

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 18 № 6 2018 Ноябрь–Декабрь

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 18 No. 6 2018 November–December

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 6

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. Заваринского Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

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

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф.Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д.Гарути, Университет Леобена, Австрия; В.Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кащубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, 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.Менг, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; Е.В. Пушкирев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р.Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Б.И. Чувашов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р.Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлтон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД 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. Заваринского УрО РАН, Россия

Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12

E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН

© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2018. Volume 18, No. 6

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 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 Science Centre 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 (Granada University, 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, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); 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); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of 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 of Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS, Ufa, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Nature History Museum, London, Great Britain); Sergei D. Sokolov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sun-gatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Jurii V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Xolodnov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute UB of RAS, г. Пермь, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Boris I. Chuvashov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Richard Ernst (Scientist in Residence, Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial address: 15 Akad. 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

Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 18, № 6, 2018

Террейны основных геодинамических типов в структурах Урало-Тиманского ареала и Северо-Восточного сегмента Евразии

В. А. Коротеев, В. М. Нечеухин, А. А. Краснобаев, Е. Н. Волчек

779

Альбитовый термальный барьер и щелочная гранит-сиенит-нефелин-сиенитовая породная ассоциация (серия, формация, сообщество)

М. И. Дубровский

797

Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы

Г. А. Мизенс, Р. Х. Сунгатуллин, Г. М. Сунгатуллина, Б. И. Гареев, Г. А. Баталин, Ф. Ф. Садриев

819

Геологическое строение доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири

К. С. Иванов, С. В. Берзин, Н. В. Вахрушева, Н. П. Костров, О. Э. Погромская

839

Петрография гранатсодержащих пород Уфалейского блока, Южный Урал

Л. Я. Кабанова, В. Н. Анфилогов, М. А. Игуменцева, В. А. Котляров

859

Минералого-петрографические особенности метакоматитов Костомушской зеленокаменной структуры (Карелия)

Е. Е. Климовская, А. А. Иванов

870

Au-Ag-Pd-Pt минерализация в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня

В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова

892

Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене

А. В. Масленникова, В. Н. Удачин, В. В. Дерягин, М. В. Штенберг

914

Элементный состав грунтовых вод и спелеотемы “лунное молоко” в карстовой пещере Прощальная (Дальний Восток)

Л. М. Кондратьева, О. С. Полевская, Е. М. Голубева, А. В. Штарева, Н. С. Коновалова

928

Хроника

V Международная конференция “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”

Е. В. Кислов

942

VII Чтения памяти члена-корреспондента РАН С.Н. Иванова

В. А. Коротеев, К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин

945

Уральское литологическое биеннале-2018

Л. В. Бадида

950

Юбилеи

Валерий Порфириевич Алексеев. К 70-летию со дня рождения

953

Авторский указатель за 2018 г.

955

К сведению авторов

958

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2019 года можно во всех отделениях Почты России
(подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – 10657)

Contents

Volume 18, No. 6, 2018

Terrains of the main geodynamical types in the structures of Ural-Timan areal and the Eurasia North-Eastern segment

V. A. Koroteev, V. M. Necheukhin, A. A. Krasnobaev, E. N. Volchek

779

Albite thermal barrier and alkaline granite-syenite-nepheline-syenite rock association (series, formation, assemblage)

M. I. Dubrovsky

797

Reference sections of Cisuralian Series (Permian System): geochemical features

G. A. Mizens, R. Kh. Sungatullin, G. M. Sungatullina, B. I. Gareev, G. A. Batalin, F. F. Sadriev

819

Geological structure of the Pre-Jurassic basement of the Yugansk-Koltogorsk zone of the West Siberia

K. S. Ivanov, S. V. Berzin, N. V. Vakhrusheva, N. P. Kostrov, O. E. Pogromskaya

839

Petrography of garnet-containing rocks of the Ufalei block, the Southern Urals

L. Ya. Kabanova, V. N. Anfilogov, M. A. Igumentseva, V. A. Kotlyarov

859

Mineralogical and petrographic features of metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure (Karelia)

E. E. Klimovskaya, A. A. Ivanov

870

Au-Ag-Pd-Pt mineralization in sedimentary rocks associated with Triassic carbonaceous silicates of Sikhote-Alin

V. T. Kazachenko, E. V. Perevoznikova

892

Reconstruction of Turgojak Lake (the Southern Urals) ecosystem changes in Holocene

A. V. Maslennikova, V. N. Udachin, V. V. Deryagin, M. V. Shtenberg

914

Element composition of ground water and speleothem "moon milk" in a karst cave Proshchal'naya (Far East)

L. M. Kondratyeva, O. S. Polevskaya, E. M. Golubeva, A. V. Shtareva, N. S. Konovalova

928

Chronicle

V International Conference "Ultramafic-mafic complexes, geology, structure, ore potential"

E. V. Kislov

942

VII Reading Memory of correspondent member of RAS S.N. Ivanov

V. A. Koroteev, K. S. Ivanov, Yu. V. Erokhin

945

Ural lithological biennial 2018

L. V. Badida

950

Jubilees

Valery Porfir'evich Alekseev. 70-anniversary

953

Autor's index 2018

955

Author's guide

958

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from:

15 Akad. Vossovsky 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

ТЕРРЕЙНЫ ОСНОВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ В СТРУКТУРАХ УРАЛО-ТИМАНСКОГО АРЕАЛА И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЕВРАЗИИ

© 2018 г. В. А. Коротеев, В. М. Нечеухин, А. А. Краснобаев, Е. Н. Волчек

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

Поступила в редакцию 12.02.2018 г., принята к печати 19.09.2018 г.

Предмет исследования. Рассматриваются различные точки зрения на понятие структур типа террейна и роли их в сложении орогенных поясов. *Материалы и методы.* Использовались собственные исследования и обобщение имеющихся публикаций по районам исследования, с привлечением известных в настоящее время изотопных и радиологических данных, в первую очередь цирконовой геохронологии. Были привлечены также результаты геолого-геофизических сейсмоструктурных и палеомагнитных исследований. *Результаты.* Установлено, что в сложении Урало-Тиманского структурного ареала вместе с протерозойскими и палеозойскими ассоциациями орогенных поясов и рифейскими осадочными сериями выступов Русской плиты принимают участие структурные образования, которые соответствуют террейнам континентальной коры. Они наиболее характерны для Уральского орогенного пояса, принадлежащего к группе поясов эпиконтинентального типа, связанных с трансформацией океанических бассейнов при активном участии процессов аккреции и коллизии. К параметрическим особенностям этих террейнов относятся древние возрастные характеристики пород террейнов, их положение в структуре поясов, а также наличие реликтов субгоризонтально-слоистых структурных элементов. Слагающие террейны дискордантные по отношению к вмещающим структурам блоки мигматитов, гнейсов и других метаморфических пород имеют докембрийский возраст, что явилось основанием к введению термина “террейны древней континентальной коры”. Они характеризуются наличием реликтов субконтинентального строения, связанных со строением древних литосферных плит и процессами континентализации. По связи с источником выделяются экзотические и эндемические, а по строению – простые и сложные террейны. Геодинамика включения террейнов древней континентальной коры в структуру орогенных поясов связывается с горизонтальными перемещениями фрагментов древней литосферы в океанических палеобассейнах к периферии Русской плиты и локализацией их в поясовых структурах. Становление этих террейнов в структурах орогенных поясов завершается образованием внутритеrrейновых массивов гранитоидов и поясов вулкано-интрузивных серий, а также формированием сложных структурных ансамблей. Сторонники другой методологии, доминирующей среди исследователей Тихоокеанского подвижного пояса Северо-Восточного сегмента Евразии, относят к террейнам все структурные элементы, которые выполняют орогенные пояса, поскольку считают, что они претерпели горизонтальные перемещения и находятся в альтохтонном залегании. **Выходы.** Установлено, что в разных геологических провинциях термин террейн имеет свои особенности. Это явилось основанием для выделения двух геодинамических типов террейнов.

Ключевые слова: террейны, террейны древней континентальной коры, простые и сложные террейны, экзотические и эндемические террейны, структурные ансамбли

TERRAINS OF THE MAIN GEODYNAMICAL TYPES IN THE STRUCTURES OF URAL-TIMAN AREAL AND THE EURASIA NORTH-EASTERN SEGMENT

Viktor A. Koroteev, Viktor M. Necheukhin, Artur A. Krasnobaev, Elena N. Volchek

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

Received 12.02.2018, accepted 19.09.2018

Subject of study. Different points of view on the concept of structures of the terrain type and their role in the addition of orogenic belts are considered. *Materials and methods.* We used our own research and analysis of the latest publications

Статья написана по заказу Редколлегии.

Для цитирования: Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Волчек Е.Н. (2018) Террейны основных геодинамических типов в структурах Урало-Тиманского ареала и Северо-Восточного сегмента Евразии. *Литосфера*, **18**(6), 779–796. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-779-796

For citation: Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Volchek E.N. (2018) Terrains of the main geodynamical types in the structures of Ural-Timan areal and the Eurasia North-Eastern segment. *Litosfera*, **18**(6), 779–796. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-779-796

about the Ural-Timan region and the Pacific belt, on the territory of the Northeast segment of Eurasia, as well as currently known isotope radiometric data. It was used also the result of geophysical seismotectonic and paleomagnetic explorations. *Results.* It has been established that in the composition of the Ural-Timan structural area, along with the Proterozoic and Paleozoic associations of the orogenic belts and the Riphean sedimentary series of protrusions of the Russian Plate, structural formations that correspond to the terrain of the continental crust take part. They are the most characteristic for the Ural orogenic belt, which belongs to the group of epiocean-type belts, associated with the transformation of ocean basins with the active participation of accretion and collision processes. The parametric features of these terrains include the ancient age characteristics of terrain rocks, their position in the belt structure, as well as the presence of relics of subhorizontal layered structural elements. The discordant blocks of migmatites, gneisses and other metamorphic rocks of Precambrian age, which make up the terrains, was the basis for the introduction of the term "terrane of the ancient continental crust". By connection with the source, exotic and endemic, and simple and complex terrains are distinguished by structure. The geodynamics of including terrains of the ancient continental crust into the structure of orogenic belts is associated with horizontal movements of fragments of the ancient lithosphere in oceanic paleobasins to the periphery of the Russian Plate and their localization in belt structures. The formation of these terrains in the structures of the orogenic belts is completed by the formation of the intra-terrain massifs of granitoids and belts of volcanic-intrusive series. Supporters of a different methodology, dominant among researchers of the Pacific Belt of the Northeast Segment of Eurasia, refer to terrains all the structural elements that perform orogenic belts, because they believe that they have undergone horizontal movements and are in allochthonous occurrence. *Conclusions.* It has been established that in different geological provinces the term terrain has its own characteristics. This was the basis for the selection of two geodynamic types of terrains.

Keywords: *terrane, terrane of the ancient continental crust, simple and complex terranes, exotic and endemic terranes, structural ensembles*

Acknowledgements

The work was performed under the theme No. AAAA-A18-118052890016-3 of the State Task of the IGG UB RAS.

ВВЕДЕНИЕ

Принятие теоретической геологией парадигмы тектоники литосферных плит, включающей в себя в качестве основной геодинамическую концепцию, существенно изменило представление о причинах и содержании геологических процессов и их результатах. К числу таких результатов относятся фактические данные о процессах формирования орогенных систем и поясов, а также важной, а иногда решающей роли в этом формировании процессов акреции и коллизии. Разработанные методы реконструкций позволили выявить, что эти процессы не только сопровождались аккреционным скучиванием и коллизионным столкновением зон и блоков из единого геологического пространства, но и протекали в различающихся условиях геодинамических обстановок.

Вместе с этим они включали в себя и вовлечение в формирующиеся геодинамические системы и пояса фрагментов как собственных (эндемических), так и чуждых (экзотических) структурно-вещественных образований, которые получили наименование террейнов. Как выяснилось в ходе исследований, такие образования могут играть разную роль в формировании состава и строения орогенных систем и поясов, а также давать повод к различному пониманию этих образований. Все эти особенности отмечаются при изучении террейнов на обширной территории Северо-Восточного сегмента Евразии.

Под Северо-Восточным сегментом Евразии понимается система плитных и межплитных структур, которые располагаются от восточной перифе-

рии Восточно-Европейской платформы до структур периферии Тихого океана. Совершенно очевидно, что в кратком обзоре отсутствует возможность рассмотреть все особенности распространения террейнов и террейноподобных образований на такой обширной территории. Однако имеются основания привести характерные особенности положения и состава таких образований в наиболее характерных структурах и зонах концентрации на материалах собственных исследований и обобщения имеющихся публикаций. Кроме того, включение в эти обобщения материалов по западной периферии Тихого океана позволяет рассмотреть некоторые особенности формирования и динамики вовлечения в геодинамические структуры этих образований.

СОВРЕМЕННОЕ ПОНИМАНИЕ ТЕРРЕЙНОВ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ

Структура земной коры Северо-Восточного сегмента Евразии в значительной степени определяется процессами, которые характеризуют основные особенности тектоники литосферных плит и геодинамической концепции. Это относится и к проблеме участия в структурах земной коры характеризуемого сегмента структурных образований, несущих признаки террейнов.

Для более полной характеристики сегмента имеется необходимость выделить эти структурные образования, а также дать оценку их роли в строении и сложении этого сегмента.

Однако, прежде чем рассмотреть эти проблемы, необходимо остановиться на понимании тер-

минов “террейн” и “террейновый анализ” со стороны разных исследователей. Оно не является однозначным.

Термин “террейн” (от лат. *terra* – земля) впервые был использован американскими исследователями при работах в полосе Алеутских островов для обозначения зон с разным геологическим строением и историей формирования [Irving, 1979; Jones et al., 1983]. При таком определении для этих образований ими предлагалось использовать термин “структурно-формационный террейн”. В отечественной литературе такие структурные элементы рассматривались в качестве структурно-формационных зон.

Вместе с этим формируется и другое понимание термина “террейн” и “террейновый анализ”, а также трактовки термина “геодинамический тип террейна”. В основном такое направление сформировалось у исследователей, изучавших строение и особенности формирования орогенов определенного типа. В результате исследований установлено, что орогенные пояса этого типа по составу слагающих комплексов и строению, а также другим признакам соответствуют группе орогенов так называемого эпиокеанического типа, кратко – эпиокеанические орогены, что отражено в их названии (от греч. *epi* – потом). Формирование орогенов этой группы связывается с трансформацией океанических палеобассейнов и слагающих их ассоциаций в условиях активного проявления процессов аккреции и коллизии. Это понятие, с одной стороны, определяет, что они альтернативны группе орогенов, образующихся при коллизионном столкновении континентальных плит. С другой стороны, оно осложняет решение проблемы участия террейнов континентальной коры в орогенных поясах фанерозоя, сложенных океаническими ассоциациями, формировавшимися на коре океанического типа [Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001; Нечеухин, 2007; Нечеухин и др., 2009].

Соответственно, все формационные и структурные элементы эпиокеанических орогенов обусловлены трансформацией этого бассейна или его сегментов при активном участии процессов аккреции и коллизии. Для таких образований и их деструктурированных фрагментов было предложено использовать термин “тектоно-геодинамические элементы”, под которым понималось структурное образование с учетом геодинамических условий его формирования. Было предложено сочетания однотипных или разнотипных элементов использовать для выделения геологических зон при “террейновом анализе”, а также районировании для решения разных задач [Коротеев и др., 1996; Нечеухин, Волчек, 2015].

При таком подходе, адекватном основным положениям тектоники литосферных плит, термин “террейн”, как считают сторонники этого направ-

ления, применим только к блокам, которые отвечают фрагментам дезинтеграции других, как правило, более древних, литосферных плит. Именно от них сохраняются возрастные параметры и реликты субгоризонтально-слоистого строения континентальной коры в этих блоках.

Выделение орогенов эпиокеанического типа, формирующихся в основном за счет геодинамической трансформации океанических бассейнов и слагающих их ассоциаций, выдвигает еще одну проблему. Она заключается в решении вопроса, каким образом, за счет каких геодинамических процессов террейны с признаками принадлежности к фрагментам континентальной коры с древними возрастами вовлекались в структуру фанерозийских орогенных поясов, выполненных океаническими формационными и структурными ассоциациями.

Вместе с этим формируется еще одно, третье, направление в трактовке терминов “террейн” и “террейновый анализ”, из которых вытекает и свое понимание генетического типа террейнов у сторонников этого направления. По их мнению, к террейнам следует относить все структурные образования, участвующие в сложении орогенных поясов, поскольку все они предположительно претерпели горизонтальные перемещения [Геодинамика..., 2006].

Соответственно, по мнению сторонников этого направления, “внутренние зоны подвижных поясов могут представлять собой коллаж совершенно чуждых друг другу структурных единиц”. Размещение и положение этих структурных единиц и предлагаются рассматривать как предмет террейнового анализа.

Другие сторонники этого направления предлашают в составе коллажной структуры выделять доаккреционные, синаккреционные и постаккреционные элементы, используя их для решения разных, в том числе металлогенических и прогнозных, задач [Шпикерман, Горячев, 1998].

Рассмотрению и возможному решению этих проблем и задач посвящен предлагаемый обзор.

Террейны основных геодинамических типов в строении Урало-Тиманского ареала и их параметрические особенности

Отмеченные особенности позволяют выделять различающиеся по геодинамике формирования группы орогенных поясов, использовать разные трактовки понятия геодинамического содержания структурных образований типа “террейн”, объяснять роль этих образований в строении орогенных поясов. Соответственно, все эти особенности имеют свое значение при характеристике структурных образований, несущих признаки террейнов и их аналогов.

В сложении Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии, как показывают материалы геодинамических реконструкций, участвуют прежде всего ассоциации верхнепротерозойского Тиманского и палеозойского Уральского орогенных поясов. Их дополняют ассоциации рифтогенно-орогенных поясов и Печорской впадины, а также рифейские осадочные серии выступов Русской протоплиты и зоны ее деструкции (рис. 1).

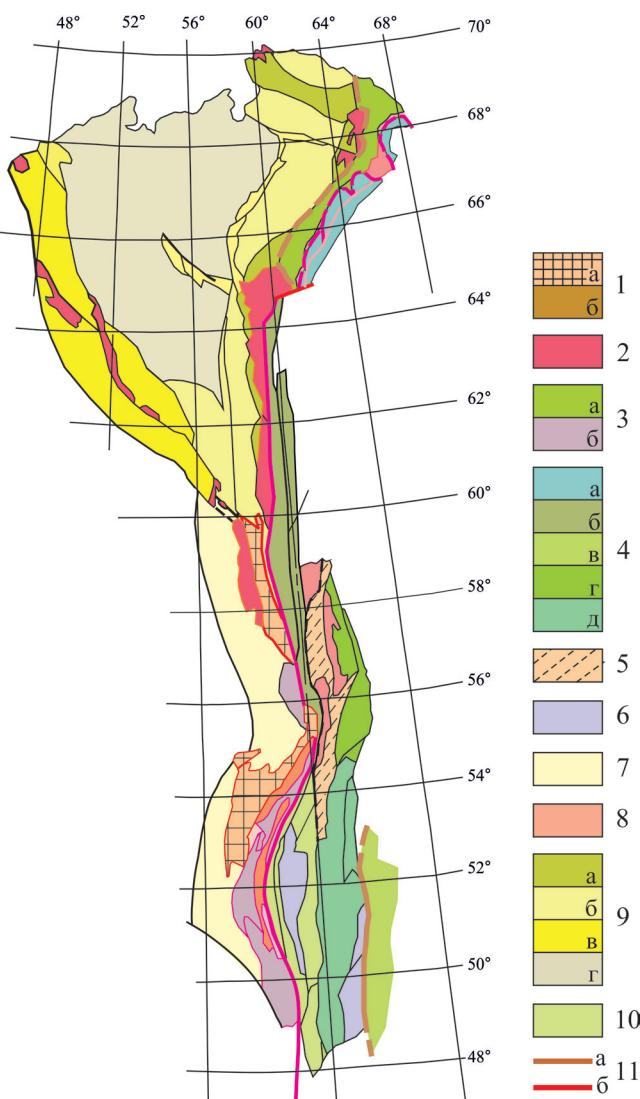


Рис. 1. Схема геодинамических систем и структурных элементов Урало-Тиманского ареала

1 – выступы Русской протоплиты (а) и зоны внутриплитной деструкции (б); 2 – Тиманский ороген и его выступы; 3 – Талота-Пайпудин-Лемвинский (а) и Сакмаро-Кракинско-Тирлянский (б) орогенные пояса; 4–8 – Уральский ороген и его геодинамические элементы: 4 – сегменты (а – Полярноуральский, б – Среднеуральский, в – Южноуральский, г – Восточный, д – Восточноуральский), 5 – межсегментная зона аккреционного скучивания, 6 – сдвигово-раздвиговые (транстенсивные) структуры, 7 – предгорные депрессии

внешней части орогена, 8 – континентальные террейны; 9 – Печорская впадина и ее структурные элементы (а – выступы рифтогенного основания, б – надаккреционные депрессионные структуры, в – депрессии унаследованные, г – неоплитный чехол); 10 – Казахстанский ороген; 11 – межорогенный (а) и межплитный (б) коллизионные швы.

Fig. 1. The scheme of geodynamic systems and structural elements of the Eurasian Ural-Timan areal.

1 – the protrusions of Russian protoplite (a) and interplate destruction zone (b); 2 – the Timan orogen and its protrusions; 3 – Talota-Paiipudin-Lemvinsky (a) and Sakmaro-Krakinsk-Tirlyansky (b) orogenic belts; 4–8 – the Uralian orogen and its geodynamic elements: 4 – segments (a – Polar Urals, b – Middle Urals, в – Southern-Urals, г – Eastern, д – Eastern-Urals), 5 – intersegment zone of accretionary piling, 6 – strike-shift (transtensive) structures, 7 – piedmont depressions of the orogen outer part, 8 – continental terrains; 9 – the Pechora basin and its structural elements (а – protrusions of riftogenic basement, б – supra-accretionary depressional structures, в – inherited depressions, г – neoplite cover); 10 – the Kazakhstan orogen; 11 – inter-orogenic (a) and interplate (b) collisional sutures.

Вместе с этим при геодинамических реконструкциях было высказано мнение, что в сложении орогенных поясов участвуют структурные образования, имеющие признаки террейнов континентальной коры [Нечеухин и др., 2000, 2009]. Установлено, что такие структурные образования, сопоставимы по своим параметрическим данным с террейнами, которые концентрируются главным образом в пределах орогенных поясов. Их наибольшая концентрация наблюдается в Уральском орогенном поясе (рис. 2).

Это послужило основанием на примере данных структурных образований рассмотреть главные характеристики и параметрические особенности, как самого сегмента, так и орогенных поясов эпиокеанического типа в целом.

Прежде всего, эти особенности позволили выделить отдельную группу террейнов, характерных для орогенных поясов эпиокеанического типа. Также имеется основание считать целесообразным, учитывая возрастные особенности этой группы, в соответствии с положениями языковой семантики (от гр. *semanticos* – обозначающий, смысловой) принять для этих террейнов название “террейны древней континентальной коры”.

Из наличия таких особенностей следует сделать вывод о том, что в сложении террейнов такого типа значительная часть их материала, еще находясь в составе древней литосферы, и, соответственно, до включения в структуру орогенного пояса, подверглась “континентализации”. Уровень ее, как известно, может быть оценен, например, по изотопным отношениям стронция, характеризующим уровень соотношения в блоках мантийного мафического и корового сиалического материала. Террейны делятся на группу с низкой и умеренной ($I < 1.705–1.707$) и

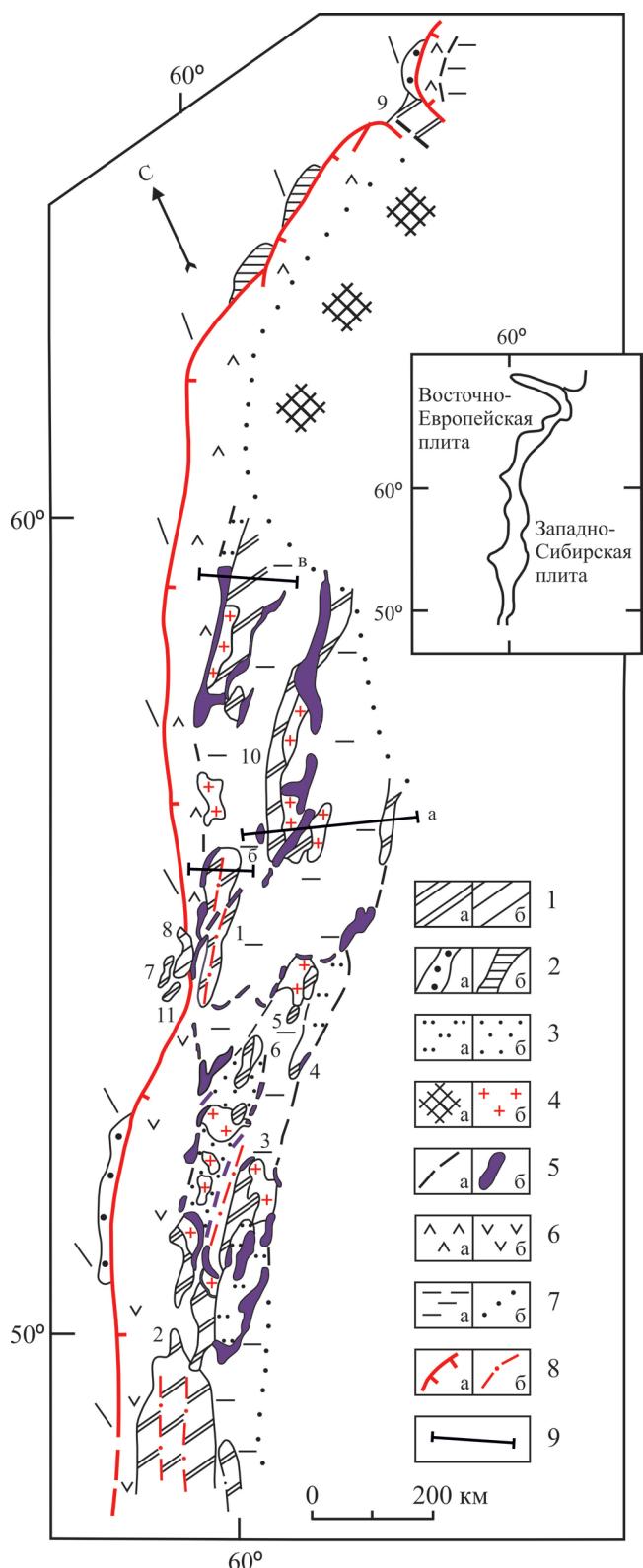


Рис. 2. Схема размещения террейнов древней континентальной коры в структуре Уральского эпиконтинентального орогена.

1 – террейны древней континентальной коры зон аккреции (а) и коллизии (б); 2 – террейны коры и террейн-неподобные тектонические блоки зоны коллизионно-

го шва с высокобарическими ассоциациями (а) и амфиболитовые (б); 3 – террейны под тектоническими покровами (а) и палеозойским постаккреционным чехлом (б); 4 – блоки континентальной и островодужной коры под мезозой-кайнозойским чехлом по геофизическим данным (а) и внутриблочные граниты (б); 5 – коллизионные швы с серпентинитовым меланжем (а) и литопластины ультрабазитов (б); 6 – Тагильская (а) и Магнитогорская (б) синформы; 7 – зона аккреции палеозойских образований (а) и граница чехла Западно-Сибирской платформы (б); 8 – Трансуральский межплатный коллизионный шов (а) и межблочные швы сложных террейнов (б); 9 – линии сейсмоструктурных профилей.

Цифры – номера террейнов с возрастными датировками по цирконам (см. табл. 1).

Fig. 2. The scheme of location of the ancient continental crust terrains in the Uralian epicontinental orogen structure.

