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001]. Зона биотита в силу ряда причин является термодинамическим и, соответственно, геохимическим барьером, способствующим накоплению элементов [Блюман, 1985], т. е. зона биотитизации при снижении температуры и раскислении растворов (хлоритизация биотита) служит зоной перестройки флюидной системы, перехода ее из надкритического состояния расслоения на водную и газовую фазы. Такая перестройка резко сказывается на устойчивости растворенных рудных комплексных соединений и сопровождается их осаждением, в частности золота. Наряду с этим резко падает растворимость сульфидов в растворах по мере снижения температуры. Поэтому совместное осаждение золота и сульфидов приводит к формированию рудных тел и объектов, относящихся к золото-сульфидной формации.

При нарастающем снижении температуры процесс может идти двумя путями. Первый путь – дальнейшее раскисление раствора (см. первые, левые ветви на рис. 3). Примерная температура замещения биотита, а также альмандина и амфиболов хлоритом – 400–450°C [Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001]. Хлорит замещает железо-магнезиальные минералы псевдоморфно, по составу относится к корундофиллитам-рипидолитам. В серпентинитах наблюдается образование зон хлорита и талькохлоритов. К концу этого процесса формируются мелкозернистые золотосодержащие пирит и халькопирит. В зонах хлоритизации концентрируется золото, содержание которого достигает 4 г/т. Возможность осаждения золота при понижении температуры щелочного раствора показана экспериментально [Рябчиков, 1975; Летников, Вилор, 1981; Белеванцев и др., 1982].

Более поздняя кислотная стадия гидротермальной деятельности отчетливо приурочена к зонам разломов различной ориентировки и трещинам их оперения. Ее продуктами в кристаллических сланцах являются кварцевые жилы, сопровождающиеся алюмокремниевыми метасоматитами с силлиманитом, андалузитом, мусковитом, хлоритом, плагиоклазом в ассоциации с кварцем. Анализ этих химических превращений свидетельствует о кислотном выщелачивании. Данные парагенезисы могут накладываться на метасоматиты раннеколлизийного этапа. Эти парагенезисы, соответственно, типоморфны для кварц-мусковитовой и березит-лиственитовой формаций и образуются при близких или одинаковых  $PT$ -параметрах раствора, но при различном содержании в нем  $\text{HCO}_3$  и  $\text{CO}_2$ . По-

следнее реализуется на месторождениях в связи с неравномерностью проявления катаклаза в зонах разломов, обусловившего дифференциальное выкипание  $\text{CO}_2$  из раствора. В названных метасоматитах фиксируется пирит с незначительным (до 0.1 г/т) содержанием золота. Это естественно для пиритов стадии кислотного выщелачивания [Огородников, Сазонов, 1991; Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001].

Формирование данных метасоматитов сопровождалось мобилизацией золота и халькофильных элементов в раствор, дальнейшее развитие процесса сопровождается рудоотложением. Рудные минералы в жилах отлагались на зальбандах и по трещинам в кварце и представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом, ковеллином, шеелитом, гематитом, висмутином, золотом. Наблюдения показывают, что золотоносные метасоматиты с сульфидной и висмутовой минерализацией, сопровождаемые мусковит-кварцевыми метасоматитами, могут быть наложенными на раннегерцинские слабозолотоносные шеелит-кварцевые жилы и занимают секучее положение по отношению к ним. Содержание золота в метасоматитах с сульфидами достигает 3.5 г/т. Вмещающие гранитизированные кристаллические сланцы так же, как плагиогнейсы из гнейсовых блоков, в объеме всего блока характеризуются низкими фоновыми содержаниями золота (Джабык-Карагайский комплекс – 1.35 мг/т; Адамовский комплекс – 1.4 мг/т), при метасоматических преобразованиях оно возрастает и в рудных кварцевых жилах может достигать граммовых содержаний [Огородников, 1993]. Кварц кварцевых жил, в которых рудная минерализация отсутствует, подвергся грануляции, рекристаллизации с очищением от микропримесей, при значительной протяженности и мощности используются для плавки многокомпонентных стекол и в качестве сырья для синтеза кварца.

Второй путь в гидротермально-метасоматических преобразованиях связан с активизацией тектонической деятельности, после завершения образования кварцево-жильной минерализации и наложенного на них оруденения. При наличии контакта толщ метавулканитов с карбонатными отложениями хлоритовые растворы преобразуются в бикарбонат-хлоридные и приобретают отчетливо щелочную характеристику (см. рис. 3, правая ветвь).

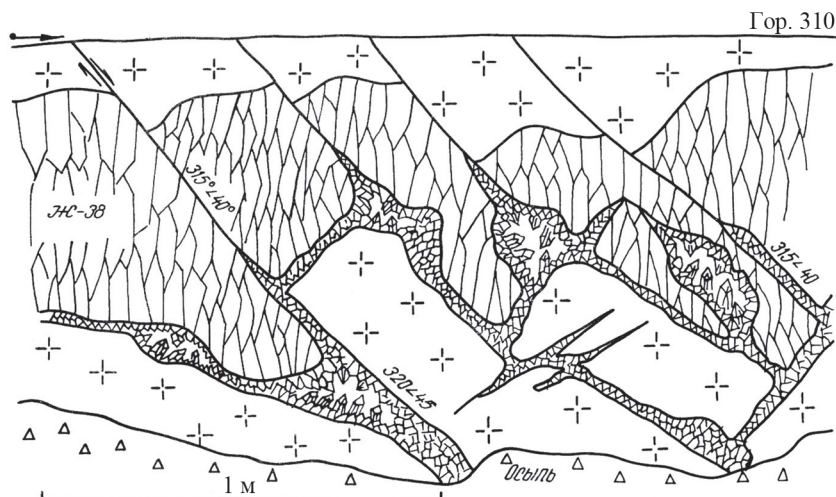
Бикарбонатная специализация растворов приводила к значительному расширению щелочной обстановки до более низких температур. В условиях зеленосланцевой фации и хрупких деформаций при жиллообразовании происходило вскипание растворов, а падение давления стимулировало осаждение кварца с образованием кварцевых и кварц-карбонатных жил. Количество последних на золоторудных месторождениях всегда значительно выше.

Кварцевые жилы, сложенные полупрозрачным светло-серым кварцем с характерным блеском мощностью до 1.5–2.5 м, содержат рудную минерализацию 1–3% – пирит, тетраэдрит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, шеелит, теллуриды. Золото чаще всего содержится в кварце. Его выделения приурочены к трещинам, рассекающим кварц, или к границам зерен кварца. В зальбандах кварцевых жил пирит образует гнездообразные скопления (пирит золотоносный – 3.6–3.4 г/т, иногда 20–30 г/т).

Углекислота, образованная при вскипании бикарбонатных растворов, перемещаясь в верхние горизонты кварц-жильного поля, накапливалась под различными экранами, что приводило к формированию хрусталеносных зон аргиллизитов. Этот процесс промоделирован в экспериментах [Глюк, 1989] и зафиксирован на хрусталеносных объектах [Эшкин и др., 1983; Огородников, 1993; Огородников, Сазонов, 1991]. Щелочные бикарбонатно-хлоридно-натровые растворы обладают большой агрессивностью по отношению к кремнезему [Балицкий, 1972, 1978] и производят выщелачивание встречающихся на их пути кварцевых жил. Углекислота, раскисляя растворы, стимулировала осаждение кремнезема, но так как оно происходило в существенно закрытой системе, а в растворах концентрация кремнезема уже значительно ниже, чем при образовании жил, то наблюдается медленный рост качественных кристаллов горного хрусталя. Формирование кристаллов в полостях обычно происходило уже из существенно хлоридно-натриевых растворов, когда бикарбонатная составляющая была в значительной мере израсходована на образование карбонатов.

Области формирования хрусталеносных гнезд по температуре и щелочности растворов и области раннего рудоотложения сульфидов с золотом перекрывают друг друга. В процессе хрусталеобразования при наложении гнезд на рудные жилы нередко отмечается переотложение рудных минералов, а также золота в хрусталеносных гнездах. Литохимические съемки, выполненные на месторождениях, показали, что хрусталеносные зоны обрамляются контрастными ореолами сурьмы, мышьяка, серебра, свинца, висмута, меди и полями развития сульфидов [Огородников, Сазонов, 1991; Огородников, 1993; Огородников и др., 2014]. Совмещение хрусталеносных и золоторудных жил кроме Урала наблюдается на Дальнем Востоке, Памире, Кавказе, Тянь-Шане, в Казахстане и в других регионах [Шарков, 1960; Польшковский, 1963; Мельников, Падич, 1969; Бочкарев, 1971].

Наложение хрусталеносной минерализации на раннеколлизонные рудоносные кварцевые жилы зафиксировано в карьере Западного участка Астафьевского месторождения (рис. 4). Наблюдения в карьере подтверждают наложение хрусталеносной



**Рис. 4.** Наложение хрусталеносной минерализации на монокварцевую жилу-38 (Западный участок Астафьевского месторождения, горизонт 310 м).

**Fig. 4.** Overlay of crystal-like mineralization on a mono-quartz vein (ж-38) (Western section of the Astafevskoe deposit, horizon 310 m).

минерализации ж-48 на плитообразную монокварцевую жилу (ж-38), которая по системе сколовых трещин (аз. пад.  $315^\circ/45^\circ$ ) была разбита на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга.

### ВЫВОДЫ

В заключение подчеркнем, что история геологического развития месторождений кварцево-жильного типа является сложной и охватывает значительные промежутки времени. “Корни металлогенической эволюции Земли следует, несомненно, искать в ее глобальной эволюции как планеты, в недрах которой от самого раннего докембрия к кайнозойе снижается общий фон температур, но растут градиенты глобальных тепловых полей, изменяются схемы циркуляции вещества на всех уровнях глубинности, нарастает степень его дифференциации с явным трендом к разрастанию континентальной литосферы и интенсифицируются процессы окисления” [Ткачев, 2009].

Геоструктурная эволюция метаморфического комплекса на начальном этапе приводит к образованию в диагональных шовных зонах благоприятных тектонических блоков, вмещающих кварцево-жильные золоторудные и редкометалльные рудные поля и месторождения. Дальнейшее их тектоническое преобразование создало благоприятные “желобообразные” дренажные тектонические структуры, активно проработанные метасоматическими процессами и вмещающие кварцево-жильные, хрусталеносные (с переотложенным золотом) зоны.

Формирование кварцевых жил относится лишь к отдельным этапам развития месторождений, а сами они всегда приурочены к определенным струк-

турным элементам, в пределах которых в последующие стадии формирования рудных полей они подвергаются преобразованиям, нередко весьма значительным.

Таким образом, метаморфическая и метасоматическая зональности, различные термодинамические условия формирования жильного кварца и сопряженного с ним золотого оруденения, реализованные в их типоморфных характеристиках, объективно отражают их генетические особенности и могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ.

*Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0024 государственного задания ИГГ УрО РАН “Коллизионные и постколлизионные рудообразующие процессы внутриплитных мобильных поясов” (№ гос. регистрации АААА-А18-118052590028-9), руководитель доктор геол.-минерал. наук А.Ю. Кисин.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ануфриев Ю.Н., Москалюк А.А., Белик Д.М. (1971) Эволюция состава минералообразующих растворов на примере двух месторождений горного хрусталя на Урале. *Исследование минералообразующих растворов и расплавов по включениям*. Тр. ВНИИСИМС, XIV. Александров, 30-39.
- Балицкий В.С. (1972) Особенности растворимости кварца в гидротермальных растворах различного состава. *Метаморфогенное рудообразование*. М.: Недра, 252-260.
- Балицкий В.С. (1978) Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 144 с.
- Белеванцев В.И., Колонин Г.Р. Васильева Н.Г., Широ-



- носова Г.П., Шамовская Г.И. (1982) Возможные формы нахождения и растворимости золота в рудообразующих растворах. *Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз*. Новосибирск: Наука, 83-117.
- Блюман Б.А. (1985) Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. М.: Недра, 183 с.
- Бочкарев А.И. (1971) К особенностям образования гидротермально-метаморфогенных хрусталеносных гнезд. *Зап. ВМО*, **100**(3), 309-313.
- Буканов В.В. (1974) Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 212 с.
- Глюк Д.С. (1989) Экспериментальное моделирование гидротермально-метаморфогенного перераспределения вещества на примере золота. *Метасоматиты докембрия и их рудоносность*. М.: Наука, 259-264.
- Говоров И.Н. (1977) Термодинамика ионно-минеральных равновесий. М.: Наука, 249 с.
- Колонин Г.Р. (1977) Эволюция свойств и состава постмагматических рудообразующих флюидов при температурах ниже 450°C. *Флюидный режим земной коры и верхней мантии*. Иркутск: СО АН СССР, 87-88.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2010) Минерагения шовных зон. Екатеринбург: УрО РАН, 415 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые (Под ред. Д.В. Рундквиста). (1978) Л.: Недра, 607 с.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В. (1981) Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 224 с.
- Мельников Б.Д., Попадич А.Ф. (1969) Возрастные взаимоотношения рудных и хрусталеносных жил Орулганского антиклинория. *Сов. геология*, (5), 127-133.
- Мельников Е.П. (1988) Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 216 с.
- Огородников В.Н. (1993) Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцевожилных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 470 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н. (1991) Соотношения золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 70 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2004) Минерагения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГА, 216 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2007) Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН; УГГУ, 187 с.
- Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., Бабенко В.В., Савичев А.Н. (2014) Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализация месторождений Урала кварцево-жильного типа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН; УГТУ, 312 с.
- Поспелов Г.Л. (1963) Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. *Геология и геофизика*, (3), 18-38; (4), 24-41.
- Польковский В.С., Меркулов Б.С., Божко М.Т. (1963) Минералогическая и геохимическая характеристики ореолов пропаривания, выявленных декрипитацией пород около хрусталеносной жилы на Памире. *Минералогическая термометрия и барометрия*. Т. 1. М.: Наука, 204-215.
- Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического минерального сырья. (1975) М.: ВНИИСИМС, 212 с.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. (1971) Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 328с.
- Рундквист Д.В. (1964) О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала. *Геол. рудн. месторождений*, (2), 21-37.
- Рябчиков И.Д. (1975) Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 230 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 622 с.
- Ткачев А.В. (2009) Принципиальные черты эволюции глобальной металлогении Земли. *Минерагения докембрия*. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 257-259.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. (2007) Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале. *Эндогенное оруденение в подвижных поясах*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 181-184.
- Шарков А.А. (1960) Типы и минералогия хрусталеносных кварцевых жил Нагорного Дагестана. М.: ВНИИП, **IV**(1), 101-106.
- Эшкин В.Ю. (1965) Самородное золото в хрусталеносной кварцевой жиле на Приполярном Урале. *Зап. ВМО*, **94**(2), 203-204.
- Эшкин В.Ю., Карякина Т.А., Богданова Г.Н. (1983) Эволюция кристаллов кварца и стадийность хрусталеобразования. *Новые идеи в генетической минералогии*. Л.: Наука, 82-87.
- Юргенсон Г.А. (1984) Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 149 с.

## REFERENCES

- Anufriev Yu.N., Moskalyuk A.A., Belik D.M. (1971) The evolution of the composition of mineral-forming solutions on the example of two deposits of rock crystal in the Urals. *Issledovanie mineraloobrazuyushchikh rastvorov i rasplavov po vklucheniyam*. Tr. VNIISIMS, **XIV** [Study of mineral-forming solutions and melts by inclusions Proc. VNIISIMS, **XIV**]. Aleksandrov, 30-39. (In Russian)
- Balitskii V.S. (1972) Solubility features of quartz in hydrothermal solutions of different composition. *Metamorfogennoe rudoobrazovanie* [Metamorphogenic ore formation]. Moscow, Nedra Publ., 252-260. (In Russian)
- Balitskii V.S. (1978) *Ekspperimental'noe izuchenie protsessov khrustaleobrazovaniya* [Experimental study of the processes of crystal formation]. Moscow, Nedra Publ., 144 p. (In Russian)
- Belevantsev V.I., Kolonin G.R., Vasil'eva N.G., Shironosova G.P., Shamovskaya G.I. (1982) Possible forms of finding and solubility of gold in ore-forming solutions. *Gidrottermal'noe nizkotemperaturnoe rudoobrazovanie i metasomatizatsiya* [Hydrothermal low-temperature ore formation and metasomatism]. Novosibirsk, Nauka Publ., 83-117. (In Russian)
- Blyuman B.A. (1985) *Endogennye rezhimy i tipy metamor-*

- fizma skladchatykh oblastei* [Endogenous regimes and types of metamorphism of folded regions]. Moscow, Nedra Publ., 183 p. (In Russian)
- Bochkarev A.I. (1971) To the peculiarities of formation of hydrothermal-metamorphogenic crystal-bearing nests. *Zap. VMO*, **100**(3), 309-313. (In Russian)
- Bukanov V.V. (1974) *Gornyi khrustal' Pripolyarnogo Urala* [Rock crystal of the Subpolar Ural]. Leningrad, Nauka Publ., 212 p. (In Russian)
- Eshkin V.Yu. (1965) Native gold in a crystal quartz vein in the Subpolar Urals. *Zapiski VMO*, **94**(2), 203-204. (In Russian)
- Eshkin V.Yu., Karyakina T.A., Bogdanova G.N. (1983) Evolution of quartz crystals and the staging of crystal formation. *Novye idei v geneticheskoi mineralogii* [New ideas in genetic mineralogy]. Leningrad, Nauka Publ., 82-87. (In Russian)
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Kremenetskii A.A., Sharadkova G.Yu., Shagalov E.S. (2007) Magmatic control of hydrothermal gold mineralization in the Urals. *Endogennoe orudenenie v podvizhnykh poyasakh* [Endogenous mineralization in mobile belts]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 181-184. (In Russian)
- Glyuk D.S. (1989) Experimental modeling of hydrothermal-metamorphogenic redistribution of a substance using gold as an example. *Metasomatity dokembriya i ikh rudonosnost'* [Precambrian metasomatites and their ore-bearing]. Moscow, Nauka Publ., 259-264. (In Russian)
- Govorov I.N. (1977) *Termodinamika ionno-mineral'nykh ravnovesii* [Thermodynamics of ion-mineral equilibria]. Moscow, Nauka Publ., 249 p. (In Russian)
- Kolonin G.R. (1977) Evolution of the properties and composition of postmagmatic ore-forming fluids at temperatures below 450°C. *Flyuidnyi rezhim zemnoi kory i verkhnei mantii* [Fluid regime of the Earth crust and upper mantle]. Irkutsk, SB Akad. Nauk USSR, 87-88. (In Russian)
- Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2010) *Minerageniya shovnykh zon* [Minerageny of suture zones]. Ekaterinburg, UB of RAS, 415 p. (In Russian)
- Kriterii prognoznnoi otsenki territorii na tverdye poleznye iskopaemye*. (1978) [Criteria for predictive assessment of areas for solid minerals]. (Ed. D.V. Rundkvist). Leningrad, Nedra Publ., 607 p. (In Russian)
- Letnikov F.A., Vilor N.V. (1981) *Zoloto v gidrotermal'nom protsesse* [Gold in the hydrothermal process]. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russian)
- Mel'nikov B.D., Popadich A.F. (1969) The age relationship of ore and crystal-bearing veins of Orulgan anticlinorium. *Sov. Geologiya*, (5), 127-133. (In Russian)
- Mel'nikov E.P. (1988) *Geologiya, genezis i promyshlennyye tipy mestorozhdenii kvartsa* [Geology, genesis and industrial types of deposits of quartz]. Moscow, Nedra Publ., 216 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N. (1993) *Zakonomernosti razmeshcheniya i usloviya sopryazhennogo obrazovaniya kvartsevo-zhil'nykh, khrustalenosnykh i zolotorudnykh mestorozhdenii Urala*. Dis. dokt. geol.-min. nauk [Regularity of location and conditions for the conjugate formation of quartz-vein, crystal-bearing and gold-ore deposits of the Urals: Dr. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, 470 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A., Babenko V.V., Savichev A.N. (2014) *Zolotorudnaya, redkometall'naya i khrustalenosnaya mineralizatsiya mestorozhdenii Urala kvartsevo-zhil'nogo tipa* [Auriferous, rare metal and crystal-bearing mineralization of deposits of the Urals quartz-vein type]. Ekaterinburg, UB of RAS; UGGU Publ., 312 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N. (1991) *Sootnosheniya zolotorudnykh i khrustalenosnykh mestorozhdenii obramleniya gneisovykh blokov Urala* [The ratio of gold and crystal deposits framing gneiss blocks of the Urals]. Sverdlovsk, UB of Akad. Nauk SSSR, 70 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2004) *Minerageniya shovnykh zon Urala. Kochkarskii rudnyi raion (Yuzhnyi Ural)* [Minerageny of the Urals suture zones. Kochkar ore region (South Ural)]. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 216 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2007) *Minerageniya shovnykh zon Urala. Ufaleiskii gneisovo-amfiborlitovyy kompleks (Yuzhnyi Ural)* [Minerageny of the Ural suture zones. Ufalei gneiss-amphibolite complex (Southern Urals)]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN; UGGU Publ., 187 p. (In Russian)
- Pospelov G.L. (1963) Geological prerequisites to the physics of ore-controlling fluid conductors. *Geol. Geofiz.*, (3), 18-38; (4), 24-41. (In Russian)
- Polykovskii V.S., Merkulov B.S., Bozhko M.T. (1963) The mineralogical and geochemical characteristics of the steaming halos, identified by decryption of rocks near the crystal-bearing vein in the Pamirs. *Mineralogicheskaya termometriya i barometriya. T. 1* [Mineralogical thermometry and barometry. V. 1]. Moscow, Nauka Publ., 204-215. (In Russian)
- Prognozirovaniye, poiski i otsenka mestorozhdenii p'ezo-opticheskogo mineral'nogo syr'ya*. (1975) [Forecasting, prospecting and evaluation of deposits of piezo-optical mineral raw materials]. Moscow, VNIISIMS, 212 p. (In Russian)
- Rundkvist D.V. (1964) On the structures and patterns of placement of quartz-rare metal vein deposits on the eastern slope of the Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (2), 21-37. (In Russian)
- Rundkvist D.V., Denisenko V.K., Pavlova I.G. (1971) *Greizenovyye mestorozhdeniya* [Greisen deposits]. Moscow, Nedra Publ., 328 p. (In Russian)
- Ryabchikov I.D. (1975) *Termodinamika flyuidnoi fazy granitoidnykh magm* [Thermodynamics of the fluid phase of granitoid magma]. Moscow, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Ural gold deposits]. Ekaterinburg, IGG UB RAS; UGGU Publ., 622 p. (In Russian)
- Sharkov A.A. (1960) Types and mineralogy of crystal quartz veins of the Nagorny Dagestan. Moscow, *VNIIP*, **IV**(1), 101-106.
- Tkachev A.V. (2009) The principal features of the evolution of the global metallogeny of the Earth. *Minerageniya dokembriya* [Precambrian Mineralization]. Petrozavodsk, IG KarNTs RAS, 257-259. (In Russian)
- Yurgenson G.A. (1984) *Tipomorfizm i rudonosnost' zhil'nogo kvartsa* [Typomorphism and ore content of vein quartz]. Moscow, Nedra Publ., 149 p. (In Russian)

УДК 552.14(477.75)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-625-639

## Геохимические особенности микробиолитов миоцена (Юго-Западный Крым) по результатам ICP-MS исследований

© 2019 г. В. И. Лысенко<sup>1</sup>, О. Б. Азовскова<sup>2</sup>, Т. В. Михайличенко<sup>3</sup><sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Филиал МГУ в г. Севастополь, 299009, г. Севастополь, ул. Станюковича, 5, e-mail: niagara\_sev@mail.ru<sup>2</sup>ИГГ УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: oazovskova@yandex.ru<sup>3</sup>МГИ РАН, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2, e-mail: mhi.tamara@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.05.2018 г., принята к печати 27.11.2018 г.