1 – the terrains of ancient continental crust of the accretion (a) and collision (b) zones; 2 – the crust terrains and terrain-like tectonic blocks of collision suture with high-pressure associations (a) and amphibolite (b); 3 – the terrains under tectonic covers (a) and Paleozoic post-accretionary cover (b); 4 – the blocks of continental and island-arc crust under Mesozoic-Cenozoic cover on geophysical data (a) and interblock granites (b); 5 – collisional sutures with serpentinite mélange (a) and lithoplates of ultrabasites (b); 6 – Tagil (a) and Magnitogorsk (b) meganticlinoriums; 7 – accretionary zone of Paleozoic formations (a) and boundary of the West-Siberian platform cover (b); 8 – Transuralian interplate collision suture (a) and interblock sutures of complex terrains (b); 9 – lines of seismostructural profiles.

Figures are the terrain numbers with age datings on zircons (see the Table 1).

высокой ($I > 1.710$) степенью трансформации мафического материала. Косвенно это определяет разную степень “зрелости” и, соответственно, “континентинизации” коры этих блоков. Этот материал, по-видимому, практически не участвовал в процессах трансформации океанического материала орогенных систем. Однако террейны и слагающие их блоки, будучи достаточно континентинизированными и литофицированными в составе древней коры, могли участвовать в образовании структур орогенных систем и, следовательно, новообразованной коры данного геологического интервала.

Как показывают материалы изучения, в сложении сегмента достаточное распространение имеют гнейсовые, мигматито-гнейсовые и гранитогнейсовые комплексы, которые обладают параметрическими особенностями, характерными для террейнов древней континентальной коры. Они известны в разных геодинамических ассоциациях сегмента, но, прежде всего, участвуют в сложении обоих орогенных поясов эпиконтинентального типа.

Следует отметить, что проблема тектонической природы данных комплексов как в структуре Урало-Тиманского ареала, так и в структуре других орогенных систем, давно обсуждается исследователями. В процессе изучения они трактовались как вы-

ступы антиклинальных поднятий в зонах предполагаемого развития докембрийских образований [Мамаев, 1967], полихронных объектов с докембрийскими образованиями в ядерной части [Кейльман, 1974], а также продуктов метаморфизма палеозойских отложений [Соболев, 1969]. Отметим также более поздние предположения о том, что эти комплексы принадлежат структурам срединных массивов или выступам нижнего пластического слоя среди образований верхнего более хрупкого слоя в зонах растяжения [Иванов К., Иванов С., 1997].

По-видимому, частично это можно связать с тем, что в разных зонах концентрации блоки, имеющие признаки принадлежности к террейнам, отличаются своим строением, составом и положением в разрезе земной коры. Для части их потребовалось ввести дополнительные названия. Например, в сложении выступов Русской протоплиты и по периферии Трансуральского коллизионного шва присутствуют блоковые структурные образования, которые напоминают простые террейны, но отличаются от них по ряду параметров. Это послужило основанием для выделения их в отдельную группу с условным названием “протоблоки”.

В связи с отсутствием в гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексах, составляющих вещественную основу структурных блоков орогенных поясов, фаунистических остатков, главное значение для определения их абсолютного возраста имеют изотопно-радиологические методы, прежде всего цирконовая геохронология. Это обусловлено с одной сто-

роны, способностью циркона в рамках U-Pb системы сохранять “память” о геологических событиях и их последовательности, а с другой стороны, использованием в расшифровке этой последовательности специально разработанной методологии, основанной на изучении кристаллометрии, кристаллохимии, морфологии и других особенностях этого минерала [Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 1998]. При методической возможности используются и другие методы, особенно при оценке времен проявления диафтореза и наложенного метасоматоза.

Данными цирконовой геохронологии для гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, участвующих в сложении Уральского палеозойского орогена, определяется раннедокембрийское (2.2–1.65 млрд лет) и частично позднедокембрийское (1.2–0.6 млрд лет) время образования гнейсов (табл. 1).

На этом основании можно полагать, что субстрат блоков, отвечающий субстрату деструктурированных литосферных плит, имел, скорее всего, преимущественно раннедокембрийский возраст.

Вместе с возрастными параметрами выступы гнейсовых, гнейсово-мигматитовых и гранитогнейсовых комплексов, которые могут быть отнесены к террейнам древней континентальной коры, характеризуются определенными геологогеофизическими особенностями. Наиболее полно они выявляются сейсмоструктурными исследованиями (рис. 3, 4).

Таблица 1. Цирконовая геохронология террейновых блоков Урала

Table 1. Zircon geochronology of the Urals terrain blocks

№ п. п.	Террейн	Блок	Возраст, млн лет	
			По $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Образование
1	Сысерско-Ильменогорский	Селянкинский	2080 ± 15	429 ± 12
		Сысертский	580 ± 50	350 ± 10
		Ильменогорский	631 ± 41	325 ± 13
2	Мугоджарский	Талдыкский	1165 ± 72	410 ± 7
		Мариинский	1600–1800	330–430
3	Мариинский	Ильиновский	2054 ± 35	312 ± 12
		Троицкий	>700	400 ± 50
4	Троицкий	Челябинский	1928 ± 146	531 ± 28
		Кожубаевский	1800 ± 76	405 ± 17
		Самарский	2069 ± 63*	531 ± 43
5	Челябинско-Суундукский	Самарский	2923 ± 164**	2106 ± 82
		Уфалейский	2065 ± 75***	724 ± 175
		Максютовский	990–1100	400–500
6	Самарский	Харбайский		2200–740****
		Мурзинский		1120–480****
		Александровский		2330–920****
7	Тараташский			
8	Уфалейский			
9	Харбайский			
10	Адуйско-Мурзинский			
11	Александровский			

*Терригенный циркон, **гранулиты, ***амфиболиты, ****по отношению изотопов свинца.

*Terrigenous zircon, **granulites, ***amphibolites, ****with respect to lead isotopes.

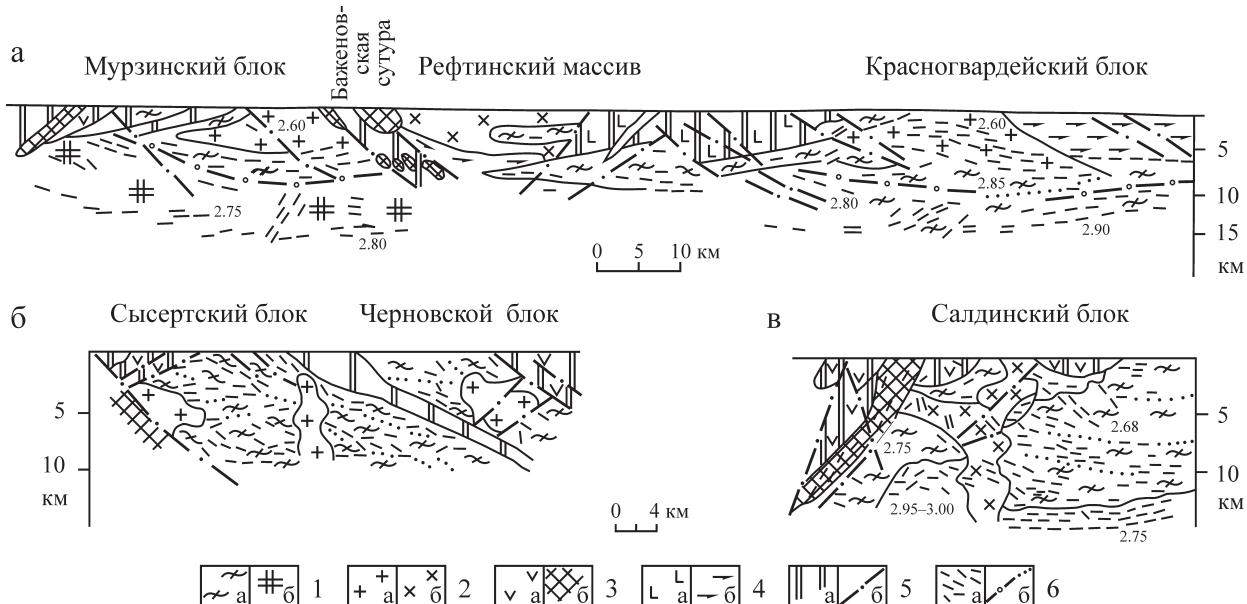


Рис. 3. Сейсмоструктурные профили через террейны древней континентальной коры: Восточноуральский (а), Сысертский (б) и Салдинский (в).

1 – гнейсы (а) и нижний гнейсовый слой (б); 2 – граниты и мигматиты (а), диориты (б); 3 – доаккремационные вулканиты (а) и ультрабазиты (б); 4 – синаккреционные вулканогенно-осадочные отложения (а) и постаккреционные осадки чехла террейнов (б); 5 – аккреционные швы и зоны покровов (а), тектонические нарушения разной природы (б); 6 – сейсмические площадки (а) и границы (б) (по материалам Баженовской экспедиции).

Fig. 3. Seismostructural profiles through the ancient continental crust terrains: East-Uralian (a), Sisertsky (b) and Saldinsky (c).

1 – gneisses (a) and lower gneiss layer (б); 2 – granites and migmatites (a), diorites (б); 3 – pre-accretionary vulcanites (a) and ultrabasites (б); 4 – synaccretionary volcanogenic-sedimentary (a) and postaccretionary sediments of the terrain cover (б); 5 – accretionary sutures and zones of cover (a), tectonic dislocations of different nature (б); 6 – seismic tread (a) and boundaries (б) – on the Bazhenovskaya expedition materials.



Рис. 4. Сейсмоструктурный профиль через террейны Режевой зоны и ее восточную аккреционно-коллизионную периферию (по материалам Баженовской экспедиции).

1 – граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, амфиболиты Адуйского и Мурзинского террейнов; 2 – ультрабазиты; 3 – покровы (а) и складчатые зоны (б) аккреционно-коллизионной периферии; 4 – аккреционные и коллизионные швы; 5 – сейсмоструктурные элементы (на материалах Баженовской экспедиции).

Fig. 4. Seismostructural profile through the Rezh zone terrains and its eastern accretion-collisional periphery.

1 – granites, granite-gneisses, gneisses, amphibolites of the Adui and Murzinsky terrains; 2 – ultrabasites; 3 – covers (a) and folded zones (б) of accretion-collisional periphery; 4 – collisional suture; 5 – seismostructural elements (on the Bazhenovskaya expedition materials).

На сейсмоструктурных профилях, пройденных в восточной части Среднего и Южного Урала, устанавливается, что значительная часть таких выступов представлена крупными блоками, имеющими дискордантные границы, секущие вмещающие отложения. В противоположность этому вмещающие океанические отложения слагают антиформы, синформы, покровно-надвиговые, чешуйчато-надвиговые и другие аллохтонные структуры. Шовные зоны, ограничивающие блоки, не прослеживаются на глубину, что могло характеризовать их как “глубинные разломы” на границах антиклинальных поднятий, в качестве которых они традиционно рассматриваются.

Во внутреннем строении части блоков проявляются в разной степени выраженные реликты субгоризонтально-слоистого строения, характерного для коры континентального типа. Такие реликты сохраняются и при деформации этих блоков. В основании блоков нередко выявляются крупные сейсмические площадки, которые могут интерпретироваться как границы сдвигов, возникающие в основании блоков в процессах крупных горизонтальных перемещений. Все отмеченные параметры дают основание отнести такие блоки к террейнам древней континентальной коры простого и сложно-многоблокового типов строения.

В результате таких процессов аккреционного скучивания создаются структурные образования, получившие наименование сложных структурных ансамблей, формирующихся в ассоциации с крупными террейнами (рис. 5).

Отдельную группу составляют блоки с комплексами метапород с древними возрастами, локализующиеся на Южном Урале по периферии Русской протоплиты и на Полярном Урале по внешней границе Трансуральского шва. На Южном Урале к таким блокам относятся известные Тараташский и Уфалейский выступы. К этой же группе можно отнести расположенные на южном удалении Суванякский и Максютовский выступы.

На Полярном Урале цепочка массивов, содержащих комплексы метаморфических пород с древними возрастами, располагается по внешней границе трансструктурного коллизионного шва в составе сложного Марункеуского и простых по строению Северного Хардьюского, Южного Хардьюского и самого южного Неркаюского массивов. Для всех этих и простых и сложных массивов, как и для слагающих их блоков, устанавливаются древние изотопно-радиометрические возрасты по эклогитам в интервале 1.7–1.5 млрд лет [Ленных, 1984; Андреичев, 2004а, б]. С.Н. Иванов с коллегами [1982] считают Марункеуский сложный по строению блок фрагментом эпикарельской платформы.

Сейсмоструктурный профиль, проходящий на широте Тараташского и Уфалейского выступов, свидетельствует о том, что выступы явно характе-

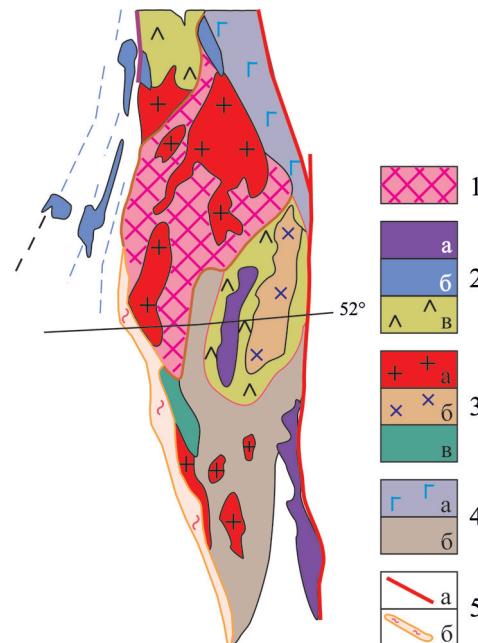


Рис. 5. Схема строения структурного ансамбля в ассоциации с Мариинским террейном (Южный Урал). (Выкопировано из [Геодинамическая карта..., 2009]).

1 – террейн древней континентальной коры; 2 – ультрабазиты покровов оphiолитов (а), протрузий (б) и океанические базальты (в); 3 – интраперрейновые массивы гранитов (а), гранодиоритов (б) и габбро (в); 4 – постаккреционные базальты (а) и осадочные породы чехла террейна (б); 5 – зона коллизионного шва (а) и аккреционные швы (б).

Fig. 5. The scheme of structural ensemble construction in association with Mariinsky terrain (the Southern Urals). (Copies from the [Geodynamical map..., 2009]).

1 – ancient continental crust terrain; 2 – ultrabasites of ophiolite covers (а), of protrusions (б) and oceanic basalts (в); 3 – of intraterrain massifs granite (а), granitoids (б) and gabbro (в); 4 – post-accretionary basalts (а) and sedimentary rocks of the terrain cover (б); 5 – collisional suture zone (а) and accretionary sutures (б).

ризуются субгоризонтально-слоистым сложением. Вместе с этим на всю доступную глубину порядка 9 км они сложены преимущественно основными и ультраосновными породами при отсутствии гранитного слоя [Панков, Нечеухин и др., 1979]. Это не позволяет рассматривать их в качестве выступов древнего щита, а также считать частью плитного разреза.

Скорее всего, они относятся к ксеногенным блокам, вовлеченным в структуру рифейской плиты под влиянием сложных геодинамических процессов, в том числе извлечения из подкоровых уровней при проявлении сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) процессов [Пыстин, 1994; Нечеухин, Волчек, 2012]. Проявление в этой части рифей-

ской плиты таких процессов подтверждается наличием здесь Кусинско-Копанских интрузий габбро, ассоциирующих с массивами гранитов и гранитогнейсов, а также метаморфических пород с высокобарическими парагенезисами [Белковский, 2002].

Вероятно, с близкими по природе геодинамическими процессами связано и становление протоблоков по периферии Трансуральского коллизионного шва на Полярном Урале.

Выделение структурных образований, которые могут соответствовать террейнам древней континентальной коры, как и оценка их значения для Тиманского орогена, сильно затруднены, поскольку эти образования в значительной степени перекрыты палеозойскими отложениями. Вместе с этим материалы глубокого бурения, отдельные изотопно-радиометрические возрастные определения позволяют наметить наличие в пределах этого орогена системы блоков и микроплит, которые могут рассматриваться в качестве террейнов или их террейноподобных аналогов. По этим данным, система таких блоков и микроплит располагается в основном по северо-восточной периферии пассивной континентальной окраины орогена и сопровождается зоной регионального коллизионного шва, с которой связана серия интрузий основного и кислого состава (рис. 6).

Приведенные данные и материалы других исследований, в частности фациальных и формационных сопоставлений, позволили с достаточной достоверностью предположить, что террейноподобные блоки и микроплиты являются частично продуктами деструкции прилегающего кратона [Гецен, 1987; и др.]. В этом отношении они должны рассматриваться как террейны и террейноподобные образования эндотического типа. Для них известны породы только раннерифейского возраста, которые, скорее всего, не могут характеризовать возраст основания этих структурных образований. К комплексам древнего основания террейноподобных блоков и микроплит можно с известной долей вероятности отнести, метакомплексы ядерной части Кожимского купола, которые слагают Няртинский выступ.

Расположенный в северной части Кожимского купола Няртинский выступ метапород в центре слагается гнейсово-мigmatитовым комплексом, сложенным биотитовыми и гранат-биотит-мусковитовыми гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с прослоями карбонатных пород. Для гнейсов имеются изотопно-радиометрические датировки, полученные методом термоионной эмиссии с максимальными значениями 2.2–1.95 млрд лет (данные А.М. Пыстиной, Ю.И. Пыстиной). В обрамлении гнейсово-мigmatитового комплекса устанавливается сложная ассоциация горных пород, представленная слюдистыми кристаллическими сланцами с про-

слоями эпидот-амфиболитовых сланцев и горизонтами карбонатных пород, а также залегающими выше углеродсодержащими кварцево-слюдяными сланцами и амфиболовыми сланцами с прослоями мраморов и горизонтами метабазитов. Присутствуют также небольшие пластовые интрузии гранитов, что не исключает развитие здесь древней внутритечной вулкано-плутонической ассоциации. Для гнейсовых сланцев из средней части разреза приводится изотопно-радиологический возраст 1.896 млрд лет по цирконам U-Pb методом [Пыстин, Пыстина, 2001; Пыстин, Пыстин, 2002]. В карбонатных породах ассоциации известны также находки водорослей раннего протерозоя.

Структурно-метаморфические образования выступа архея-раннего протерозоя перекрываются накоплениями вулкано-интрузивных серий, которые в нижней части разреза местами содержат горизонты конгломератов, кварцитов, пестроцветных филлитов, прослои известняков и доломитов. По геологическим критериям, а также находкам микрофиллитов и строматолитов породы горизонта относят к раннему рифею.

В вулканических накоплениях серий, слагающих Кожимское поднятие, более значительное развитие имеют породы основного состава, объединяемые в манарагский и верхнекожимский комплексы. Отмечаются также и породы среднего состава, иногда со щелочным уклоном. В северной части поднятия известны, кроме того, накопления кислых вулканитов [Волчек, 2004]. Образованиями манарагского комплекса слагается основная часть Ляпинского выступа. По составу и особенностям залегания отложения этого комплекса отвечают, скорее всего, образованиям плитного чехла, что характерно для внутренних частей террейнов.

Собственно вулканогенные накопления, которые могут быть индикаторами палеогеодинамических условий для отмеченной части верхнепротерозойского разреза, представлены исключительно основными разностями, которые концентрируются на двух уровнях. Раннему уровню отвечает верхнекожимский, а более позднему – манарагский базальтовые комплексы. Вулканиты верхнекожимского комплекса, развитые в составе пуйвинского и щокурынского комплексов ранне-среднерифейского возраста в эфузивных и гипабиссальных фациях, по петрохимическим параметрам близки к базальтам внутритечных траппoidов. В свою очередь, манарагский комплекс, сложенный породами эфузивных и субвулканических фаций, приурочен к верхним частям хобеинской свиты среднего рифея. Для его эфузивных накоплений характерны покровный тип излияний в мелководных фациальных условиях, а для всего комплекса – слабая степень дифференциации и принадлежность к внутритечной толеитовой серии.

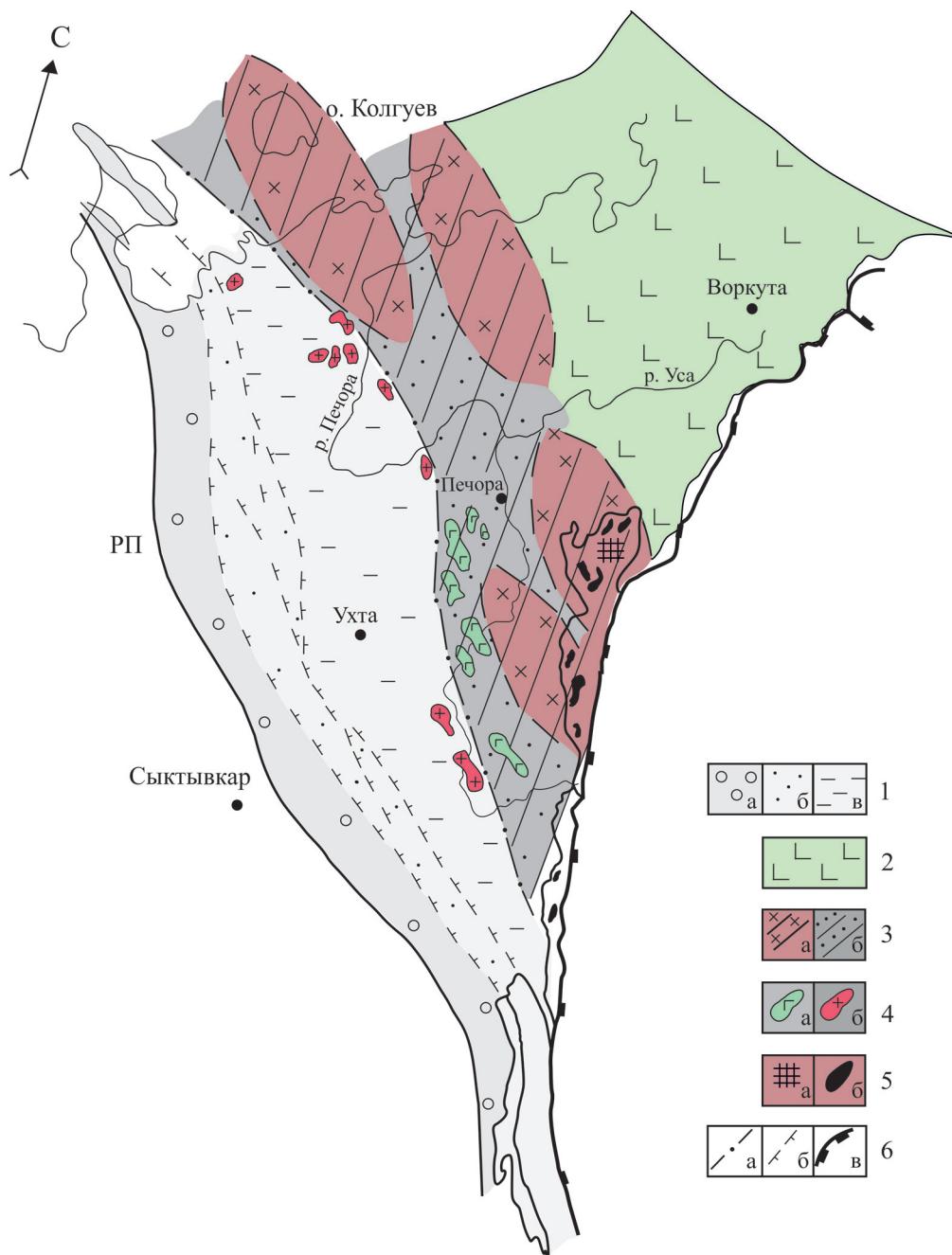


Рис. 6. Схема размещения террейнов Тиманского орогена.

1 – комплексы пассивнойprotoокраины в конгломерат-терригенной (а), песчано-сланцевой (б), вулканогенно-карбонат-сланцевой (в) фациях; 2 – комплексы океанических палеобассейнов; 3 – терреины эндемического типа (а) и межтерреиновые вулканогенно-сланцевые отложения (б); 4 – интрузии основного (а), кислого (б) состава зоны коллизионного шва; 5 – интрузии вулкано-интрузивных ареалов межтерреиновой коллизии; 6 – фациальные границы пассивной окраины (а), границы пояса терреинов и межтерреиновых образований (б), зона Трансуральского межплитного коллизионного шва (в).

Fig. 6. The scheme of the Timan orogen terrain location.

1 – complexes of passive protomargin in conglomerate-terigenic (а), sandy-slate (б), volcanogeno-carbonate-slate facies (в); 2 – complexes of oceanic paleobasins; 3 – terrains of endemic types (а) and interterrain volcanic slate deposits (б); 4 – intrusions of basic (а) and acid (б) content of the collisional suture zone; 5 – Nyarma protrusion (а) intrusions of volcano-intrusive areas of interterrain collision (б); 6 – faccial boundaries of passive margin (а), terrain belt and interterranean formations boundaries (б), Transuralian interplate collisional suture (в).

Приведенные материалы исследований и обобщений позволяют предложить определение для террейнов орогенных поясов эпиокеанического типа, формирование которых связывается с геодинамической трансформацией океанических бассейнов: под *террейнами древней континентальной коры, участвующими в структурном сложении орогенных систем эпиокеанического типа, понимаются фрагменты деструкции литосферных плит, которые имеют древний по отношению к коре этих систем возраст, претерпели полное отделение от таких плит и подверглись крупным горизонтальным перемещениям в форме образовавшихся фрагментов.*

Вместе с этим в сложении характеризуемого сегмента участвуют и структурные образования типа протоблоков, геодинамическая природа которых недостаточно ясна и требует дополнительных исследований.

Террейны аккреционных систем Тихоокеанского пояса

Для аккреционных систем Тихоокеанского пояса обзор по строению террейнов и их размещению приводится в основном по опубликованным материалам [Howell et al., 1986; Парфенов и др., 1993; Шпикерман, Горячев, 1998; Геодинамика..., 2006; и др.].

Как отечественные, так и зарубежные исследователи к террейнам в пределах пояса относят структурные образования, имеющие характер тектоно-стратиграфических зон. Соответственно, такие структурные образования отвечают тектоно-стратиграфическим террейнам, как это принималось ранее американскими исследователями, выделившими их при работах в полосе Аляски. Таким образом, за террейны этими исследователями принимаются все структурные образования, которые слагают пояса так называемого аккреционного типа. Исключаются и рассматриваются отдельно только так называемые “кроющие” и “сшивающие” комплексы, образующие в совокупности постаккреционные элементы.

Другие сторонники этого направления предлагают в составе коллажной структуры выделять доаккреционные, синаккреционные и постаккреционные элементы, используя их для решения разных, в том числе металлогенических и прогнозных, задач (рис. 7) [Шпикерман, Горячев, 1998]. Достаточно полно такой подход привлечен к анализу находящейся к северо-западу Яно-Колымской аккреционной системы и прилегающего к ней части Чукотско-Корякского ареала Северо-Восточного сегмента [Бялобжеский и др., 2006].

При этом авторами такого анализа предполагается, что эти системы сформировались в процессе длительного взаимодействия океанических и кон-

тинентальных плит, в результате которого произошло аккреционное наращивание последних. Под аккрецией в этом анализе понимается тектоническое соединение двух или более тектоностратиграфических террейнов или тектоническое присоединение террейнов к окраине континента. Разные комбинации тектонического соединения лежат в основе выделения простых террейнов, супертеррейнов и сложных террейнов. Все террейны и их типы по сложению классифицируются по принадлежности к тектоностратиграфическим структурным элементам.