**Исходные данные.** Приведены новые данные по морфологии и геохимии гераклитов, которые представляют собой специфические продукты разрушения карбонатных палеопостроек прокариот около зон дегазации миоценового возраста. Гераклиты алевроитовой и псаммитовой структур получили название микрометанолитов. Анализ имеющихся в литературе данных показывает, что образование гераклитов происходило, возможно, в верхней части осадочной толщи в условиях повышенных содержаний метана вблизи его струйных выходов. **Методы исследования.** Геохимическая характеристика гераклитов различного цвета и морфологии изучена методом ICP-MS в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН г. Екатеринбурга. **Результаты исследования.** По литологическим особенностям и морфологии обломков выделены следующие разновидности гераклитов – шлаковидные, полосчатые, угловатые и плит цементации. Все морфологические различия, характеризуются высокими концентрациями Sr, Ba, Co, Ni, Bi, Ce, Nd и Yb, которые значительно превышают кларки карбонатных пород. Концентрации Rb, Cs, Nb, Th, Cu, Tl, As, Sc, Sb, Eu, Gd, Tb, Dy и Er в некоторых морфологических разновидностях выше кларков, а в других наблюдается их дефицит. Низкие содержания характерны для высокозарядных литофильных (Sc, Y, Zr, Hf, W, U), транзитных (Ti, V, Mn, Cr) и халькофильных (Zn, Ga, Ge, Cd, Mo и Pb) металлов. Невысокие концентрации имеют и некоторые тяжелые РЗЭ. Высокие содержания литофильных, халькофильных, сидерофильных и РЗЭ элементов указывают на глубинную природу палеофлюидов. Несмотря на то, что образование карбоната гераклитов происходило в восстановительной среде флюидов, получены данные об окисидной среде образования строительного материала построек: низкие концентрации U (0.579–2.096 г/т) и Bi (0.014–0.084 г/т) и соотношения U/Th (0.4–2.1), V/Cr (0.3–0.9) и Mo/Mn (менее 0.0014). Такие условия существовали вблизи или внутри клеточного организма прокариот. Низкие содержания U, Ti, Mn и Zr доказывают значительные скорости роста карбонатного вещества гераклитов. Незначительные различия концентраций химических элементов в гераклитах разной морфологии связаны с физико-географическими и химическими условиями их образования в зонах региональных разломов с активным тектоническим режимом. **Выводы.** Результаты геохимических исследований подтвердили предположение об образовании карбонатного материала гераклитов за счет переработки глубинных флюидов. В Юго-Западном Крыму гераклиты являются геологическим памятником углеводородной палеодегазации миоцена, которая связана с неотектоническим этапом поднятия Горного Крыма. Наличие в их составе метана, этана, пропана и нефтепродуктов позволяет сделать предположение о перспективах находок месторождений нефти и газа в Севастопольском регионе.

**Ключевые слова:** микробиолиты, микрометанолиты, гераклиты, археи, морфология, геохимия, халькофильные, сидерофильные и редкоземельные элементы, флюиды

## Geochemical particularities of microbioliths of the Miocene (South-Western Crimea) by ICP-MS data

Vitalii I. Lysenko<sup>1</sup>, Oksana B. Azovskova<sup>2</sup>, Tamara V. Mikhailichenko<sup>3</sup><sup>1</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, the branch in Sevastopol, 5 Stanyukovich st., Sevastopol, 299009 Russia, e-mail: niagara\_sev@mail.ru<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky IGG Urals Branch of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: oazovskova@yandex.ru<sup>3</sup>Marine Hydrophysical Institute of RAS, 2 Captain st., Sevastopol, 299011 Russia, e-mail: mhi.tamara@yandex.ru

Received 21.05.2018, accepted 27.11.2018

**Background.** In this paper, we provide new data on the morphology and geochemistry of heraclites, which are represented by specific products formed by degradation of the carbonate paleostructures of prokaryotes around the degassing zones of

**Для цитирования:** Лысенко В.И., Азовскова О.Б., Михайличенко Т.В. (2019) Геохимические особенности микробиолитов миоцена (Юго-Западный Крым) по результатам ICP-MS исследований. *Литосфера*, 19(4), 625–639. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-625-639

**For citation:** Lysenko V.I., Azovskova O.B., Mikhailichenko T.V. (2019) Geochemical particularities of microbioliths of the Miocene (South-Western Crimea) by ICP-MS data. *Lithosphere*, 19(4), 625–639. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-625-639



the Miocene age. The heraclites exhibiting siltstone and sandstone structures are referred to as micrometanolites. An analysis of literature data showed that heraclites had formed in the upper sedimentary strata under the conditions of increased methane levels in the affinity of the stream exits. *Methods.* The geochemical examination of heraclites of a different colour and morphology was carried out using ICP-MS at the facilities of the Geoanalytik centre, UB RAS Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg. *Results.* According to lithological characteristics and morphology, the following heraclite types were distinguished: slag-like, banded, angular and cementation slabs. Morphologically, the heraclites under study were characterized by high concentrations of Sr, Ba, Co, Ni, Bi, Ce, Nd and Yb, which significantly exceed those in carbonate rocks. The concentrations of Rb, Cs, Nb, Th, Cu, Tl, As, Sc, Sb, Eu, Gd, Tb, Dy and Er in some morphological differences were above the Clarke values, while others demonstrated their deficit. The samples under study showed low concentrations of some heavy REE. A high content of lithophilic, chalcophile, siderophilic and REE elements indicate paleofluids of a deep mantle-derived character. The data on the oxide environment during construction material formation was obtained, which is confirmed by low concentrations of U (0.579 to 2.096 ppm) and Bi (0.014–0.084 ppm), as well as the ratios of U/Th (0.4–2.1), V/Cr (0.3–0.9) and Mo/Mn (less than 0.0014). Such conditions existed near or within the cellular organism of prokaryotes. Low concentrations of U, Ti, Mn and Zr confirm a significant growth rate of heraclite carbonate substances. Minor differences in the concentrations of chemical elements in heraclites of a different morphology are believed to have resulted from the physic-geographical and chemical conditions of their formation across the areas of regional faults with an active tectonic regime. *Conclusions.* Our results have confirmed the assumption that the carbonate material of heraclites formed by processing of deep fluids. In the South-Western Crimea, heraclites constitute a geological phenomenon of the Miocene hydrocarbon paleo-degassing, which was associated with the neotectonic stage of the uplift of the Crimean Mountains. The presence of methane, ethane, propane and petroleum products in the composition of heraclites allows an assumption to be made about the presence of oil and gas deposits in the Sevastopol region.

**Keywords:** *microbiolites, micrometanolites, heraclites, archaea, morphology, geochemistry, chalcophile, siderophilic and rare earth elements, fluids*

#### Acknowledgements

The authors are grateful to E.F. Shnyukov, V.V. Maslennikov and V.V. Murzin for a useful discussion of the article.

## ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине XX в. на глубинах Черного моря рядом со струйными выделениями углеводородов были обнаружены оазисы жизни, где происходило образование биогенного вещества и карбонатных бактериальных построек, которые создавались за счет переработки метана, сероводорода, азота и других химических веществ из недр [Шнюков и др., 1997]. Микробные карбонатные строения обнаружены также в местах выходов грязевых вулканов в разных частях Мирового океана и в пресноводном оз. Байкал. В зависимости от глубины, гидрохимической обстановки и геологического строения карбонатные строения имеют различную форму. Встречаются постройки, представленные бугристыми плитами, коралловидными наростами [Геворкян и др., 1991], трубчатыми образованиями высотой несколько метров [Novikova et al., 2015], тонкими дырчатыми белоснежными покровами мощностью 2–3 см [Шнюков и др., 2013] и пляжными конгломератами [Лысенко, Шик, 2015]. В настоящее время процессы образования карбонатов происходят в аэробных и анаэробных условиях, на свету и при его отсутствии, в глубоководных котловинах и прибрежных пляжных зонах [Лейн, 2004, 2005; Шнюков и др., 2013, Лысенко, Шик, 2015]. Главными факторами их образования являются подпитка углеводородных флюидов из недр и наличие сообществ метанотрофных и метаногенных прокариот и архей [Лысенко, 2014]. В ходе изучения этих образований выявлены разнообразные связи между дегазацией, образованием карбонатов

и наличием бактериальных матов [Шнюков и др., 2013; Лысенко, 2014]. Большая часть участков, в которых выявлены газовые “сипы”, характеризуется наличием “аутигенных” карбонатных построек с бактериальными матами. Хотя известны точки проявления дегазации, где отсутствует бактериальные маты и карбонатные постройки, что, возможно, связано с молодым возрастом газовых струй углеводородов [Шнюков и др., 2013]. Встречаются карбонатные строения без следов современного бактериального обрастания, что можно объяснить прекращением процессов дегазации [Геворкян и др., 1991]. Здесь постройки и их обломки являются свидетелями метановых выделений газа в недавнем прошлом.

Не вызывает сомнения тот факт, что районы дегазации и “оазисы жизни” обычно приурочены к разломным зонам с активным сейсмическим режимом. Сейсмические процессы обычно сопровождаются нарушением жизнедеятельности биоценоза и разрушением хрупких карбонатных строений [Геворкян и др., 1991]. Обломочный материал таких биогенных построек, обладая повышенной твердостью, хорошо сохраняется в иловой толще, тем самым указывая на области углеводородной дегазации в прошлом. Таким образованиям из карбонатно-терригенной толщи миоцена юго-западной части Крымского полуострова один из авторов статьи дал название “гераклиты” [Н.И. Лысенко, В.И. Лысенко, 2001].

В наше время появляется все больше фактического материала, доказывающего, что образование цемента конгломератов, некоторых отдельных

кремнистых, фосфатных и карбонатных пород связано с деятельностью микроорганизмов. Поэтому возрос интерес к изучению литологии бактериальных образований. Исследователи Р. Бёрн и Л. Мур (R. Burne, L. Moore) предложили дать таким породным образованиям, связанным с деятельностью микроорганизмов, название “микробиолиты” (micro-biolite). Под этим термином они понимают “органо-осадочные породы, сформированные микробиальными сообществами путем улавливания или локального осаждения материала” [Burne, Moore, 1987]. Современные карбонатные постройки и метанолиты около зон углеводородной дегазации в морях и океанах, а также их миоценовые аналоги (гераклиты) образованы бактериями и археями, поэтому они тоже относятся к группе “микробиолитов”.

Целью нашего исследования является изучение морфологического разнообразия, литологических и геохимических особенностей гераклитов и установление их генетических связей с другими микробиолитами. Ближайшей задачей работы стало получение доказательства бактериального синтеза карбонатного вещества гераклитов за счет переработки глубинных флюидов углеводородной палеодегазации.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

За десятилетний период изучения гераклитов В.И. Лысенко была собрана богатая коллекция этих образований из обнажений Юго-Западного Крыма, Тарханкутского и Опукского полуостровов, а также с побережья Болгарии из района Варны. В более ранних работах одного из авторов были опубликованы результаты исследования общих свойств гераклитов различной морфологии [Лысенко, 2013, 2014; Лысенко, Цельмович, 2017]. Данная статья посвящена более подробному изучению морфологии и геохимии гераклитов. Необходимо отметить, что карбонатный материал, созданный живыми организмами в изучаемую геологическую эпоху, имеет значительное морфологическое и метрическое разнообразие. По результатам изучения внешнего облика и размеров коллекционного материала авторами предложена морфологическая классификация гераклитов.

Геохимический анализ гераклитов выполнялся по стандартной методике на стандартный спектр, включающий 50 элементов в лаборатории ИГТ УрО РАН г. Екатеринбурга на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer). Всего было проанализировано 8 проб гераклитов различной морфологии и окраски.

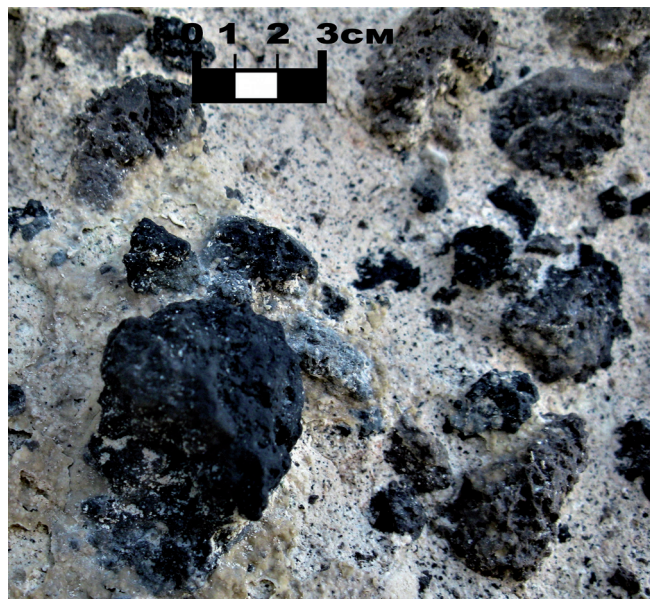
## МОРФОЛОГИЯ ГЕРАКЛИТОВ

За двухвековой период изучения шлаковых включений из толщи миоцена Юго-Западного Крыма было предложено множество названий, связанных с природой их образования. Впрочем, большинство названий, таких как “куски базальтовой лавы”, “туфовый материал” [Барковская, 1970], “шлаковидные включения”, “губчатые и пузырьковые стяжения”, “шлаковидные конкреции”, “темные пятна и точки”, “облакообразные пятна”, “темная галька и гравий”, “включения гравийно-галечного размера” [Белокрыс, 1969], “эксклюзивный материал выбросов суперплюмов” [Лукин и др., 2006] и “карбонатные туффизиты”, не дают однозначного представления о генезисе этих образований. В первых наших работах эти “включения” получили название “гераклиты” [Лысенко Н.И., Лысенко В.И., 2001], Гераклиты – это вторичные механические фрагменты микробиолитов без следов окатанности, имеющие с отложениями миоцена резкие границы сложной конфигурации.

Гераклиты относятся к биохемотропным образованиям прокариот [Лысенко, 2014; Лысенко, Цельмович, 2017]. Классификация этих образований из-за обилия различных форм выделения живыми организмами, часто представленных обломочным материалом, достаточно условная и носит формальный литологический характер. Визуально гераклиты хорошо подразделяются по размерам и внешней морфологии построек. Их можно разделить на песчанисто-алевритовые (меньше 2.0 мм) и крупнообломочные (2.0–200.0 мм) разновидности. Гераклиты размерности щебня и дресвы характеризуются разнообразием внешней формы, и в них можно выделить четыре вида: шлаковидные, полосчатые, угловатые и плиты цементации. Мелкообломочный материал гераклитов один из авторов статьи предлагает назвать микрометанолитами.

Гераклиты шлаковидные – это наиболее частый вид, который составляет более 80% от их общего количества. Они встречаются в известняках, мергелях, глинах и песчаниках чокракского, караганского, среднесарматского и верхнесарматского ярусов на территории Крыма, Болгарии и юга Украины. Эти разновидности представлены желваками причудливой конфигурации с шершавой поверхностью с точечными отверстиями на ней (рис. 1). На сколе вмещающей породы шлаковидные гераклиты выглядят в виде сгустков облачной формы с резкими границами. Излом шлаковидных гераклитов характеризуется грубопористой или даже кавернозной поверхностью, и они часто содержат раковины гастропод, пелеципод, остракод, фораминифер и трубок серпул. В шлифах основная масса шлаковидных гераклитов имеет спаритовую и микритовую структуры с обилием сферолитов [Лысенко, 2013; Лысенко, Цельмович, 2017]. Удивляет разно-





**Рис. 1.** Черные и коричневые шлаковидные гераклиты в органогенных известняках верхнего сармата. Вокруг них наблюдаются точечные включения микрометанолитов черного цвета. (Береговые обрывы северо-западной части Гераклейского полуострова).

**Fig. 1.** Black and brown slag-like heraclites in organogenic limestones of the Upper Sarmatian. There are point inclusions of micrometanolites of black color around them. (Coastal cliffs of the north-western part of the Heraklion peninsula).

образии и неповторимость в целом отдельных морфологических образований шлаковидных гераклитов. Невозможно найти два одинаковых образца с однообразной морфометрией, с одинаковым набором фауны и сходными структурно-текстурными признаками. Сходство поверхности шлаковидных гераклитов с вулканическими шлаками можно объяснить окраской и наличием на их поверхности сростков сферолитовых шариков [Лысенко, 2013]. Описание подобных сферолитовых поверхностей и их фотографии приводятся во многих исследованиях современных карбонатных новообразований вокруг сипов на морском дне [Геворкян и др., 1991; Шнюков и др., 1997; Леин, 2004, 2005] и микрофитолитов [Маслов, 1960; Анисимов, 2012].

Полосчатые гераклиты характеризуются тонкими карбонатными пленками бактериального обрастания, чем напоминают слоистые строматолиты [Маслов, 1960]. Впрочем, подобные строения были обнаружены на глубинах 100–200 м в шельфовой зоне Черного моря [Геворкян и др., 1991]. Полосчатые гераклиты встречаются довольно редко в отложениях среднего и верхнего сармата и обычно залегают совместно со шлаковидными. Они имеют серую, черную и реже серовато-белую окраску.

Излом поверхности микропористый с микритовой и стустковой микроструктурами. Также заметны отдельные редкие сферолиты и обломки детрита ракушки. Тонкополосчатая текстура имеет прерывистый характер и часто включает микроскладки сложной морфологии. Для полосчатых гераклитов характерна угловатая форма размером от 5.0 до 15.0 см (рис. 2). Нахождение полосчатых гераклитов с такой формой во вмещающей толще миоцена является доказательством того, что они были разрушены до брекчий и попали в осадок еще до начальной стадии диагенеза.

Особый интерес вызывают находки угловатых гераклитов, которые обнаруживаются только в серо-зеленых травертинах карбонатной толщи верхнего сармата. Они встречаются в виде коричневых, серых и черных остроугольных глыб, щебня и дресвы и имеют размеры от 5 до 200 мм (рис. 3). Обычно они залегают в виде скопления высыпок на площади в поперечнике до 2 м, где угловатые гераклиты занимают более 60% общего объема породы. Они разбросаны хаотично в общей массе породы, а в своем расположении и ориентировке не подчиняются гравитационной сортировке. Угловатые гераклиты имеют форму остроугольных многогранников без следов окатанности. В некоторых образцах на боковых поверхностях отмечаются фрагменты грубополосчатой текстуры, которая подчеркивается чередованием слоев черного и серого цвета. Наблюдаемое осветление часто связано с включениями отпечатков ходов “трубчатых червей”. Скол угловатых гераклитов, в отличие от других разно-



**Рис. 2.** Полировка среза серовато-белых полосчатых гераклитов из известняков верхнего сармата. (Береговые обрывы бухты Омега).

**Fig. 2.** Polishing of a section of grayish-white banded heraclites from the surface of limestones of the Upper Sarmatian. (Coastal cliffs of Omega Bay).





**Рис. 3.** Черные и коричневые угловатые гераклиты на поверхности серовато-зеленых травертинов. (Прибрежные обрывы мыса Херсонес).

**Fig. 3.** Black and brown angular heraclites on the surface of greyish-green travertines. (Coastal cliffs of Cape Khersones).

видностей, характеризуется ровной поверхностью, низкой пористостью и раковистым изломом.

При описании современных карбонатных образований часто приводятся примеры цементации аутигенным карбонатом осадочного материала над выходами газовых струй метана [Геворкьян и др., 1991; Шнюков и др., 2013]. Таким разрушенным брекчиевидным образованиям миоцена мы дали название “гераклиты плит цементации”. Они встречаются только в породах верхнего сармата совместно со шлаковидными и слоистыми разностями. Образцы “гераклитов плит цементации” размером от 50 до 200 мм имеют темно-серую окраску и плоскую угловатую форму. На поверхности и внутри них отмечаются многочисленные обломки раковин моллюсков, гастропод и фораминифер, а также терригенной примесь детрита, кварца и горных пород (песчанистой и гравийной размерности). На сколе “плит цементации” просматривается грубополосчатая текстура, которая подчеркивается ориентировкой детритового материала. Цемент поровый, местами базальный, основная масса его имеет микритувую, реже спаритовую структуру. В общей массе терригенного материала отмечаются редкие сферолиты серовато-черного цвета размером от 0.01 до 1.0 мм.

Гераклиты-“микрометанолиты” являются спутниками находок более крупных их разновидностей, описанных ранее. Они образуют своеобразные ореолы вокруг крупнообломочного материала гераклитов, и довольно часто объемное содержание микрометанолитов превышает в целом количество крупных представителей (см. рис. 1). Встре-

чаются микрометанолиты в глинистых песчаниках, мергелях и известняках чокракского, караганского, среднесарматского и верхнесарматского горизонтов. В обнажениях часто можно наблюдать, что в разрезе микрометанолиты переходят из одной литологической разновидности пород в другие без изменения общей концентрации их содержания. Отсутствуют резкие границы их распространения. Повышенные концентрации микрометанолитов приурочены к высыпкам крупных обломков гераклитов. При визуальном осмотре известняков и мергелей они представлены точками, песчинками, амёбовидными пятнами с резкими границами. Более детально их формы выделения удалось изучить по материалам отмачивания глинистых песчаников. Карбонатный материал этих “микрогераклитов” составляет более 60% общего объема породы. Удивляет разнообразие форм микрометанолитов при просмотре материала под бинокулярным микроскопом (рис. 4). Очень редко встречаются похожие по внешнему виду образцы этих образований. Обычно это сгустки и комки плоской, а иногда удлиненной формы коричневого, реже сероватого, черного и кремового цветов. При детальном исследовании установлено, что они обычно состоят из сростков сферолитов, которые имеют размеры от 0.01 до 0.3 мм. Мелкие сферолиты слагают более крупные песчинки, а крупные – представле-



**Рис. 4.** Разнообразие форм черных и коричневых микрометанолитов, представленных сростками сферолитов плоской и удлиненной формы. Материал из глинистых песчаников верхнего сармата. (Береговые обрывы северо-западной части Гераклеийского полуострова).

**Fig. 4.** Variety of forms of black and brown micro-metanolites, which are represented by intergrowths of spherulites of flat and elongated shape. Material from clay sandstones of the Upper Sar-matian. (Coastal cliffs of the north-western part of the Heraklion peninsula).

ны сrostками двух–пяти шарообразных и эллипсовидных тел. Сферолиты сложены агрегатами снеповидных игольчатых кристалликов, выходящих из пустотелой центральной части. В их окраске просматривается чередование черных, коричневых и серовато-кремовых зон. Встречаются обломки раковин остракод, моллюсков и серпул, поверхность которых покрыта сплошным, а иногда двойным ковром мелких сферолитов (см. рис. 4). Многие плоские сrostки сферолитов “микрометанолитов” покрыты тонкой прозрачной пленкой карбоната, на которой отмечаются точечные отверстия и микрократеры со сквозными отверстиями. Из-за большого разнообразия, сложной пространственной морфологии и малых размеров их очень трудно изучать в шлифах, как в свое время исследовались микрофолиты [Маслов, 1960; Крылов, 1975]. Большая часть крупных песчинок микрометанолитов имеет большое морфологическое сходство со шлаковидными гераклитами, отличаясь от них лишь размерами. Значительное разнообразие форм “микрометанолитов” можно объяснить образованием их живыми микроорганизмами при непостоянстве содержания концентраций метана в водной среде и терригенных осадках около выходов газовых струй, а также “мгновенными” процессами уплотнения и цементации вмещающей осадочной толщи.

Несмотря на некоторые различия в морфологии гераклитов, одним из главных общих признаков, указывающим на единые условия их образования, является наличие обломков раковин организмов в общей массе породы. Фауна в видовом составе в них не отличается от той, которая встречается во вмещающих породах, что доказывает их сингенетический характер.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕРАКЛИТОВ

Авторы статьи исследовали распределение 50 химических элементов в шлаковидных, полосчатых, угловатых гераклитах и микрометанолитах. Образцы гераклитов черного и коричневого цвета были проанализированы раздельно. Для анализов отбирались пробы гераклитов из обнажений береговых обрывов северо-западной части Гераклеяского полуострова. В ходе подготовки материала для исследования из него извлекался детрит ракушки. Исследования образцов ЛВ-120, ЛВ-802, Л-801 и Л-139 были выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН методом ICP-MS. Результаты анализов приведены в табл. 1–3.

В более ранних наших работах [Лысенко, 2014; Лысенко, Цельмович, 2017] сообщалось, что, по данным рентгенофазовых анализов на автоматическом рентгеновском дифрактометре MiniFlexII (Rigaku), гераклиты на 85–95% состоят из кальцита и на 5–15% – из доломита, кварца и углеродистого

вещества. При таком составе они характеризуются повышенными содержаниями Cu, Zn, Ag, B, Br, P, Zr и Ti, чем отличаются от вмещающих известняков [Лысенко, 2013]. Такой набор химических элементов объясняется полигенетическим составом гераклитов. В них присутствуют материал детрита, хемогенного кальцита, карбоната бактериального синтеза, терригенного и метеоритного вещества, а также включения асфальтенов, легкой нефти и углеводородного биогенного вещества [Лысенко, Цельмович, 2017]. Образование такой разнородной строительной смеси гераклитов происходило в среде углеводородных флюидов глубинной дегазации. Полученные результаты анализов ICP-MS подтвердили предположения авторов о том, что гераклиты характеризуются повышенным содержанием литофильных, халькофильных, сидерофильных и редкоземельных элементов (см. табл. 1–3).

По данным анализов ICP-MS, описанные морфологические разности гераклитов, характеризуются высокими концентрациями Sr, Ba, Co, Ni, Bi, Ce, Nd и Yb, которые значительно превышают кларки в карбонатных породах [Интерпретация..., 2001]. Абсолютное содержание химических элементов в морфологических и цветных разновидностях характеризуется значительными колебаниями. Концентрации Rb, Cs, Nb, Th, Cu, Tl, As, Sc, Sb, Eu, Gd, Tb, Dy и Er в некоторых морфологических разностях выше кларков карбонатных пород, а в других наблюдается дефицит этих элементов. Низкие содержания характерны для высокзарядных литофильных (Sc, Y, Zr, Hf, W, U), транзитных (Ti, V, Mn, Cr) и халькофильных (Zn, Ga, Ge, Cd, Mo и Pb) металлов. Невысокие концентрации имеют и некоторые тяжелые РЗЭ (см. табл. 1–3).

Результаты геохимических анализов гераклитов показывают, что черные разности имеют более высокие концентрации элементов, чем серо-коричневые, что подтверждается изучением их под электронным микроскопом TescanVegall. К зонам с повышенным содержанием углеродистого вещества относятся участки, обогащенные нано- и микроразмерными минералами [Лысенко, Цельмович, 2017]. Гераклиты обладают минеральной ассоциацией, представленной самородными металлами, интерметаллидами, окислами, сульфидами, сульфатами, фосфатами, хлоридами, силикатами и, возможно, карбидами. Большая часть аномальных содержаний в гераклитах, вероятно, обусловлена присутствием минералов-концентратов и изоморфных примесей. Наличие включений нано- и микроминералов в гераклитах подтверждается контрастными аномалиями отдельных элементов в их морфологических разновидностях [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017].

Для всех гераклитов характерно содержание выше кларка, Ba и Sr. Это связано с присутствием в них минералов баритоанглезита, баритоцелестина,

**Таблица 1.** Содержание литофильных химических элементов в морфологических и цветовых разновидностях гераклитов и травертинов, г/т

**Table 1.** The content of lithophilic chemical elements in various morphological and color differences of heraclites and travertines, ppm

| Элемент         |    | Образцы  |          |          |          |         |          |         |         |         |       |
|-----------------|----|----------|----------|----------|----------|---------|----------|---------|---------|---------|-------|
|                 |    | ЛВ-340   | ЛВ-341   | ЛВ-213   | ЛВ-111   | ЛВ-120  | Л-802    | Л-801   | ЛВ-139  | Л-106   | Кларк |
| Щелочные        | Li | 1.473    | 1.644    | 0.805    | 0.736    | 0.376   | 0.847    | 0.873   | 0.630   | 2.201   | 6.9   |
|                 | Rb | 5.369    | 5.514    | 1.352    | 0.581    | 2.586   | 8.870    | 13.322  | 7.637   | 63.832  | 5.0   |
|                 | Sr | 5547.500 | 5453.500 | 5946.800 | 4483.300 | 620.100 | 1617.000 | 626.400 | 695.900 | 44.300  | 540   |
|                 | Cs | 0.414    | 0.403    | 0.088    | 0.039    | 0.075   | 0.223    | 0.326   | 0.163   | 1.457   | 0.4   |
|                 | Ba | 112.600  | 102.700  | 319.200  | 180.300  | 84.400  | 149.900  | 103.300 | 102.300 | 101.900 | 53    |
| Высокозарядные  | Sc | 0.674    | 0.938    | 0.472    | 0.273    | 0.473   | 1.264    | 1.378   | 1.258   | 3.764   | 2     |
|                 | Y  | 4.144    | 4.001    | 3.576    | 4.650    | 2.126   | 4.395    | 4.322   | 4.480   | 3.657   | 20    |
|                 | Zr | 6.419    | 5.481    | 4.744    | 3.798    | 2.999   | 3.791    | 6.556   | 4.796   | 20.617  | 20    |
|                 | Nb | 0.730    | 0.640    | 0.404    | 0.287    | 0.198   | 0.989    | 0.625   | 0.375   | 2.635   | 0.3   |
|                 | Hf | 0.223    | 0.195    | 0.153    | 0.102    | 0.077   | 0.073    | 0.125   | 0.064   | 0.544   | 0.35  |
|                 | W  | 0.160    | 0.135    | 0.073    | 0.125    | 0.254   | 0.327    | 0.257   | 0.419   | 0.345   | 0.53  |
|                 | Th | 2.010    | 1.810    | 0.609    | 0.456    | 0.334   | 0.546    | 0.676   | 0.566   | 1.815   | 1.8   |
|                 | U  | 2.096    | 1.889    | 1.082    | 0.975    | 0.579   | 0.763    | 0.762   | 0.682   | 0.749   | 2.3   |
| Транзит-<br>ные | Ti | 170.700  | 154.700  | 101.600  | 59.510   | 42.259  | 97.540   | 155.650 | 98.241  | 671.839 | 600   |
|                 | V  | 3.723    | 3.732    | 2.041    | 2.521    | 1.480   | 2.821    | 2.606   | 2.999   | 8.735   | 19    |
|                 | Cr | 5.130    | 4.374    | 5.071    | 2.853    | 4.445   | 4.455    | 5.333   | 7.114   | 11.449  | 11    |
|                 | Mn | 136.459  | 39.547   | 52.414   | 214.010  | 32.904  | 163.100  | 48.916  | 54.146  | 20.979  | 830   |

Примечание. Здесь и в других таблицах: обр. ЛВ-340 – черно-серые микрометанолиты, ЛВ-341 – коричневые микрометанолиты, ЛВ-213 – серовато-черный полосчатый гераклит, ЛВ-111 – серовато-черный шлаковидный гераклит, Л-120 – серовато-коричневый шлаковидный гераклит, Л-802 – серовато-черный угловатый гераклит, Л-801 – серовато-коричневый угловатый гераклит, Л-139 – серовато-черный угловатый гераклит, Л-106 – серовато-зеленый крупнокристаллический травертин. Образцы для анализов отобран В.И. Лысенко из обнажений Юго-Западного Крыма. Анализы выполнены в лаборатории ИГТ УрОРАН г. Екатеринбург методом ICP-MS. Кларки (г/т) элементов приведены по [Интерпретация..., 2001].

Note. Here and in other tables: sample ЛВ-340 – black-gray micrometanolites, ЛВ-341 – brown micrometanolites, LV-213 – grayish-black banded heraclite, ЛВ-111 – grayish-black slaglike heraclite, Л-120 – grayish-brown slaglike heraclitus, Л-802 – grayish-black angular heraclite, Л-801 – grayish-brown angular heraclite, Л-139 – grayish-black angular heraclite, Л-106 – grayish-green coarse-grained travertine. Samples for analysis selected V.I. Lysenko from the outcrops of the South-Western Crimea. The analyzes were performed in the laboratory of the IGG UB RAS of the city of Ekaterinburg by ICP-MS method. Clarks (ppm) of elements are given according to [Interpretatsiya..., 2001].

**Таблица 2.** Содержание халькофильных и сидерофильных химических элементов в морфологических разновидностях гераклитов и травертинов, г/т

**Table 2.** The content of chalcophilic and siderophilic chemical elements in various morphological differences of heraclite and travertines, ppm

| Элемент                |                                             |        | ЛВ-340 | ЛВ-341 | ЛВ-213 | ЛВ-111 | ЛВ-120 | Л-802  | Л-801  | ЛВ-139 | Л-106 | Кларк |
|------------------------|---------------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Халькофильные элементы | Металлы с низки-<br>ми хим. связями         | Cu     | 6.563  | 4.592  | 4.356  | 8.968  | 3.449  | 4.508  | 4.749  | 7.557  | 5.607 | 6.8   |
|                        |                                             | Zn     | 9.616  | 8.237  | 4.533  | 8.677  | 1.045  | 3.211  | 3.371  | 5.797  | 5.889 | 22    |
|                        |                                             | Ga     | 0.688  | 0.702  | 0.249  | 0.141  | 0.195  | 0.456  | 0.674  | 0.442  | 0.211 | 2.6   |
|                        |                                             | Ge     | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | 0.021  | 0.033  | 0.050  | 0.031  | 0.143 | 0.12  |
|                        |                                             | Cd     | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | 0.052  | 0.077  | 0.093  | 0.062  | 0.048 | 0.38  |
|                        |                                             | Tl     | 0.105  | 0.054  | 0.033  | 0.009  | 0.011  | 0.022  | 0.020  | 0.005  | 0.090 | 0.05  |
|                        |                                             | Bi     | 0.084  | 0.048  | 0.024  | 0.031  | 0.014  | 0.029  | 0.022  | 0.020  | 0.037 | 0.013 |
|                        |                                             | Pb     | 4.379  | 2.344  | 1.650  | 2.500  | 2.780  | 3.214  | 2.476  | 2.457  | 2.495 | 8.8   |
|                        | Неметал-<br>лы со-<br>сред. хим.<br>связями | As     | 5.965  | 2.016  | 5.782  | 3.259  | 0.709  | 0.782  | 0.696  | 0.854  | 1.212 | 1.6   |
|                        |                                             | Se     | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | Н.р.   | 0.668  | 0.612  | 0.660  | 0.357  | 0.409 | 0.08  |
| Sb                     |                                             | 0.257  | 0.093  | 0.191  | 0.117  | 0.051  | 0.087  | 0.075  | 0.136  | 0.116  | 0.25  |       |
| Сидерофиль-<br>ные     | Ni                                          | 19.720 | 17.520 | 19.430 | 27.110 | 32.660 | 32.790 | 33.000 | 40.030 | 33.430 | 12    |       |
|                        | Mo                                          | 0.206  | 0.138  | Н.р.   | 0.460  | 0.141  | 0.129  | 0.082  | 0.195  | 0.034  | 0.5   |       |
|                        | Co                                          | 4.863  | 2.679  | 2.886  | 3.324  | 4.635  | 6.365  | 5.535  | 6.892  | 6.837  | 1.6   |       |

Примечание. Н.р. – нет результатов; остальные условные обозначения – см. табл. 1.

Note. Н.р. – no results; other symbols – see Table 1.



**Таблица 3.** Содержание редкоземельных химических элементов в морфологических разновидностях гераклитов и травертинов, г/т**Table 3.** The content of rare-earth elements in various morphological differences of Heraclites and travertines, ppm

| Элемент                           | Образцы |        |        |        |       |       |       |        |       |           |
|-----------------------------------|---------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-----------|
|                                   | ЛВ-340  | ЛВ-341 | ЛВ-213 | ЛВ-111 | Л-120 | Л-802 | Л-801 | ЛВ-139 | Л-106 | Кларк РЗЭ |
| La                                | 3.794   | 3.493  | 1.701  | 1.892  | 2.048 | 3.791 | 3.632 | 3.969  | 3.62  | 5         |
| Ce                                | 12.328  | 4.871  | 3.021  | 2.595  | 3.269 | 7.384 | 6.006 | 6.497  | 4.06  | 1         |
| Pr                                | 1.028   | 1.001  | 0.419  | 0.363  | 0.427 | 0.831 | 0.710 | 0.828  | 0.92  | 1.2       |
| Nb                                | 4.253   | 3.998  | 1.859  | 1.565  | 1.706 | 3.458 | 2.796 | 3.423  | 3.65  | 1.5       |
| Sm                                | 1.010   | 0.920  | 0.423  | 0.399  | 0.377 | 0.775 | 0.597 | 0.705  | 0.80  | 1.2       |
| Eu                                | 0.250   | 0.231  | 0.172  | 0.141  | 0.105 | 0.210 | 0.151 | 0.197  | 0.18  | 0.2       |
| Gd                                | 1.091   | 0.971  | 0.528  | 0.555  | 0.446 | 0.869 | 0.677 | 0.852  | 0.79  | 0.99      |
| Tb                                | 0.148   | 0.141  | 0.078  | 0.082  | 0.061 | 0.118 | 0.100 | 0.116  | 0.10  | 0.17      |
| Dy                                | 0.852   | 0.794  | 0.475  | 0.520  | 0.351 | 0.743 | 0.623 | 0.707  | 0.65  | 0.73      |
| Ho                                | 0.166   | 0.160  | 0.107  | 0.129  | 0.070 | 0.160 | 0.138 | 0.148  | 0.13  | 0.23      |
| Er                                | 0.477   | 0.459  | 0.335  | 0.383  | 0.220 | 0.467 | 0.389 | 0.473  | 0.44  | 0.47      |
| Tm                                | 0.073   | 0.067  | 0.048  | 0.052  | 0.032 | 0.063 | 0.061 | 0.061  | 0.06  | 0.23      |
| Yb                                | 0.454   | 0.457  | 0.327  | 0.393  | 0.185 | 0.381 | 0.371 | 0.406  | 0.39  | 0.35      |
| Lu                                | 0.066   | 0.066  | 0.050  | 0.068  | 0.031 | 0.056 | 0.063 | 0.064  | 0.06  | 0.17      |
| ΣРЗЭ                              | 25.98   | 17.63  | 9.54   | 9.13   | 9.29  | 19.36 | 16.31 | 18.51  | 15.9  | 13.44     |
| LREEn                             | 22.41   | 14.28  | 7.42   | 6.81   | 7.8   | 16.3  | 13.74 | 15.48  | 13.1  | 9.9       |
| HREEn                             | 1.76    | 1.64   | 0.98   | 1.09   | 0.72  | 1.42  | 1.21  | 1.44   | 1.35  | 1.68      |
| LREEn                             | 12.7    | 8.7    | 7.6    | 6.2    | 10.8  | 11.5  | 11.4  | 10.8   | 9.7   | 5.9       |
| HREEn                             |         |        |        |        |       |       |       |        |       |           |
| La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>  | 0.6     | 0.5    | 0.4    | 0.3    | 0.8   | 0.7   | 0.7   | 0.7    | 0.6   | 14.0      |
| Eu/Eu* <sub>n</sub>               | 1.3     | 1.3    | 1.9    | 1.6    | 1.4   | 1.4   | 1.3   | 1.4    | 1.2   |           |
| Ce <sub>a</sub> /Ce* <sub>n</sub> | 8.4     | 3.6    | 4.7    | 4.1    | 5.0   | 5.8   | 5.4   | 5.0    | 3.1   |           |
| Eu/Sm                             | 0.2     | 0.3    | 0.4    | 0.4    | 0.3   | 0.3   | 0.3   | 0.3    | 0.2   | 0.2       |
| Ce/La                             | 3.2     | 1.4    | 1.8    | 1.4    | 1.6   | 1.9   | 1.7   | 1.6    | 1.1   | 0.2       |

Примечание. Условные обозначения – см. табл. 1. Для расчета нормированных содержаний кларки взяты по карбонатным породам [Интерпретация..., 2001].

Note. See legend in Table 1. To calculate normalized contents clarks were taken from carbonate rocks [Interpretatsiya..., 2001].