Как считают авторы анализа, ядром аккреции чаще всего является кратон, представляющий наиболее стабильный элемент континентальной плиты, имеющий двучленное строение. В его пределах регионально метаморфизованные и интенсивно деформированные архейские и раннепротерозойские породы основания перекрываются чехлом поздне-протерозойских, палеозойских, участками мезозойских осадочных пород. Часть кратона с маломощным, слабо деформированным чехлом может быть отнесена к платформе. На мобильных окраинах кратонов чехол может быть представлен мощными призмами шельфовых отложений.

В процессе аккреции происходит коллизионное столкновение террейнов континентального происхождения друг с другом или террейнов и супертеррейнов с кратоном. Коллизия сопровождается, как правило, региональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. В результате можно сделать вывод о том, что в аккреции участвуют только тектоностратиграфические террейны, а кроющие комплексы являются индикаторами времени проявления этих событий.

На основе вещественных и структурных характеристик террейны типизируются по происхождению. В целом для северного ареала Северо-Восточного сегмента выделены тектоностратиграфические террейны континентального шельфа, кратонные, островодужные, турбидитовые, флишевые, океанические и др.

Геодинамика становления террейнов в структуре сегмента и ее значение для общегеологических построений

Становление террейнов древней континентальной коры в структуре сегмента связано с определенными геодинамическими особенностями и процессами. Прежде всего, имеется необходимость рассмотреть особенности образования таких террейнов в их соотношении с кратонами, расположенными по периферии орогенных систем, а также особенностей процессов их включения в эти системы. Считается, что эти проблемы удовлетворительно решаются положениями цикла Вильсона [Wilson, 1968].

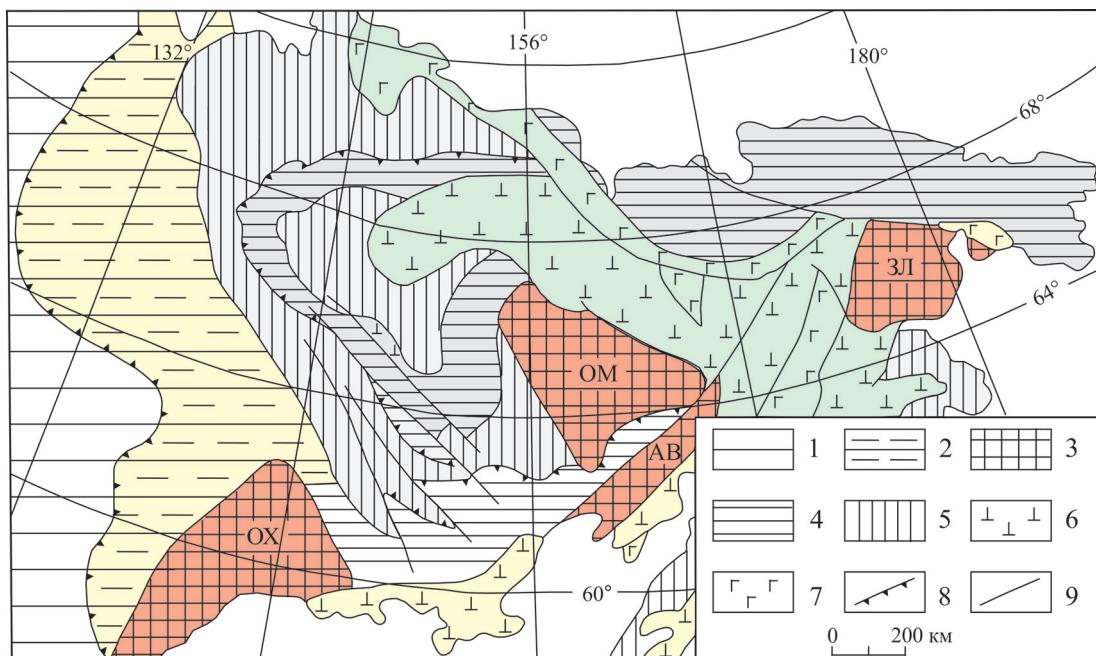


Рис. 7. Аккремационные структуры Северо-Востока России (со снятыми кроющими комплексами) [Шпикерман, Горячев, 1998] с упрощениями.

1, 2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – Верхоянская пассивная континентальная окраина; 3 – главные кратонные терреины (AB – Авековский, ЗЛ – Золотогорский, ОМ – Омоловский, ОХ – Охотский); 4–7 – отдельные и составные терреины и их типы: 4 – шельфовые, 5 – турбидитовые или флишевые (простые или составные), 6 – островодужные (простые или составные), 7 – океанические; 8 – надвиги; 9 – прочие границы терреинов и другие крупные разломы.

Fig. 7. Accretionary structures of the Russia North-East (with removed covering complexes) [Shpikerman, Goryachev, 1998] with simplifications.

1, 2 – North-Asian craton: 1 – the Siberian platform, 2 – Verkhoyansk passive continental margin; 3 – the main craton terrains (AB – Avekovsky, ZL – Zolotogorsky, OM – Omolonsky, OX – Okhotsky); 4–7 – terrains: 4 – shelf, 5 – turbidite or flyschoid (simple or compound), 6 – island-arc (simple or compound), 7 – oceanic; 8 – thrusts; 9 – other terrain boundaries and big faults.

Геодинамическая сущность цикла заключается в представлении об эволюции литосферы в условиях проявления взаимосвязанных и взаимообусловленных геодинамических режимов и обстановок, укладывающихся в ряд стадий. На стадии рифтогенеза на глубоких мантийных горизонтах литосферы кратона зарождается тепловая конвективная ячейка. Под ее влиянием континентальная кора раскалывается над мантийной струей и наступает этап образования океанического бассейна. В процессе своего образования и расширения океанический бассейн включает многочисленные “обломки” кратона, которые в конечном счете формируют терреины. В свою очередь, континентальные массы подвергшегося расколу и раздвижению кратона образуют периферийные части океанического бассейна, которые на заключительной стадии цикла сближаются, формируя горную систему (пояс).

Таким образом, из изложения содержания цикла Вильсона следует несколько выводов, относящихся к рассматриваемым проблемам. Один из них состоит в том, что по рассмотренной схеме все тер-

реины в горных системах относятся к образованием эндемического характера (от греч. *endemos* – местный). Они, соответственно, принадлежат к структурным фрагментам периферийного кратона. Другой вывод относится к предположению о том, что периферия океанических бассейнов образуется частями единого крупного кратона, подвергшегося расколу и раздвигу. Из этих выводов следует, что терреины внутренних частей горной системы должны достаточно хорошо коррелироваться между собой по составу и возрасту. В свою очередь, периферийные части этих систем, являясь, по предлагаемой схеме, элементами единого кратона, также должны быть сопоставимы по большинству параметрических особенностей. Исследования, проведенные на материалах эпиконтинентальных орогенов Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии, явились основанием к внесению корректиров в предложенную схему геодинамики терреинов.

Высокой насыщенностью блоками, имеющими в своем составе гнейсы и другие метаморфиты с древними изотопно-радиологическими возрас-

ми, характеризуется Уральский эпиокеанический ороген. В совокупности эти блоки в строении орогена составляют сложную систему из террейнов древней континентальной коры и террейноподобных образований. Террейны и террейноподобные образования имеют некоторые отличия по составу, строению и другим элементам, что принимается за основание целесообразности рассмотрения их геодинамики в приложении к геодинамике Уральского эпиокеанического орогена, рассматривая его как генотип.

По значениям изотопно-радиологических возрастов в сложении орогена намечается выделение как минимум двух поясов террейнов древней континентальной коры. Один, западный, пояс протягивается от Харбейского террейна через блоки, выделяемые по геофизическим данным на глубине, и Салдинский террейн, принадлежащий Селянкинскому блоку сложного Сысертско-Ильменогорского террейна. Радиологические возрасты гнейсовых комплексов в этом поясе колеблются в интервале от 2.2 до 2.1 млрд лет. Другой пояс в обнаженной части орогена выделяется от Гаевского и Адуйско-Мурзинского террейнов на севере с перерывами до сложного Мугоджарского террейна на юге. Радиологические возрасты гнейсовых комплексов в этом поясе колеблются в интервале от 1.8–1.60 до 1.2–1.65 млрд лет. Оба пояса в целом имеют субмеридиональное простиранье, несколько отличное от простирания орогенного пояса. Вместе с этим простирание обоих поясов в общем и целом заметно коррелирует с простиранием палеограницы палеократон–палеоокеан, представленной межплитным трансструктурным уральским коллизионным швом.

К реконструкции геодинамики становления террейнов древней континентальной коры на основании анализа возрастных и структурных особенностей выделенных поясов в строении орогена имеется определенная возможность высказать следующие положения. Во-первых, террейны вместе с крупными фрагментами литосферы перемещались, по-видимому, в направлении Русской протоплиты и, соответственно, к межплитной палеогранице, что подтверждается и палеомагнитными данными [Диденко и др., 1994]. Это ставит под большое сомнение принадлежность террейнов орогена к фрагментам протоплиты. Во-вторых, можно предполагать, что между движением первого и второго поясов имела место геодинамическая пауза, связанная с общим процессом формирования орогена в системе литосферных плит.

Предположение о том, что террейны характеризуемых поясов Уральского орогена не могут являться фрагментами Русской плиты, подтверждается и другими фактами. В частности, состав комплексов доколлизионного чехла на разных блоках существенно отличается от состава рифейских от-

ложений протоплиты. Сложности имеются и с источником для террейнов с восточной периферии. По данным анализа глубинного строения земной коры Урала по его восточной периферии, не обнаруживаются крупные континентальные массы [Карта..., 1983; Берлянд, 1993]. Вместе с этим выясняется, что в доступной для изучения южной части, по геологическим материалам и данным сейсмического профиля [Глубинное..., 2001], Уральский ороген по зоне коллизионного подвига соединяется непосредственно с Казахстанской орогенной системой.

Приведенные материалы позволяют привести здесь основные выводы по геодинамике становления террейнов древней континентальной коры в структуре Уральского эпиокеанического орогена. Прежде всего, отсутствуют основания связывать эти террейны с деструкцией Русской плиты и, соответственно, рассматривать их в качестве ее фрагментов, а также в качестве фрагментов континентальных масс восточной периферии, поскольку такие массы отсутствуют. Следовательно, террейны Уральского орогена принадлежат экзотическому типу (от греч. *exoticos* – чужой). Их образование не связано с необходимостью проявления рифтогенного растяжения и раскола древнего кратона в процессе образования Уральского эпиокеанического орогена. Возможны, по-видимому, и другие схемы его формирования, что может составить предмет дальнейших исследований.

В строении Тиманского орогена основная часть террейноподобных блоков и микроплит древней континентальной коры локализована вдоль его юго-западной периферии. При этом, как было показано, основание этих блоков и микроплит обнажается на Кожимском поднятии в виде Няртинского выступа, на примере которого оно и было охарактеризовано в одном из предыдущих разделов данного сообщения. Основной вывод из этих материалов состоит в том, что гнейсы и гнейсовидные сланцы выступа, характеризуясь изотопно-радиометрическими возрастами в интервале 2.2–1.9 млрд лет, достаточно хорошо сопоставляются с архей-раннепротерозойскими образованиями щитов. При такой вполне допустимой трактовке террейн, основание которого обнажается на Няртинском выступе и составляет, вероятно, основание всего Кожимского поднятия, должен быть отнесен к террейну эндемического типа. Вполне вероятно, что к такому типу относится и соседний Ляпинский террейноподобный блок.

К сожалению, остальные выделенные террейны Тиманского орогена перекрыты палеозойскими и более молодыми образованиями наложенной впадины. Они сами и особенно их основание недоступны для изучения. Вместе с этим отметим данные о присутствии в глубоких скважинах разнообразных сланцев, метаморфических и метасома-

тических пород, метаконгломератов и других комплексов [Гецен, 1975]. Не исключено, что эти комплексы могут представлять образования древнего основания таких блоков и микроплит.

Как можно судить по материалам геодинамических реконструкций Уральского эпиконтинентального орогена, стадия вовлечения в палеозое террейнов древней континентальной коры экзотического типа в структуру орогена сопровождается образованием серий в основном внутритеррейновых гранитоидов, хотя отмечается их локализация по периферии крупных террейнов. Располагаясь в пределах террейнов, массивы гранитоидов могут быть охарактеризованы становлением в несколько этапов, что исследователями связывается с этапностью аккреционно-коллизионной активизации. В сложных террейнах, кроме этого, выделяются вулкано-интрузивные межблоковые образования, примерами которых являются Кайрактинский пояс Мугоджарского террейна и вулкано-интрузивные ареалы Кожимского и Ляпинского поднятий.

Геодинамика становления тектоно-стратиграфических террейнов северного ареала Северо-Восточного сегмента и их источников исследователями устанавливается на основе анализа стратиграфических разрезов и последовательности магматизма, а также учета палеомагнитных данных. По этим данным, в аккреционной структуре ареала принимают участие фрагменты Северо-Азиатского (Сибирского) кратона, Северо-Американского кратона, островных палеодуг, сформировавшихся вблизи былой окраины Северной Азии, аллохтонных блоков океанической коры. Происхождение некоторых террейнов невозможно объяснить близлежащими палеоструктурами.

Значительное участие террейнов, как показывают материалы обзора, в процессах формирования и строения орогенных поясов и их систем позволяет предполагать и значительное влияние их на результаты этих процессов. Они могут иметь как общегеологическое значение, так и приближаться к решению вопросов глобального уровня. Более полно это рассмотрено нами для Уральской орогенной системы, по комплексу признаков отнесенной к типу систем эпиконтинентального типа.

Прежде всего, оценим это влияние на формирование зональности этой системы. Как было показано в материалах очерка, в общегеологическом значении характеризуемая система имеет выраженное поясовое строение, а положение поясов в целом контролируется положением палеограницы кратон-океан. Вместе с этим в сложении поясов главное значение имеют ассоциации океанического палеобассейна, характерные, прежде всего, для режимов и обстановок океанического спрединга, а также внутриплитной и межплитной субдукции. Образуясь в разобщенных частях обширного океанического бассейна, в структуре системы эти ассо-

циации находятся в сильном сближении. Поясное залегание и признаки сильного скучивания проявляют и террейны древней континентальной коры.

Все отмеченное является основанием для предположения о том, что формирование внутреннего строения и зональности системы происходило по следующей схеме. Образовавшиеся в разобщенных зонах структурно-вещественные ассоциации режимов и обстановок океанического бассейна в условиях процессов аккреции и коллизии претерпели горизонтальные перемещения и скучивания в форме поясов вдоль периферии Русской протоплиты. Перемещения и скучивания сопровождались захватом ксеногенных блоков, сформировавших пояса террейнов древней континентальной коры. Считается, что вместе с поясами океанических ассоциаций они наращивали древние кратоны.

Соответственно, следующим является вопрос о том, что и в какой форме с участием террейнов древней континентальной коры наращивает со стороны Уральской орогенной системы Русскую протоплиту, входящую составной частью в состав Восточно-Европейского сложного кратона. Существующие в настоящее время формулировки просто констатируют такое положение, придавая большое значение самому факту столкновения плит и геодинамической принадлежности участвующих в столкновении ассоциаций.

Однако, как представляется, большое значение имеет вопрос, какие глубинные части участвующих в столкновении плит подвергаются активизации и трансформации, какие вещественные и энергетические факторы участвуют в этом процессе, какую роль при этом играют террейны экзотического типа. Конечно, по значительной части вопросов ответ можно получить по косвенным признакам, но и это может иметь ценность, учитывая глобальное значение всей проблемы.

Отметим главные из этих признаков: а) сочленение Русской протоплиты с западной частью Уральского орогена имеет место по глубинному коллизионному шву надвигового характера при отсутствии крупных структурных перестроек и вещественных преобразований; б) прилегающая к Русской протоплите часть пояса сложена структурно-вещественными ассоциациями, сформировавшимися в пределах обширного океанического палеобассейна; в) по геофизическим материалам разрезы этой части пояса сопоставимы с разрезами океанических бассейнов и не содержат гранитного или гранито-гнейсового слоя; г) восточнее эта часть ограничивается поясами террейнов, образующими еще восточнее в сочетании с фрагментами океанических ассоциаций зону с корой композитного (реконструированного) типа.

По перечисленным признакам сочленение имеет глубинный характер и не сопровождается крупными структурными перестройками и вещественны-

ми преобразованиями, как это следовало ожидать, учитывая масштабы событий и их участников. Со стороны орогенного пояса выделяется его полосовая часть, сложенная структурно-вещественными ассоциациями, сопоставимыми с ассоциациями палеоокеанического бассейна с разрезами без гранитного слоя. С востока эта часть ограничена поясами террейнов.

Все отмеченное позволяет считать, что в сочленении по охарактеризованному глубинному коллизионному шву находятся Русская протоплита, как составной элемент Восточно-Европейской плиты, и фрагмент океанической литосферы, отделенный к востоку поясом террейнов древней континентальной коры. Не исключено, что выделенный фрагмент является частью глубинной структуры, в пределах которой происходил своеобразный дренаж глубинного вещества с последующей ее трансформацией в литосферу части орогенного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании собственных исследований и анализа опубликованных материалов в статье на примере Урало-Тиманского структурного ареала рассматривается проблема роли и геодинамики становления террейнов в структуре орогенных систем. Существование как минимум двух представлений о терминах “террейн” и “террейновый анализ” послужило основанием к рассмотрению в статье этого положения, существенно влияющего на решение рассматриваемой проблемы. Первое представление сформулировали авторы этого термина для обозначения зон с разным геологическим строением и историей формирования, что соответствовало понятию структурно-формационных зон. При таком подходе орогены будут представлять собой коллаж совершенно чуждых друг другу структурных единиц, что предполагает отсутствие каких-либо закономерностей в строении орогенов.

В орогенах Урало-Тиманского ареала выделяются террейны особого типа. Термин “террейн”, как показано материалами исследований орогенов такого типа, применим только к блокам, которые отвечают фрагментам других, как правило, более древних литосферных плит. Критериями выделения таких блоков и их систем являются, прежде всего, возрастные параметры и элементы строения континентальной коры, сохраняющиеся в таких блоках. Учитывая эти особенности, целесообразно принять для них название “террейны древней континентальной коры”. В работе приводится авторское определение такого типа террейнов.

“Террейновый анализ” состоит в выявлении закономерностей строения и геодинамики формирования орогенов с учетом роли в них террейнов этого типа.

В статье излагаются материалы по изучению роли террейнов древней континентальной коры и слагающих их блоков в строении сегмента, сопровождавшихся образованием своеобразных стопперов, сложных структурных ансамблей, аккреционно-покровных структурных зон, образовании аллюхтонных горизонтов с параметрами гранитной коры. Отдельно анализируются особенности геодинамики становления террейнов в структуре сегмента, сопровождающиеся рядом теоретических выводов по циклу формирования орогенов эпиокеанического типа.

Другие представления о содержании термина “террейн” на основе главным образом опубликованных материалов рассматриваются для Тихоокеанского пояса. Исследователями этого пояса для террейнов принимаются образования типа тектоностратиграфических зон. Соответственно, формируется еще одно направление в трактовке содержания терминов “террейн” и “террейновый анализ”, из которых вытекает и свое понимание о генетическом типе террейнов у сторонников этого направления.

По их мнению, к террейнам следует относить все структурные образования, участвующие в сложении орогенных поясов, поскольку все они предположительно претерпели горизонтальные перемещения [Геодинамика..., 2006]. При такой трактовке внутренние зоны орогенных поясов могут представлять собой коллаж совершенно чуждых друг другу структурных единиц. Размещение и положение этих структурных единиц предлагается рассматривать как предмет “террейнового анализа”.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № ААА-А18-118052890016-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (2004а) Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеуского блока (Полярный Урал). *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Сыктывкар: Геопринт, 71-73.
- Андреичев В.Л. (2004б) Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 44 с.
- Белковский А.И. (2002) Метаморфиты таганайской и уренгойской свит Таганайско-Иремельского антиклиниория (Южный Урал). *Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: УрО РАН, 28-31.
- Берлянд Н.Г. (1993) Карта глубинного строения земной коры Урала: объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 120 с.
- Борукаев Ч.Б. (1999) Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: СО РАН, 70 с.

- Бялобжеский С.Г., Горячев Н.А., Шпикерман В.И. (2006) Яно-Колымский орогенный пояс. *Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России*. Кн. 1 (Под ред. А.И. Ханчука). Владивосток: Дальневосточная наука, 140-144.
- Волчек Е.Н. (2004) Геодинамические обстановки кислотного вулканизма западного сектора Севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 145 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России. (2006) Кн. 1 (Под ред. А.И. Ханчука). Владивосток: Дальневосточная наука, 572 с.
- Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии (В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников). (2009) Масштаб 1 : 2 500 000. Екатеринбург: УГГУ.
- Гецен В.Г. (1975) Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, Ленингр. отд. 44 с.
- Гецен В.Г. (1987) Тектоника Тимана. Л.: Наука, 172 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект "Уралсейс"). (2001) Тверь: Геос, 288 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. (1994) Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии. *Геология и геофизика*, **35**(7-8), 59-75.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2001) Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал ГЕО, 409 с.
- Иванов К.С., Иванов С.Н. (1997) Основные проблемы рифея Урала. *Рифей Северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 111-127.
- Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. (1982) До-кембрий Урала. *Докембрий в фанерозойских складчатых поясах*. Л.: Наука, 81-94.
- Карта глубинного строения земной коры Урала. (1983) Масштаб 1 : 1 000 000. (Гл. ред. Н.Г. Берлянд). ВСЕГЕИ.
- Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 196 с.
- Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Сазонов В.Н. (1996) Главные принципы металлогенического районирования и прогнозирования в складчатых системах с позиций плитотектоники. *Металлогенез складчатых систем с позиции тектоники плит*. Екатеринбург: УрО РАН, 203-210.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 152 с.
- Краснобаев А.А., Нечеухин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.В. (1998) Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы. *Уральский минералогический сборник*, (8). Миасс: ИМиН УрО РАН, 196-206.
- Ленных В.И. (1984) Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. *Тектоника и метаморфизм западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 21-42.
- Мамаев Н.Ф. (1967) Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклиниория. М.: Наука, 145 с.
- Нечеухин В.М. (2007) Эпиокеанические и эпикратонные палеогеодинамические системы и плитотектоническая металлогенез Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Геология Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 40-61.
- Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. (2012) Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, (4), 78-90.
- Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. (2015) Тектоно-геодинамическое районирование Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, (6), 5-25.
- Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. (2009) Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, УГГУ, 158 с.
- Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. (2000) Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизионных структурах Урала. *Докл. АН СССР*, **370**(5), 655-657.
- Панков Ю.Д., Нечеухин В.М., Соколов В.Б. (1979) Об офиолитовом характере субстрата мигматитов Тараташского комплекса на Южном Урале. *Докл. АН СССР*, **248**(6), 1412-1415.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. (1993) Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (1), 68-78.
- Пыстин А.М. (1994) Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб: Наука, 208 с.
- Пыстин А.М., Пыстин Ю.И. (2001) Модель формирования Уральского сегмента земной коры в раннем протерозое. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН. Сер. "Науч. докл." Вып. 432, 32 с.
- Пыстин Ю.И., Пыстин А.М. (2002) Цирконовая летопись уральского докембра. Екатеринбург: УрО РАН, 168 с.
- Соболев И.Д. (1969) Краткий очерк тектонического развития. *Геология СССР*, **12**. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области. Ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 220-240.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А. (1998) Плитотектоническая металлогенез складчатых систем аккреционного типа. *Металлогенез складчатых систем с позиции тектоники плит*. Екатеринбург: УрО РАН, 64-78.
- Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. (1986) Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*. Houston, Texas, 3-31.
- Irving E. (1979) Paleopolies and paleoaltitudes of North America and speculation about displaced terrains. *Can. J. Earth Sci.*, **16**(3), 669-694.
- Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. (1983) Recognition character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *Advances in Earth and planetary*. Tokyo, 21-35.
- Wilson J.T. (1968) Static or mobil Earth. The current scientific revolution. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, **112**, 309-320.

REFERENCES

- Andreichev V.L. (2004a) New data on the Precambrian age of the eclogites of the Maroonkeu block (the Polar Urals). *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 71-73. (In Russian)

- Andreichev V.I. (2004b) *Izotopnaya geokhronologiya ul'tramafit-mafitovykh i granitoidnykh assotsiatsii vostochnogo sklona Polyarnogo Urala* [Isotope geochronology of ultramafic-mafic and granitoid associations of the eastern slope of the Polar Urals]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 44 p. (In Russian)
- Belkovskii A.I. (2002) Metamorphs of the Taganay and Urengoy Formations of the Taganay-Iremel anticlinorium (Southern Urals). *Terrigennye osadochnye posledovatel'nosti Urala i sopredel'nykh territorii* [Terraenous sedimentary sequences of the Urals and adjacent territories]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 28-31. (In Russian)
- Berlyand N.G. (1993) *Karta glubinnogo stroeniya zemnoi kory Urala: ob'yasnitel'naya zapiska* [Map of the deep structure of the Earth's crust of the Urals: An explanatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 120 p. (In Russian)
- Byalobzhskii S.G., Goryachev N.A., Shpikerman V.I. (2006) The Yano-Kolyma orogenic belt. *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii*. Kn. 1. (Ed. A.I. Khanchuk) [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. B. 1. (Ed. A.I. Khanchuk)]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 140-144. (In Russian)
- Borukaev Ch.B. (1999) *Slovar'-spravochnik po sovremennoi tektonicheskoi terminologii* [Dictionary-reference on modern tectonic terminology]. Novosibirsk, SO RAN Publ., 70 p. (In Russian)
- Didenko A.N., Mossakovskii A.A., Pecherskii D.M., Ruzhentcev S.V., Samygin S.G. (1994) Geodynamics of the Paleozoic Oceans in Central Asia. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 59-75. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. (2001) *Glubinnaya geodinamika* [Deep geodynamics]. Novosibirsk, SO RAN Publ., Filial GEO, 409 p. (In Russian)
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. Kn. 1.* (Pod red. A.I. Hanchuka) (2006) [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 572 p. (In Russian)
- Geodinamicheskaya karta Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii* (V.M. Necheukhin, V.A. Dushin, V.G. Olovyanishnikov). (2009) [Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia]. Ekaterinburg, UGGU. (In Russian)
- Getsen V.G. (1975) *Stroenie fundamenta Severnogo Timana i poluostrova Kanin* [The structure of the basement of Northern Timan and the peninsula of Kanin]. Leningrad, Nauka Publ., 44 p. (In Russian)
- Getsen V.G. (1987) *Tektonika Timana* [Tectonics of the Timan]. Leningrad, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)
- Glubinnoe stroenie i geodinamika Yuzhnogo Urala (proekt "Uralseis")* [Deep structure and geodynamics of the Southern Urals ("Uralseys" project)]. (2001) Tver', Geos Publ., 288 p. (In Russian)
- Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. (1986) Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*. Houston, Texas, 3-31.
- Irving E. (1979) Paleopolies and paleoaltitudes of North America and speculation about displaced terrains. *Can. J. Earth Sci.*, **16**(3), 669-694.
- Ivanov K.S., Ivanov S.N. (1997) Main problems of Riphean of the Urals. *Rifei Severnoi Evrazii* [Riphean of Northern Eurasia]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 111-127. (In Russian)
- Ivanov S.N., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (1982) Precambrian of the Urals. *Dokembrii v fanerozoiskikh skladchatykh poyasakh* [Precambrian in the Phanerozoic folded belts]. Leningrad, Nauka Publ., 81-94. (In Russian)
- Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. (1983) Recognition character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *Advances in Earth and planetary*. Tokyo, 21-35.
- Karta glubinnogo stroeniya zemnoi kory Urala* [Map of the deep crust of the Urals]. (1983) Masshtab 1 : 1 000 000 (Ch. editor N.G. Berlyand). St.Petersburg, VSEGEI Publ. (In Russian)
- Keil'man G.A. (1974) *Migmatitovye kompleksy podvizhnykh poyasov* [Migmatitic complexes of mobile belts]. Moscow, Nedra Publ., 196 p. (In Russian)
- Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Sazonov V.N. (1996) The main principles of metallogenic zoning and forecasting in folded systems from the positions of plate-tectonics. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit* [Metallogeny of folded systems from the plate tectonics position]. Ekaterinburg, UrO RAN, 203-210. (In Russian)
- Krasnobaev A.A. (1986) *Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov* [Zircon as an indicator of geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Necheukhin V.M., Davydov V.A., Sokolov V.V. (1998) Zircon geochronology and the problem of terranes of the Ural accretion-fold system. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik*, (8). Miass, IMin UrO RAN, 196-206. (In Russian)
- Lennykh V.I. (1984) Preuralids of junction zones of East European platform and the Urals. *Tektonika i metamorfizm zapadnyh zon Urala* [Tectonics and metamorphism of the western zones of the Urals]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 21-42. (In Russian)
- Mamaev N.F. (1967) *Drevnie tolshchi Vostochno-Ural'skogo megantiklinoriya* [Ancient strata of the East Urals meganticlinorium]. Moscow, Nauka Publ., 145 p. (In Russian)
- Necheukhin V.M. (2007) Epioceanic and epicratonic paleogeodynamic systems and plate-tectonic metallogeny of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia. *Geologiya Urala i sopredel'nykh territorii* [Geology of the Urals and adjacent territories]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 40-61. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Volchek E.N. (2012) Types of accretion and collision processes in orogenic systems of the Timan-Ural segment of Eurasia. *Litosfera*, (4), 78-90. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Volchek E.N. (2015) Tectonic and geodynamic zoning of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia. *Litosfera*, (6), 5-25. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Dushin V.A., Olovyanishnikov V.G. (2009) *Paleogeodinamicheskie assotsiatsii i tektonogeodinamicheskie elementy Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii* [Paleogeodynamic associations and tectono-geodynamic elements of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia]. Ekaterinburg, UrO RAN, UGGU Publ., 158 p. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) The terranes of the ancient continental crust in the ac-

- cretionary collisional structures of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **370**(5), 655-657. (In Russian)
- Pankov Yu.D., Necheuhin V.M., Sokolov V.B. (1979) About ohfiolite character of the substratum of the Tarataš complex migmatites in the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **248**(6), 1412-1415.
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. (1993) Terrains and accretion tectonics of Northeast Asia. *Geotektonika*, (1), 68-78.
- Pystin A.M. (1994) *Polimetamorficheskie kompleksy zapadnogo sklona Urala* [Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 208 p. (In Russian)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2001) *Model' formirovaniya Ural'skogo segmenta zemnoi kory v rannem proterozoo* ("Nauch. dokl." Komi nauch. centr URO RAN. Vyp. 432) [Model of formation of the Ural segment of the Earth's crust in the Early Proterozoic. ("Sci. Reports" Proc. Komi Sci. Centre, V. 432)], 32 p. (In Russian)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2002) *Tsirkonovaya letopis'* ural'skogo dokembriya [The Zircon Chronicle of the Urals Precambrian]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 168 p. (In Russian)
- Shpikerman V.I., Goryachev N.A. (1998) Plate-tectonic metallogenesis of folded systems of accretion type. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit* [Metallogenesis of folded systems from the plate tectonics position]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 64-78. (In Russian)
- Sobolev I.D. (1969) A short essay of tectonic development. *Geologiya SSSR*, **12**. Perm, Sverdlovsk, Chelyabinsk, Kurgan regions. Ch. 1, kn. 2. Moscow, Nedra Publ., 220-240. (In Russian)
- Volchek E.N. (2004) *Geodinamicheskie obstanovki kislого vulkanizma zapadnogo sektora Severa Urala* [Geodynamic conditions of acid volcanism in the western sector of the North of the Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 145 p. (In Russian)
- Wilson J.T. (1968) Static or mobil Earth. The current scientific revolution. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, **112**, 309-320.

АЛЬБИТОВЫЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ БАРЬЕР И ЩЕЛОЧНАЯ ГРАНИТ-СИЕНИТ-НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВАЯ ПОРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ (СЕРИЯ, ФОРМАЦИЯ, СООБЩЕСТВО)

© 2018 г. М. И. Дубровский

*Геологический институт КНЦ РАН, 164209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14,
e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2017 г., принятая к печати 05.09.2017 г.

Цель исследований. Главной целью работы явилось разрешение проблемы существования породной ассоциации: щелочные граниты—сиениты—нефелиновые сиениты, которая встречается на всех континентах среди древних платформ и стабилизированных складчатых областей разного возраста. Начиная с 70-х гг. прошлого века абсолютное большинство петрологов мира не допускают возможности комагматического образования такой породной ассоциации из-за наличия термального альбитового “барьера” между фонолитовым и риолитовым расплавами. **Материалы и методы.** В работе использованы многочисленные данные по Илимауссакскому щелочному массиву из Южной Гренландии как наиболее детально изученному и широко известному петрологам всего мира. Основными методами исследования были разработка физико-химических моделей фазовых переходов и построение диаграмм состояния. **Результаты.** Ранее, благодаря разработкам автора в области построения диаграмм состояния, была доказана возможность “разрушения термальных барьеров” при появлении на ликвидусе алюмосиликатных расплавов биотита, амфиболя, анальцима и других минералов. Разработанные физико-химические модели фазовых переходов для конкретных породных ассоциаций массива Илимауссак позволили доказать возможность комагматического перехода от нефелин-модальных сиенитов к кварц-модальным щелочным гранитам. **Выходы.** Справедливость (правильность) теоретических построений доказывается практически идеальным совпадением модельных и природных трендов породных ассоциаций. Для этого требуются определенный состав исходного расплава и оптимальное давление флюида.

Ключевые слова: альбитовый термальный барьер, эвтектика, перитектика, комагматичность пород, породная серия, породная ассоциация

ALBITE THERMAL BARRIER AND ALKALINE GRANITE-SYENITE-NEPHELINE-SYENITE ROCK ASSOCIATION (SERIES, FORMATION, ASSEMBLAGE)

Mikhail I. Dubrovsky

*Geological Institute KSC RAS, 14 Fersman st., Murmansk region, Apatity 164209, Russia,
e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru*

Received 19.07.17, accepted 05.09.2017

The object of research. The main goal of the work was to resolve the problem of the existence of rock associations: alkaline granites—syenites—nepheline syenites, which is found on all continents among ancient platforms and stabilized folded regions of different ages. Beginning with 70-th. of the past century, the absolute majority of the world's petrologists do not allow the possibility of a comagmatic formation of such a rock association due to the presence of a thermal albite “barrier” between phonolitic and rhyolitic melts. **Materials and methods.** Numerous data were used on the Ilimaussak alkaline massif from southern Greenland as the most thoroughly studied and widely known to petrologists around the world. The main methods of research were the development of physicochemical models of phase transitions and the construction of state diagrams. **Results.** Earlier, thanks to the author's work in the field of constructing state diagrams, the possibility of “destruction of thermal barriers” was demonstrated at the appearance of aluminosilicate melts of biotite, amphibole, analcime and other minerals on the liquidus. The developed physicochemical models of phase transitions for specific rock associations of the Ilimaussak massif allowed us to prove the possibility of a comagmatic transition from nepheline-modal syenites to quartz-modal alkaline granites. **Conclusions.** The validity (correctness) of the theoretical constructs is proved by an almost perfect coincidence of the model and natural trends of the rock associations. This requires a certain composition of the initial melt and the optimal fluid pressure.

Keywords: albite thermal barrier, eutectic, peritectic, comagmatism of rocks, rock series, rock association

Для цитирования: Дубровский М.И. (2018) Альбитовый термальный барьер и щелочная гранит-сиенит-нефелин-сиенитовая породная ассоциация (серия, формация, сообщество). *Литосфера*, 18(6), 797–818. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-797-818

For citation: Dubrovsky M.I. (2018) Albite thermal barrier and alkaline granite-syenite-nepheline-syenite rock association (series, formation, assemblage). *Litosfera*, 18(6), 797-818. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-797-818

ВВЕДЕНИЕ

Проблема комагматичности и пространственно-временного сопнахождения гранитов и нефелиновых сиенитов по своей сути является частью общей проблемы генерации расплавов, которая считается одной из главных в петрологии. Решение этой задачи в настоящее время находится на разных уровнях достоверности и признания. Относительно происхождения щелочных расплавов имеется больше сторонников признания предварительной метасоматической подготовки субстрата плюмовыми эманациями. Разнообразие расплавов определяется разнообразием субстратов и степенью их контаминации, а также кристаллизационной дифференциацией исходных магм [Дубровский, 2016]. Что же касается гранитных (кислых) магм, то еще в 1984 г. [Дубровский, 1984] анализ обширной литературы по происхождению гранитов позволил сделать вывод о том, что появление того или иного типа магмы (расплава) определяется местом и механизмом ее генерации.

Продукты кристаллизации гранитных магм документируются в разных структурно-тектонических условиях в ассоциации с определенными породами [Тернер, Ферхуген, 1961; Ферштатер, Бородина, 1976; Батиева и др., 1978; Магматические горные породы, 1984; Дубровский, 1987; и др.].

Относительно же комагматичности щелочной породной ассоциации (граниты–сиениты–нефелиновые сиениты), довольно широко распространенной на активизированных платформенных и консолидированных складчатых регионах всех континентов, а также на отдельных океанических островах [Главнейшие провинции..., 1974], спор идет уже больше 90 лет. В цитированной работе отмечается, что в состав гранитной щелочной формации обычно включают интрузивные массивы довольно простого состава – трех- или двучленные, в совокупности позволяющие наметить следующий ряд изверженных пород: граниты–щелочные граниты–сиениты и щелочные сиениты–нефелиновые сиениты. Такие формационные ряды (породные ассоциации) – полные или неполные – уверенно выделяются многими исследователями в различных петрографических провинциях как в России (Восточные Саяны, Тува, Забайкалье, Казахстан и др.), так и в других странах, на всех континентах нашей планеты. Но при этом авторы подчеркивают, что геологические доказательства прямой комагматичности пород для всего ряда отсутствуют. Даже при документации постепенных переходов от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам (через различные сиениты) отвергается возможность их комагматичности, поскольку, как следует “из хорошо известных экспериментальных исследований, переход от одной из них к другой невозможен из-за температурного (полевошпатового) барьера” [Главнейшие провинции..., 1974, с. 311].

В последние годы (2015–2017) такие породные ассоциации обнаружены и на Кольском полуострове (устное сообщение М.Н. Петровского) в Чагвейском, Низъярском, Панэярском и Поркозерском массивах с полным набором пород рассматриваемой ассоциации – от нефелин-модальных до кварц-модальных, без интрузивных взаимоотношений. Предварительные данные по минералогическим и петрологическим исследованиям свидетельствуют об их комагматичности.

В работе Боуэна [Bowen, 1928] высказывалась возможность образования риолитовой (гранитной) магмы в результате кристаллизационной дифференциации исходной фонолитовой магмы. Шенд [Shand, 1945] такую возможность отрицал из-за признания наличия между указанными расплавами термального барьера. Тернер и Ферхуген [1961] по этому вопросу высказывались более осторожно, с пожеланиями проведения дополнительных экспериментов. Наиболее категорично против комагматичности щелочных гранитов и нефелиновых (также щелочных) сиенитов, с детальным разбором топологии диаграммы состояния системы $Qz(SiO_2)-Ne(NaAlSiO_4)-kp(KAlSiO_4)-aq(H_2O)$ ¹ (рис. 1), выступал Гиттингс [1983]. Особое внимание он обращал на наличие в этой системе “термального барьера” на линии щелочных полевых шпатов, который якобы предохраняет наиболее недосыщенные SiO_2 расплавы от превращения в пересыщенные (или наоборот) на всем изученном интервале водного давления – до 10 кбар. Детально разбираются фазовые превращения в калиевой системе кварц–кальсиликит–вода ($Qz-kp-aq$), которые, естественно, транслируются в общую систему $Qz-Ne-Kp-aq$. Ничего не говорится о появлении на ликвидусе натриевой системы $Qz-Ne-aq$ -анальцима, согласно экспериментальным данным Петерса с соавторами [Peters et al., 1966]. К сожалению, эти данные остались без внимания практически всех петрологов мира, занимающихся рассматриваемой проблемой.

Если же обратиться к природным продуктам кристаллизации щелочных расплавов, изученных во многих провинциях мира [Главнейшие провин-

¹ В работе приняты следующие сокращения: а) минералов: Qz – кварц, Fo – форстерит, Ne – нефелин, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, $Na-Kfs$ – натриево-калиевый полевой шпат, Lct – лейцит, Kls – кальсиликит, Di – диопсит, Hd – геденбергит, Wo – волластонит, Ol – оливин, Fa – фаялит, Pl – плагиоклаз, Cpx – моноклинный пироксен, Opx – ортопироксен, Aeg – эгирин, ArF – арфведсонит, Am – амфибол, Anl – анальцим, Eud – эвдиалит, Eng – энгматит, Sod – содалит; б) компонентов: L – расплав, Fld – флюид, aq – вода, q – кварц, ab – альбит, ne – нефелин, or – ортоклаз, lc – лейцит, kp – калиофильт, en – энстатит, fs – ферросиликат, opx – ортопироксен, di – диопсид, cpx – клинопироксен, wo – волластонит, fo – форстерит, fa – фаялит; верхний индекс – железистость твердого раствора.

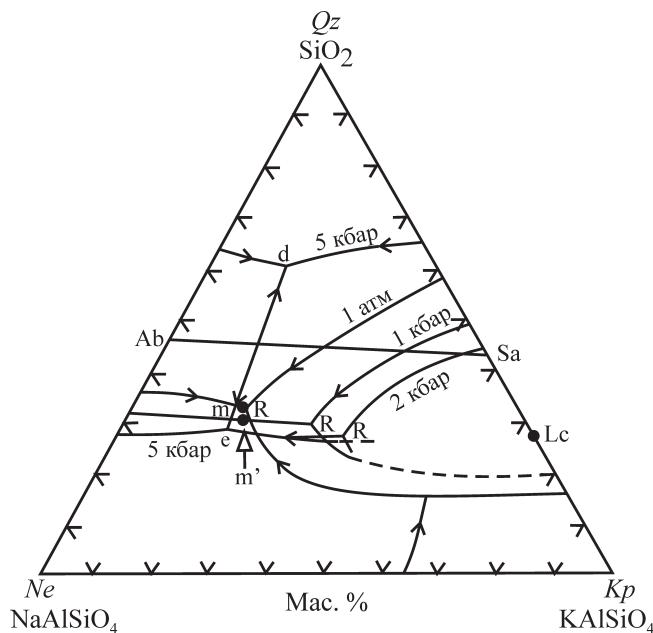


Рис. 1. Диаграмма фазовых равновесий в системе $\text{NaAlSiO}_4\text{-}\text{KAlSiO}_4\text{-}\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при атмосферном давлении и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1, 2$ и 5 кбар.

R – реакционная точка, m – тройной минимум при атмосферном давлении, d – тройная эвтектика (пересыщенная часть системы), e – тройная эвтектика (недосыщенный участок системы), m' – тройной минимум при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар. Поле анальцима для простоты исключено [Гиттис, 1983].

Fig. 1. Diagram of phase equilibria in the $\text{NaAlSiO}_4\text{-}\text{KAlSiO}_4\text{-}\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system at atmospheric pressure and $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1, 2$, and 5 kbar.

R – reaction point, m – the triple minimum at atmospheric pressure, d – triple eutectic (oversaturated part of the system), e – triple eutectic (the undersaturated part of the system), m' – triple minimum at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar. The field of analcime for simplicity is excluded [Gittins, 1983].

ции..., 1974], в которых доказаны переходы пород нефелин-модальных сиенитов через щелочные сиениты, кварц-модальные сиениты, граносиениты, до щелочных гранитов, то приходится признать, что в природе происходит “разрушение” термального (альбитового) барьера. Главную роль в этом процессе играют анальцим и амфибол, что и будет показано ниже на примере Илимауссакского массива.

По мнению автора статьи, для понимания петрогенезиса рассматриваемой ассоциации необходимо знать последовательность образования ее пород, состав вмещающих пород и взаимоотношения с ними. В нашем распоряжении имеется большое количество опубликованного материала, посвященного как отдельным массивам, так и отдельным регионам, где интересующая нас проблема решается с разных позиций. Общий обзор щелочных формаций мира представлен в фундаментальной работе “Главнейшие провинции и формации

щелочных пород” [1974] (отв. редактор Л.С. Бородин), где имеется большой список первоисточников. Но, к сожалению, и в этой работе отрицается комагматичность нефелиновых и кварцевых пород (см. выше).

Для решения обозначенной проблемы автор выбрал массив Илимауссак как наиболее изученный и широко известный в научной и учебной литературе.

ИЛИМАУССАКСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ

Грамотное решение петрологических проблем возможно только на основе качественных данных по геологии, петрографии, петрохимии и минералогии изучаемых пород. В работах автора постоянно подчеркивается, что вся информация по свойствам конкретной породы должна быть собрана (получена) в “одной точке” и только тогда можно достоверно интерпретировать полученные петрологические выводы (решения). По многим параметрам геологические материалы Илимауссакского массива соответствуют предъявляемым требованиям и общая характеристика пород массива, приведенная в работах разных авторов, сходится. Разногласия начинаются при их интерпретации.

Краткая геолого-петрографическая характеристика пород

Поскольку автор не посещал данный массив, то, естественно, этот раздел является компиляцией работ предыдущих исследователей. Главными источниками необходимой информации были три работы: Дж. Фергюсона [Ferguson, 1964], Х.О. Сёренсена [1965] и В.И. Герасимовского [1969].

В статье Сёренсена, с использованием данных предыдущих исследователей (ссылки на которые даны в работе), приведен обширный обзор геологии и петрографии 9 массивов щелочных пород Южной Гренландии, среди которых фигурирует и Илимауссакский массив.

Доминирующими породами во всех описанных массивах являются авгитовые сиениты, щелочные граниты и нефелиновые сиениты. Щелочноzemельные граниты и габбро представлены в подчиненном количестве. Предполагается, что все интрузивы сформировались путем выполнения пространства при кальдерообразном опускании вмещающих пород. Все интрузии сложные, причем их образование связано с двумя или более внедрениями магмы, с появлением зон закалки на контактах с вмещающими породами. Магматическая расслоенность пород развита в большинстве массивов.

Наиболее детальная характеристика в цитируемой работе Сёренсена дана “батолиту” Илимауссак со ссылками на работы Уссига, Вегмана, Сёренсена, Гамильтона и Фергюсона (ссылки см. в цитированной работе).

Илимауссакский plutон является одним из интереснейших щелочных массивов мира. Здесь впервые изучены и описаны какортокиты и науяиты. Какортокиты до сих пор нигде не обнаружены, науяиты найдены лишь в Ловозерском массиве [Герасимовский, 1969] и названы пойкилитовыми содалитовыми сиенитами.

Поскольку геология и петрография пород данного массива детально описаны в работах, ссылки на которые приведены выше, в этом разделе бу-

дет дано описание строения массива без представления геологической карты. Но на рис. 2 показаны схематический и упрощенный разрезы интрузива, заимствованные из работы [Ferguson, 1964], которые позволяют понять строение plutона, достаточное для решения поставленной задачи. В строении массива принимает участие следующий ряд пород: авгитовые сиениты, щелочные граниты, нордмаркиты, “геторогенные” сиениты, пулласкиты, фойяиты, луявриты, какортокиты, науяи-

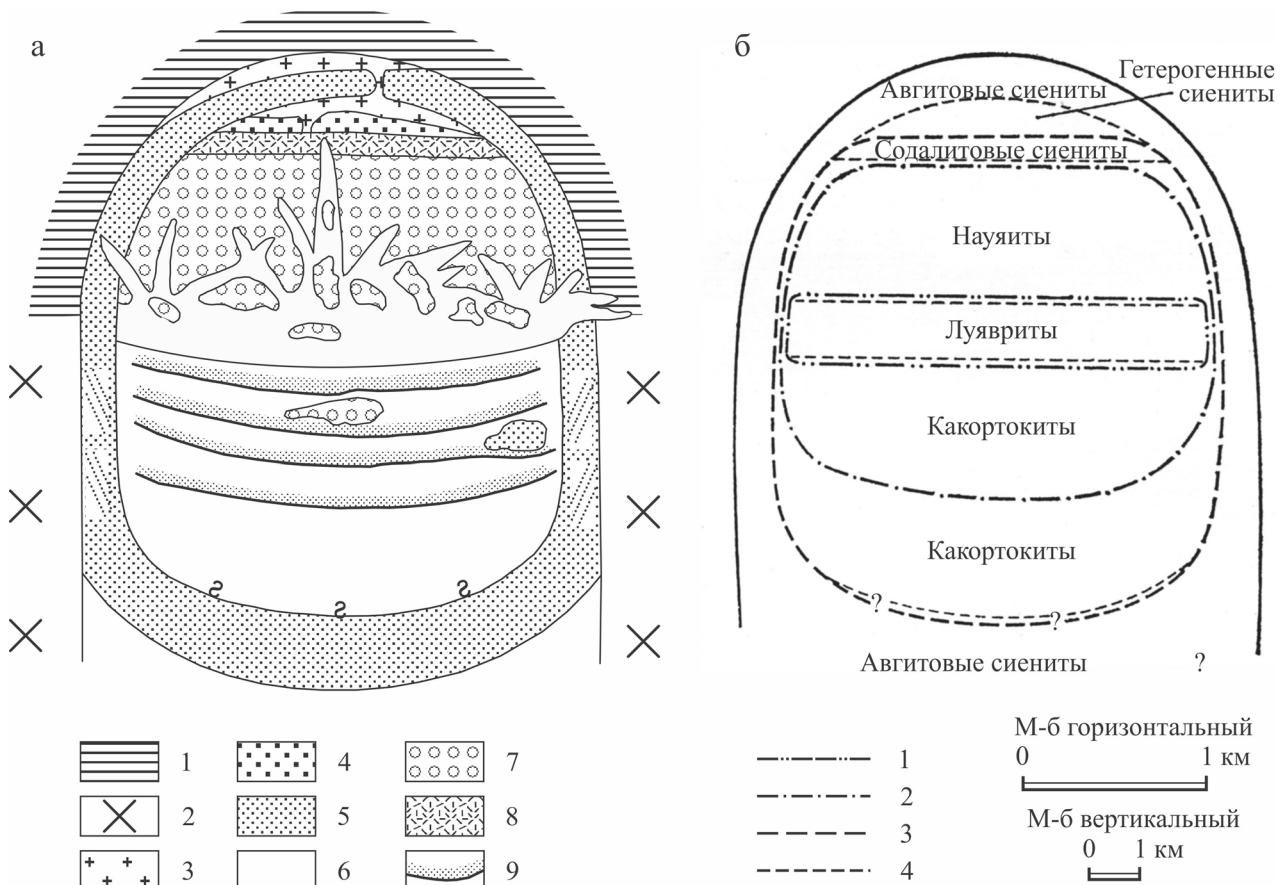


Рис. 2. Схематический разрез интрузива Илимауссак (а) и упрощенный вариант разреза (б) [Ferguson, 1964].

а. Отражены предполагаемая форма массива и соотношение между отдельными типами пород. Вмещающие породы: 1 – континентальная серия Гардар, 2 – граниты фундамента, 3 – щелочные граниты интрузии Илимауссак; породы краевой группы: 4 – геторогенные сиениты, 5 – авгитовые сиениты, 6 – луявриты, 7 – науяиты, 8 – содалитовые фойяиты, 9 – какортокиты.

б. Отражены положение в массиве и относительные объемы отдельных типов пород. Щелочные граниты на этом разрезе не показаны, поскольку они не входят в единую серию дифференциатов остальных пород массива. Внешние границы отдельных фаз последовательной серии агпайтовых дифференциатов: 1 – третья фаза, 2 – вторая фаза, 3 – первая фаза, 4 – границы распространения отдельных типов пород.

Fig. 2. Schematic section of the intrusion Ilimaussak (a) and a simplified version of the section (б) [Ferguson, 1964].

a. The expected form of the massif and the relationship between the individual types of rocks are presented. Hosted rocks: 1 – Garðar continental series, 2 – basement granites, 3 – Ilimaussak intrusion alkaline granites; rocks of the marginal group: 4 – heterogeneous syenites, 5 – augite syenites, 6 – lujavrites, 7 – nauyaites, 8 – sodalitic foyaites, 9 – kakortokites.

b. The position in the massif and the relative volumes of individual rock types are reflected. Alkaline granites are not shown on this section, since they are not included in a single series of differentiates of the remaining rocks of the massif. The outer boundaries of the individual phases of the sequential series of agpaitic differentiates: 1 – the third phase, 2 – the second phase, 3 – the first phase, 4 – the distribution boundaries of individual rock types.

ты и содалитовые фойяиты, которые объединяются в четыре интрузивные фазы [Ferguson, 1964]: первая фаза – авгитовые сиениты, вторая – щелочные граниты и кварцевые сиениты, третья фаза – пуласкиты и фойяиты (гетерогенные сиениты), четвертая фаза – расслоенная серия агпайтовых нефелиновых сиенитов (содалитовые фойяиты, науяиты, какортокиты, лужавриты). Пуласкиты и фойяиты (гетерогенные сиениты) большинством исследователей рассматриваются как переходные породы между кварц-модальными и нефелин-модальными породами, образованными в результате реакционного взаимодействия фонолитовой и риолитовой магмы. Примечательно, что интрузивные взаимоотношения задокументированы только между приконтактовыми авгитовыми сиенитами и щелочными гранитами в самой верхней части plutона (см. рис. 2а). Следует обратить внимание на то, что щелочные граниты не показаны на упрощенной схеме разреза (см. рис. 2б), поскольку не включены ни в одну серию рассматриваемых пород.

На гетерогенные сиениты приходится 1%, на содалитовые сиениты – 9, на науяиты – 49, на зеленые (эгириновые) лужавриты – 14, на черные (амфиболовые) лужавриты – 16, на какортокиты – 11 и на щелочные граниты (с нордмаркитами и кварцевыми сиенитами) – 4.4%. Более обобщенные площадные соотношения пород, согласно геологической карте Дж. Фергюсона [Ferguson, 1964], такие: нефелин- и содалитсодержащие породы занимают око-

ло 79.8% всей площади массива, щелочные граниты – 4.4, сиениты – 4.3, авгитовые сиениты – 11.5. По этим данным автором статьи рассчитан средний состав массива, принятый за исходный состав расплава, который используется для прослеживания тренда его кристаллизации на Т-Х проекции системы *q-ne-or-aq*.

Аугитовые сиениты образуют приконтактную зону массива. Они состоят из щелочного полевого шпата, авгита (с зелеными каймами), фаялита, рудного минерала, апатита, лепидомелана, нефелина и роговой обманки (табл. 1). Количество нефелина, клинопироксена и амфибола возрастает к внутренней части интрузии. Эти сиениты распространены почти по всему краю интрузии и найдены также в ее кровле. Включения авгитовых сиенитов встречаются в агпайтовых породах и поздних жилах, пересекающих сиениты. Агпайтовые породы не обнаруживают зон закалки по отношению к агпайтовым сиенитам, напротив, на контактах этих пород часто развиваются пегматитовые жилы.