целестина и барита [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Наибольшее абсолютное значение концентраций Ba и Sr характерно для полосчатых гераклитов, а наименьшее – для коричневых шлаковидных (см. табл. 1). Наблюдается слабая корреляционная связь высоких содержаний Ba с повышенными Sr. Соотношение Sr к Ba изменяется от 6 до 53, что, возможно, связано с разными скоростями роста и импульсным характером поступления флюидов. Повышенные концентрации Ba свойственны для современных аутигенных карбонатных строений около холодных сипов в Охотском [Астахова, Сорочинская, 2001], Черном [Шнюков и др., 2013; Novikova et al., 2015] и Норвежском [Леин, 2005] морях. Кроме того, описание баритовой минерализации приводится в сульфидных трубах рифтовых зон Западно-Тихоокеанского островодужного кольца [Кронен, 1982] и карбонатных столбах гидротермального поля Лост Сити [Леин, 2004]. Поэтому многие исследователи считают, что повышенное содержание Ba в породе является доказательством формирования их под контролем глубинных флюидов [Юдович, 2006]. Дополнительным подтверждением нашего предположе-

ния о существовании флюидно-гидротермальных процессов около зон образования гераклитов являются высокие концентрации Sr [Юдович, 2006].

Аномальные (выше кларка) содержания Rb характерны для угловатых гераклитов и микрометанолитов независимо от окраски. С этими морфологическими разновидностями связаны повышенные концентрации щелочных элементов Cs и Li. Необходимо отметить, что содержание Li во всех морфологических и цветовых разновидностях гераклитов значительно меньше 0.25 кларка. Между Rb и Cs имеется некоторая прямая зависимость в содержаниях, чего нельзя сказать о Li. При изучении минерального состава гераклитов под электронным микроскопом не были обнаружены минералы с набором элементов щелочных металлов. Возможно, Rb, Cs и Li, являются изоморфными примесями кальцита, образование которого связано с бактериальным синтезом. Из большой группы высокозарядных литофильных элементов только Hf, Nb и Th в некоторых разновидностях гераклитов имеют содержания выше кларка, а для большинства элементов – в интервале 0.25–0.6 кларка. Высокое содержание Nb, Hf и Th связано с находками в гераклитах нано- и микро-

кристаллов циркона и цериевого монацита [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Возможно, также, что эти микроэлементы содержатся в виде изоморфных примесей в карбонатах. Большинство исследователей предполагают, что концентрации Nb, Hf связаны с глубинными флюидами [Шатров, 2007; Юдович, Кетрис, 2011].

Содержание Se и Sc связано с небогатой сульфидной минерализацией гераклитов [Лысенко, Цельмович, 2017]. Эти элементы входят в состав изоморфных примесей сульфидов, образование которых происходит в высоких температурных зонах [Юдович, Кетрис, 2000]. Содержание Sc колеблется в интервале 0.25–0.6 кларка, а Se – от 5.1 до 8.0 (см. табл. 1). Значительные концентрации селена указывают на обогащение его за счет глубинных флюидных процессов [Юдович, Кетрис, 2000].

Содержание урана в гераклитах изменяется от 0.579 до 2.096 г/т, что значительно меньше кларка карбонатных пород. Обычно образование таких низких концентраций в карбонатах происходит в оксидной среде [Летникова, 2005; Novikova et al., 2015], что не противоречит геологическим данным изучения гераклитов [Лысенко, 2013]. Не наблюдается зависимости содержаний U от концентраций V, Rb, Ce, Eu и Hf, но имеется некоторая положительная связь с Zr. Возможно, содержание урана в гераклитах зависит от скорости образования карбонатного материала, так как большинство исследователей считают, что его сорбция происходит из морской воды [Novikova et al., 2015]. Отношение U к Th в гераклитах изменяется от 0.99 до 2.1, что подтверждает кислородную среду формирования карбонатного материала [Юдович, Кетрис, 2000].

Большинство исследователей относят Ti, V, Cr и Mn к транзитной группе литофильных элементов [Гольдшмидт, 1938; Интерпретация..., 2001]. Во всех морфологических и цветных разностях гераклитов они характеризуются самими минимальными содержаниями относительно кларка карбонатных пород, что связано с высокими скоростями образования карбонатного вещества в гераклитах при незначительном накоплении терригенного материала.

Концентрации титана в гераклитах изменяются от 42 до 170 г/т, что меньше 0.25 кларка содержания в известняковых породах [Интерпретация..., 2001]. Для этого элемента нет зависимости от содержания в гераклитах тяжелых битумов и других микрокомпонентов. По данным изучения минерального состава в гераклитах, содержание титана в основном связано с нахождением его в микрокристаллах ильменита, рутила и титанита. Кроме того, повышенные содержания титана в виде изоморфной примеси характерны для самородного железа и интерметаллидов, которые также фиксируются в гераклитах [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Некоторые исследователи считают, что отношение Ti/Zr указывает на дальность переноса

материала [Юдович, Кетрис, 2011]. У гераклитов это соотношение изменяется от 14 до 32, что доказывает их образование в местах выхода флюидов.

Значения ванадия в гераклитах изменяются от 1.4 до 3.7 г/т, а его концентрации зависят от цвета породы. Соотношения в гераклитах V к Ni изменяются от 0.05 до 0.21, что обычно характерно для тяжелых смолянистых нефтепродуктов, которые содержатся в гераклитах [Лысенко, Цельмович, 2017]. Имеется слабая связь содержаний ванадия с Ni, Cu, Pb, Zn, но отсутствует – с Cr. Это служит доказательством того, что накопление этих элементов в гераклитах не связано с осадочным гипергенезом [Винокуров и др., 2000]. Соотношения V и Zr изменяются в довольно узком диапазоне – от 0.4 до 0.7, что позволяет предполагать глубокий характер поступления микроэлементов [Готтих и др., 2009]. Подтверждением оксидной обстановки формирования карбонатного материала гераклитов являются отношения V и Cr, которые изменяются от 0.33 до 0.76. По данным Д. Хоффмана [Мизенс и др., 2014], если данный показатель меньше 1, то при образовании карбонатов гераклитов существовала кислородная среда.

Гераклиты характеризуются незначительными концентрациями Mn, чем отличаются от сходных по внешнему виду конкреций [Юдович, Кетрис, 2011]. Отсутствуют также связи между содержанием Mn и Li, а также Ba и PЗЭ. Эти данные указывают на разные условия образования конкреций и гераклитов [Юдович, Кетрис, 2011]. Концентрации Mn в гераклитах различной морфологии зависят от цвета породы и изменяются от 32.9 до 214.0 г/т (см. табл. 1), что значительно меньше 0.25 кларка карбонатов. При изучении образцов гераклитов под биноклем довольно часто можно наблюдать в трещинах налеты гидроокислов железа и марганца, которые связаны с современными процессами поверхностного выветривания. Возможно, они и являются концентратами этого элемента. Необходимо отметить, что отношение Mo к Mn изменяется от 0.0008 до 0.004, что указывает на окисные условия формирования гераклитов в шельфовой зоне [Юдович, Кетрис, 2000]. Обычно в мелководной зоне карбонатные породы характеризуются высоким содержанием Mn [Юдович, Кетрис, 2011], а низкие концентрации марганца в наших гераклитах можно объяснить высокими скоростями их образования.

На концентрацию халькофильных металлов с низкими химическими связями оказывают воздействие флюиды и продукты разрушения кислых, основных и ультраосновных магматических тел. В зависимости от типа магматизма повышенными содержаниями характеризуются связанные с ними группы микроэлементов [Гольдшмидт, 1938]. В гераклитах элементы халькофильной группы металлов не дают высоких содержаний относительно

кларка в карбонатных породах, но на их фоне сильно выделяется  $\text{Bi}$  (см. табл. 2). Взаимосвязи элементов этой группы имеют более сложный характер, чем при воздействии гидротермальной деятельности кислого или основного магматизма.

В этой группе халькофильных элементов самые высокие содержания наблюдаются у меди, которые по абсолютным концентрациям изменяются от 3.4 до 8.9 г/т (см. табл. 2). В большинстве случаев эти аномально высокие содержания  $\text{Cu}$  в гераклитах связаны с находками в них самородной меди, природной латуни ( $\text{CuZn}$ ), кроме того, медь присутствует в виде изоморфных примесей в силикатах, сложных окислах и интерметаллидах [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Значительное количество нановключений самородной меди приурочено к участкам, обогащенным углеродистым веществом [Лысенко, Цельмович, 2017]. Возможно, поэтому самые высокие концентрации  $\text{Cu}$  принадлежат черным морфологическим разностям гераклитов.

Для цинка характерны невысокие содержания, от 1.0 до 9.6 г/т, что составляет меньше 0.4 кларка известковых пород. По данным изучения минерального состава на электронном микроскопе, в гераклитах обнаружены цинкит ( $\text{ZnO}$ ), самородный цинк, природная латунь ( $\text{ZnCu}$ ), а также изоморфные примеси цинка в силикатных, сложных окислах и интерметаллидах [Лысенко, Цельмович, 2017]. Многие ученые считают, что аномальные концентрации цинка могут быть связаны как с кислыми, так и с основными породами [Юдович, Кетрис, 2011]. В гераклитах мы имеем такую же двойственность. Цинк имеет устойчивую корреляционную связь с  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$  и  $\text{Sc}$ , а также с  $\text{Be}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Ga}$ .

Аномалии свинца характеризуются почти одинаковым низким содержанием во всех морфологических разностях гераклитов, его концентрации находятся в интервале от 1.1 до 4.3 г/т. Возможно, повышенное содержание свинца связано с находками в гераклитах массивота ( $\text{PbO}$ ) или (?) самородного свинца, а также свинца в изоморфных примесях сложных силикатов [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Наблюдается положительная корреляционная связь с содержанием  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Be}$  и тяжелых углеводородов. Возможно, абсорбентами выноса этих микроэлементов были тяжелые нефтепродукты.

Висмут относится к химическим элементам, связанным с процессами кислого магматизма. В гераклитах из группы халькофильных металлов он характеризуется самыми высокими кларковыми содержаниями – от 1.6 до 6.4. Возможно, его повышенное содержание связано с находками в гераклитах самородного висмута и бисмита ( $\text{Bi}_2\text{O}_3$ ) [Лысенко, Цельмович, 2017]. Такие минералы обычно описываются при изучении пегматитовой и грейзеновой минерализации [Минцер, Прокопчук, 1987]. Кроме этого, содержание  $\text{Bi}$  имеет положительную

корреляцию с  $\text{Sb}$ ,  $\text{As}$  и  $\text{Ti}$ , что характерно для грейзеновой минерализации [Виноградов, 1962; Минцер, Прокопчук, 1987]. Большинство исследователей считает, что образование самородного висмута происходит в окислительных условиях, что подтверждает ранее приведенные доводы [Дунин-Барковская, 1978].

Неметаллические халькофильные элементы  $\text{As}$ ,  $\text{Se}$  и  $\text{Sb}$  характеризуются повышенными концентрациями у большинства морфологических разностей гераклитов (см. табл. 2). Мышьяк, селен и сурьма не образуют в гераклитах минеральных форм. По всей видимости, они присутствуют в виде комплексных соединений с тяжелыми углеводородами, что подтверждается цветовой окраской гераклитов. В земной коре аномалии  $\text{As}$ ,  $\text{Se}$  и  $\text{Sb}$  сопровождают минерализацию, связанную с кислыми флюидами. Среднее отношение  $\text{As/Sb}$  в осадочных породах около 6 [Boyle, Jonasson, 1984], а в гераклитах этот показатель изменяется от 7.2 до 30.

Никель и кобальт являются элементами, которые, по мнению многих геохимиков, составляют ядро нашей планеты [Гольдшмидт, 1938; Виноградов, 1962]. В гераклитах они содержатся в концентрациях, значительно превышающих кларковые содержания карбонатных пород (см. табл. 2). Содержание никеля в гераклитах – от 17.5 до 40 г/т. Разброс содержаний связан с разнообразными формами его нахождения. В гераклитах  $\text{Ni}$  встречается в виде самородного металла и изоморфных примесей в метеоритном веществе, силикатах и интерметаллидах. Часто в углеродной матрице наблюдаются наноточки самородного  $\text{Ni}$ . Кобальт содержится в основном в виде изоморфной примеси в силикатах и интерметаллидах [Лысенко, Цельмович, 2017]. В гераклитах микроучастки обогащения  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$  тяготеют к участкам с повышенным содержанием высокомолекулярного углеродистого вещества. По данным анализов, отношение  $\text{Ni}$  к  $\text{Co}$  составляет от 4 до 8, что подтверждает гидротермальную природу их образования [Юдович, 2006; Мизенс и др., 2014] за счет глубинных флюидов.

Современные исследования распределения РЗЭ позволяют реконструировать физико-химическую и тектоническую обстановку накопления и формирования горных пород [Винокуров и др., 2000; Готтих и др., 2009; Юдович, Кетрис, 2011]. В более ранних наших работах высказывалось предположение о том, что генезис карбонатного вещества гераклитов связан с хемогенным и бактериальным синтезом около зон глубинной дегазации [Лысенко, 2014]. Эта гипотеза подтверждается довольно высокими содержаниями в гераклитах РЗЭ, аномальные концентрации которых часто превышают кларковые в карбонатных породах [Интерпретация..., 2001]. По абсолютным значениям суммы содержаний РЗЭ в различных по морфологии гераклитах их можно разделить на две группы. Ми-



крометанолиты и угловатые гераклиты с разбросом содержаний от 16.3 до 25.9 г/т, а также полосчатые и шлаковидные с почти равными концентрациями РЗЭ – от 9.13 до 9.54 г/т (см. табл. 3). Выше отмечалось, что для всех морфологических разновидностей гераклитов характерны содержания Ce, Nd и Yb значительно выше кларка [Интерпретация..., 2001] (рис. 5). Содержания около кларка или близкие к нему свойственны для концентраций Eu, Dy, Sm, Er, Gd. Значительный разброс содержаний РЗЭ в гераклитах, возможно, связан с нахождением их в составе микровкрапленников минералов. В результате изучения гераклитов под электронным микроскопом в них были обнаружены нано- и микрокристаллы цериевого монацита  $[(La, Ce, Nd)PO_4]$ , рабдофана  $[(La, Ce, Nd)(PO_4) \cdot H_2O]$ , козоита  $[(La, Ce, Nd)(CO_3) \cdot OH]$ , калкинсита  $[(Ce, La)_2(CO_3)_4]$ , кальциоанкилита  $[Ca(La, Ce, Nd)(CO_3)_2 \cdot 8H_2O]$  и сахамаита  $[(Mg, Fe)(Ce, La)_2(CO_3)_4]$  [Лукин и др., 2006; Лысенко, Цельмович, 2017]. Косвенными признаками наличия в гераклитах редкоземельных фосфатов являются высокие содержания в них фосфора, что отмечалось в более ранних наших работах [Лысенко, 2013; Барковской 1970]. Возможно, некоторый вклад в содержание РЗЭ вносят изоморфные примеси в минералах циркона, сфена, кальцита, барита, баритоцелестина и целестина. Кроме то-

го, значительное участие в формировании концентраций РЗЭ в гераклитах принадлежит тяжелым нефтепродуктам [Виноградов, 1962; Готтих и др., 2009; Лысенко, Цельмович, 2017]. Разграничить влияние этих факторов на аномальные содержания в настоящий момент невозможно.

Во всех морфологических разновидностях гераклитов наблюдается прямая зависимость содержаний тяжелых редкоземельных элементов (HREEн) от легких (LREEн). Отношение суммы LREEн к HREEн, нормированных по кларку в карбонатных породах, находится в интервале от 6.2 до 12.7 (см. табл. 3), что доказывает влияние на формирование гераклитов флюидов, связанных с кислыми магматическими породами [Гольдшмидт, 1938]. В то же время высокие аномальные содержания европия  $(Eu/Eu^*)_n$  – от 1.2 до 1.9 – доказывают глубинность поступления флюида из нижней части земной коры, а возможно, и из верхней мантии Земли [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Летников и др., 2010].

Аномальные содержания церия  $(Ce_a = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n))$  изменяются от 3.6 до 8.4, и у них отсутствуют корреляционные связи с концентрацией Mn и углеродистого вещества, что является доказательством предположения о связи образования гераклитов с гидротермальными, а не осадочными процессами [Юдович, Кетрис, 2011].

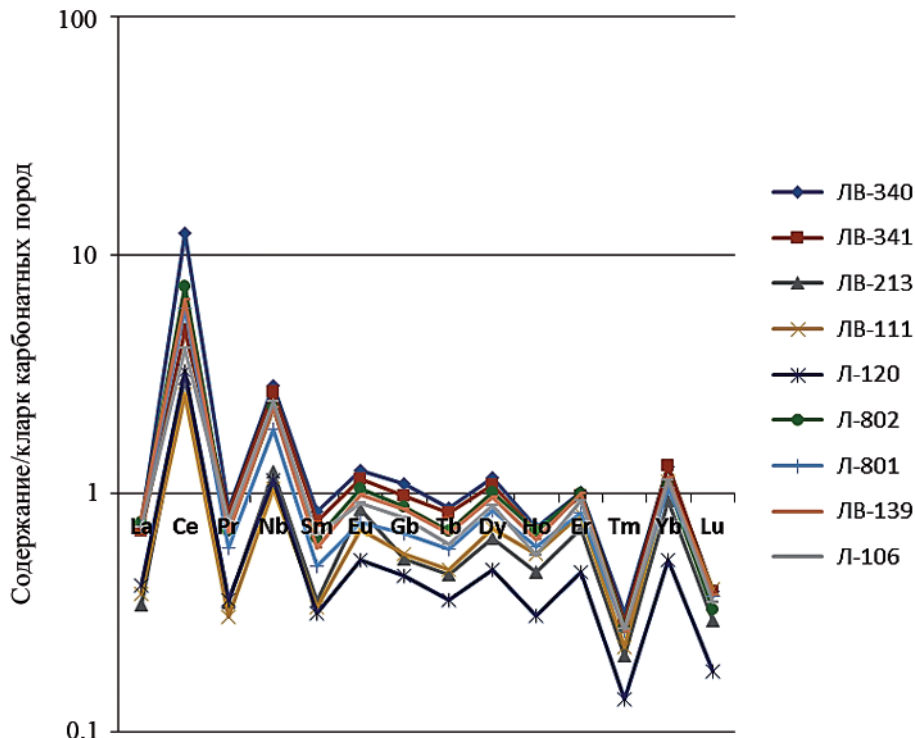


Рис. 5. Распределение редкоземельных химических элементов в гераклитах и травертинах по [Интерпретация..., 2001].

Fig. 5. Distribution of rare-earth chemical elements in heraclites and travertines by [Interpretatsiya..., 2001].

Во многих научных работах по геохимии считается, что соотношение  $La_n$  к  $Yb_n$  является мерой участия в формировании аномальных содержаний продуктов кислых или основных пород [Шатров, 2007; Мизенс и др., 2014]. В гераклитах  $La_n/Yb_n$  изменяется в довольно узком интервале – от 0.34 до 0.77 (см. табл. 3). Резкие различия этого соотношения характерны для черных и коричневых шлаковидных гераклитов. Возможно,  $La_n/Yb_n$  подтверждает предположение о том, что на формирование и состав глубинных флюидов оказывают влияние гранитные породы земной коры [Ронов и др., 1967; Шатров, 2007].

Аномальные концентрации Gd, Tb, Dy, Ho, Er и Yb в некоторых разновидностях гераклитов позволяют предположить, что формирование флюида сложного состава происходило в мантийных породах [Крупенин, 2005; Летников и др., 2010] и изменялось при транспортировке к поверхности земной коры. Считается, что одним из коэффициентов проницаемости земной коры является соотношение Eu/Sm [Шатров, 2007]. Для гераклитов этот параметр изменяется от 0.24 до 0.43 (см. табл. 3), что указывает на среднюю или хорошую проницаемость углеводородных флюидов в зонах региональных разломов Горного Крыма [Лысенко, 2014].

Дополнительным подтверждением образования гераклитов вблизи тектонических зон у выходов гидротермальных источников служат значения отношения Y/Ho [Вау, 1996; Занин и др., 2011]. Они изменяются от 24 до 36, что является доказательством предположения об образовании гераклитов в ореолах гидротермальных и газовых флюидов. Значительная роль этих процессов доказывается значениями Ce/La, которые изменяются для гидротермальных условий от 1.1 до 1.9 [Вау, 1996; Шатров, 2007].

Результаты геохимических анализов гераклитов, выполненных методом ICP-MS, хорошо сопоставимы с данными изучения современной трубчатой карбонатной постройки больших глубин континентального склона Черного моря [Шнюков и др., 2013; Novikova et al., 2015]. Исследователи, изучающие эту структуру, отмечают довольно сложный геохимический состав проб, взятых из разных ее частей. Полученные геохимические данные позволили авторам сделать вывод о том, что в образовании материалов постройки, как и наших гераклитов, принимали участие глубинные флюиды [Novikova et al., 2015].

## ВЫВОДЫ

По результатам изучения внешней морфологии, литологии и размеров гераклитов авторами были выделены следующие их разновидности: шлаковидные, полосчатые, угловатые и плит цементации, а их песчаная и алевролитовая разновидности

получили название “микрометанолиты”. Эти выделенные разновидности характеризуются общими свойствами: окраской, минеральным составом, структурными и текстурными признаками, включениями обломочного материала детрита, геохимией, присутствием в пустотах углеводородного палеофлюида, пропиткой легкими и тяжелыми нефтепродуктами, наличием углеродистого биогенного вещества и особенностями нахождения в геологическом разрезе [Лысенко, 2014; Лысенко, Цельмович, 2017]. Перечисленные признаки доказывают, что гераклиты – это карбонатные постройки миоцена, созданные прокариотами и археями около зон углеводородной дегазации. Они образованы сообществом микроорганизмов и относятся по этому признаку к карбонатным строениям микробиолитов [Burne, Moog, 1987; Кузнецов, 2015]. Внешнее морфологическое разнообразие гераклитов связано с образованием их живыми организмами в различных в физико-географических и экологических условиях. По внешнему виду и морфологии гераклиты имеют большое внешнее сходство с микрофитолитами протерозоя и кембрия. Дополнительными общими признаками для них являются спаритовая и микритовая структуры, а также наличие многочисленных сферолитовых включений [Маслов, 1960; Крылов, 1975; Лысенко, Цельмович, 2017]. Эти общие свойства связаны с образованием карбонатного материала и сложного органического вещества консорциумом простейших. Различие заключается в том, что для образования микрофитолитов и гераклитов используются разные источники энергии и вещества. Цианобактерии производят себе подобных за счет энергии Солнца и углекислого газа в условиях, не пригодных для жизнедеятельности других организмов. Археи и метанотрофные бактерии перерабатывают продукты дегазации недр и создают вокруг себя оазисы жизни. Формирование микрофитолитов происходит в неглубоких водоемах с хорошим освещением [Крылов, 1975], а гераклиты тяготеют к линейным зонам региональных разломов с активным геодинамическим режимом [Лысенко, 2014].

Данные геохимических исследований подтвердили наши представления о минеральном составе микровключений в гераклитах. Кроме наличия самородных металлов и интерметаллидов на глубину образования флюидов указывают высокие содержания некоторых халькофильных, сидерофильных и редкоземельных элементов. Аномальные содержания европия и церия, а также концентрации Gd, Tb, Dy, Ho, Er и Yb в некоторых разновидностях гераклитов позволяют согласиться с гипотезой глубиной природы формирования флюидов, возможно на границе нижней мантии и ядра Земли [Сывороткин, 1993; Летников и др., 2010]. При поднятии через многослойную земную кору флюиды обогащались микроэлементами, связанными с

породами кислого и основного состава [Лысенко, Цельмович, 2017].

В субоксидной или аноксидной среде метана и сероводорода, которая существовала в миоцене на данном участке Восточного Паратетиса, образование карбоната гераклитов происходило вблизи или внутри клеточного организма прокариот в окислительных условиях, которые создали живые организмы. Существование оксидной среды подтверждают концентрации содержаний U и V, а также отношения U/Th, V/Cr и Mo/Mn. Низкие содержания U, Ti, Mn и Zr доказывают значительные скорости роста карбонатного вещества гераклитов, что подтверждается изучением современных построек бухты Ласпи [Лысенко, Шик, 2015]. Характер накопления Mn, U, Th и V доказывает, что образование гераклитов отличается от генезиса формирования конкреций, с которыми они имеют некоторое сходство.

Различия концентраций химических элементов в гераклитах разной морфологии связаны с физическими и химическими условиями их образования в тектонических зонах с активным сейсмическим режимом. Некоторые ученые считают, что основными источниками поступления углеводородов на морском дне являются процессы разложения органического вещества [Леин, 2004, 2005], забывая при этом, что первичный углерод в гидросфере на ранней стадии развития Земли имел абиогенное происхождение. За несколько миллиардов лет сообщества прокариот съели этот первичный бульон в водной среде. После этого сообщества простейших начали формировать оазисы жизни около зон региональных разломов, где продолжается поступление углеводородов из недр.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, гераклиты как своеобразный продукт жизнедеятельности микроорганизмов в местах выхода глубинных флюидов имеют широкое распространение в пространстве и во времени. Результаты геохимических исследований подтвердили предположение об образовании их карбонатного материала за счет переработки глубинных флюидов. В Юго-Западном Крыму гераклиты являются геологическим памятником углеводородной палеодегазации миоцена, которая связана с неотектоническим этапом поднятия Горного Крыма. Наличие в их составе метана, этана, пропана и нефтепродуктов позволяет сделать предположение о перспективах находок месторождений нефти и газа в Севастопольском регионе.

Авторы выражают благодарность Е.Ф. Шнюкову, В.В. Масленникову и В.В. Мурзину за полезное обсуждение статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов А.Ю., Анисимова С.А., Титоренко Т.Н. (2012) Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты). Иркутск: Иркутский университет, 118 с.
- Астахова Н.В., Сорочинская А.В. (2001) Баритовая и карбонатная минерализация в осадках впадины Дерюгина Охотского моря. *Океанология*, **41**(3), 447-455.
- Барковская М.Г. (1970) К проблеме неогенового вулканизма в Крыму и Северном Причерноморье. *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 132-137.
- Белокрыс Л.С. (1969) Горизонты пятнистых пород в толще сармата юга СССР. *Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка*, (7), 17-25.
- Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-571.
- Винокуров С.Ф., Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. (2000) Комплексный анализ распределения лантаноидов в асфальтенах, водах и породах для выяснения условий образования нефтяных месторождений. *Докл. АН*, **370**(1), 83-86.
- Геворкян В.Х., Бураков В.И., Исагулова Ю.К., Иванов М.К., Конюхов А.И., Кульницкий Л.М. (1991) Газовыделяющие постройки на дне северо-западной части Черного моря. *Докл. АН СССР*, (4), 80-85.
- Гольдшmidt В.М. (1938) Сборник. статей по геохимии редких элементов. М.; Л.: ГОНТИ, 244 с.
- Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И. (2009) Редкоземельные элементы как геохимический критерий эндогенных источников микроэлементов в нефти. *Докл. АН*, **425**(2), 1-5.
- Дунин-Барковская Э.А. (1978) Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент: ФАН Узб. ССР, 272 с.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер А.Г., Красавчиков В.О. (2011) Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна. *Литосфера*, (6), 38-54.
- Интерпретация геохимических данных (под ред. Е.В. Склярова). Т. I. (2001) М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Кронен Д. (1982) Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 392 с.
- Крупенин М.Т. (2005) Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнитовой провинции. *Докл. АН*, **405**(2), 243-246.
- Крылов И.Н. (1975) Строматолиты рифей и фанерозоя СССР. М.: Наука, 243 с.
- Кузнецов В.Г. (2015) Литология микробиолитов. *Вестн. РАН*, **85**(12), 1092-1102.
- Леин А.Ю. (2004) Аутигенное карбонатообразование в океане. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 3-34.
- Леин А.Ю. (2005) Потoki метана из холодных метановых сипов Черного и Норвежского морей: количественные оценки. *Геохимия*, (4), 138-159.
- Летникова Е.Ф. (2005) Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана. *Литосфера*, (1), 70-81.
- Летников Ф.А., Заечковский Н.А., Летникова А.Ф. (2010) К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем. *Докл. АН*,



- 433(3), 374-377.
- Лукин А.Е., Лысенко В.И., Лысенко Н.И., Наумко И.В. (2006) О происхождении гераклитов. *Геология Украины*, (3), 23-39.
- Лысенко В.И. (2013) Гераклиты – свидетели глубинной палеодегазации в Юго-Восточной части Паратетиса (Юго-Западный Крым). *Геол. журн.*, (1), 29-37.
- Лысенко В.И. (2014) Перспективы поиска месторождений нефти и газа в Юго-Западном Крыму по результатам изучения палеодегазации неогена и геологии региона. *Пространство и Время*, 16(2), 234-244.
- Лысенко В.И., Цельмович В.А. (2017) Результаты изучения минералогии материала бактериальных палеопостроек миоцена из зон глубинной палеодегазации (Юго-Западный Крым). *Электронное научное издание "Альманах Пространство и Время"*, (1), 14 с.
- Лысенко В.И., Шик Н.В. (2015) Состав флюидов современной дегазации и процессы карбонатной цементации в пляжной зоне бухты Ласпи (Южный берег Крыма). *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, 90(1), 81-89.
- Лысенко Н.И., Лысенко В.И. (2001) Необычный камень – "гераклит" – и проблемы дегазации метана в миоцене Крыма. *Сб. докл. III Междунар. конф. "Крым-2001": Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона*. Симферополь, Ялта: Изд. "Форма", 76-82.
- Маслов В.П. (1960) Строматолиты. М.: Наука, 188 с.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Сапурин С.А. (2014) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. *Литосфера*, (6), 53-76.
- Минцер Э.Ф., Прокопчук В.П. (1987) Висмут в изверженных породах. *Геохимия*, (3), 350-353.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. (1967) Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле. *Геохимия*, (1), 3-19.
- Сывороткин В.Л. (1993) Дегазация Земли и разрушение озонового слоя. *Природа*, (9), 35-45.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 379 с.
- Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е. (2007) Воздействие флюидных процессов на микроэлементный состав осадочных пород Лосевской шовой зоны. Материалы междунар. геол. конф.: *Изменяющаяся геологическая среда: пространственные временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов*, Т. 2. Казань: КГУ, 129-133.
- Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. (2013) Газовый вулканизм Черного моря. Киев: Логос, 283 с.
- Шнюков Е.Ф., Щербаков Е.Е., Шнюкова Е.Е. (1997) Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Чернобыльинформ, 287 с.
- Юдович Я.Э. (2006) Пай-Хойский геохимический феномен: Дыхание мантии. *Вестн. Коми НЦ УрО РАН*, (4), 8-13.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 323-333.
- Boyle R.W., Jonasson X.R. (1984) The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *J. Geochem. Explor.*, 20, 223-302.
- Burne R.V., Moore L.S. (1987) Mikrobiolites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, (3), 241-254.
- Novikova S.A., Shnyukov Y.F., Sokol E.V., Kozmenko O.A., Semenova D.V., Kutny V.A. (2015) A methane-derived carbonate build-up at a cold seep on the Crimean slope, north-western Black Sea. *Mar. Geol.*, 363, 160-173.

## REFERENCES

- Anisimov A.Yu., Anisimova S.A., Titorenko T.N. (2012) *Paleontologiya dokembriya. Fitolity (stromatolity i mikrofitylity)* [Precambrian Paleontology. Phytolites (stromatolites and microphytolites)]. Irkutsk, Irkutsk Univ. Publ., 118 с. (In Russian)
- Astakhova N.V., Sorochinskaya A.V. (2001) Barite and carbonate mineralization in sediments of the Deryugin basin of the Okhotsk Sea. *Okeanologiya*, 41(3), 447-455. (In Russian)
- Barkovskaya M.G. (1970) On the problem of Neogene volcanism in the Crimea and the Northern Black Sea region. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 132-137. (In Russian)
- Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 323-333.
- Belokryz L.S. (1969) Horizons of spotted rocks in the Sarmatian strata of the south of the Ukrainian SSR. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i razvedka*, (7), 17-25. (In Russian)
- Boyle R.W., Jonasson X.R. (1984) The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *J. Geochem. Explor.*, 20, 223-302.
- Burne R.V., Moore L.S. (1987) Mikrobiolites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, 3, 241-254.
- Dunin-Barkovskaya E.A. (1978) *Geokhimiya i mineralogiya vismuta (Chatkalo-Kuraminskie gory)* [Geochemistry and mineralogy of Bismuth]. Tashkent, FAN Uzb. SSR Publ., 272 p. (In Russian)
- Gevork'yan V.H., Burakov V.I., Isagulova Yu.K., Ivanov M.K., Konyukhov A.I., Kul'nitskii L.M. (1991) Gasemitting constructions at the bottom of the northwestern part of the Black Sea. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, (4), 80-85. (In Russian)
- Gol'dshmidt V.M. (1938) *Sbornik statei po geokhimii redkikh elementov* [Collection of papers on Geochemistry of REE]. Moscow, Leningrad, GONTI Publ., 244 p. (In Russian)
- Gottikh R.P., Vinokurov S.F., Pisotskii B.I. (2009) Rare earth elements as a geochemical criterion for endogenous sources of trace elements in oil. *Dokl. Akad. Nauk*, 425(2), 1-5. (In Russian)
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannyykh* (pod red. E.V. Sklyarova). T. I [Interpretation of geochemical data (under the editorship of E.V. Sklyarov). V. I]. (2001) Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian)
- Kronen D. (1982) *Podvodnye mineral'nye mestorozhde-*

- niya [Underwater mineral deposits]. Moscow, Mir Publ., 392 p. (In Russian)
- Krupenin M.T. (2005) Geological and geochemical types and systematics of REE deposits in the South Ural magnesite province. *Dokl. Akad. Nauk*, **405**(2), 243-246. (In Russian)
- Krylov I.N. (1975) *Stromatolity rifeya i fanerozooya SSSR* [Stromatolites of the Riphean and Phanerozoic of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russian)
- Kuznetsov V.G. (2015) Lithology of microbiolites. *Vest. Ros. Akad. Nauk*, **85**(12), 1092-1102. (In Russian)
- Lein A.Yu. (2004) Authigenic carbonate formation in the ocean. *Litol. Polezn. Iskop.*, (1), 3-34. (In Russian)
- Lein A.Yu. (2005) Methane flows from cold methane vents of the Black and Norwegian Seas: quantitative estimates. *Geokhimiya*, (4), 138-159. (In Russian)
- Letnikova E.F. (2005) Geochemical specificity of carbonate deposits of various geodynamic settings of the northeastern segment of the Paleo-Asian Ocean. *Litosfera*, (1), 70-81. (In Russian)
- Letnikov F.A., Zaichkovskii N.A., Letnikova A.F. (2010) On the issue of geochemical specialization of deep high-carbon systems. *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(3), 374-377. (In Russian)
- Lukin A.E., Lysenko V.I., Lysenko N.I., Naumko I.V. (2006) On the Origin of Heraclitus. *Geologiya Ukrainy*, (3), 23-39. (In Russian)
- Lysenko V.I. (2013) Heraclitus – witnesses of deep paleodegassing in the South-Eastern part of Paratetis (South-Western Crimea). *Geologicheskii zhurnal*, (1), 29-37. (In Russian)
- Lysenko V.I. (2014) Prospects for the search for oil and gas deposits in the South-Western Crimea based on the results of the study of Neogene paleodegasification and geology of the region. *Prostranstvo i Vremya*, **16**(2), 234-244. (In Russian)
- Lysenko V.I., Shik N.V. (2015) Composition of modern degassing fluids and carbonate cementation processes in the beach area of Laspi Bay (South Coast of Crimea). *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **90**(1), 81-89. (In Russian)
- Lysenko V.I., Tsel'movich V.A. (2017) The results of a study of the mineralogy of the material of bacterial paleostructures of the Miocene from zones of deep paleodegasification (South-Western Crimea). *Elektronnoe nauchnoe izdanie "Al'manakh Prostranstvo i Vremya"*, (1), 14 p. (In Russian)
- Lysenko N.I., Lysenko V.I. (2001) An unusual stone – "heraclitus" – and the problems of methane degassing in the Miocene of Crimea. *Sb. dokl. III Mezhdunar. Konf. "Krym-2001": Geodinamika i neftegazonosnye sistemy Chernomorsko-Kaspiiskogo regiona* [Coll. Reports of III International conf. "Crimea-2001": Geodynamics and oil and gas systems of the Black Sea-Caspian region]. Simferopol', Yalta, Forma Publ., 76-82. (In Russian)
- Maslov V.P. (1960) *Stromatolity* [Stromatolites]. Moscow, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Mintser E.F., Prokopchuk V.P. (1987) Bismuth in igneous rocks. *Geokhimiya*, (3), 350-353. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (2014) Geochemical features of limestone and sedimentation conditions on an isolated carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous on the eastern outskirts of the Urals. *Litosfera*, (6), 53-76. (In Russian)
- Ronov A.B., Balashov Yu.A., Migdisov A.A. (1967) Geochemistry of rare-earth elements in the sedimentary cycle. *Geokhimiya*, (1), 3-19. (In Russian)
- Syvorotkin V.L. (1993) Degassing the Earth and destroying the ozone layer. *Priroda*, (9), 35-45. (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., 379 p. (In Russian)
- Shatrov V.A., Sirotin V.I., Voitsekhovskiy G.V., Belyavtseva E.E. (2007) The Impact of fluid processes on the trace element composition of sedimentary rocks of Losevskaya suture zone. *Materialy Mezhdunarodnoi geologicheskoi konferentsii "Izmenyayushchayasya geologicheskaya sreda: prostranstvennye i vremennye vzaimodeystviya endogennykh i ekzogennykh protsessov"* T. 2 [Proc. of the International. Geol. Conf.: The changing geological environment: spatial and temporal interaction of endogenous and exogenous processes, vol. 2]. Kazan, Kazan State Univ. Publ., 129-133 (In Russian)
- Shnyukov E.F., Kobolev V.P., Pasyukov A.A. (2013) *Gazovyi vulkanizm Chernogo morya* [Gas volcanism of the Black Sea]. Kiev, Logos Publ., 283 p. (In Russian)
- Shnyukov E.F., Shcherbakov E.E., Shnyukova E.E. (1997) *Paleoostrovnyaya duga severa Chernogo morya* [Paleo-island arc of the north of the Black Sea]. Kiev, Chernobyl'inform Publ., 287 p. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) Average concentrations of chemical elements in the main types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geokhimiya*, (7), 555-571. (In Russian)
- Vinokurov S.F., Gottikh R.P., Pisotskii B.I. (2000) A comprehensive analysis of the distribution of lanthanides in asphaltenes, waters, and rocks to elucidate the conditions for the formation of oil fields. *Dokl. Akad. Nauk*, **370**(1), 83-86. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (2006) Pai Khoi Geochemical Phenomenon: Breath of the Mantle. *Vestnik Komi NTs UrO RAN*, (4), 8-13. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatoriy litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)*. [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological Geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Foundations of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder A.G., Krasavchikov V.O. (2011) Rare earth elements in the Bazhenov formation of the West Siberian sedimentary basin. *Litosfera*, (6), 38-54. (In Russian)

УДК 550.34.(013.4+042.4)+551.243

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-640-652

## Оценка самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона

© 2019 г. А. В. Ключевский, Ф. Л. Зуев, А. А. Ключевская

Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, Лермонтова, 128, e-mail: akluchev@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 24.04.2017 г., принята к печати 25.03.2018 г.

*Объект исследований.* Математический аппарат теории фракталов и развитые в его рамках алгоритмы применены для оценки статистического самоподобия полей эпицентров землетрясений Байкальского региона. *Материалы и методы.* Решение реализовано на численных моделях и на трех иерархических уровнях литосферы региона. Применен модифицированный способ определения фрактальной размерности, когда аппроксимация данных скейлинга выполняется единообразно для территорий различной формы и размеров при условии максимума коэффициента парной линейной корреляции функции  $\ln N = f(\ln r)$ . Численные реализации моделей эпицентрального поля в виде “снежинки Коха” и “ковра Серпинского” подтвердили преимущество способа в условиях ограниченности используемых массивов данных. *Результаты.* Сейсмичность отражает процесс разломообразования в литосфере, а применение модифицированного способа позволяет получить более точные параметры состояния разломной структуры литосферы по полю эпицентров землетрясений Байкальского региона. Основное влияние на оценку показателя оказывают два взаимосвязанных фактора: рост объемов инструментальных данных со временем и геометрия распределения эпицентров землетрясений по территории. Использование максимального коэффициента корреляции для оценки самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона позволяет существенно уточнить величину показателя самоподобия – отличие показателя самоподобия ( $D_0 \approx 1.70$ ) значительно превышает три стандартных отклонения от клеточной размерности ( $D_0 \approx 1.58$ ). *Выводы.* Примененный способ имеет особое преимущество при небольшом количестве исходных данных и позволяет существенно улучшить оценку показателя самоподобия в условиях ограниченной длительности инструментального мониторинга землетрясений. При отсутствии надежных данных о глубинном строении разломно-блочной геосреды применяемый подход и полученные результаты вносят вклад в понимание современной геодинамики и сейсмотектоники литосферы Байкальского региона посредством анализа разломной структуры территорий через фрактальную размерность полей эпицентров землетрясений. В практическом плане информация по контролю состояния разломной структуры литосферы на основе данных о землетрясениях можно использовать для характеристики сейсмической обстановки и опасности на территориях промышленного и гражданского строительства.

**Ключевые слова:** самоподобие, скейлинг, эпицентры землетрясений, Байкальский регион, литосфера

## Evaluation of the self-similarity of earthquake epicenters field in the Baikal region

Anatoly V. Klyuchevskii, Fedor L. Zuev, Anna A. Klyuchevskaya

Institute of the Earth Crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk, 664033 Russia, e-mail: akluchev@crust.irk.ru

Received 24.04.2017, accepted 25.03.2018

*Object of research.* The mathematical apparatus of the theory of fractals and the algorithms developed within its framework are used to assess the statistical self-similarity of the fields of epicenter earthquakes in the Baikal region. *Materials and methods.* The solution is implemented on numerical models and at three hierarchical levels of the lithosphere of the region. A modified method for determining the fractal dimension is applied, when the scaling data are approximated uniformly for territories of various shapes and sizes, subject to the maximum coefficient of pair linear correlation of the function  $\ln N = f(\ln r)$ . Numerical implementations of epicentral field models in the form of a “Koch snowflake” and “Sierpinski carpet” confirmed the advantage of the method in conditions of limited data arrays used. *Results.* Seismicity reflects the process of fault formation in the lithosphere, and the use of the modified method allows one to obtain more accurate parameters of the state of the fault structure of the lithosphere from the field of epicenters of earthquakes in the Baikal region. The main influence on the assessment of the indicator is provided by two interrelated factors: the growth of instrumental data over time and the geometry of the distribution of earthquake epicenters over the territory. Using the maximum correlation coefficient to estimate the self-similarity of the field of epicenters of earthquakes in the Baikal region

**Для цитирования:** Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Ключевская А.А. (2019) Оценка самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона. *Литосфера*, 19(4), 640–652. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-640-652

**For citation:** Klyuchevskii A.V., Zuev F.L., Klyuchevskaya A.A. (2019) Evaluation of the self-similarity of earthquake epicenters field in the Baikal region. *Lithosfera*, 19(4), 640–652. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-640-652



allows us to significantly refine the magnitude of the self-similarity index – the difference between the self-similarity index ( $D_0 \approx 1.70$ ) and the cell dimension ( $D_0 \approx 1.58$ ) significantly exceeds three standard deviations. *Findings.* The applied method has a particular advantage with a small amount of initial data and can significantly improve the assessment of the self-similarity index in conditions of a limited duration of instrumental monitoring of earthquakes. In the absence of reliable data on the deep structure of the fault-block geomedium, the approach used and the results obtained contribute to the understanding of modern geodynamics and seismotectonics of the lithosphere of the Baikal region by analyzing the fault structure of the territories through the fractal dimension of the earthquake epicenter fields. In practical terms, information on monitoring the state of the fault structure of the lithosphere according to earthquake data can be used to characterize the seismic situation and the danger in industrial and civil construction areas.