Щелочные граниты, мощность от 150 до 400 м, встречаются в верхней части интрузии и характеризуются присутствием в них эгирина и арфведсонита. Главные породообразующие минералы (см. табл. 1) – перитит, кварц, арфведсонит, энгматит и акмитовый пироксен, акцессорные – пирохлор, эллпидит и циркон, вторичные – спекулярит, гематит, флюорит, карбонат, нептуниит и рибекит. С уменьшением содержания кварца граниты постепенно

Таблица 1. Минеральный состав пород массива Илимауссак [Герасимовский, 1969]

Table 1. Mineral composition of rocks of the Ilimaussak massif [Gerasimovskii, 1969]

Породы	Минералы										
	<i>Qz</i>	<i>Ne</i>	<i>Na-Kfsp</i>	<i>Ab</i>	<i>Fa</i>	<i>Aeg</i>	<i>Arf</i>	<i>Anl</i>	<i>Sod</i>	<i>Eud</i>	<i>Eng</i>
Аугитовые сиениты	–	+	65–75	+ <i>Pl</i>	<i>Ol</i> : 0–10	<i>Px</i> : 0–15	<i>Am</i> –1–23	–	–	–	–
Щелочные граниты	24–47	–	36–64	+	–	6	6	–	–	–	–
Нордмаркиты	3.5–15	–	6–35	–	–	2–12	1–15	–	–	–	–
Кварцевые сиениты	0–15	–	60–75	–	–	10–27	0–5	–	–	–	–
Пуласкиты	–	7	70	–	+	13	5	+	+	+	5
Фойяиты (гетероген.)	–	5	50–60	+	+	5–10	10–15	+	+	+	–
Содалитовые сиениты	–	2	3	–	+	10–15	10–15	10	20	+	–
Науяиты	–	4–18	5–35	–	+	2–12	1–15	1–15	3–7	+	–
Лужавриты черные	–	0.2–15	8–24	0–3.0	–	1.3–16	27–55	0–2.9	+	+	–
Лужавриты зеленые	–	4–1.9	16–32	0.23	–	25–37	0–60	0–2.7	+	+	–
Какортакиты белые	–	0.19–70	13.6–59.7	12–13.2	–	1.4–22.2	1.0–30.2	–	–	3.6–18.1	0–3.1
Какортакиты красные	–	14.2–50.2	23.8–34	0.2–4.9	–	1.9–4.8	3.3–13.4	–	–	20.7–42.8	0.2–0.6
Какортакиты черные	–	6.3–27.0	0.7–36.3	0.6–10.1	–	0.8–22.0	18.5–72.1	–	–	2.4–14.6	–

переходят в **нордмаркиты** и далее – в **кварцевые сиениты** с сохранением качественного состава минералов (см. табл. 1). Кварцевый сиенит находится между пуласкитами и щелочными гранитами. На некоторых участках он встречается гипсометрически выше гранитов.

Кварцевые сиениты, пуласкиты и гетерогенные сиениты (фойяиты) включают в переходную зону между гранитами с нордмаркитами и агпайтовой расслоенной серией.

Пуласкит располагается гипсометрически выше фойяитов (гетерогенных сиенитов) и имеет мощность от 10 до 30 м и более. Эта порода состоит из полевого шпата, эгирина, арфведсонита, энigmatита и нефелина (см. табл. 1). Аксессорные минералы – магнетит, оливин (гартоналит), биотит (?), апатит, флюорит, вторичные – анальцим, натролит, стильбит и серицит.

Фойяит (гетерогенный сиенит) располагается выше содалитового сиенита (фойяита). Контакт между ними обычно постепенный. Фойяит прослеживается не повсеместно, соответственно, его мощность изменяется от 0 до 10 м. Эта порода в основном грубозернистая, серой окраски. Она сложена K-Na полевым шпатом, нефелином, эгирином и арфведсонитом, второстепенные минералы – альбит, энigmatит, редко биотит и оливин. По нефелину широко развиты цеолиты (анальцим и натролит) и содалит.

Содалитовый фойяит развит в самой верхней части расслоенной серии, подстилая гетерогенный сиенит. Мощность его слоя варьирует от 3 до 100 м и более. Содалитовый фойяит имеет светлую окраску. Он состоит из следующих минералов: K-Na полевого шпата (микроклин-изоперит), нефелина, содалита, эгирина и арфведсонита, второстепенные минералы: эгирин-авгит, энigmatит, эвдиалит, акцессорные минералы: магнетит, ринкит, астрофиллит, нептунит и флюорит. Из второстепенных минералов широко распространены цеолиты (анальцим, натролит и др.). Содалитовый фойяит книзу переходит в очень грубозернистый науяйт.

Науяйт мощностью около 1 км состоит из хорошо образованных кристаллов содалита, окруженных крупными пойкилитовыми зернами эгирина, арфведсонита, щелочными полевыми шпатами и эвдиалитом. В науятиях, перекрывающих “сандвичевый” горизонт лувротов, расслоенность проявлена довольно плохо. Она связана преимущественно с изменением относительного содержания содалита от 40 до 60%. Содалит представлен хорошо обработанными кристаллами диаметром 2–3 мм, в которые включены пойкилитовые выделения эгирина, арфведсонита, полевого шпата (до 10 см в длину) и эвдиалита. Очевидно, содалит представляет собой кумулятивную fazу, а пойкилитовые выделения имеют интеркумулятивную природу. Предполагается, что науяиты формировались одновременно с какортокитами.

Какортокиты характеризуются хорошо выраженной расслоенностью, обусловленной колебаниями количества перита, арфведсонита, эвдиалита, нефелина и эгирина. Видимая мощность какортокитов составляет 1000 м, а истинная глубина распространения неизвестна. В изученном разрезе какортокитов различают 25–30 ритмов, каждый из которых состоит из “черного, красного и белого” какортокита. Типичный ритм представлен слоем черного какортокита мощностью около 1.5 м с прекрасно выраженной подошвой. Выше развит красный какортокит, всегда присутствующий, но имеющий меньшую мощность и хуже выраженный, чем черный какортокит. Венчается ритм слоем белого какортокита мощностью около 12 м. Затем начинается следующий ритм. Ритмы расслоенности выдерживаются на большом расстоянии и слабо изменяются по мощности. Слои ритмов состоят из одних и тех же минералов, а изменяется их содержание. Причина образования такой четкой и ритмичной расслоенности какортокитов массива Илимауссак остается неизвестной до настоящего времени.

Лувриты залегают между какортокитами и науяитами в виде “остаточного” горизонта мощностью 300 м, по своему происхождению напоминающего сандвичевый горизонт Скергардского интрузива [Уэйджер, Браун, 1970], содержащий многочисленные блоки (ксенолиты) науяитов, опустившихся сверху. Остаточная жидкость, за счет которой формировался этот горизонт, не только кристаллизовалась на месте, но инъецировала перекрывающие науяиты и даже боковую группу и вмещающие породы. Лувриты характеризуются субпараллельным расположением преобладающих (до 40%) мелких игольчатых кристаллов эгирина и арфведсонита, которые придают породе листоватость. Кроме того, присутствуют хорошо образованные кристаллы микроклина, альбита, нефелина, содалита и эвдиалита. В нижней части сандвичевый горизонт обогащен эгирином, а в верхней – арфведсонитом. В средней зоне горизонта эти минералы находятся вместе, составляя до 40% объема породы. Скрытая расслоенность лувритов выражена слабо из-за незначительного колебания составов одноименных минералов. Это подтвердили современные исследования минералогии агпайтовой серии [Pfaff et al., 2008]. Очевидно, что формирование лувритов было самым поздним эпизодом в становлении интрузива Илимауссак, кроме жил натролита и анальцима.

Петрохимия и систематика

Химический и минеральный состав пород массива изучен довольно детально. Средние составы выбраны из литературных источников и приведены в виде табл. 1 и 2. Сопоставление минерального (см. табл. 1) и химического (см. табл. 2) состава

Таблица 2. Химический состав (усредненный) пород массива Илимауссак [Герасимовский, 1969], выраженный в оксидах и миналах CIPWD [Дубровский, 2002], мас. %

Table 2. Chemical composition (averaged) of rocks of the Ilimaussak massif [Gerasimovskii, 1969] expressed in oxides and minerals CIPWD [Dubrovskii, 2002], wt %

Компонент	Породы						
	1	2	3	4	5	6	
В оксидах							
SiO ₂	55.47	72.32	70.59	65.00	53.50	59.91	
TiO ₂	1.37	0.33	0.44	0.49	1.60	0.38	
Al ₂ O ₃	16.34	10.27	12.38	11.45	16.20	16.14	
Fe ₂ O ₃	1.81	2.71	1.61	8.90	3.70	3.24	
FeO	7.23	3.50	3.33	0.53	6.30	3.99	
MnO	0.22	0.23	0.08	н.о.	0.20	0.15	
MgO	0.90	0.18	н.о.	н.о.	2.00	0.08	
CaO	3.51	0.67	0.93	0.87	4.60	1.84	
Na ₂ O	6.51	5.17	6.95	7.40	5.80	8.46	
K ₂ O	4.84	3.92	3.74	4.50	4.70	4.88	
P ₂ O ₅	0.27	0.18		0.02	0.40	0.06	
ZrO ₂	0.05				0.05	0.37	
Cl						0.03	
В миналах CIPWD							
<i>ap</i> -0.64	<i>ap</i> -0.43	<i>ilm</i> -0.84	<i>ap</i> -0.05	<i>ap</i> -0.95	<i>ap</i> -0.14		
<i>bd</i> -0.05	<i>ilm</i> -0.63	<i>q</i> -19.72	<i>mt</i> -0.21	<i>bd</i> -0.05	<i>hl</i> -0.05		
<i>ilm</i> -2.60	<i>q</i> -29.06	<i>or</i> -22.10	<i>tn</i> -1.20	<i>ilm</i> -3.04	<i>bd</i> -0.37		
<i>mt</i> -2.62	<i>or</i> -23.17	<i>ab</i> -42.87	<i>q</i> -10.26	<i>mt</i> -5.37	<i>ilm</i> -0.72		
<i>or</i> -28.60	<i>ab</i> -31.01	<i>ac</i> -4.66	<i>or</i> -26.59	<i>or</i> -27.78	<i>or</i> -28.84		
<i>ab</i> -37.96	<i>ac</i> -7.84	<i>wo</i> -1.93	<i>ab</i> -33.86	<i>ab</i> -31.36	<i>ab</i> -41.83		
<i>an</i> -4.41	<i>wo</i> -0.90	<i>fa</i> -4.27	<i>ac</i> -25.32	<i>an</i> -4.30	<i>ne</i> -7.60		
<i>ne</i> -6.43	<i>fo</i> -0.28	<i>dsn</i> -3.69	<i>wo</i> -1.04	<i>ne</i> -9.59	<i>ac</i> -9.37		
<i>di</i> -0.99	<i>fa</i> -4.87		<i>fa</i> -0.66	<i>di</i> -6.34	<i>wo</i> -3.23		
<i>hd</i> -8.85	<i>dsn</i> -1.33			<i>hd</i> -6.91	<i>fo</i> -0.10		
<i>fo</i> -0.40				<i>fo</i> -143	<i>fa</i> -5.38		
<i>fa</i> -4.29				<i>fa</i> -1.97	<i>dsn</i> -1.68		
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
<i>or</i> -31.17	<i>q</i> -29.52	<i>q</i> -19.87	<i>q</i> -10.50	<i>or</i> -30.97	<i>or</i> -29.41		
<i>ab</i> -41.38	<i>or</i> -23.53	<i>or</i> -22.27	<i>or</i> -27.21	<i>ab</i> -34.97	<i>ab</i> -42.66		
<i>an</i> -4.21	<i>ab</i> -31.50	<i>ab</i> -43.20	<i>ab</i> -34.64	<i>an</i> -4.80	<i>ne</i> -7.76		
<i>ne</i> -7.02	<i>ac</i> -7.96	<i>ac</i> -4.69	<i>ac</i> -25.91	<i>ne</i> -10.69	<i>ac</i> -9.56		
<i>di</i> -1.08	<i>wo</i> -0.91	<i>wo</i> -1.94	<i>wo</i> -1.06	<i>di</i> -7.07	<i>wo</i> -3.30		
<i>hd</i> -8.95	<i>fo</i> -0.28	<i>fa</i> -4.30	<i>fa</i> -0.67	<i>hd</i> -7.71	<i>fo</i> -0.11		
<i>fo</i> -0.40	<i>fa</i> -4.94	<i>dsn</i> -3.72		<i>fo</i> -1.59	<i>fa</i> -5.49		
<i>fa</i> -4.29	<i>dsn</i> -1.35			<i>fa</i> -2.19	<i>dsn</i> -1.71		
Гр.-ряд	III-В	I-Д	I-Д	I-Д	III-В	III-Д	
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	
<i>n</i>	67.14	66.71	73.85	71.42	65.22	72.48	
F _{at}	92.71	95.42	100	100	72.97	98.47	
F ⁰	17.94	41.10	30.34	93.80	34.61	42.25	
<i>f</i>	88.33	92.33	100	100	48.76	97.26	
Na _{cpx}		100	100	100		100	
Компонент	Породы						
	7	8	9	10	11	12	13
В оксидах							
SiO ₂	49.97	46.82	53.15	52.89	51.61	51.49	52.35
TiO ₂	0.54	0.30	0.28	0.35	0.36	0.14	0.47
Al ₂ O ₃	18.35	22.42	16.03	14.50	14.46	19.81	15.98
Fe ₂ O ₃	4.96	3.00	9.39	6.30	6.18	7.92	5.29
FeO	4.04	2.10	1.18	6.77	6.25	2.40	4.24
MnO	0.15	0.13	0.23	0.41	0.37	0.17	0.22
MgO	0.43	0.16	0.41	0.54	0.52	0.03	0.31
CaO	1.79	1.24	0.72	0.39	2.16	1.02	1.43
Na ₂ O	12.67	15.93	11.13	10.72	10.28	10.68	11.42
K ₂ O	3.17	3.61	3.45	3.28	4.24	3.53	3.64
P ₂ O ₅		0.03	0.07	0.41	0.06	0.03	0.12
ZrO ₂	0.43	0.41	1.12	0.64	1.25	0.68	0.61
S	0.10	0.15	0.21	0.42	0.11		0.19
Cl	1.40	2.90	0.07	0.12	0.17		0.85
F	0.20	0.29	0.05	0.022	0.17		0.08

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Породы						
	7	8	9	10	11	12	13
В миналах CIPWD							
	hl-2.31	ap-0.07	ap-0.17	ap-0.70	ap-0.14	ap-0.07	ap-0.28
	pr-0.19	hl-4.78	hl-0.12	Naap-0.28	hl-0.28	bd-0.68	hl-1.40
	bd-0.43	pr-0.28	pr-0.39	hl-0.20	pr-0.21	mt-7.87	pr-0.36
	fr-0.41	bd-0.41	bd-1.12	pr-0.79	bd-1.25	hm-0.08	z-0.91
	ilm-1.03	fr-0.59	fr-0.09	bd-0.64	fr-0.34	tn-0.34	fr-0.15
	or-18.73	ilm-0.57	ilm-0.53	vl-0.41	ilm-0.68	or-20.86	ilm-0.89
	ab-16.84	or-21.33	mt-0.20	ilm-0.66	or-25.06	ab-31.26	or-21.51
	ne-32.45	ab-5.86	or-20.39	or-19.38	ab-11.33	ne-27.63	ab-21.26
	ac-14.35	ne-48.41	ab-21.78	ab-28.08	ne-21.37	ac-6.97	ne-21.95
	di-1.02	ac-8.68	ne-22.47	ne-15.31	ac-17.88	di-0.16	ac-15.30
	hd-5.45	di-0.41	ac-26.76	ac-18.22	di-0.93	hd-0.43	di-0.57
	fo-0.42	hd-2.96	di-1.00	fo-0.94	hd-7.07	wo-1.54	hd-4.55
	fa-2.85	fo-0.15	hd-1.35	fa-9.06	fo-0.61		fo-0.35
	dsn-1.31	fa-1.32	fo-0.39	dsn-3.07	fa-5.85		fa-3.55
		dsn-2.85	fa-0.67		dsn-5.08		dsn-3.87
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	or-20.05	or-23.19	or-21.51	or-20.61	or-26.33	or-23.48	or-23.15
	ab-18.02	ab-6.37	ab-22.98	ab-29.85	ab-11.91	ab-35.18	ab-22/88
	ne-34.74	ne-52.63	ne-23.70	ne-16.27	ne-22.45	ne-31.09	ne-23.62
	ac-15.36	ac-9.43	ac-28.22	ac-19.37	ac-18.79	ac-7.85	ac-16.47
	di-1.09	di-0.45	di-1.05	fo-1.00	di-0.97	di-0.18	di-0.62
	hd-5.83	hd-3.22	hd-1.42	fa-9.63	hd-7.43	hd-0.49	hd-4.90
	fo-0.45	fo-0.16	fo-0.41	dsn-3.26	fo-0.64	wo-1.72	fo-0.38
	fa-3.05	fa-1.44	fa-0.70		fa-6.14		fa-3.82
	dsn-1.41	dsn-3.10			dsn-5.34		dsn-4.17
Гр.-ряд	III-Д	III-Д	III-Д	III-Д	III-Д	II-Д	III-Д
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-M	Fe-M	Ca	Fe-Mg
<i>n</i>	85.86	87.02	83.06	83.24	78.65	82.11	82.66
<i>F_{at}</i>	91.73	94.39	92.95	92.82	92.72	99.44	94.21
<i>f</i>	52.52	56.28	87.76	45.61	47.12	74.83	52.92
<i>Na_{cpx}</i>	82.41	86.27	54.09	86.91	86.94	70.19	87.37
	69.98	73.07	92.02	100	70.25	92.36	75.93

Примечание. 1 – авгитовый сиенит, 2 – щелочной гранит, 3 – нордмаркит, 4 – кварцевый сиенит, 5 – мелкозернистый пуласкит, 6 – пуласкит, 7 – содалитовый фойяйт, 8 – науяйт, 9 – зеленый луяврит, 10 – черный луяврит, 11 – какортокит (средн. состав), 12 – белый какортокит, 13 – средний состав массива (исходный расплав); Гр.– группа: I – кварц-нормативная, III – нефелин-нормативная, В – нормальной щелочности, Д – щелочной ряд; Fe-Mg – железомагнезиальный отряд, Ca – кальциевый отряд; *n* = $\text{Na} \times 100 / (\text{K} + \text{Na})$ ат. %; *F_{at}* = $(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}) \times 100 / (\text{Fe} + \text{Mg})$ ат. %; *F⁰* = $\text{Fe}^{+3} \times 100 / (\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2})$ ат. %; *f* = $\text{Fe}^{+2} \times 100 / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ ат. %; *Na_{cpx}* = $\text{ac} \times 100 / (\text{ac} + \text{di} + \text{hd})$ мол. %.

Note. 1 – augite syenite, 2 – alkaline granite, 3 – nordmarkite, 4 – quartz syenite, 5 – fine-grained pulaskite, 6 – pulaskite, 7 – sodalite foyaite, 8 – naujaite, 9 – green lujavrite, 10 – black lujavrite, 11 – kakortokite (average composition), 12 – white kakortokite, 13 – average composition of the massif (initial melt); Гр.– group: I – quartz normative, III – nefeline normative, B – normal alkalinity, D – alkaline row; Fe-Mg – iron-magnesium squad, Ca – calcium squad; *n* = $\text{Na} \times 100 / (\text{K} + \text{Na})$ at. %, *F_{at}* = $(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}) \times 100 / (\text{Fe} + \text{Mg})$ at. %; *F⁰* = $\text{Fe}^{+3} \times 100 / (\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2})$ at. %; *f* = $\text{Fe}^{+2} \times 100 / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ at. %; *Na_{cpx}* = $\text{ac} \times 100 / (\text{ac} + \text{di} + \text{hd})$ mol. %.

с существующими классификационными схемами позволило исследователям большинство пород массива, за исключением авгитовых сиенитов и пуласкитов, относить к щелочным, или к агпайтовым (по Уссингу) породам. Анализ их петрохимических данных (см. табл. 2) выявил следующие особенности [Герасимовский, 1969]: 1) очень высокое содержание щелочей, при этом натрий резко преобладает над калием; 2) значительный избыток щелочей по сравнению с алюминием; 3) высокое содержание железа, причем трехвалентное железо пре-

обладает над двухвалентным; 4) низкая концентрация кальция и магния; 5) малое содержание титана и высокое циркония; 6) очень большая концентрация хлора; 7) значительная роль воды. Эти особенности четко отличают их от миаскитовых пород. Остается непонятным, почему щелочные граниты, имея высокое значение коэффициента агпайноти, не отнесены к агпайтовым породам. Естественно, что петрохимические особенности определяют соответствующие черты минерального состава и состав самих минералов.

В табл. 1 приведен усредненный минеральный состав всех пород массива в последовательности предполагаемого их образования. Такое расположение пород четко выявляет их сходство и различие. По содержанию пордообразующих типоморфных минералов они делятся на три группы: кварц-модальные, нефелин-модальные и переходная группа, в которой практически отсутствуют и кварц, и нефелин. Тем не менее намечается четкое сходство этих групп по главным пордообразующим минералам – это K-Na полевой шпат, эгирин, арфведсонит и железистый оливин (гортонолит), которые по своему составу очень слабо различаются, особенно эгирин и арфведсонит. Это связано с высокой железистостью (90–100%) всех пород, что снижает интервал колебания состава минералов. Отмечается и определенное колебание состава K-Na полевого шпата – от пертита ($K_{fsp} > Ab$), до антипертита ($K_{fsp} < Ab$). Естественно, будут различаться и нефелины из разных пород. Но особенно важно различие пород по присутствию и отсутствию в них таких минералов, как содалит, анальцим и канкринит. Причем содалит считается магматическим минералом, в то время как два других минерала, без детального рассмотрения взаимоот-

ношений с другими минералами, относятся к вторичным (постмагматическим) образованиям.

Указанные петрохимические особенности и минералогические различия пород вызывали разногласия исследователей относительно комагматичности тех или иных пород и выделение нескольких интрузивных фаз – от двух до четырех [Ferguson, 1964; Сёренсен, 1965]. Единодушны исследователи только в отношении кварц-модальных пород – они считаются самостоятельной интрузивной фазой (серии).

Далее рассмотрим диагностику и систематику пород массива по авторской работе [Дубровский, 2002] в сопоставлении с результатами предыдущих исследователей, что позволит показать, какую весомую информацию можно извлечь из химического состава породы, представленного в минальной форме. В табл. 2, вместе с химическим составом пород в оксидном выражении, приведены пересчеты оксидов на нормативные миналы CIPWD и классификационные петрохимические коэффициенты: K_{alk}^{Al} , n , f , F_{at} , F^o , применение которых позволяет производить более детальное различие и диагностику пород с построением соответствующих классификационных диаграмм (рис. 3–7).

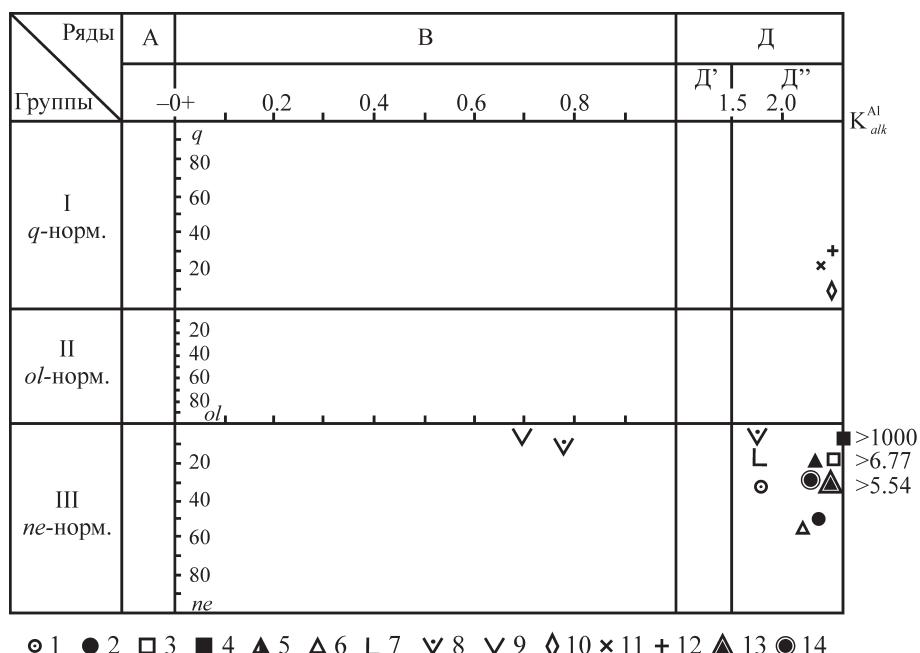


Рис. 3. Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак на уровне групп, рядов и семейств.

Здесь и на рис. 4–7 – условные обозначения: 1 – содалитовые фойяиты, 2 – науяиты, 3 – зеленые луввриты, 4 – черные луввриты, 5 – красные какортокиты, 6 – белые какортокиты, 7 – геторогенные сиениты (фойяиты), 8 – пуласкиты, 9 – авгиевые сиениты, 10 – кварцевые сиениты, 11 – нордмаркиты, 12 – щелочные граниты, 13 – средний состав агпаитовых пород, 14 – средний состав массива.

Fig. 3. Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif at the level of groups, series and families.

Here and on Fig. 4–7 legend: 1 – sodalite foyaites, 2 – nauyaites, 3 – green lujavrites, 4 – black lujavrites, 5 – red kahortokites, 6 – white kahortokites, 7 – heterogenous syenites (foyaites), 8 – pulaskites, 9 – augite syenites, 10 – quartz syenites, 11 – nordmarkites, 12 – alkaline granites, 13 – average composition of agpaitic rocks, 14 – average composition of the massif.

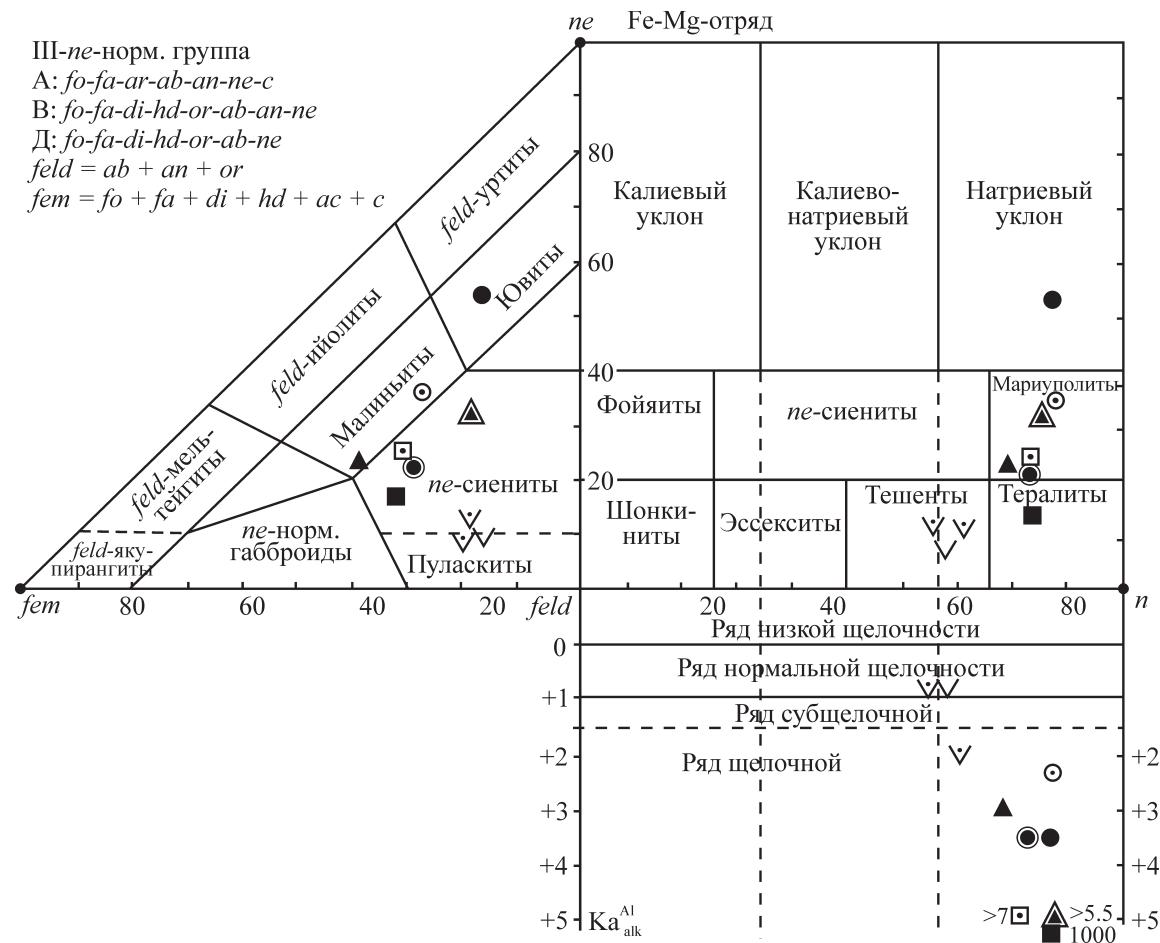


Рис. 4. Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак III-*ne*-нормативной группы на уровне родов и индивидов.