**Keywords:** *self-similarity, scaling, epicenters of earthquakes, Baikal region, lithosphere*

## ВВЕДЕНИЕ

Тектонические землетрясения являются следствием упруго-пластичного деформирования литосферы Земли. Верхняя часть литосферы представляет собой иерархическую систему жестких блоков, разделенных разломами и разломными зонами, находящуюся под воздействием геофизических полей различной природы и потоков флюида [Садовский и др., 1987]. Суперпозиция глобального тектонического напряжения сжатия литосферы Земли, региональных и локальных напряжений различной природы приводит к градиентно-неоднородному деформированию некоторых зон литосферы с диссипацией энергии в виде разрывных разрушений горных пород – землетрясений разных энергетических классов, и в виде крипа. Землетрясения наиболее часто происходят в зонах контакта крупных литосферных плит, но и довольно часто – в континентальных внутриплитных регионах, где имеются системы активных разломов, разделяющих жесткие блоки литосферы, и сохраняется наследственная геодинамическая связь с предыдущими тектоническими активизациями [Новая глобальная тектоника, 1974]. На всех иерархических уровнях литосферы землетрясения отражают структурную наследственную неоднородность иерархической разломно-блочной геосреды и процесс трансформации напряжений и деформаций, которые концентрируются на границах блоков в зонах разломов и приводят к разрывам горных пород. Методы и приемы изучения сейсмичности, землетрясений и разломов совершенствуются со временем при решении фундаментальных проблем современной геодинамики литосферы Земли и прикладных задач сейсмической безопасности, сейсмического районирования территорий и прогноза сильных землетрясений.

В рамках модели иерархической разломно-блочной геосреды [Садовский, 1979] установлено, что распределение сейсмичности самоподобно на исследуемых масштабных уровнях [Садовский и др., 1984]. В этой модели количественные отношения между соседними уровнями иерархии неоднородностей литосферы предполагаются в среднем неизменными, а пределы иерархии не зафиксиро-

ваны и зависят от масштабов выше- и (или) ниже- лежащих уровней. Установленное самоподобие сейсмичности дает возможность использования математического аппарата теории фракталов для обработки и интерпретации материалов каталогов сейсмических событий. Известно, что фрактальные объекты обладают масштабной инвариантностью и характеризуются фрактальной размерностью (как мерой самоподобия), которая выражается нецелым числом [Мандельброт, 2002]. Самоподобие является характеристическим свойством фрактала, а самоподобный объект в точности или приближенно совпадает с частью себя самого. Многие объекты реального мира, например береговые линии, обладают свойством статистического самоподобия: их части статистически подобны в разных масштабах измерения. Фрактальная размерность – специфическая характеристика геометрической структуры природных или модельных объектов, в качестве показателя самоподобия служит основной характеристикой структуры многих природных фрактальных объектов. Фрактальная размерность равна показателю самоподобия для идеально самоподобных фракталов и флуктуирует около показателя самоподобия для природных монофракталов. Существует несколько фрактальных размерностей, которые для идеально самоподобного объекта обычно сходятся к одному и тому же численному значению и различны, если объект не полностью самоподобен или внутренне неоднороден. Как и прочие статистические характеристики, фрактальная размерность достаточно корректно отражает структуру природного фрактала по большой выборке материалов, но при ограниченных объемах данных размерность зависит от степени заполнения фракталами объекта и по этой причине может значительно отличаться от показателя самоподобия. Другой причиной различия фрактальной размерности и показателя самоподобия является неоднозначность выбора нижнего предела диапазона масштабирования объекта – предполагаемого предела самоподобия используемых данных.

Мы применяем математический аппарат теории фракталов и развитие в его рамках алгоритмы для изучения статистического самоподобия сейсмично-

сти, т.е. законов сохранения ее пропорций при изменении пространственных, временных или энергетических масштабов [Ключевский, Зуев, 2000, 2007, 2011]. Основная проблема оценок самоподобия сейсмичности кроется в необходимости судить о структуре всего изучаемого объекта по конечному, часто сравнительно небольшому, числу землетрясений, параметры которых определены с некоторой погрешностью. При небольшом числе толчков эпицентральное поле заполняется недостаточно полно и возникает проблема определения нижнего предела диапазона масштабирования объекта, на котором вычисляемая фрактальная размерность отражала бы оптимально масштабную инвариантность объекта. В настоящей работе нами реализован модифицированный способ определения фрактальной размерности эпицентрального поля сейсмичности, отличающийся тем, что границы диапазона масштабов с явно выраженным самоподобием определяются не по значению погрешности определения координат эпицентров землетрясений, а из условия максимума коэффициента парной корреляции линейной аппроксимации данных скейлинга [Ключевский и др., 2017]. Способ протестирован на примере самоподобных фрактальных структур “снежинка Коха” и “ковер Серпинского” и для выборки небольших размеров показал существенное приближение размерности к показателю самоподобия, а затем использован для оценки самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Детальное описание общих и частных вычислительных аспектов определения самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона и Монголии выполнено нами в работе [Зуев, Ключевский, 2015]. Мы используем три известные метрики фрактальной геометрии – клеточную (Хаусдорфа), информационную и корреляционную размерности применительно к геофизическим структурам, описываемым наборами точек на поверхности – эпицентрами землетрясений. Клеточная размерность определяется по формуле

$$D_0 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{-\ln N(r)}{\ln r}, \quad (1)$$

где  $N(r)$  – количество непустых, содержащих хотя бы одну точку, клеток сетки с длиной стороны  $r$ , накрывающей изучаемое множество. Алгоритм вычисления достаточно прост: на множество накладываются сетки с последовательно уменьшающимся размером ячейки  $r_k$  до тех пор, пока  $r_k$  не станет меньше точности измерения. Затем у последовательности пар  $(1/n(r_k), r_k)$ ,  $k = 1, 2, 3...$  отбрасываются неинформативные крайние члены. Оставшиеся пары аппроксимируются методом наименьших

квадратов, а среднее квадратичное отклонение берется как оценка погрешности метода.

Информационная размерность оценивается по формуле

$$D_1 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{-S(r)}{\ln r} = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\sum_i P_i \ln P_i}{\ln r}, \quad (2)$$

где  $S(r) = -\sum_i P_i \ln P_i$  – информационная энтропия

по Шеннону. Алгоритм вычисления аналогичен вычислению клеточной размерности.

Корреляционная размерность вычисляется по формуле

$$D_2 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\ln C(r)}{\ln r}, \quad (3)$$

где  $C(r)$  – корреляционный интеграл, который может быть записан через функцию Хевисайда как

$$C(r) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j} \theta(r - |\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j|), \quad (4)$$

а суммирование проводится по всем парам точек  $\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j$  изучаемого множества. Для геометрической прогрессии масштабов  $r_k$  рассчитываются значения  $C(r_k)$ , затем выполняется удаление крайних точек, и аппроксимация аналогична предыдущему.

Понятие фрактальной размерности иногда сводят к простой геометрической интерпретации – насколько фрактальные элементы заполняют пространство, в котором они определены. Заполнение территории эпицентрами землетрясений происходит поступательно во времени – каждый зарегистрированный толчок дополняет картину заполнения и приводит к изменению, обычно к росту, фрактальной размерности. Теоретически территория заполняется эпицентрами землетрясений полностью за сейсмический цикл, продолжительность которого для Байкальского региона составляет около 220 лет [Ключевский и др., 2005]. Следовательно, чтобы корректно определить показатель самоподобия эпицентрального поля землетрясений региона, необходимо осуществлять мониторинг сейсмичности продолжительностью в сотни лет. Инструментальная регистрация землетрясений сетью сейсмических станций Прибайкалья началась в 1960-х гг., т. е. поле эпицентров землетрясений, включенных в [Каталог...], заполнено не полностью. Следует отметить, что этот недостаток является артефактом инструментального мониторинга: на самом деле поля эпицентров землетрясений обычно заполнены, так как они формируются тысячелетиями непрерывного сейсмотектонического деформирования литосферы с генерацией землетрясений. Артефакт возникает из-за недостаточного объема данных в каталогах землетрясений и обусловлен малой продолжительностью периода инструментальной регистрации землетрясений. По-

этому при получении максимально приближенных к истинным значениям параметров долговременной сейсмичности при использовании ограниченной во времени выборки инструментальных данных часто возникают проблемы.

Исследуемый в работе фрактальный объект представляет собой поле эпицентров землетрясений на поверхности исследуемой территории (множество точек, обладающее свойством статистического самоподобия [Садовский и др., 1984; Соловьев, Штейман, 1994]). Отметим, что в сейсмологии и сейсмогеологии для описания и характеристики эпицентрального поля обычно используются карты изолиний плотности эпицентров толчков и карты изолиний сейсмической активности  $A_{10}$ : по картам анализируется пространственное и энергетическое распределение землетрясений, но нет возможности охарактеризовать общую структуру поля эпицентров одним числом. При оценке фрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений на поверхности Земли форма и размер максимальной первой клетки обычно определяются таковым территории исследования. Например, при исследовании эпицентров землетрясений Байкальского региона они определяются территорией, ограниченной координатами мониторинга землетрясений сетью сейсмических станций Прибайкалья ( $\varphi = 48.0^\circ\text{--}60.0^\circ\text{ N}$ ,  $\lambda = 96.0^\circ\text{--}122.0^\circ\text{ E}$ ), а при изучении сейсмичности отдельных районов и участков Байкальского региона – определяются формой и размерам этих территорий [Ключевский, Зуев, 2007]. В предыдущих наших работах размер минимальной клетки задается исходя из физических соображений, величиной погрешности определения координат эпицентров землетрясений. В Байкальском регионе погрешность обычно принимается равной 10 км, таковы и размеры минимальной клетки [Ключевский, Зуев, 2007; Зуев, Ключевский, 2015]. Однако расстановка и плотность сейсмических станций, от которых зависит в целом погрешность определения координат эпицентров землетрясений, варьируют по территории – наиболее высока плотность станций в центральной части региона, но на флангах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) она понижается и сейсмические станции вытянуты вдоль рифтовых структур, что приводит к погрешности более 10 км. Возникающие при этом различия в погрешности определения координат эпицентров землетрясений в центре и на флангах и, следовательно, разные величины возможных размеров минимальных клеток при скейлинге создают дополнительные неопределенности в оценке фрактальной размерности поля эпицентров толчков.

Чтобы минимизировать эти недостатки, в настоящей работе мы модифицировали процедуру линейной аппроксимации данных скейлинга [Ключевский и др., 2017]; все остальные процедуры, применяемые нами ранее при определении фрак-

тальной размерности эпицентрального поля землетрясений Байкальского региона [Ключевский, Зуев, 2007; Зуев, Ключевский, 2015], остались неизменными. Модификация сводится к тому, что минимальное значение  $r$  (нижний предел диапазона самоподобия для используемых выборок данных) выбирается по максимуму коэффициента детерминации  $R^2$  (коэффициента корреляции между  $\ln r$  и  $\ln N(r)$ ) линейной аппроксимации данных скейлинга. Иными словами, мы ищем наилучшую аппроксимацию линейного тренда функции  $\ln N = f(\ln r)$ , при необходимости исключая излишние точки. Мы можем это делать, поскольку знаем, что аппроксимирующая линия, сначала прямая, по мере уменьшения  $r$  начинает загигаться вниз (что приводит к уменьшению коэффициента корреляции), отражая переход через нижний предел диапазона самоподобия используемой ограниченной выборки данных.

По данным о представительных землетрясениях формировалась карта распределения эпицентров толчков по территории. Выполнялся скейлинг карты (разбиение карты на последовательно уменьшающиеся по размеру ячейки  $r_k$ ), и по углу наклона линейной аппроксимации функции логарифма количества площадок с землетрясениями  $\ln N$  от логарифма линейного размера площадок  $\ln r$  определялись фрактальные размерности  $D_0$ ,  $D_1$  и  $D_2$  поля эпицентров землетрясений. При этом выбирался диапазон размеров площадок, на котором линейная аппроксимация функции  $\ln N = f(\ln r)$  имеет максимальный коэффициент парной корреляции и в этом диапазоне определялась фрактальная размерность. Поскольку такое решение соответствует условию наилучшей аппроксимации данных скейлинга, то оно единственно и максимально приближено к показателю самоподобия как истинной характеристике самоподобной структуры распределения эпицентров землетрясений. Новый подход позволяет существенно уточнить величину фрактальной размерности при ограниченных выборках данных, обусловленных малой продолжительностью инструментальной регистрации землетрясений.

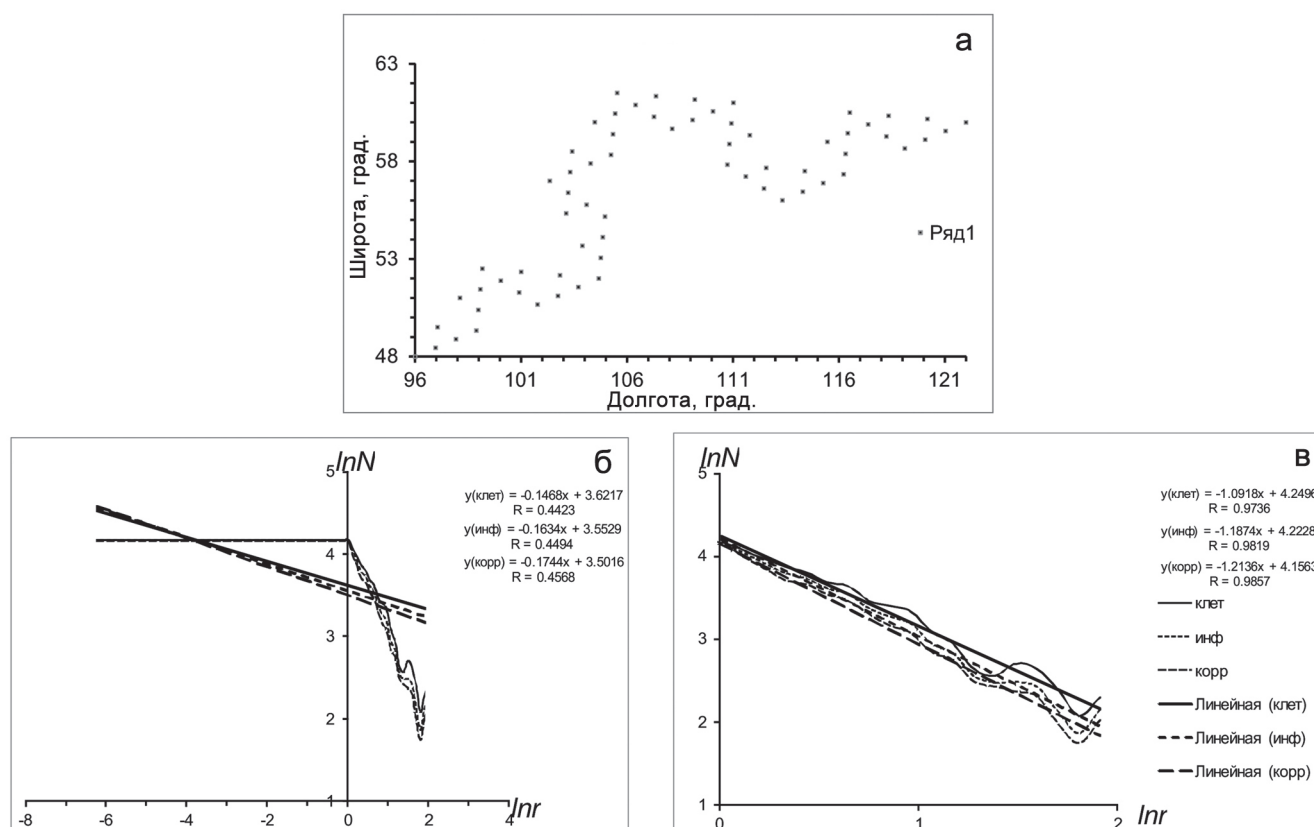
#### ЧИСЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ: МОДЕЛЬ “СНЕЖИНКА КОХА”

В качестве модельного примера артефакта недостаточного объема данных приведем результаты вычисления и определения клеточной ( $D_0$ ), информационной ( $D_1$ ) и корреляционной ( $D_2$ ) размерности синтезированного нами поля точек-эпицентров “землетрясений” для классической самоподобной структуры “снежинка Коха”, фрактальная размерность и показатель самоподобия которой  $D \approx 1.26$ . Для приближения к реальной ситуации синтезирование толчков выполнено в формате территории Байкальского региона ( $\varphi = 48.0^\circ\text{--}60.0^\circ\text{ N}$ ,  $\lambda = 96.0^\circ\text{--}122.0^\circ\text{ E}$ ).



На рис. 1а представлена структура самоподобного фрактала “снежинка Коха”, построенная в масштабе Байкальского региона по 64 синтезированным точкам-эпицентрам “землетрясений” (разряд 6,  $2^6 = 64$  точки, которые будем интерпретировать условно как количество “землетрясений” за  $t = 1$  год). На рис. 1б результаты определений клеточной  $D_0$  (клет), информационной  $D_1$  (инф) и корреляционной  $D_2$  (корр) размерности в полном диапазоне размеров  $r$  отражены в виде функций  $\ln N = f(\ln r)$  и их линейных аппроксимаций. Также представлены уравнения корреляционной связи и

коэффициенты корреляции  $R$ . Выделяется наклонная часть графика в масштабах  $0 \leq \ln r \leq 2$  и полочка для  $\ln r \leq 0$ , которая вносит главное искажение в функции  $\ln N = f(\ln r)$  и графики линейной аппроксимации функций. Видно, что линии аппроксимации не соответствуют графикам функций  $\ln N = f(\ln r)$ , коэффициенты корреляции низки (менее 0.5), а значения размерностей ( $D_0 \approx 0.15$ ,  $D_1 \approx 0.16$  и  $D_2 \approx 0.17$ ) сильно отличаются от показателя самоподобия фрактала “снежинка Коха” ( $D \approx 1.26$ ). На рис. 1в результаты представлены только для наклонных частей функций (устранены полочки), а



**Рис. 1.** Фрактальная структура “снежинки Коха” в масштабе Байкальского региона для 64 точек-эпицентров синтезированных “землетрясений” (разряд 6).

- а. Распределение точек-эпицентров синтезированных “землетрясений” по территории Байкальского региона.  
 б. Результаты скейлинга в полном диапазоне размеров: отражены в виде функций  $\ln N = f(\ln r)$  и линейной аппроксимации функций клеточной  $D_0$  (клет), информационной  $D_1$  (инф) и корреляционной  $D_2$  (корр) размерности. Для каждой размерности приведены уравнения корреляционной связи и коэффициенты корреляции  $R$ .  
 в. Результаты скейлинга наклонной линейной части функций (без “полочки”): отражены в виде функций  $\ln N = f(\ln r)$  и линейной аппроксимации функций клеточной  $D_0$  (клет), информационной  $D_1$  (инф) и корреляционной  $D_2$  (корр) размерности.