Fig. 4. Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif of the III-*ne*-normative group at the level of genera and individuals.

Итак, по явному преобладанию в химическом составе всех пород $\text{FeO} + \text{MgO}$ (в мол. количествах) над CaO все они должны быть отнесены к Fe-Mg отряду, а явное преобладание FeO над MgO определяет их железистый уклон.

На диаграмме, отражающей классификационные возможности уровня рядов, групп и семейств (см. рис. 3), по значению $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$ (коэффициент щелочности) породы разделились на два ряда: в ряд В-нормальной щелочности попали авгитовые сиениты и мелкозернистые пуласкиты, а остальные породы находятся в щелочном ряду Д", т. е. все они, в том числе и кварц-модальные породы, должны считаться агпайтовыми. По степени насыщения кремнеземом породы также разделились на две группы – I-*q*-нормативная и III-*ne*-нормативная. Необходимо обратить внимание на отсутствие между этими группами пород II-*ol*-нормативной группы. Такая особенность пород данного массива может быть использована для подтверждения отсутствия их генетической связи. В действительности

же эта особенность обусловлена большой железистостью исходного расплава ($f > 80$), когда в таком расплаве не образуются *en* и *fs* миналы, вместо которых присутствует оливин состава $\text{fa} > 80$ и $\text{fo} < 20$ мол. %, или чистый *fa*. В таком случае выпадает II-*ol*-нормативная группа, поскольку и в I-*q*-нормативной группе присутствует высокожелезистый оливин (гортоналит или фаялит). И тогда, при нехватке кремнезема, кварц-нормативная группа сменяется нефелин-нормативной группой десиликацией *ab* → *ne* (или десиликацией циркон → бадделеит). Таким образом, на данном уровне систематики все породы распределились по трем семействам, с соответствующими ассоциациями миналов (см. табл. 2): *ne*-нормативное семейство ряда нормальной щелочности, *ne*-нормативное семейство щелочного ряда и *q*-нормативное семейство также щелочного ряда, что коррелируется с систематикой пород по минеральному составу (см. выше).

Для дальнейшего деления и диагностики пород до индивидуальной номенклатуры требуются со-

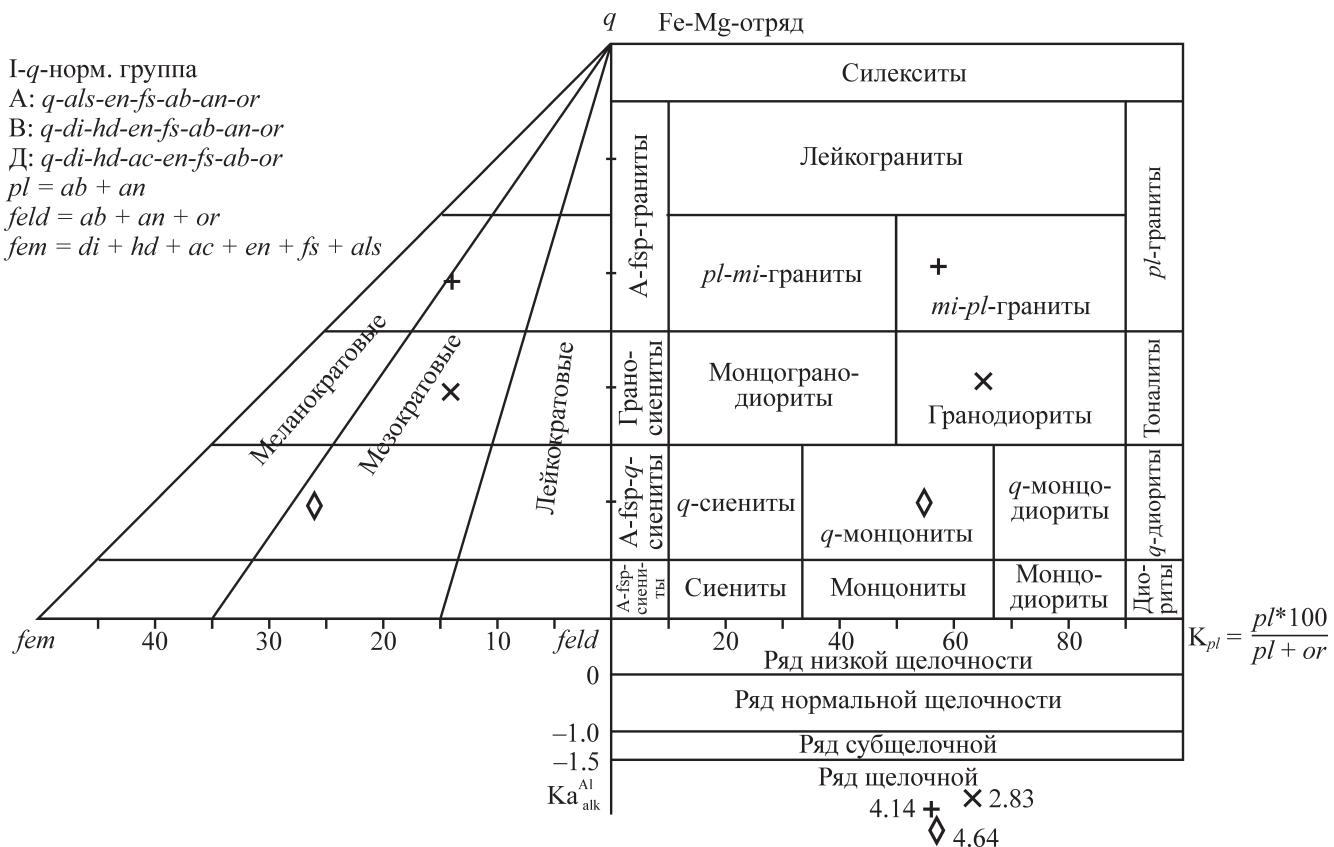


Рис. 5. Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак I-q-нормативной группы на уровне родов и индивидов.

Fig. 5. Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif of the I-q-normative group at the level of genera and individuals.

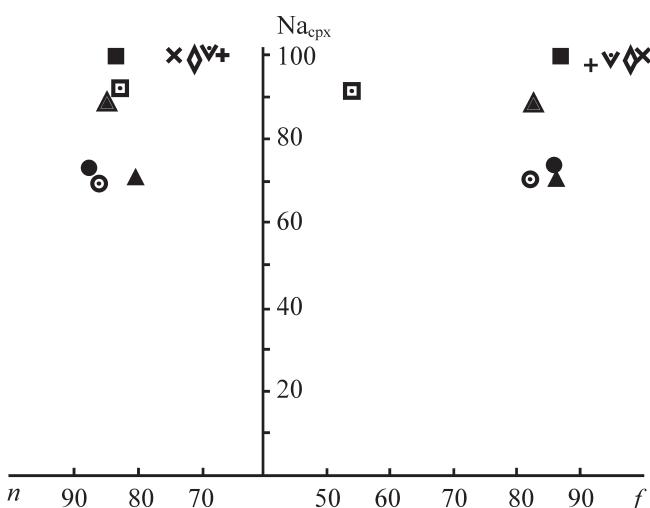


Рис. 6. Соотношение нормативной натриевости пироксена (Na_{cpx}) с натриевостью (n) и железистостью (f) породы.

Fig. 6. The ratio of the normative sodium of pyroxene (Na_{cpx}) with the sodium (n) and iron (f) of the rock.

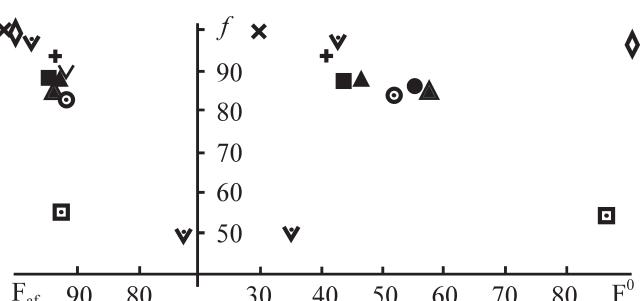


Рис. 7. Соотношение породных железистых параметров.

Fig. 7. The ratio of the rock ferruginous parameters.

ответствующие критерии и диаграммы. На рис. 4 показана более детальная систематика пород не-нормативных семейств до родового уровня. Как видно, фигуративные точки пород агпайтовой серии находятся в роду нефелиновых сиенитов, только средний состав науяитов отделился в род ювитов. Авгитовые сиениты и пуласкиты попали на границу нефелиновых сиенитов и пуласкитов.

На рис. 5 показано положение фигуративных точек минального состава кварц-нормативных пород, где диаграмма и номенклатура минальных родов также совпадают с минеральной.

Можно констатировать, что петрохимическая номенклатура родов практически идеально совпадает с “местной” минеральной номенклатурой индивидов и разновидностей, которая давалась по минеральному составу и структурно-текстурным свойствам пород.

На рис. 6 и 7 показаны классификационные соотношения петрохимических коэффициентов. По этим параметрам также хорошо видно четкое деление “миаскитовых” и “агпайтовых” пород. А среди “агпайтовых” пород выделяются белые лужиавриты, которые по значению f сходны с миаскитовыми, а по значению F^0 – с кварцевыми сиенитами. По “железистым” коэффициентам (см. рис. 7) щелочные граниты и нордмаркиты четко и однозначно достраивают тренд кристаллизационной дифференциации агпайтовой серии, что свидетельствует в пользу их комагматичности.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Несмотря на детальные исследования в области геологии, петрографии и минералогии пород Илимауссакского массива многими учеными из разных стран, до настоящего времени нет общепризнанной модели их образования. Интерпретация полученных данных по проблемам петрогенезиса (происхождение магм, многофазность, образование разных видов расслоенности и др.) значительно расходится из-за различия “школ” и взглядов. Решение таких сложных вопросов петрологии осуществлялось с низким процентом доказательности и достоверности, где-то на уровне общей геологии, без применения каких-либо физико-химических методов, без анализа фазовых превращений с применением диаграмм состояния соответствующих систем. Различные точки зрения на происхождение пород массива и их магм описаны в статье Сёренсена [1965], где имеются ссылки на первоисточники. Но, как отмечалось выше, единодущие мнений отмечается только относительно отрицания комагматичности кварц-модальных и нефелин-модальных пород со ссылкой на существование термального альбитового барьера между их магмами. К сожалению, это отрицательный пример безграмотного использования физико-химического метода (диаграммы состояния). Между тем можно признать, что это не ошибка ученых, а результат недоизученности фазовых превращений в системе $q-ne-kp-aq$ (см. ниже) и слепая “вера” в достоверность эксперимента.

Поскольку в настоящее время большинство геологов признают как аксиому, что процесс образования всех горных пород по своей сути является физико-химическим, то и решение обратной зада-

чи – восстановление условий кристаллизации по ее продуктам (породам) – возможно только физико-химическими методами. Но дело в том, что из всех диаграмм состояния, представленных в шести монографиях автора (это несколько десятков вариантов), и в известной автору мировой литературе, не нашлось диаграммы состояния, с помощью которой можно было бы объяснить фазовые превращения в породах Илимауссакского интрузива. Следовательно, задача автора заключалась в выборе минальной системы и создании (разработке) физико-химической модели, отражающей наиболее приближенно процесс образования конкретно изучаемой породной ассоциации. Такой минальной системой должен быть минальный состав пород массива (см. табл. 2), который может быть представлен в двух упрощенных вариантах: по группам – $q-ab-or-fa-ac$ и $ne-ab-or-fa-ac$ либо одной общей системой – $q-ne-or-fa-ac$ плюс сложный флюид – $Fld(aq, hl)$. Методы и приемы построения диаграмм состояния детально описаны в работах [Дубровский, 1984, 1987, 1998], где обоснован и сформулирован важный петрологический тезис о том, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Разработку диаграмм следует начинать с сопоставительного анализа диаграмм, построенных по экспериментальным данным различных лабораторий, с точки зрения их воспроизводимости и соответства природным минеральным ассоциациям. При отсутствии экспериментальных диаграмм приходится довольствоваться теоретически построенными диаграммами, топология которых обосновывается интерполяцией и экстраполяцией при соблюдении всех правил и законов физической химии.

Система $q-ne-kp-fa-ac-fld(aq, hl)$

Соответственно минальному составу пород, представленному в табл. 2, фазовые превращения при их образовании в упрощенном виде (без акцессорных минералов) можно представить указанной в подзаголовке системой. Исключениями являются авгитовые сиениты и мелкозернистые пуласкиты, для которых нужна своя система.

Выбранная система и даже не все ее двух- и трехкомпонентные подсистемы не исследованы экспериментально. Поэтому построение диаграммы ее состояния (в виде P_{H_2O} - T проекции и изобарических сечений в интервале $P_{H_2O} = 0$ –10 кбар) производилось геометрическим методом, начиная с анализа фазовых превращений в частных системах (подсистемах) меньшей компонентности и переходя далее к рассмотрению фазовых превращений всех возможных нонвариантных точек и построению диаграммы состояния полной системы. Наиболее рациональной последовательностью рас-

смотрения частных систем оказалась такая: $q-kp-aq$, $q-ne-aq$, $q-ne-kp-aq$, $q-ne-or-fa-aq$, физико-химические особенности которых должны транслироваться в общую систему (рис. 8–11).

Сопоставительный анализ фазовых превращений в системах $q-kp-a$ и $q-ne-aq$ выявил своеобразное “антагонистическое” поведение типоморфных минералов и минералов: лейцит – в калиевой системе, анальцима – в натриевой системе, с увеличением водного давления. Лейцит при 1 атм. занимает большой объем кристаллизации, вплоть до кварц-нормативной системы, сменяясь калишпатовой пегматитикой. Эту особенность данной системы Боуэн учитывал, когда рассматривал возможность контактического перехода от фонолитового расплава в риолитовый. В присутствии воды и увеличении ее давления объем кристаллизации лейцита резко сокращается, вплоть до полного его исчезновения с ликвидуса. В результате появляется эвтектика $K_{fs}+Kls$ и ортоклазовый “термальный барьер” (см. рис. 8).

Анальцим же, наоборот, появляется на ликвидусе при достаточно высоком значении P_{H_2O} с расширением объема кристаллизации, изменением типа фазовых превращений и “разрушением” альбитового “термального барьера”, что позволяет фонолитовому расплаву, через $Ab-Anl$ расплав, перейти в риолитовый.

После детализации фазовых превращений во всех указанных частных системах была построена модель (элементы диаграммы состояния) фазовых превращений в полной системе – $q-ne-or-fa-ac-fld$ (aq, hl).

Эта система, при таком наборе минералов, включает в себя две групповые системы: q -нормативную – $q-ab-or-fa-ac-Fld$ и ne -нормативную – $ne-ab-or-fa-ac-Fld$, которые образуются в результате реакции $ab-q = ne$ из-за различной степени насыщенности SiO_2 минералов. В работе [Дубровский, 2016] показано, что групповая компоновка минералов (по степени насыщения кремнеземом) в системе более рациональна, чем рядная (по степени насыщения глиноземом).

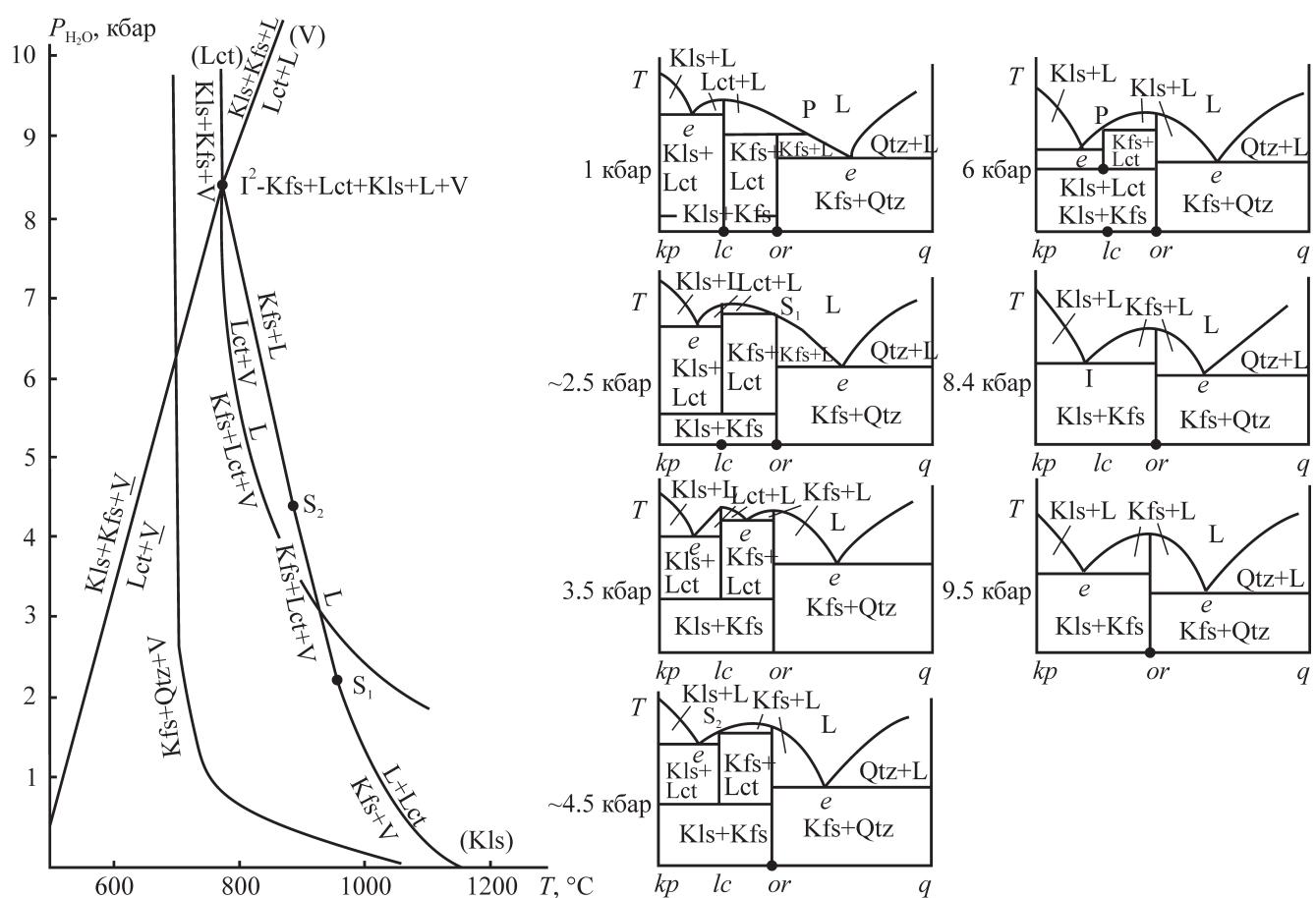


Рис. 8. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические сечения системы $q-kp-aq$ на интервале $P_{H_2O} = 0-10$ кбар [Korobeinikov et al., 1998].

Fig. 8. $P_{H_2O}-T$ projection and isobaric sections of the $q-kp-aq$ system at the $P_{H_2O} = 0-10$ kbar interval [Korobeinikov et al., 1998].

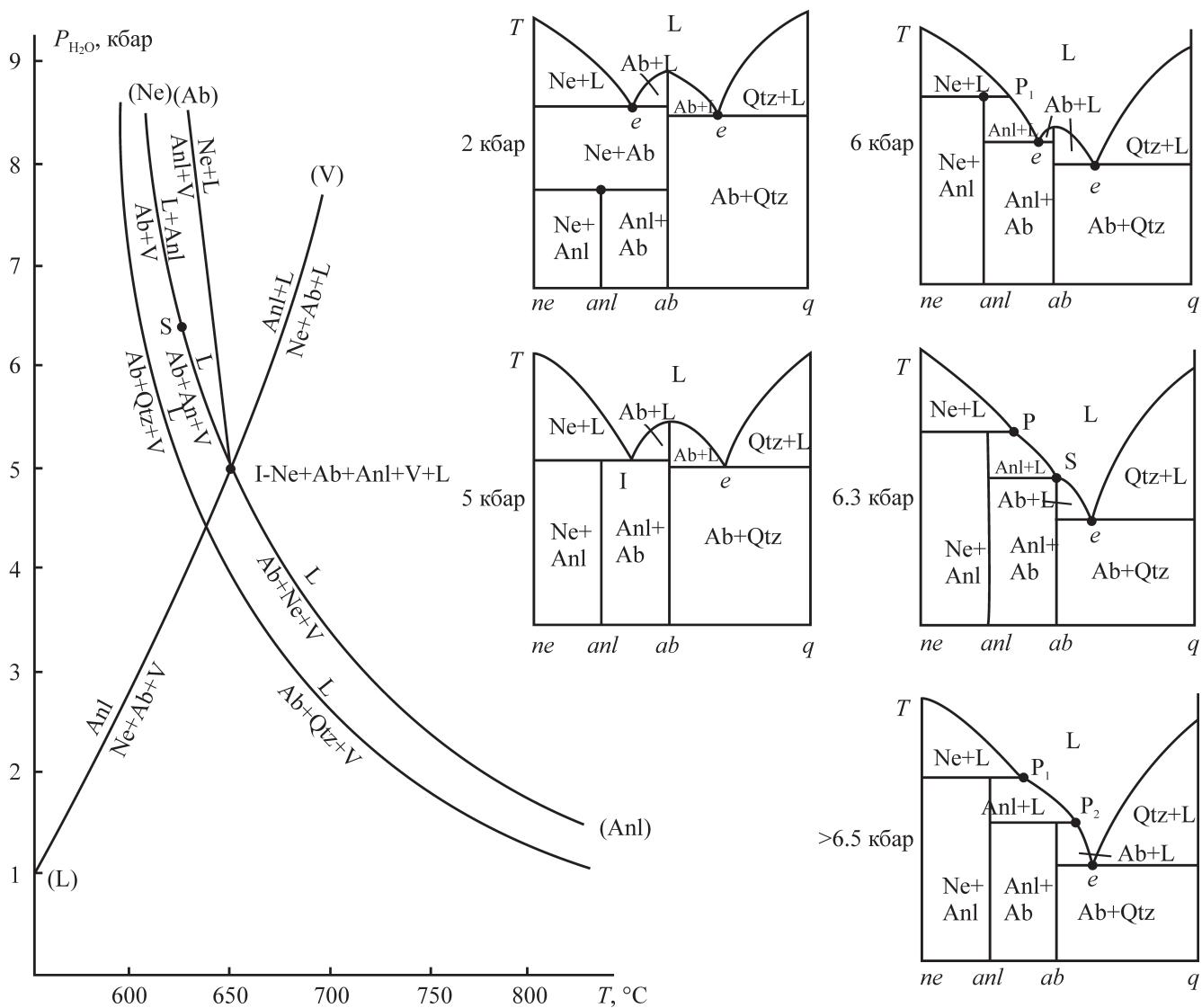


Рис. 9. $P_{\text{H}_2\text{O}}-\text{T}$ проекция и изобарические сечения системы $q-\text{ne}-aq$ на интервале $P_{\text{H}_2\text{O}}=0-9$ кбар, построенные автором с учетом экспериментальных данных [Peters et al., 1966].

Fig. 9. $P_{\text{H}_2\text{O}}-\text{T}$ projection and isobaric cross sections of the $q-\text{ne}-aq$ system at the $P_{\text{H}_2\text{O}}=0-9$ kbar interval constructed by the author with regard for the experimental data [Peters et al., 1966].

Построения элементов диаграммы состояния данной системы производились с учетом всех описанных выше особенностей составляющих систем, транслирующихся в общую систему, с помощью которой в упрощенном виде можно представить фазовые превращения главных пород массива Илимауссак с участием таких минералов, как Qtz , Ne , Ab , Kfs , Fa , Aeg , Arf , Anl и Sod .

Вначале был проведен детальный анализ нонвариантных и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных реакций. При низких значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$, до появления гидроксилсодержащих фаз, из расплавов соответствующих систем при кристаллизации

без фракционирования, будут образовываться пятыминеральные ассоциации ($+\text{H}_2\text{O}$) с минальной номенклатурой. При увеличении $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на ликвидусах каждой минальной системы вначале появляется Am -амфибол:

$$6\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 8\text{NaAlFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6 + 5\text{NaAlSiO}_4 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{H}_2\text{O} = 4\text{Na}_3\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_7\text{Al}_1\text{O}_{22}](\text{OH})_2$$

— арфведесонит (arf), что приводит к образованию нонвариантных равновесий и разделению минальных подсистем на модально-минальные, число которых увеличивается с появлением нового модального минерала. При этом необходимо иметь в виду, что составы одноименных видовых минералов в разных системах должны в определенной степени различаться.