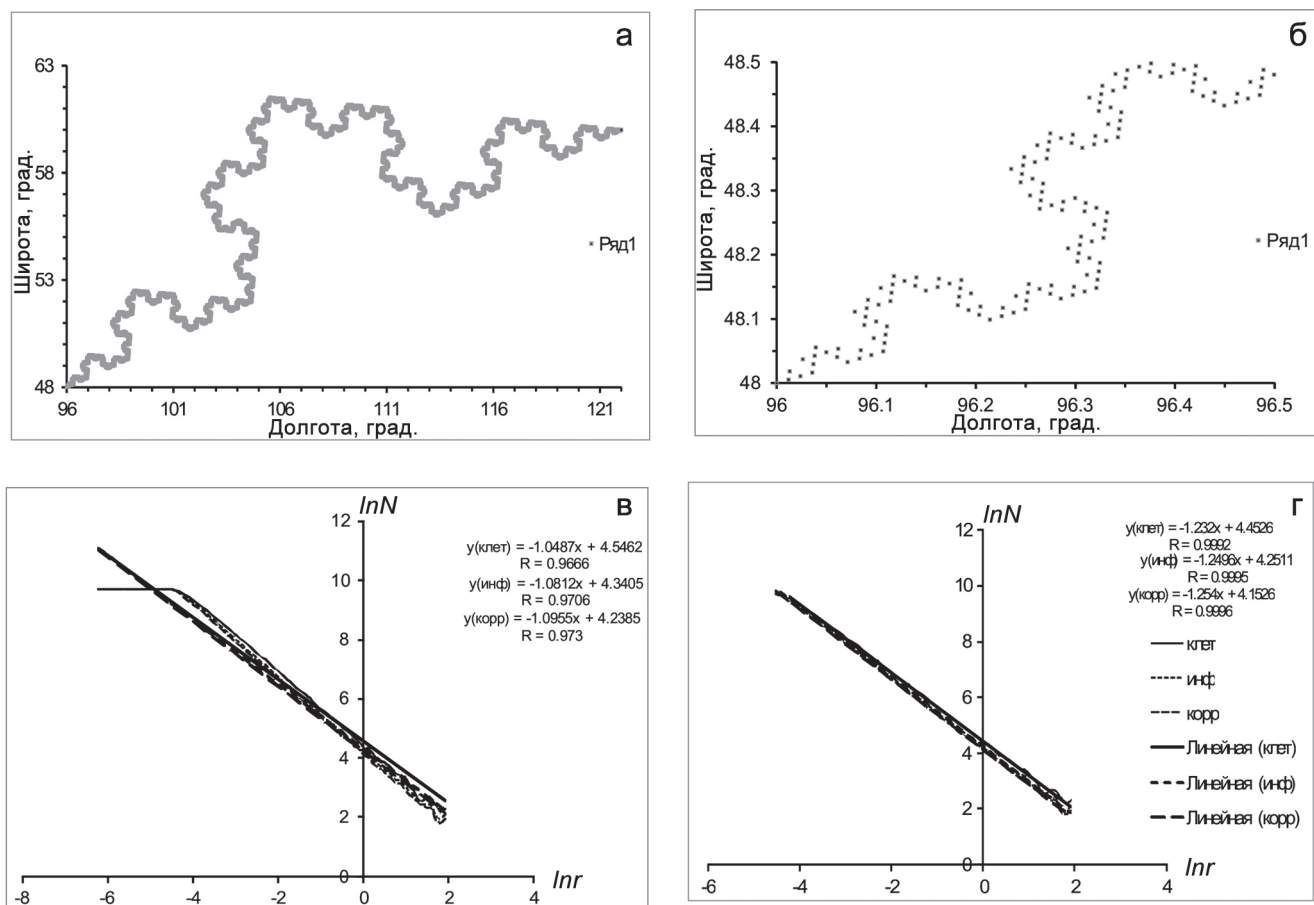
**Fig. 1.** Fractal structure of “Koch snowflakes” in the scale of the Baikal region for 64 points-epicenters of synthesized “earthquakes” (rank 6).

- а. Distribution of points-epicenters of synthesized “earthquakes” in the territory of the Baikal region.  
 б. The results of scaling in the full range of sizes are reflected in the form of the functions  $\ln N = f(\ln r)$  and linear approximation of the cellular  $D_0$  (клет), information  $D_1$  (инф) and correlative  $D_2$  (корр) dimension. For each dimension the correlation equations and the correlation coefficients  $R$  are given.  
 в. The results of scaling of the oblique linear part of the functions (without the “shelf”): reflected as functions of  $\ln N = f(\ln r)$  and linear approximation of the cellular  $D_0$  (клет), information  $D_1$  (инф) and correlative  $D_2$  (корр) dimension.

уравнения корреляционной связи получены при максимальных коэффициентах корреляции, т.е. для наилучшего описания функций линейной аппроксимацией. Видно, что графики линейной аппроксимации достаточно близко соответствуют функциям  $\ln N = f(\ln r)$ , максимальные коэффициенты корреляции высоки (выше 0.97), а значения показателей самоподобия ( $D_0 \approx 1.09$ ,  $D_1 \approx 1.19$  и  $D_2 \approx 1.21$ ) существенно приблизились к величине  $D \approx 1.26$ .

Продолжая, на рис. 2 структура “снежинка Коха” построена по 16 384 синтезированным точкам-эпицентрам “землетрясений” (разряд 14,  $2^{14} = 16\,384$  точки,  $t = 2^8 = 256$  лет). В масштабе всего Байкальского региона детали распределения точек-эпицентров уже не наблюдаются, видны только общие контуры. Поэтому мы изменили масштаб и привели небольшой участок ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ )

юго-западного фланга БРЗ (рис. 2б). На нем отчетливо повторяются детали самоподобного фрактала структуры “снежинка Коха”, заполненной уже достаточно полно. В полном диапазоне размеров  $r$  наклонные части функций расширены до  $-4 \leq \ln r \leq 2$  (рис. 2в), а полочки уменьшились ( $\ln r \leq -4$ ). Видно, что, несмотря на значительное увеличение наклонных частей функций, линейная аппроксимация все-таки не соответствует полностью графикам функций  $\ln N = f(\ln r)$ , коэффициенты корреляции существенно выросли ( $R \approx 0.97$ ), но значения вычисленных размерностей ( $D_0 \approx 1.05$ ,  $D_1 \approx 1.08$  и  $D_2 \approx 1.10$ ) отличаются от величины  $D \approx 1.26$ . На рис. 2г представлены результаты только для наклонных частей функций. Видно, что графики линейной аппроксимации хорошо соответствуют функциям  $\ln N = f(\ln r)$ , максимальные коэффициенты корреля-



**Рис. 2.** Фрактальная структура “снежинка Коха” в масштабе Байкальского региона для 16 384 точек-эпицентров синтезированных “землетрясений” (разряд 14) и в масштабе юго-западного фланга БРЗ.

б. Распределение точек-эпицентров синтезированных “землетрясений” по территории юго-западного фланга БРЗ. Подписи к рис. 2а, в, г аналогичны подписям к рис. 1а, б, в, соответственно.

**Fig. 2.** Fractal structure of the “Koch snowflake” in the scale of the Baikal region for 16384 points-epicenters of synthesized “earthquakes” (rank 14) and on the scale of the southwestern flank of the BRZ.

б. Distribution of points-epicenters of synthesized “earthquakes” along the territory of the southwestern flank of the BRZ. The signatures to Fig. 2а, в, г are analogous to the signatures to Fig. 1а, б, в, respectively.

ции высоки (близки к 1), а значения показателей самоподобия ( $D_0 \approx 1.23$ ,  $D_1 \approx 1.25$  и  $D_2 \approx 1.25$ ) почти сравнялись с величиной  $D \approx 1.26$ .

Заполнение структуры “снежинка Коха” выполнено до 65 536 точек-эпицентров “землетрясений” (разряд 16,  $2^{16} = 65\,536$  точки,  $t = 2^{10} = 1024$  условных года). Поскольку вид карт и поведение графиков аналогичны предыдущим построениям, просто опишем полученные для такой выборки данных результаты. В полном диапазоне размеров  $r$  наклонные части функций расширены до  $-6 \leq \ln r \leq 2$ , а полочки уменьшились ( $\ln r \leq -6$ ). Коэффициенты корреляции высоки ( $R \approx 0.99$ ), значения вычисленных размерностей ( $D_0 \approx 1.20$ ,  $D_1 \approx 1.22$  и  $D_2 \approx 1.23$ ) немного отличаются от величины  $D \approx 1.26$ . Графики линейной аппроксимации хорошо соответствуют наклонным частям функций  $\ln N = f(\ln r)$ , максимальные коэффициенты корреляции высоки (близки к 1.00), а значения показателей самоподобия ( $D_0 \approx 1.26$ ,  $D_1 \approx 1.26$  и  $D_2 \approx 1.26$ ) соответствуют величине  $D \approx 1.26$ .

Мы не приводим промежуточные построения для других выборок данных, так как совершенно отчетливо видно, что с ростом количества используемых точек-эпицентров “землетрясений” структура “снежинка Коха” полностью заполняется на определенных размерах, характеризуемых максимальным коэффициентом корреляции, и это приводит значения вычисляемых размерностей в соответствие с теоретическими значениями. Построения и определения, выполненные для очень сложной структуры самоподобного фрактала “ковер Серпинского” (показатель самоподобия  $D \approx 1.89$ ), приводят к точно таким же выводам, а именно: использование максимального коэффициента корреляции для выделения области полного заполнения точками-эпицентрами “землетрясений” дает возможность уточнить оценки, особенно при небольшом количестве точек-эпицентров.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ: ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ САМОПОДОБИЯ ПОЛЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

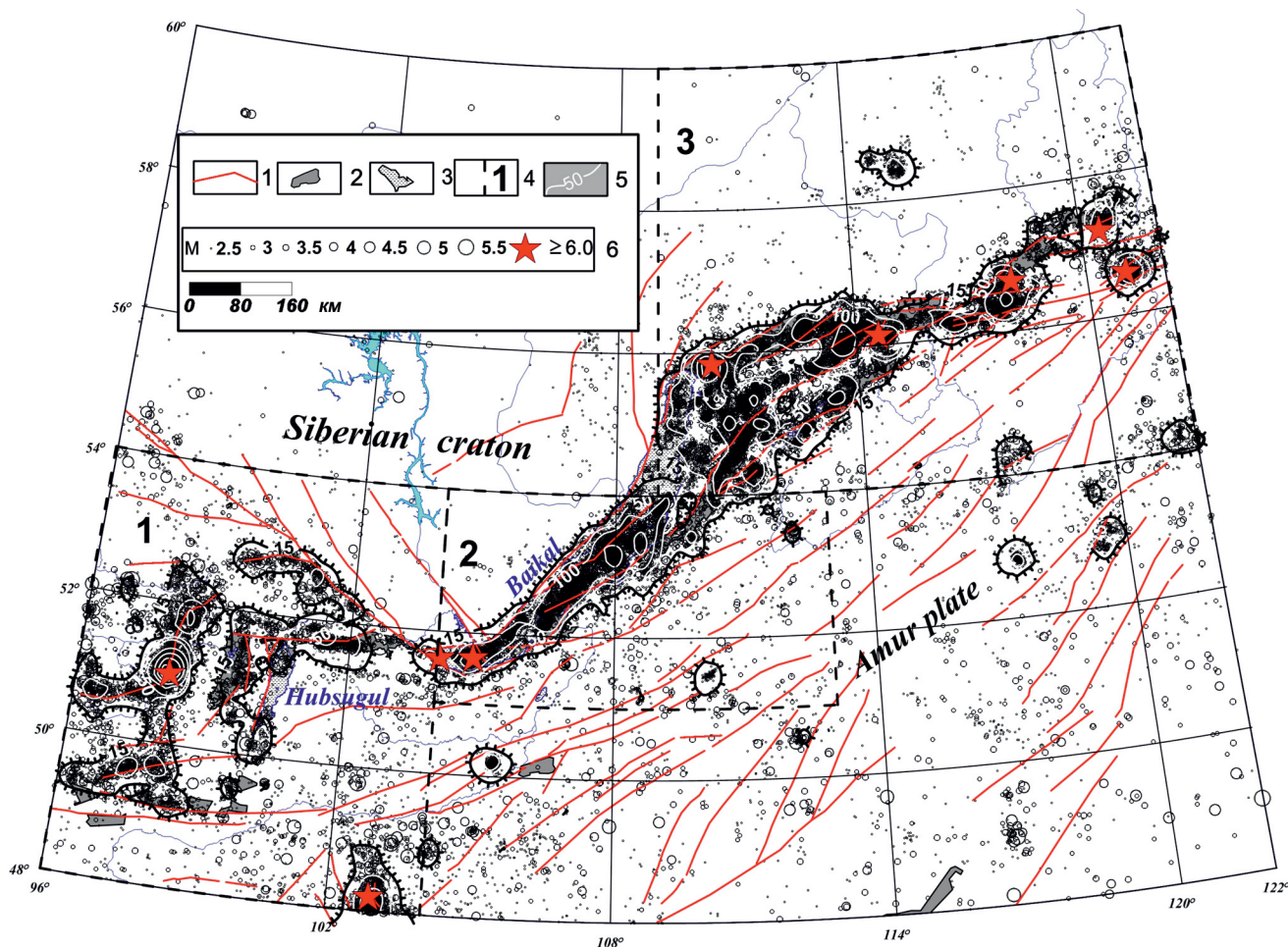
На рис. 3 представлена карта эпицентров 52 700 представительных землетрясений с магнитудой  $M_{\text{LH}} \geq 2.5$  (энергетический класс  $K_r \geq 8$ ), зарегистрированных в Байкальском регионе с 1964 по 2013 г., и изолиний их плотности в площадках  $0.2^\circ \times 0.3^\circ$ . Можно отметить, что землетрясения такого класса регистрируются в пределах региона без пропусков, т.е. являются представительными. Анализ карты показывает, что эпицентры землетрясений локализируются в пределах БРЗ, вне ее сейсмичность рассеяна и минимальна на Сибирской платформе. Видно, что эпицентры землетрясений приурочены к зонам основных разломов, но за пределами БРЗ раз-

ломы, как правило, слабо- или асейсмичны. Изолинии плотности эпицентров в площадках  $0.2^\circ \times 0.3^\circ$  позволяют установить особенности распределения землетрясений по территории региона. По внешнему контуру изолинии  $n = 15$  территорию можно разделить на три района. На юго-западном фланге БРЗ (район 1,  $\varphi = 48.0^\circ\text{--}54.0^\circ \text{ N}$ ,  $\lambda = 96.0^\circ\text{--}104.0^\circ \text{ E}$ ) эпицентры формируют полосы преимущественно субширотной и субмеридиональной ориентировки, соответствующей направленности зон основных активных разломов, в результате чего сейсмичность рассеяна по территории. В центральной части БРЗ (район 2,  $\varphi = 51.0^\circ\text{--}54.0^\circ \text{ N}$ ,  $\lambda = 104.0^\circ\text{--}113.0^\circ \text{ E}$ ) эпицентры толчков создают одну широкую полосу северо-восточного простираения. На северо-восточном фланге БРЗ (район 3,  $\varphi = 54.0^\circ\text{--}60.0^\circ \text{ N}$ ,  $\lambda = 109.0^\circ\text{--}122.0^\circ \text{ E}$ ) эпицентральное поле землетрясений имеет форму “треугольника”, основание которого на западе составляют несколько полос эпицентров северо-восточного и восточного направлений, а вершина формируется одной узкой полосой на востоке района. Районы разделены пополам по долготе  $\lambda = 100.0^\circ$ ,  $\lambda = 108.0^\circ$  и  $\lambda = 116.0^\circ$  на шесть участков, которым даны номера 1–6 начиная с юго-западной границы региона. Такая схема деления территории региона обычно применяется при исследовании сейсмичности и напряженно-деформированного состояния на трех иерархических уровнях литосферы БРЗ [Ключевский, 2007; Ключевский и др., 2009].

В практике изучения сейсмичности БРЗ мы использовали три фрактальные размерности – клеточную  $D_0$ , информационную  $D_1$  и корреляционную  $D_2$  [Ключевский, Зуев, 2007; Зуев, Ключевский, 2015]. Установлено, что с ростом объема выборки данных размерность  $D_0$  возрастает монотонно, слабо реагирует на афтершоки сильных землетрясений и адекватно характеризует структуру пространственного распределения эпицентров землетрясений. Размерности  $D_1$  и  $D_2$  подвержены влиянию афтершоков сильных землетрясений и резко уменьшаются при мощных сериях афтершоков, отражая локализацию эпицентров. Так как используемый нами [Каталог...] не очищен от афтершоков и роевых землетрясений, то в настоящей работе мы используем только клеточную размерность  $D_0$ , минимально подверженную эффекту локализации толчков из-за алгоритмического условия разрушения клетки одним землетрясением. Определения клеточной размерности выполнены для эпицентров землетрясений всего региона, трех районов и шести участков.

На рис. 4 результаты определений клеточной размерности эпицентров землетрясений Байкальского региона отражены в виде функций  $\ln N = f(\ln r)$ , их линейных аппроксимаций, уравнений корреляционной связи и коэффициентов корреляции. На рис. 4а показаны результаты определений в тех пределах размеров  $r$  пло-





**Рис. 3.** Карта эпицентров и изолиний плотности эпицентров землетрясений Байкальского региона (1964–2013 гг.).

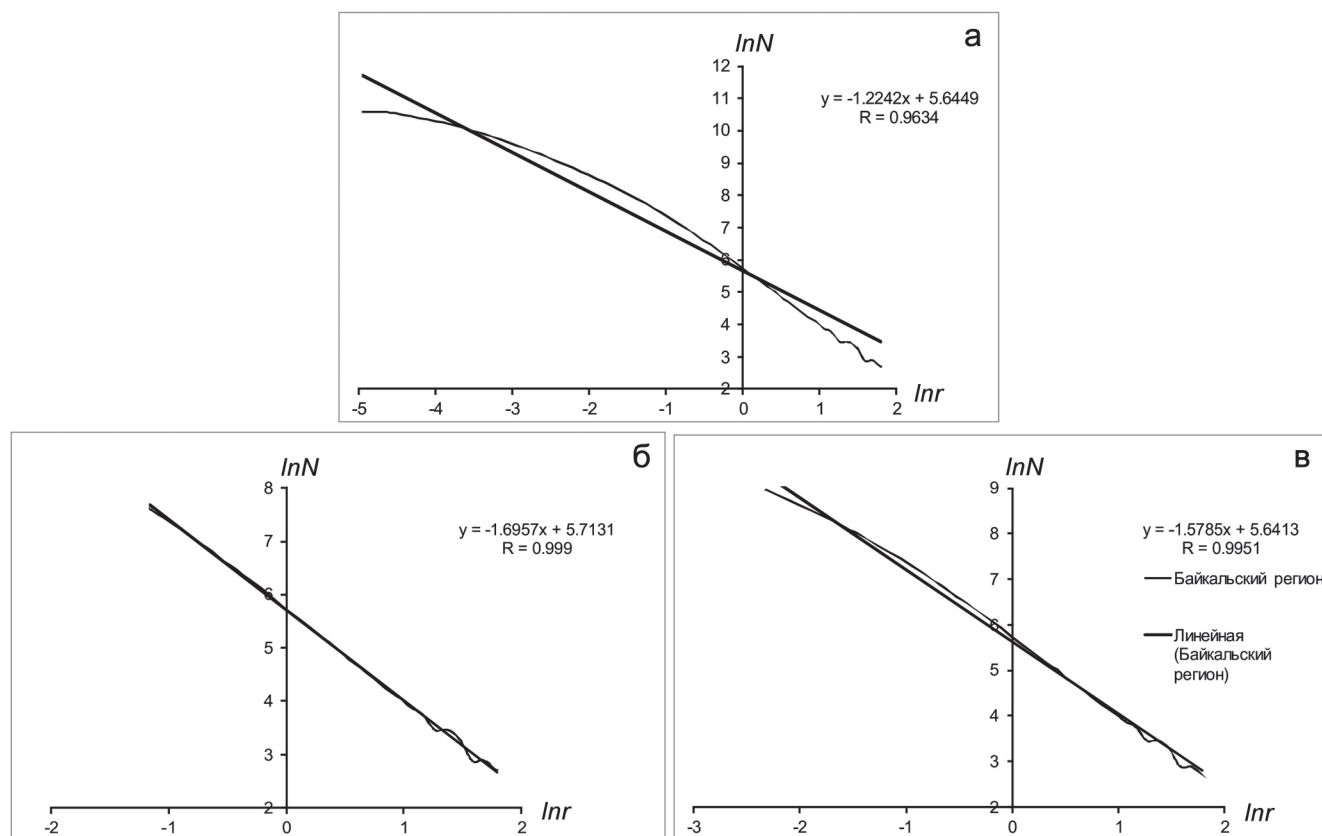
1 – разломы, 2 – впадины, 3 – озера, 4 – границы и номера районов, 5 – изолинии плотности эпицентров, 6 – эпицентры землетрясений с магнитудой  $M_{LH} \geq 2.5$  (энергетический класс  $K_p \geq 8$ ).

**Fig. 3.** Map of epicenters and isolines of density of epicenters of earthquakes in the Baikal region (1964–2013).

1 – faults, 2 – depressions, 3 – lakes, 4 – boundaries and numbers of areas, 5 – isolines of density of epicenters, 6 – epicenters of earthquakes with magnitude  $M_{LH} \geq 2.5$  (energy class  $K_p \geq 8$ ).

щадок, на которых имеются эпицентры землетрясений. График функции  $\ln N = f(\ln r)$  имеет выпуклый вид: прямолинейная наклонная часть графика на крупных масштабах  $-2 \leq \ln r \leq 2$  и изогнутая часть при  $\ln r \leq -2$ . Видно, что линейная аппроксимация слабо соответствует функции  $\ln N = f(\ln r)$ , хотя коэффициент корреляции достаточно высок ( $R \approx 0.963$ ), но значение вычисленной размерности  $D_0 \approx 1.22$ . На рис. 4б результаты представлены только для прямолинейной наклонной части, а уравнение корреляционной связи получено для максимального коэффициента корреляции, т.е. для наилучшего соответствия функции  $\ln N = f(\ln r)$  линейной аппроксимации. Видно, что график линейной аппроксимации близко соответствует функции  $\ln N = f(\ln r)$ , максимальный коэффициент

корреляции очень высок ( $R \approx 0.999$ ), а значение показателя самоподобия высоко ( $D_0 \approx 1.70$ ). На рис. 4в результаты представлены для прямолинейной наклонной части, но до размера минимальной клетки в  $r_k = 10$  км, соответствующего принятым оценкам погрешности определения координат эпицентров. Видно, что график линейной аппроксимации достаточно близко соответствует функции  $\ln N = f(\ln r)$ , коэффициент корреляции высок ( $R \approx 0.995$ ), а клеточная размерность  $D_0 \approx 1.58$ . Таким образом, использование максимального коэффициента корреляции для оценки самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона позволяет существенно уточнить величину показателя самоподобия – отличие показателя самоподобия ( $D_0 \approx 1.70$ ) от клеточной размерности



**Рис. 4.** Результаты определения клеточной размерности поля эпицентров землетрясений Байкальского региона за 1964–2013 гг.