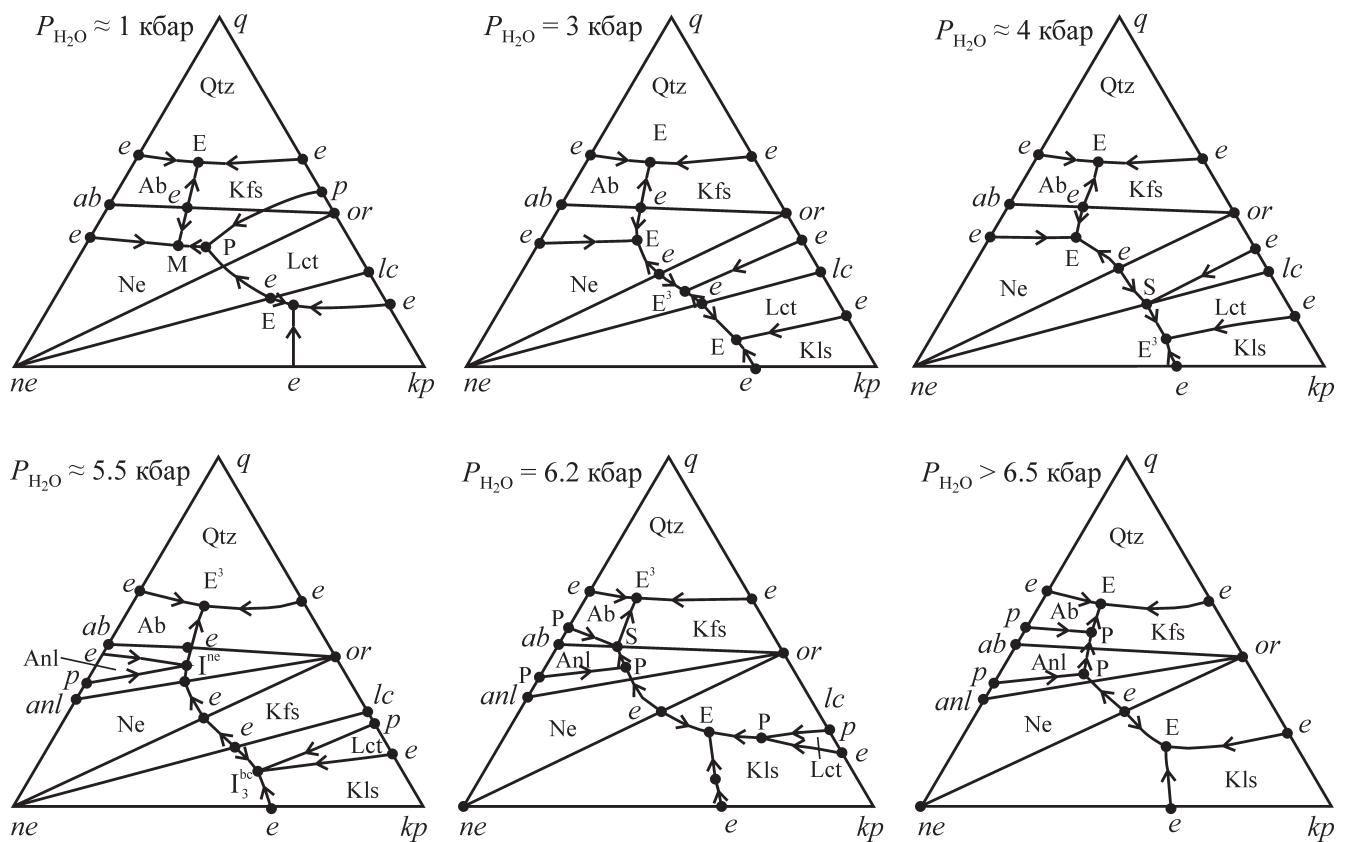
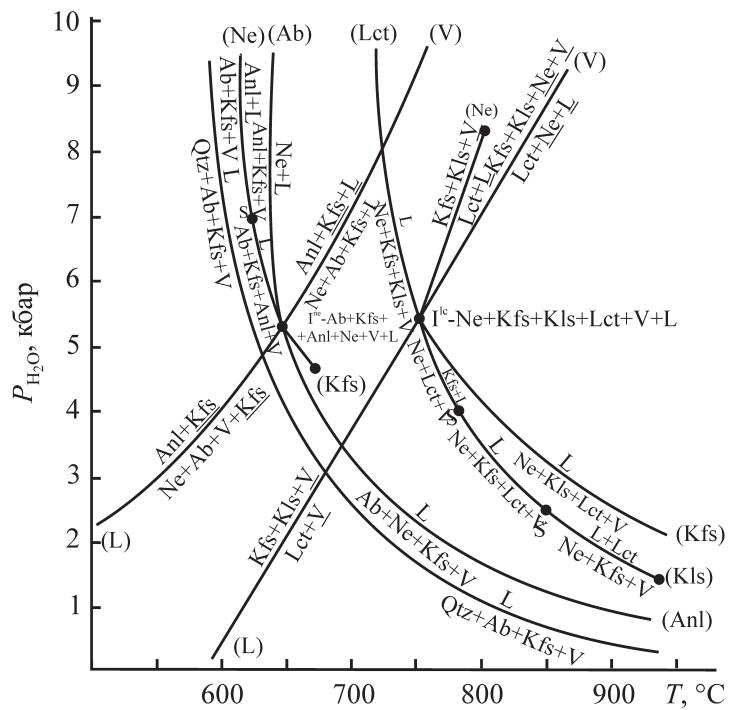


Рис. 10. $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ проекция и изобарические сечения системы $q-kp-ne-aq$ на интервале $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0-10$ кбар, построенные автором по данным рис. 8 и 9.

Fig. 10. $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-T}$ projection and isobaric cross sections of the $q\text{-}kp\text{-}ne\text{-}aq$ system at the $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}10$ kbar interval constructed by the author according to the data from Figs 8 and 9.

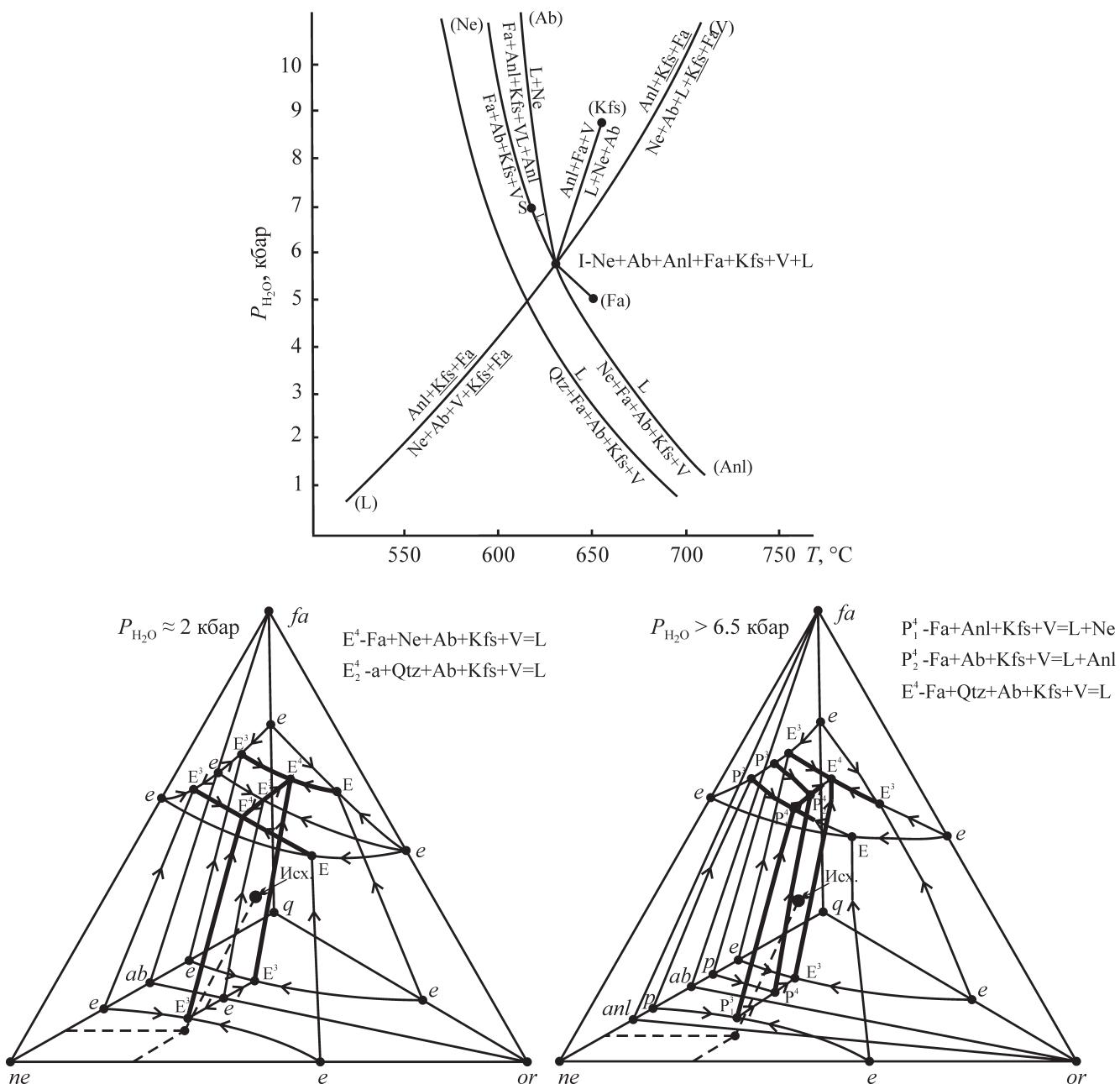
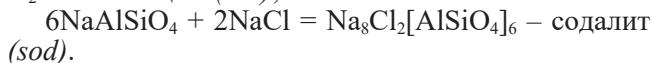
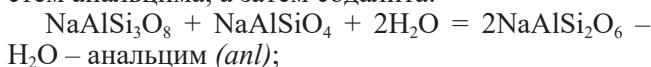


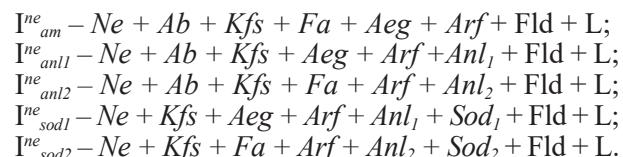
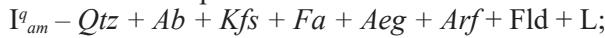
Рис. 11. P_{H_2O} - T проекция и изобарические сечения системы q - or - ne - fa - aq на интервале $P_{H_2O} = 0$ –10 кбар.

Fig. 11. P_{H_2O} - T projection and isobaric cross sections of the q - or - ne - fa - aq system at the $P_{H_2O} = 0$ –10 kbar interval.

Дальнейшее увеличение P_{H_2O} приводит к появлению на ликвидусе нефелин-нормативных подсистем анальцима, а затем содалита:



В результате на интервале $P_{H_2O} = 0$ –6 кбар и $T = 650$ –1200°C в рассматриваемой системе могут появиться 6 нонвариантных точек:



Из каждой нонвариантной точки выходят 8 линий (моновариантные равновесия). Задача сводилась к соединению этих “точек” и линий в единую схему. Результатом решения этой задачи является P_{H_2O} - T проекция (рис. 12) и изобарические схемы кристаллизации (flow sheet), отражающие в

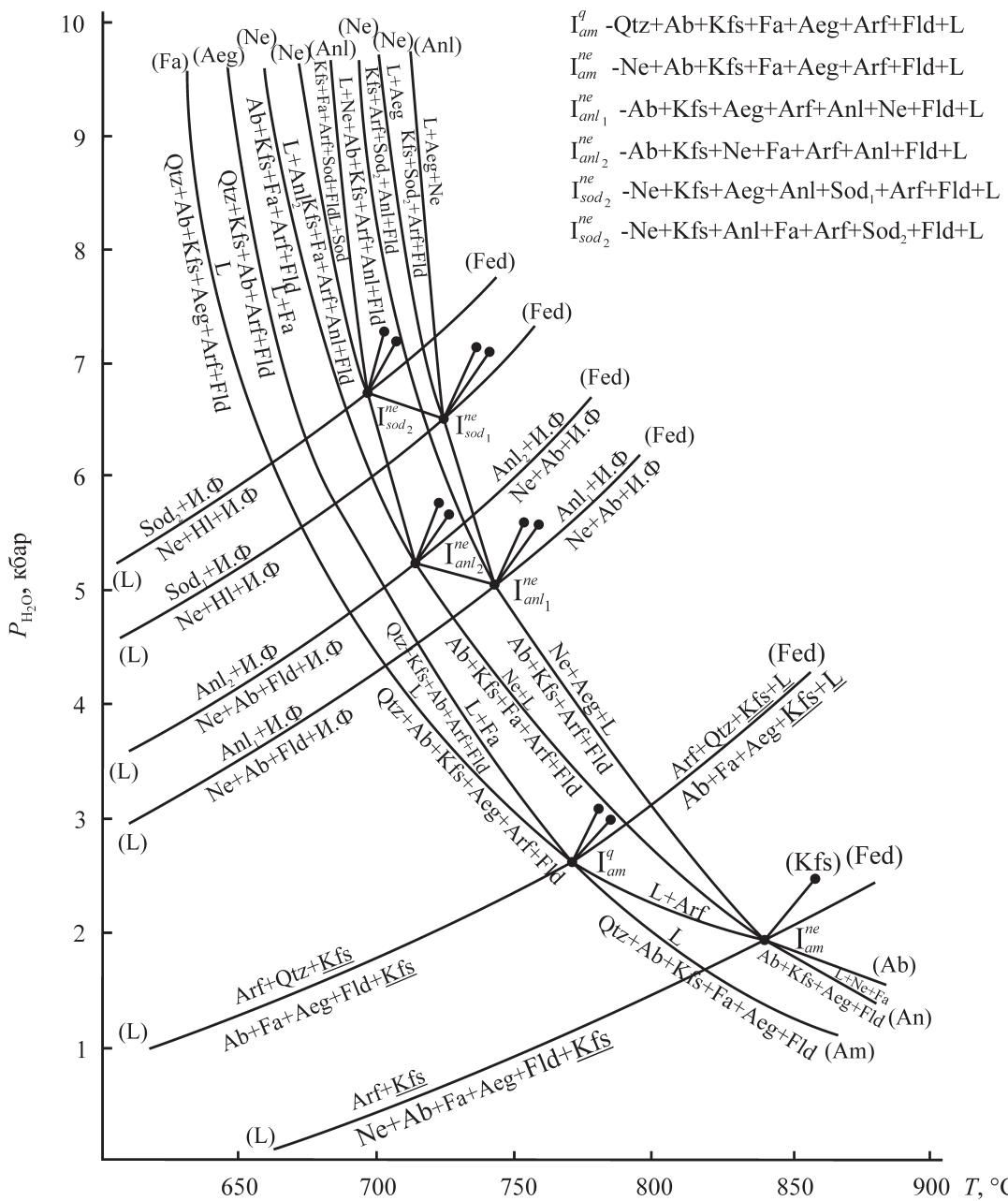


Рис. 12. $P_{\text{H}_2\text{O}}-\text{T}$ проекция системы *q-or-ne-fa-ac-fld* на интервале $P_{\text{H}_2\text{O}}=0-10$ кбар, построенная с учетом всех данных по частным системам.

Fig. 12. $P_{\text{H}_2\text{O}}-\text{T}$ projection of the *q-or-ne-fa-ac-fld* system at the $P_{\text{H}_2\text{O}}=0-10$ kbar interval constructed with regard for all data on particular systems.

упрощенном виде кристаллизацию пород из различных магм (рис. 13–15). Состав магм по степени насыщенности кремнеземом может меняться, начиная от нефелин-нормативной и кончая кварц-нормативной.

На изобарических схемах кристаллизации последовательное расположение фазовых превращений в подсистемах показано в зависимости от их степени насыщенности кремнеземом. Измене-

ние (понижение) же температуры в субсистемах одной группы показано справа налево (как и на $P_{\text{H}_2\text{O}}-\text{T}$ проекции), а между соседними группами температура может и повышаться, и понижаться в зависимости от наличия или отсутствия термальных барьеров между ними. Для упрощения в схемах не рассматриваются равновесия без участия флюида, поскольку они имеют чисто теоретический интерес.

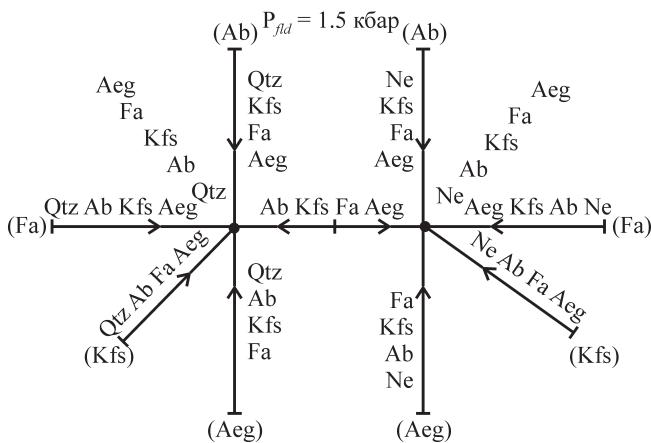


Рис. 13. Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-or-ne-fa-ac-fld* при $P_{fld} = 1.25$ кбар (к рис. 12).

Fig. 13. Flow sheet of the *q-or-ne-fa-ac-fld* system at $P_{fld} = 1.25$ kbar (to Fig. 12).

Применение фазовых диаграмм для решения петрологических проблем

Ограничения трехмерного пространства не позволяют строить полные диаграммы состояния многокомпонентных (более двух) систем. Поэтому приходится довольствоваться элементами диаграммы состояния, представленными различными проекциями, сечениями и схемами (см. выше). Чтобы уметь пользоваться этими элементами, необходимо знать их особенности и возможности для петрологической интерпретации фактического материала. Поэтому коротко остановимся на этом вопросе.

Разработанные физико-химические модели (диаграммы) частных систем различаются либо по

количественному, либо по качественному набору компонентов и, естественно, отражают определенную физико-химическую информацию. Разработанные элементы диаграммы состояния системы *q-ne-or-fa-ac-fld* (P_{fld} - T проекция и схемы кристаллизации) включают в себя все особенности частных систем и отражают фазовые превращения строго определенных расплавных составов по качественному набору компонентов и различные их количественные соотношения. Такие исходные расплавы могут попадать в объем первичной кристаллизации любого минерала данной системы при соответствующем давлении флюида, а будут заканчивать кристаллизацию в соответствующей эвтектике при низком давлении флюида либо, проходя перитектические преобразования, достигать гранитной эвтектики при высоком давлении флюида.

Алгоритм использования построенных диаграмм сводится к определению минерального и минального состава изучаемой породы и подбору необходимой минальной системы, а в ней – уровень водного давления соответствующий реальной (изученной) минеральной ассоциации. Различные отклонения реальных минеральных ассоциаций от модельных позволяют выявлять факторы, которые усложняют и нарушают равновесный процесс.

По схемам кристаллизации (flowsheet) различного уровня P_{fld} (см. рис. 13–15) можно проследить теоретические тренды кристаллизации породных ассоциаций.

Автор статьи уверен, что все приведенные теоретические тренды перехода от нефелин-нормативных составов к кварц-нормативным реализуются в природе. Однако выявлять их можно только при детальных исследованиях химического и минерального состава пород и состава са-

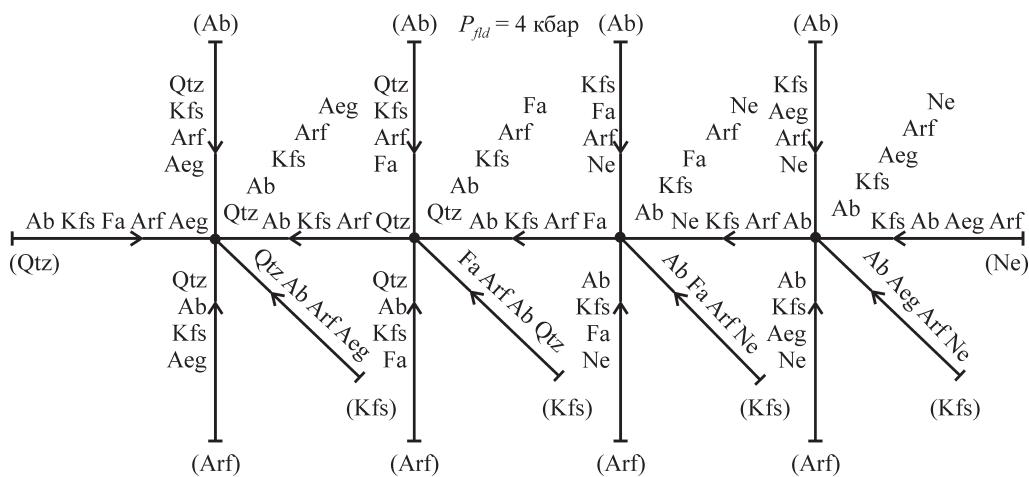


Рис. 14. Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-or-ne-fa-ac-fld* при $P_{fld} = 4$ кбар (к рис. 12).

Fig. 14. Flow sheet of the *q-or-ne-fa-ac-fld* system at $P_{fld} = 4$ kbar (to Fig. 12).

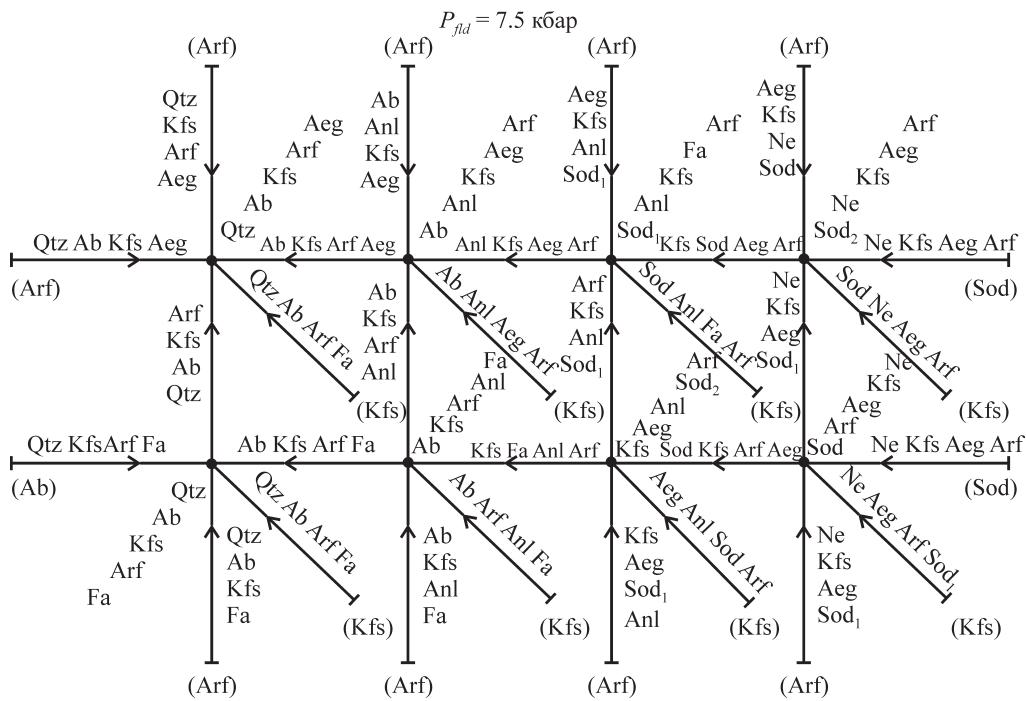


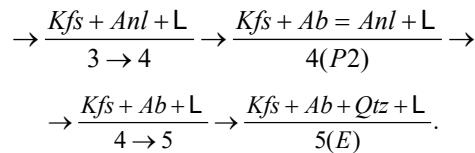
Рис. 15. Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-or-ne-fa-ac-fld* при $P_{fld} = 7.5$ кбар (к рис. 12).

Fig. 15. Flow sheet of the *q-or-ne-fa-ac-fld* system at $P_{fld} = 7.5$ kbar (to Fig. 12).

мых минералов с использованием разработанных теоретических физико-химических моделей без “оглядки” на существующие “экспериментальные догмы”. Но при этом необходимо указать на существенный недостаток многокомпонентных систем – это невозможность построения T - X сечений, что не позволяет прослеживать тренды кристаллизации конкретных (многокомпонентных) магматических расплавов. Поэтому в данном случае пришлось уменьшать компонентность системы с минимальной потерей информации. Из рассмотренных систем лучше всех для этого подходит система *q-ne-or-fa-aq*, изобарические T - X сечения которой показаны на рис. 11. Для прослеживания тренда кристаллизации конкретного состава необходимо было произвести преобразования сокращения компонентности системы до трех компонентов: в нефелин-нормативной – *or + ab + ne + (aq)*, в кварц-нормативной – *q + ab + o + (aq)* и спроектировать из вершины *fem* все составы массива на полевошпатовое сечение (рис. 16), на которое в объеме тетраэдра на 30% попадает расплав исходного состава (см. рис. 11).

Итак, если средний состав массива принять за исходный состав расплава, то теоретический тренд кристаллизации можно проследить на представленной проекции рис. 16 (пока без учета *Fem* фазы):

$$\frac{Ne + L}{1 \rightarrow 2} \rightarrow \frac{Ne + Kfs + L}{2 \rightarrow 3} \rightarrow \frac{Kfs + Anl + L + Ne}{3(P1)} \rightarrow$$



Темноцветный минерал (*Fem*) может появиться на ликвидусе перед P_1 на интервале $2 \rightarrow 3$, а затем, как и *Kfs*, присутствует во всех последующих стадиях кристаллизации в качестве индифферентной фазы. Естественно, фазовые ассоциации теоретического тренда кристаллизации, при оговоренных условиях, не будут строго соответствовать реальным минеральным ассоциациям, поскольку последние образовались из более сложных химических составов расплава и флюида. Важно то, что теоретический тренд равновесной кристаллизации в упрощенной системе показал принципиальную возможность перехода *ne*-нормативного расплава через *anl + ab* составы в *q*-нормативный расплав и что эта особенность фазового превращения обязательно будет транслироваться в более сложную систему. В более сложных системах “разрушение” термального барьера возможно в виде появления на ликвидусе амфибала, но при высокой железистости расплава амфибол может и не появиться на ликвидусе. Тогда при более высоких значениях P_{fld} “термальный барьер” будет разрушен анальцином.

Таким образом, признавая возможность разрушения термального барьера, можно предложить

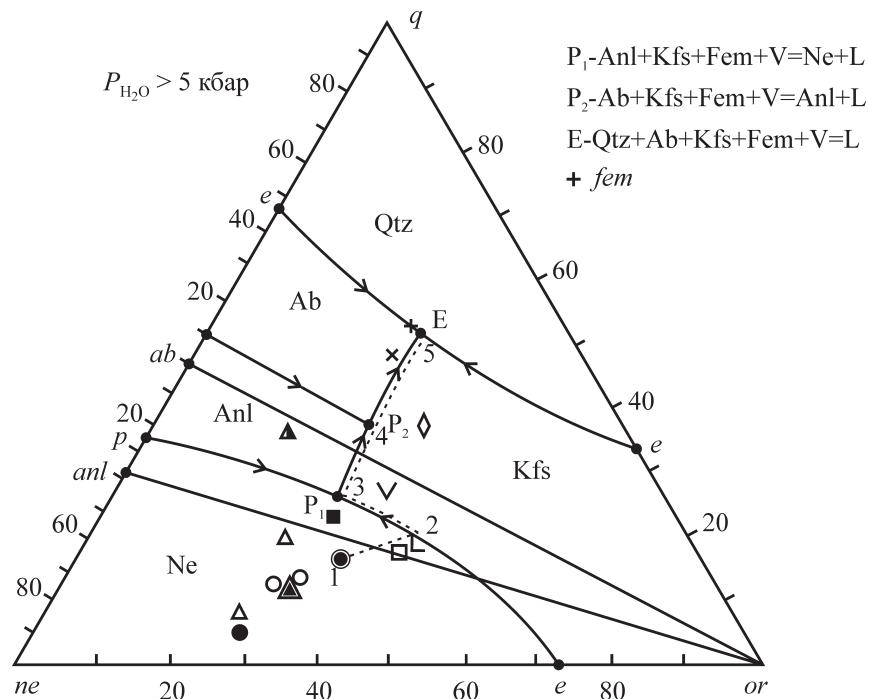


Рис. 16. Положение фигуративных точек усредненных составов пород массива Илимауссак на полевошпатовой проекции q - ne - or системы q - ne - or - $fem(fa)$ - aq (пояснения см. в тексте).

Условные обозначения — см. рис. 3.

Fig. 16. Position of the figurative points of the average compositions of the rocks from the Ilimaussak massif on the q - ne - or feldspar projection of the q - ne - or - $fem(fa)$ - aq system.

Symbols — see Fig. 3.

схематическую модель образования реального разреза массива Илимауссак.

По мнению автора, все породы массива образовались из расплава одной интрузивной фазы, близкого по составу среднему составу “агпайтовой” нефелин-содалитовой серии (см. рис. 16), с участием сложного флюида (H_2O , $NaCl$, $Na_2S_2O_5$ и др.). До начала кристаллизации, при обязательном температурном градиенте в камере, происходила докристаллизационная дифференциация как расплава, так и флюида. Расплав распределялся по принципу (эффекту) Сорэ, согласно температурному градиенту. Естественно, при сложном составе флюида обязательно произойдет распределение и его состава в соответствии с градиентом температуры и давления, а также летучести составляющих его компонентов. Процесс кристаллизации проходил стадийно-зонально с постоянным изменением состава расплава и минерального состава. Кроме того, изменение минерального состава происходило из-за того, что во время кристаллизации определенного минерала, использующего тот или иной компонент флюида, состав флюида изменялся. Так, при выделении амфиболя, использующего воду, во флюиде увеличивается содержание $NaCl$ и других компонентов. Судя по расположению пород в раз-

резе массива, намечаются три зоны распределения компонентов флюида по вертикали: верхняя зона обогащена H_2O , средняя — $NaCl$, а нижняя бедна этими компонентами. Предполагается, что такое распределение компонентов привело к усложнению последовательно-временной кристаллизации расплава в объеме камеры. Установленная последовательность образования пород не совпадает с последовательностью расположения в вертикальном разрезе. Установлено, что породы верхней зоны кристаллизовались после приконтактных авгитовых сиенитов. Затем кристаллизовались породы нижней зоны (какортокиты). И заканчивали кристаллизацию луявриты.