- а. Графики и результаты определения клеточной размерности для всех размеров площадок.  
 б. Графики и результаты определения показателя самоподобия.  
 в. Графики и результаты определения клеточной размерности при минимальном размере клетки  $r_k = 10$  км.

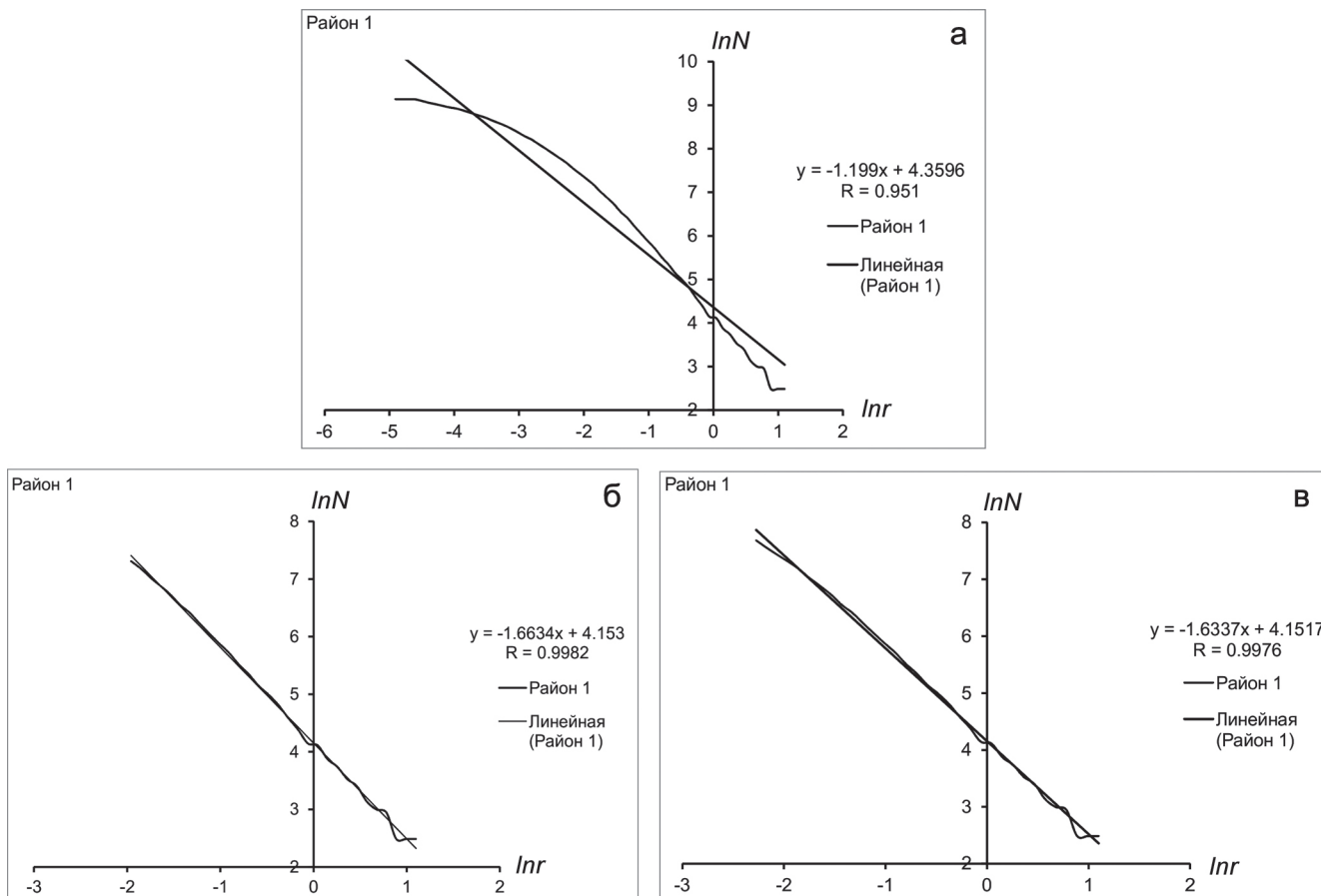
**Fig. 4.** Results of the determination of the cell dimension of the epicentral field of earthquakes in the Baikal region for 1964–2013.

- а. Graphs and results of determining the cell dimension for all site sizes.  
 б. Graphs and results of the self-similarity score.  
 в. Graphs and results of determining the cell dimension with a minimum cell size  $r_k = 10$  km.

( $D_0 \approx 1.58$ ) значительно превышает три стандартных отклонения.

Аналогичные процедуры были осуществлены для выборок землетрясений трех районов и шести участков. В качестве примера на рис. 5 результаты определений клеточной размерности поля эпицентров землетрясений района 1 (юго-западный фланг БРЗ) отражены в виде функций  $\ln N = f(\ln r)$ , их линейных аппроксимаций, уравнений корреляционной связи и коэффициентов корреляции. На рис. 5а представлены результаты определений в пределах размеров площадок, на которых выделяются эпицентры землетрясений. График функции  $\ln N = f(\ln r)$  имеет выпуклый вид: прямолинейная наклонная часть графика на крупных масштабах  $-2 \leq \ln r \leq 2$  и изогнута часть при  $\ln r \leq -2$ . Видно, что прямая аппроксимации слабо соответствует графику функции

$\ln N = f(\ln r)$ , хотя коэффициент корреляции достаточно высок ( $R \approx 0.951$ ), но  $D_0 \approx 1.20$ . На рис. 5б результаты представлены для прямолинейной наклонной части, а уравнения корреляционной связи получены при максимальном коэффициенте корреляции. Видно, что график линейной аппроксимации близко соответствует функции  $\ln N = f(\ln r)$ , максимальный коэффициент корреляции высок ( $R \approx 0.998$ ), показатель самоподобия  $D_0 \approx 1.66$ . На рис. 5в результаты представлены для прямолинейной наклонной части до размера минимальной клетки  $r_k = 10$  км. Видно, что график линейной аппроксимации достаточно близко соответствует функции  $\ln N = f(\ln r)$ , коэффициент корреляции высок ( $R \approx 0.997$ ), размерность  $D_0 \approx 1.63$  и отличается от показателя самоподобия почти на три стандартных отклонения. Таким образом, использование максимального коэффици-



**Рис. 5.** Результаты определения клеточной размерности поля эпицентров землетрясений района 1 за 1964–2013 гг.

Подписи к рис. 5 аналогичны подписям к рис. 4.

**Fig. 5.** Results of the determination of the cell dimension of the field of epicenters of earthquakes in area 1 for 1964–2013.

The signatures to Fig. 5 are similar to the signatures of Fig. 4.

ента корреляции для оценки самоподобия поля землетрясений района 1 позволяет уточнить величину показателя самоподобия.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованиями установлено, что распределение эпицентров землетрясений самоподобно на исследуемых масштабных уровнях [Садовский и др., 1984]. Величина фрактальной размерности поля эпицентров землетрясений лежит в пределах  $1 \leq D < 2$ : значение 1 указывает на цельную, упорядоченную структуру среды без разрывов-землетрясений, промежуточное значение – на частично разрушенную разрывами среду, а значения, приближающиеся к 2, указывают на сильно разрушенную среду. Самоподобие эпицентрального поля землетрясений БРЗ подтверждено в работе [Солоненко, Штейман, 1994].

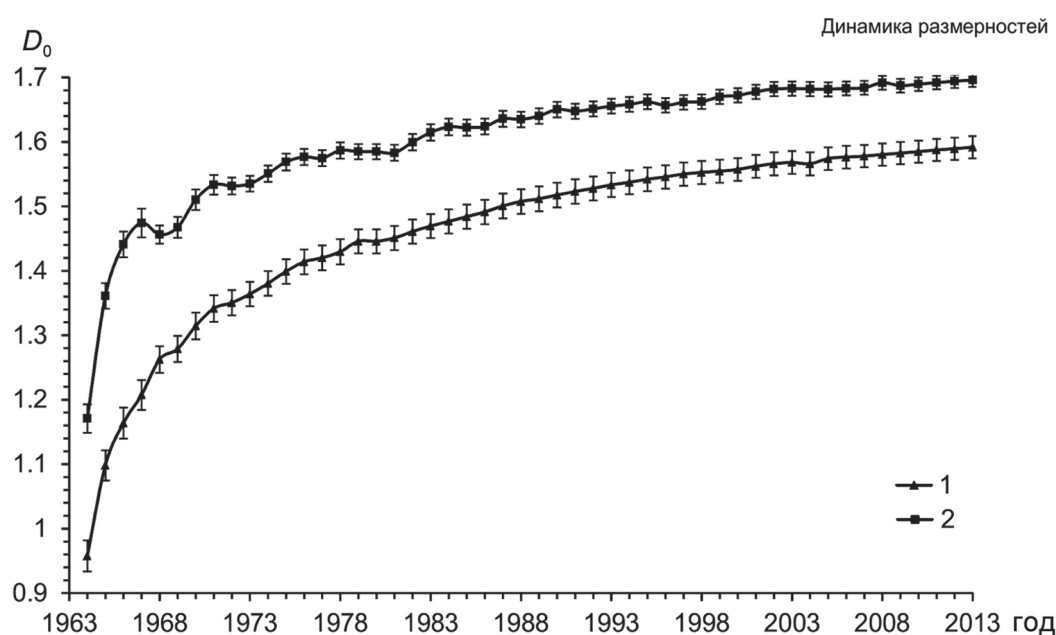
Одним из основных фрактальных объектов литосферы Земли являются пространственные структуры разломов, генерирующих землетрясения. В современном понимании разломообразование и землетрясения представляют собой разномасштабные свойства одной динамической системы – разломной зоны сдвига [Scholz, 2002], а связь землетрясений с разломами и их приуроченность к зонам активных разломов несомненны. Имеется гипотеза, что каждый активный разлом генерирует землетрясения одного размера, а фрактальное пространственное распределение землетрясений создается пространственным распределением разломов разной иерархии [Turcotte, Malamud, 2002]. Эта гипотеза позволяет охарактеризовать самоподобие структуры сети сейсмоактивных разломов через размерность структуры эпицентрального поля землетрясений. Фрактальные размерности разломов ( $D_f \approx 1.68$ ) и сейсмичности ( $D_s \approx 1.68$ ) в БРЗ соответ-



ствуют друг другу, что может указывать на сбалансированность разломообразования и сейсмичности [Sherman, Gladkov, 1999]. Нужно отметить, что информация о разломах получена для приповерхностного слоя литосферы, и основная часть небольших разломов, не имеющих выход на поверхность Земли, не может быть учтена в расчетах фрактальной размерности  $D_f$ . Кроме того, не все имеющие выход на поверхность разломы сейсмически активны. Возможно, поэтому полученные позднее фрактальные оценки сейсмичности трех районов и шести участков БРЗ показали, что клеточная размерность уменьшается с юго-запада региона (участок 1,  $D_0 \approx 1.60 \pm 0.02$ ) на северо-восток (участок 6,  $D_0 \approx 1.36 \pm 0.02$ ) [Ключевский, Зуев, 2007], т.е. региональное поле эпицентров не является монофракталом. Уменьшение клеточной размерности с юго-запада на северо-восток региона отражает трансформацию площадного распределения эпицентров землетрясений в квазилинейный вид. Эта трансформация, по нашему мнению [Ключевский, Зуев, 2007], свидетельствует об изменении напряженно-деформированного состояния литосферы региона с глобального суперпозиционного, обусловленного воздействием на БРЗ Индо-Азиатской коллизии (юго-западный фланг), в менее сложное региональ-

ное, связанное с развитием линейного Байкальского рифтогенеза в центральной части и на северо-востоке. Таким образом, фрактальная размерность эпицентрального поля землетрясений позволяет охарактеризовать структуру сети активных разломов, что вносит вклад в понимание современной геодинамики и сейсмотектоники литосферы региона. Представленные выше результаты показали, что на всех уровнях иерархии литосферы Байкальского региона использование максимального коэффициента корреляции для оценки самоподобия поля эпицентров землетрясений позволяет значимо уточнить величину размерности и получить более точные параметры разломной структуры в рамках фрактальной модели иерархического строения геологической среды.

Чтобы показать, как процесс заполнения эпицентрами землетрясений территории Байкальского региона влияет на определение фрактальной размерности и показателя самоподобия, на рис. 6 представлены графики изменения клеточной размерности региона, полученные при использовании ограничения  $r_k = 10$  км (график 1, фрактальная размерность) и по максимальному значению коэффициента корреляции (график 2, показатель самоподобия). На рис. 6 видно, что уровни графиков увеличива-



**Рис. 6.** Динамика фрактальной структуры поля эпицентров землетрясений как критерий заполнения толчками территории Байкальского региона с 1964 по 2013 гг.

1 – фрактальная клеточная размерность определена при минимальных размерах клетки  $r_k = 10$  км, 2 – показатель самоподобия определен по предлагаемому способу.

**Fig. 6.** Dynamics of the fractal structure of the earthquake epicenter field as a criterion for filling the Baikal region with shocks from 1964 to 2013.

1 – fractal cell dimension is determined with the minimum cell size  $r_k = 10$  km, 2 – the self-similarity index is determined by the proposed method.

ются со временем, отражая процесс постепенного заполнения территории Байкальского региона землетрясениями. Графики на рис. 6 и их аппроксимация показывают, что первые 5 лет кривая 2 растет быстрее, чем график 1, затем повышение уровня происходит примерно одинаково. На рис. 6 видно, что стандартные отклонения на графике 2 меньше, чем на кривой 1, а различие кривых существенно превышает три стандартных отклонения. Систематическое различие составляет около 0.1 и имеет методическую причину: эта величина может служить грубой поправкой при оценке показателя самоподобия по известной фрактальной размерности.

## ВЫВОДЫ

Оценки самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона получены с применением модифицированного способа, основанного на определении максимального коэффициента корреляции данных скейлинга. Примененный способ имеет особое преимущество при небольшом количестве исходных данных и позволяет существенно улучшить оценку показателя самоподобия в условиях ограниченной длительности инструментального мониторинга землетрясений. Основное влияние на оценку показателя оказывают два взаимосвязанных фактора: рост объемов инструментальных данных со временем и геометрия распределения эпицентров землетрясений по территории. Новые результаты уточняют параметры фрактальной структуры сейсмичности региона и его отдельных частей. Если учесть, что сейсмичность отражает процесс разломообразования в литосфере, то применение модифицированного способа позволяет получить более точные параметры состояния разломной структуры литосферы по полю эпицентров землетрясений Байкальского региона. При отсутствии надежных данных о глубинном строении разломно-блочной геосреды применяемый подход и полученные результаты вносят вклад в понимание современной геодинамики и сейсмотектоники литосферы Байкальского региона посредством анализа разломной структуры территорий через фрактальную размерность полей эпицентров землетрясений. В практическом плане информацию по контролю состояния разломной структуры литосферы на основе данных о землетрясениях можно использовать для характеристики сейсмической обстановки и опасности на территориях промышленного и прогнозирования гражданского строительства.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зуев Ф.Л., Ключевский А.В. (2015) Вычислительные аспекты характеристик самоподобия сейсмичности *Вестн. ИрГТУ*, **98**(3), 71-75.
- Каталог землетрясений Прибайкалья. <http://www.seis-bykl.ru/>
- Ключевский А.В. (2007) Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны. *Физика Земли*, (12), 14-26.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Баяр Г. (2005) Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений Байкальского региона и Монголии. *Геология и геофизика*, **46**(7), 746-762.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И. (2009) Иерархия сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы. *Геология и геофизика*, **50**(3), 279-288.
- Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. (2006) Исследование динамики сейсмичности в Байкальском регионе. *Докл. АН*, **409**(2), 248-253.
- Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. (2007) Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона. *Докл. АН*, **415**(5), 682-687.
- Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. (2011) Фрактальные оценки сейсмического процесса в литосфере Байкальского региона. *Литосфера*, (1), 143-149.
- Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Ключевская А.А. (2017) Патент на изобретение № 2625627. Способ определения показателя самоподобия поля эпицентров землетрясений. Заявка № 2016102935. Приоритет изобретения 28 января 2016 г. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 17 июля 2017 г.
- Мандельброт Б. (2002) Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 656 с.
- Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, 472 с.
- Садовский М.А. (1979) Естественная кусковатость горной породы. *Докл. АН СССР*, **247**(4), 829-831.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. (1987) Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 101 с.
- Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г. (1984) Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности. *Физика Земли*, (2), 3-15.
- Солоненко А.В., Штейман Е.А. (1994) Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта. *Докл. АН*, **337**(2), 253-257.
- Scholz C.H. (2002) The mechanics of earthquakes and faulting. C.H. Scholz. Cambridge: University Press, 470 p.
- Sherman S.I., Gladkov A.S. (1999) Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone. *Tectonophysics*, **308**, 133-142.
- Turcotte D.L., Malamud B.D. (2002) Earthquakes as a complex system. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (Eds W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger). Academic Press. Amsterdam, Boston, N. Y., Tokyo. P. A, 209-227.

## REFERENCES

- Katalog zemletryaseni Pribaikal'ya [Catalogue of Baikal region earthquakes]. <http://www.seis-bykl.ru/>
- Klyuchevskii A.V. (2007) Stresses and seismicity at the present stage of evolution of the Baikal rift zone lithosphere. *Izv. Phys. Solid Earth*, **43**(12), 992-1004. DOI:10.1134/S1069351307120026
- Klyuchevskii A.V., Dem'yanovich V.M., Bayar G. (2005) Large earthquakes in the Baikal region and Mongolia: Recurrence time and probability. *Russ. Geol. Geophys.*,

- 46(7), 731-745.
- Klyuchevskii A.V., Dem'yanovich V.M., Dzhurik V.I. (2009) Hierarchy of earthquakes in the Baikal rift system: implication for lithospheric stress. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(3), 206-213. DOI:10.1016/j.rgg.2008.06.023
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L. (2006) Investigation of seismicity dynamics in the Baikal region. *Dokl. Earth Sci.*, **409**(5), 831-835. DOI:10.1134/S1028334X06050345
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L. (2007) Structure of the epicenter field of earthquakes in the Baikal region. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 944-949. DOI:10.1134/S1028334X07060268
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L. (2011) Fractal assessments of seismic process in the Baikal region lithosphere. *Litosfera* (1), 143-149. (In Russian)
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L., Klyuchevskaya A.A. (2017) *Patent na izobretenie № 2625627. Sposob opredeleniya pokazatelya samopodobiya polya epitsentrov zemletryasenii. Zayavka № 2016102935. Prioritet izobreteniya 28 yanvarya 2016 g. Zaregistrovano v Gosudarstvennom reestre izobretenii Rossiiskoi Federatsii 17 iyulya 2017 g.* [Patent for invention No. 2625627. Method for determining the self-similarity index of the earthquake epicenter field. Application No. 2016102935. Priority of the invention on January 28, 2016. Registered in the State Register of Inventions of the Russian Federation on July 17, 2017]. (In Russian)
- Mandelbrot B.B. (1982) *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman and Co, N. Y., 468 pp.
- Novaya global'naya tektonika*. (1974) [The new global tectonics]. Moscow, Mir Publ., 472 p. (In Russian)
- Sadovsky M.A. (1979) Natural lumpiness of rocks. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **247**(4), 829-831. (In Russian)
- Sadovsky M.F., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F. (1987) *Deformirovanie geofizicheskoi sredy i seismicheskii protsess* [Deformation of the geophysical environment and seismic process]. Moscow, Nauka Publ., 101 p. (In Russian)
- Solonenko A.V., Shteiman E.A. (1994) Self-similarity of seismicity in the Baikal rift. *Dokl. Earth Sci.*, **337**(2), 253-257.
- Sadovsky M.A., Golubeva T.V., Pisarenko V.F., Shnirman M.G. (1984) Characteristic dimensions of rock and hierarchical properties of seismicity. *Izv. Phys. Solid Earth*, **20**, 87-95.
- Scholz C.H. (2002) *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: University Press, 470 p.
- Sherman S.I., Gladkov A.S. (1999) Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone. *Tectonophysics*, **308**, 133-142.
- Turcotte D.L., Malamud B.D. (2002) Earthquakes as a complex system. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. (Eds. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger). Academic Press. Amsterdam, Boston, N. Y., Tokyo. P. A, 209-227.
- Zuev F.L., Klyuchevskii A.V. (2015) Computation aspects of seismicity self-similarity characteristics. *Vestn. Irk. Univ.*, **98**(3), 71-75. (In Russian)



## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата A4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 200–300 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

**Рисунки.** Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

**Таблицы.** Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “–”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помещать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://lithosphere.ru>

## AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors depart surname; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 200, but not exceeding 300 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

**Figures.** Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

**Tables.** Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

**ЛИТОСФЕРА Том 19 № 4**

Июль–Август 2019

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

Учредитель  
Институт геологии и геохимии  
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.  
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова  
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова  
Оригинал-макет Н.С. Глушковой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

|                      |                               |                                            |
|----------------------|-------------------------------|--------------------------------------------|
| РИО ИГГ УрО РАН № 97 | Подписано в печать 30.08.2019 | Формат 60 × 84 <sup>1</sup> / <sub>8</sub> |
| Печать офсетная      | Усл. печ. л. 19,9             | Уч.-изд. л. 19,9                           |
|                      | Тираж 120                     | Заказ _____                                |

---

|                                      |                                                 |
|--------------------------------------|-------------------------------------------------|
| Институт геологии и геохимии УрО РАН | Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15 |
|--------------------------------------|-------------------------------------------------|

---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии  
ООО “Мир”  
394033, г. Воронеж, Ленинский проспект, дом 119а  
литера я, офис 215  
Тел.: 8 958 64 95 331