Различие структурно-текстурных особенностей пород массива свидетельствует о различии зональных условий кристаллизации, что требует специального рассмотрения. Здесь же можно привести “крамольные” мысли автора только о ритмичной расслоенности какортокитов, образование которой объясняют ритмичным изменением давления флюида и потерей расплава либо пульсационным поступлением расплава в камеру. По мнению автора, эти две модели наименее вероятные, поскольку и потеря флюида из камеры, и поступление в камеру новых порций расплава разрушали бы довольно

строгую ритмичную расслоенность. Наиболее вероятное объяснение такой расслоенности – это объемная ритмичная кристаллизация котектического расплава. Ритмичная расслоенность анхизвтектического расплава в таком случае объясняется остановками кристаллизации, вызванными выравниванием количества тепла, теряемого системой в окружение, и количеством тепла, выделяемого при кристаллизации расплава. Слои в этом варианте сложены эвтектической минеральной ассоциацией, но различаются количественным соотношением минералов. Это мы и имеем в расслоенных интервалах общего разреза какортокитов: переслаиваются слои черных, красных и белых какортокитов, соответственно обогащенных амфиболом, эвдиалитом и калишпатом. Слабая расслоенность образуется также при объемной кристаллизации, но без остановок, так как минералы будут мешать друг другу в процессе гравитационного оседания (кумуляции). Сложно представить образование расслоенности при зональной кристаллизации эвтектического расплава снизу, поскольку происходит одновременная кристаллизация всех минералов по всей зоне и их гравитационная дифференциация при небольшой мощности зоны маловероятна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема комагматичности фонолитовой и риолитовой магм не могла разрешиться около 90 лет из-за отсутствия диаграмм состояния соответствующих систем и, соответственно, поверхностного понимания фазовых превращений при кристаллизационной дифференциации фонолитовой магмы в интервале водного давления 0–10 кбар. Структурно-геологические и минералого-петрографические факты постепенных (без интрузивных взаимоотношений) переходов от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам отвергались со ссылкой на альбитовый барьер между ними. Разработанные нами физико-химические модели фазовых переходов для конкретных породных ассоциаций массива Илимауссак в сопоставлении с реальными трендами их дифференциации позволили доказать возможность комагматичного перехода от нефелин-модальных сиенитов к кварц-модальным щелочным гранитам. Для этого требуется определенный состав исходного расплава и оптимальное давление флюида.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. (1978) Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 364 с.
Герасимовский В.И. (1969) Геохимия Илимауссакского щелочного массива (юго-западная Гренландия). М.: Наука, 174 с.

- Гиттинс Дж. (1983) Фельшпатоидные щелочные породы. Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 344–380.
Главнейшие провинции и формации щелочных пород. (1974) (Ред. Л.С. Бородин). М.: Наука, 376 с.
Дубровский М.И. (1984) Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 350 с.
Дубровский М.И. (1987) Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 256 с.
Дубровский М.И. (1998) Тренды дифференциации оливин-нормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 336 с.
Дубровский М.И. (2002) Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 234 с.
Дубровский М.И. (2016) Систематика и петрогенезис магматических недосыщенных SiO_2 и Al_2O_3 (“щелочных”) горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 456 с.
Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы (Отв. редактор В.А. Кононова). (1984) М.: Наука, 418 с.
Сёренсен Х.О. (1965) О магматической эволюции щелочной провинции Южной Гренландии. Проблемы геохимии. М.: Наука, 338–349.
Тернер Ф., Ферхуген Дж. (1961) Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во ин. литры, 592 с.
Уэйджер Л., Браун Г. (1970) Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 552 с.
Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (1976) Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., (9), 44–55.
Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.
Ferguson J. (1964) Geology of the Iliaaussak alkaline intrusion, South Greenland. Medd. om Grenland, **172**(24), 1–81 p.
Korobeinikov A.N., Dubrovskii M.I., Laajoki K., Gehor S. (1998) Phase equilibria in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic fold with potential implications for the origin of pseudoleucite. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshofte, (6), 241–252.
Peters T., Luth W.C., Tuttle D.F. (1966) The melting of analcite solid solutions in the system NaAlSiO_4 – $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$ – H_2O . Amer. Miner., **51**, 735–753.
Pfaff K., Krumrei T., Marks M., Wenzel T., Rudolf T., Markl G. (2008) Chemical and physical evolution of the “lower layered sequence” from the nepheline syenitic Iliaaussak intrusion, South Greenland: Implications for the origin of magmatic layering in peralkaline felsic liquids. Lithos, **106**, 280–296.
Shand S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. Amer. J. Sci., **243A**, 495–507.

REFERENCES

- Batiева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. (1978) Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита [Granitoid formations of the Precambrian of the northeastern part of the Baltic Shield]. Leningrad,

- Nauka Publ., 364 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.
- Dubrovskii M.I. (1984) *Granitnye sistemy i granity* [Granite systems and granites]. Leningrad, Nauka Publ., 350 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (1987) *Parageneticheskii analiz mineral'nykh assotsiatii granitoidov* [Paragenetic analysis of mineral associations of granitoids]. Leningrad, Nauka Publ., 256 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (1998) *Trendy differentsiatii olivin-normativnykh magm normal'noi shchelochnosti i sootvetstvuyushchie im porodnye serii* [Differential trends of olivine normative magmas of normal alkalinity and the corresponding rock series]. Apatity, KNTs RAN Publ., 336 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2002) *Kompleksnaya klassifikatsiya magmaticheskikh gornykh porod* [Complex classification of igneous rocks]. Apatity, KNTs RAN Publ., 234 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2016) *Sistematika i petrogenezis magmaticheskikh nedosyshchennykh SiO₂ i Al₂O₃ ("shchelochnykh") gornykh porod* [Systematics and petrogenesis of under-saturated SiO₂ and Al₂O₃ ("alkaline") igneous rocks]. Apatity, Izd-vo KNTs RAN, 456 p. (In Russian)
- Ferguson J. (1964) Geology of the Ilimaussak alkaline intrusion, South Greenland. *Medd. om Grenland*, **172**(24), 1-81 p.
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1976) Petrochemical criteria for the genetic relationship of gabbro and associated granitoids. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (9), 44-55. (In Russian)
- Gerasimovskii V.I. (1969) *Geokhimiya Ilimaussakskogo shchelochchnogo massiva (yugo-zapadnaya Grenlandiya)* [Geochemistry of the Ilimaussak alkaline massif (south-western Greenland)]. Moscow, Nauka Publ., 174 p. (In Russian)
- Gittins Dzh. (1983) Feldspatoid alkaline rocks. *Evolutsiya magmaticheskikh porod* [Evolution of igneous rocks]. Moscow, Mir Publ., 344-380. (In Russian)
- Glavneishie provintsi i formatsii shchelochnykh porod (Red. L.S. Borodin) [Major provinces and formations of alkaline rocks (Ed. L.S. Borodin)]. (1974) Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Korobeinikov A.N., Dubrovskii M.I., Laajoki K., Gehor S. (1998) Phase equilibria in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic fold with potential implications for the origin of pseudoleucite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshofte*, (6), 241-252.
- Magmaticheskie gornye porody. T. 2.* (1984) *Shchelochnye porody* [Magmatic rocks. V. 2. Alkaline rocks]. (Otv. red. V.A. Kononova). Moscow, Nauka Publ., 418 p. (In Russian)
- Peters T., Luth W.C., Tuttle D.F. (1966) The melting of analcite solid solutions in the system NaAlSiO₄-NaAlSi₂O₈-H₂O. *Amer. Miner.*, **51**, 735-753.
- Pfaff K., Krumrei T., Marks M., Wenzel T., Rudolf T., Markl G. (2008) Chemical and physical evolution of the "lower layered sequence" from the nepheline syenitic Ilimaussaq intrusion, South Greenland: Implications for the origin of magmatic layering in peralkaline felsic liquids. *Lithos*, **106**, 280-296.
- Serensen Kh.O. (1965) On the magmatic evolution of the alkaline province of South Greenland *Problemy geokhimii*. Moscow, Nauka Publ., 338-349. (In Russian)
- Shand S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. *Amer. J. Sci.*, **243A**, 495-507.
- Terner F., Ferhugen Dzh. (1961) *Petrologiya izverzhennykh i metamorficheskikh porod* [Petrology of igneous and metamorphic rocks]. Moscow, Izd-vo In. lit., 592 p. (In Russian)
- Ueidzher L., Braun G. (1970) *Rassloennye izverzhennye porody* [Stratified igneous rocks]. Moscow, Mir Publ., 552 p. (In Russian)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭТАЛОННЫХ РАЗРЕЗОВ ПРИУРАЛЬСКОГО ОТДЕЛА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

© 2018 г. Г. А. Мизенс¹, Р. Х. Сунгатуллин², Г. М. Сунгатуллина², Б. И. Гареев²,
Г. А. Баталин², Ф. Ф. Садриев²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: mizens@igg.uran.ru

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18,
e-mails: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru, Guzel.Sungatullina@kpfu.ru

Поступила в редакцию 26.09.2017 г., принята к печати 16.10.2017 г.

Объект исследований. Рассматриваются геохимические особенности пород из разрезов Дальний Тюлькас и Мечетлино, расположенных в южной части Предуральского прогиба и предлагаемых в качестве международных эталонов для глобальной корреляции нижних границ артинского и кунгурского ярусов. **Материалы и методы.** Содержание пордообразующих окислов и некоторых других компонентов изучено по 15 и 20 образцам карбонатных, глинистых и песчаных пород соответственно в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино. Определение химического состава пород выполнено с использованием волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра S8 Tiger (Bruker, Германия). **Результаты.** Данная литологическая характеристика разрезов, приведено содержание пордообразующих компонентов в аргиллитах и известняках пограничных (сакмарско-артинского и артинско-кунгурского) интервалов. Показано, что аргиллиты разных стратиграфических уровней практически идентичны по средним содержаниям основных компонентов, тогда как известняки имеют некоторые различия. Проанализированы корреляционные связи пордообразующих окислов и сделаны выводы о минеральном составе пород. С использованием петрохимических модулей и диаграмм установлено, что глинистые породы в рассматриваемых разрезах имеют главным образом гидрослюдистый состав. На основании анализа индексов химического выветривания показано, что климат в приуральскую эпоху был преимущественно аридным. Тектоническая обстановка, в которой формировались породы, слагающие источники сноса, предположительно соответствовала активной и пассивной окраинам континентов. **Выводы.** Основные литохимические характеристики пород двух рассматриваемых разрезов в целом несколько различаются, однако границы стратиграфических подразделений в пределах каждого из них по литохимическим параметрам практически не выделяются, что может свидетельствовать в пользу непрерывности осадконакопления на границах веков приуральской эпохи в данном регионе. Условия осадконакопления и характер размыываемых пород в области сноса оставались относительно постоянными. Это является положительным моментом при рассмотрении разрезов в качестве эталонных объектов – “золотых гвоздей”.

Ключевые слова: пермь, приуральский отдел, геохимия, литология, петрохимические модули, эталонные разрезы, Дальний Тюлькас, Мечетлино, Предуральский прогиб

REFERENCE SECTIONS OF CISURALIAN SERIES (PERMIAN SYSTEM): GEOCHEMICAL FEATURES

Gunar A. Mizens¹, Rafael Kh. Sungatullin², Guzel M. Sungatullina², Bulat I. Gareev²,
Georgiy A. Batalin², Fanis F. Sadriev²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: mizens@igg.uran.ru

²Kazan (Volga) Federal University, 18 Kremlin st., Kazan 420008, Russia, e-mails: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru,
Guzel.Sungatullina@kpfu.ru

Received 26.09.2017, accepted 16.10.2017

Object. Geochemical features of rocks from the Dal'ny Tulkas and Mechetlino sections located in the southern part of the West Urals foredeep are considered and are offered as International Standards for the global correlation (GSSP) of the lower boundaries of the Artinskian and Kungurian stages. **Materials and methods.** The content of rock-forming oxides and other components were studied for 15 and 20 samples of carbonate, clay and sandy rocks respectively in the sections of Dalmii

Для цитирования: Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Садриев Ф.Ф. (2018) Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы. *Литосфера*, **18**(6), 819–838. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-819-838

For citation: Mizens G.A., Sungatullin R.Kh., Sungatullina G.M., Gareev B.I., Batalin G.A., Sadriev F.F. (2018) Reference sections of Cisuralian Series (Permian System): geochemical features. *Litosfera*, **18**(6), 819–838. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-819-838

Tyulkas and Mechetlino. The determination of the chemical composition of rocks was performed using a wave-dispersive X-ray fluorescence spectrometer S8 Tiger (Bruker, Germany). *Results.* The lithological characteristics of the sections, the content of oxides in mudstones and limestones of the boundary Sakmarian-Artinskian and of the boundary Artinskian-Kungurian are taken. Mudstones of different stage are almost identical in average contents of the main components, whereas limestones have some differences. Correlative connections of oxides are analyzed and conclusions about mineral composition of rocks are made. Using the petrochemical modules and diagrams, it was established that the clay rocks in considered sections have mainly a hydromica composition. Based on the analysis of the indices of chemical weathering CIA, it is shown that the climate in the Cisuralian Epoch was predominantly arid. The tectonic environment of forming demolition sources, presumably corresponded to the active and passive margins of the continents. *Conclusions.* The main lithochemical characteristics of the rocks of the two sections under consideration are somewhat different, however, the boundaries of the stratigraphic subdivisions of each of them are virtually indistinguishable by lithochemical parameters, which may indicate the benefit of the continuity of sedimentation at the borders of centuries of the Cisuralian Epoch in this region. The conditions of sedimentation and the nature of eroded rocks in the area of demolition remained relatively constant. This is a positive point when looking the sections as International Standards for the global correlation (GSSP) reference objects – “golden nails”.

Keywords: Permian, Cisuralian, geochemistry, lithology, petrochemical modules, reference sections, Dal'ny Tulkas, Mechetlino, West-Uralian foredeep

Acknowledgements

The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant No. 16-05-00306a) and at the expense of subsidies allocated to the Kazan (Volga Region) Federal University as part of state support in order to increase its competitiveness among the world's leading scientific and educational centers tasks in the field of scientific activity.

ВВЕДЕНИЕ

В 2015 г. в Казани состоялся XVIII Международный конгресс по каменноугольной и пермской системам. Конгресс сопровождался геологическими экскурсиями на разрезы нижней перми, расположенные на территории Республики Башкортостан, на западном склоне Южного Урала. В частности, участники конгресса знакомились с разрезами – потенциальными кандидатами в международные эталоны нижних границ приуральского отдела пермской системы Международной стратиграфической шкалы (МСШ) – Мечетлино и Дальний Тюлькас. В последнем (Гафурийский район Башкортостана) представлены пограничные отложения сакмарского и артинского ярусов, в разрезе Мечетлино (Салаватский район) – соответственно артинского и кунгурского ярусов. По мнению российских и зарубежных стратиграфов и палеонтологов, упомянутые разрезы имеют неплохие шансы на признание их в качестве эталонных объектов для глобальной корреляции в статусе так называемых “золотых гвоздей”(GSSP). Необходимо отметить, что до настоящего времени на территории России не имеется ни одного “золотого гвоздя” в фанерозое, поэтому продвижение указанных разрезов в данном направлении будет способствовать повышению престижа российской геологии.

В ходе экскурсий, однако, было установлено, что представленные уральские разрезы не в полной мере отвечают современным требованиям Международной стратиграфической комиссии к стратотипам нижних границ ярусов. Они требуют существенного доизучения, в том числе вскрытия дополнительных интервалов разреза, проведения геохимических и изотопных исследований, получения

абсолютных датировок возраста U-Pb методом, выявления дополнительных биостратиграфических критериев и комплексного обоснования границ по различным группам фауны и флоры. В целях выполнения этих задач членами Международной комиссии по пермской системе было рекомендовано провести расчистку разрезов, которая и была осуществлена в 2016 г.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Рассматриваемые разрезы расположены в осевой части Предуральского прогиба (рис. 1) и относятся к разным частям классической флишевой формации [Мизенс, 1997; Тевелев и др., 2016]. Для них характерно отсутствие перерывов в осадконакоплении, и они достаточно детально изучены в биостратиграфическом отношении [Чувашов и др., 1990; Чувашов, Черных, 2011; Chernykh et al., 2015].

Предуральский краевой прогиб возник в конце палеозоя на платформенном основании, когда интенсивные напряжения и деформации, приведшие к образованию Уральского складчатого сооружения, стали распространяться на Восточно-Европейскую платформу, вовлекая ее в процессы развития горной системы. Уральский ороген при этом надвигался на край платформы, где образовалась глубоководная впадина, которая в результате интенсивной эрозии растущего Урала стала заполняться обломочными толщами. Восточный борт прогиба захватывался уральскими деформациями, а на западе возникали барьерные рифы. Во второй половине кунгурского века остаточный прогиб заполнялся отложениями молассовой формации и мощными эвапоритовыми толщами.

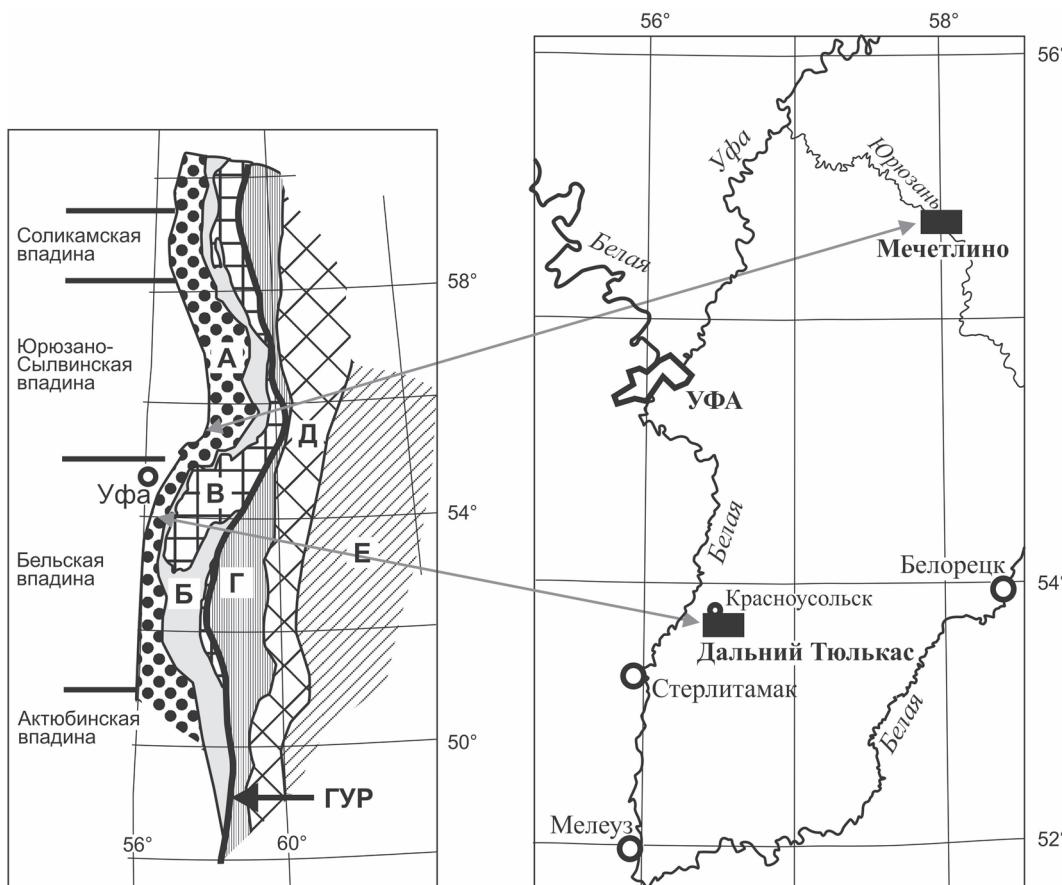


Рис. 1. Расположение изученных объектов.

А – Предуральский прогиб; Б–Е – мегазоны и зоны: Б – Западно-Уральская, В – Центрально-Уральская, Г – Тагило-Магнитогорская, Д – Восточно-Уральская, Е – Зауральская; ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 1. Location of the objects.

A – Cisuralian foredeep; Б–Е – megazones and zones: Б – Western Urals, В – Central Urals, Г – Tagil-Magnitogorsk, Д – Eastern Urals, Е – Transuralian; ГУР – Main Urals fault.

Разрез Дальний Тюлькас обнажается в приодорожном карьере на правобережье одноименной речки, левого притока р. Усолка (в 3 км выше устья), которая, в свою очередь, впадает в р. Белая. Разрез представлен серией терригенно-карбонатных пород (известковые аргиллиты, глинистые слабодоломитизированные известняки) сакмарского (курортная свита) и артинского (тюлькасская свита) ярусов (рис. 2). Слои карбонатных и карбонатноглинистых пород разделены тонкими (до первых сантиметров) прослойками и пленками аргиллитов. В артинской части разреза встречаются прослои органогенно-детритовых известняков. На разных уровнях присутствуют линзы и линзовидные прослои известняковых конкреций. По всему разрезу распространены многочисленные растительные остатки (в том числе крупные фрагменты водорослей) и споры растений, встречается чешуя рыб. В составе карбонатноглинистых пород много радиолярий, раковины которых местами замещены

кальцитом. Органогенно-обломочные известняки содержат фрагменты члеников криноидей, обломки раковин брахиопод (и иглы брахиопод), мшанок, нередки фораминиферы (как мелкие, так и фузулиноиды), местами много прямых головоногих моллюсков. Мощность рассматриваемого интервала разреза составляет 13.8 м. Из них 8 м относится к сакмарскому ярусу, а 5.8 м – к артинскому. В формационном отношении пограничный интервал относится к предфлишу [Мизенс, 1997]. Этот разрез рассматривается в качестве эталонного объекта нижней границы артинского яруса, которая определяется по появлению конодонтов *Sweetognathus whitei* [Чувашов et al., 2013].

Разрез Мечетлино (см. рис. 1) расположен у одноименного села на правом склоне долины р. Юрюзань. Он является кандидатом для глобального стратотипа нижней границы кунгурского яруса МСШ [Чувашов, Черных, 2011; Chernykh et al., 2012, 2015]. В пределах небольшого карьера здесь

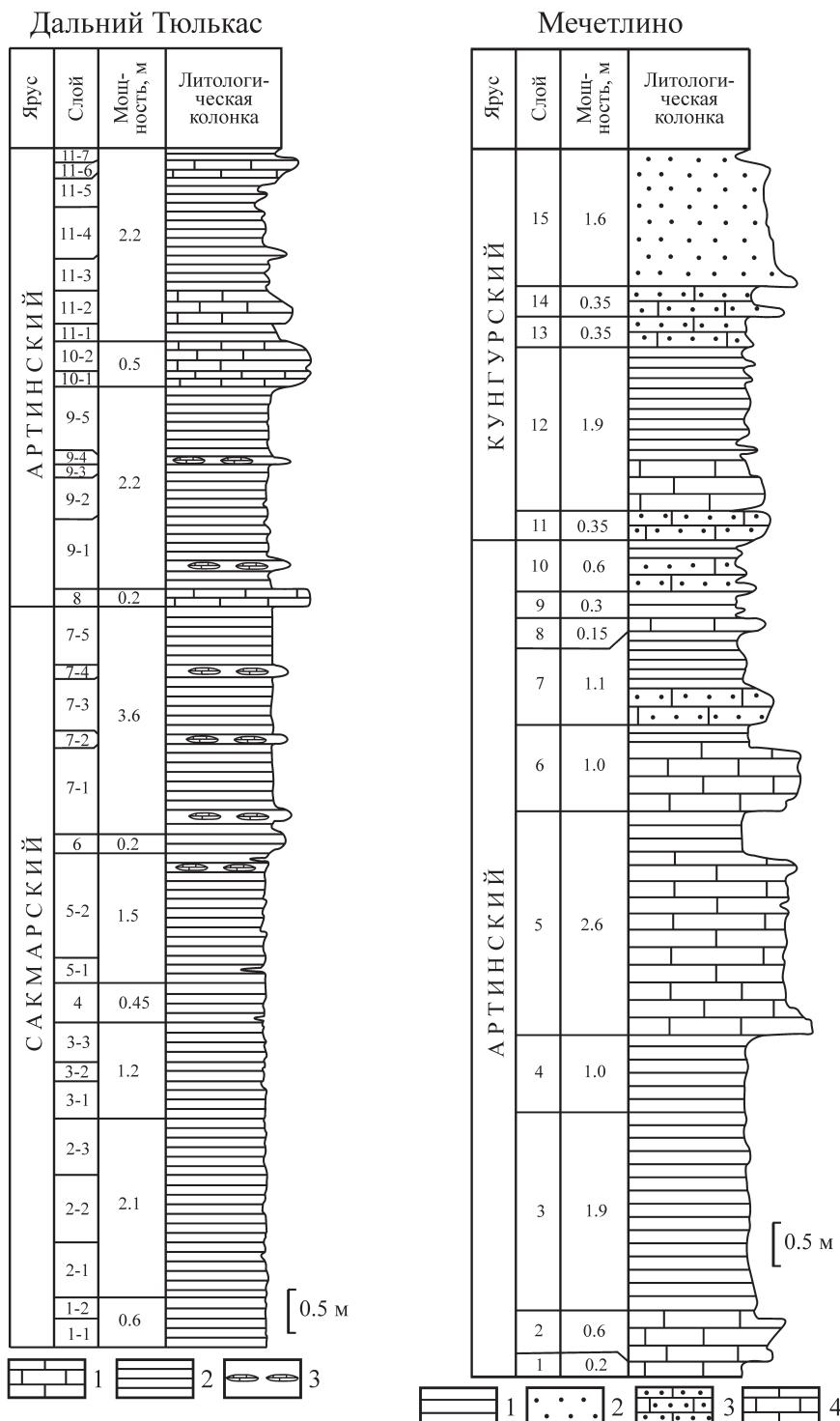


Рис. 2. Литологические колонки пограничных интервалов – сакмарско-артинского (Дальний Тюлькас) и артинско-кунгурского (Мечетлино).

Разрез Дальний Тюлькас: 1 – известняки, 2 – тонкослоистые глинистые карбонаты и известковые аргиллиты, 3 – известняковые конкреции.

Разрез Мечетлино: 1 – аргиллиты, 2 – песчаники, 3 – известняковые песчаники и песчанистые известняки, 4 – известняки.

Fig. 2. Lithological columns for the Sakmarian/Artinskian (Dal'ny Tulkas) and Artinskian/Kungurian (Mechetlino) boundary intervals.

Dal'ny Tulkas section: 1 – limestones, 2 – clayey limestones and calcareous mudstones, 3 – calcareous concretions.
Mechetlino section: 1 – mudstones, 2 – sandstones, 3 – calcareous sandstones and sandy limestones, 4 – limestones.

обнажаются карбонатно-терригенные отложения верхней части артинского (гадрашитовская свита) и нижней части кунгурского (сарапинский горизонт) ярусов. Граница между артинским и кунгурским ярусами проходит между слоями 8 и 9 в толще песчаников (см. рис. 2) и определяется по появлению конодонтов *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movshovich [Chernykh et al., 2015]. Общая мощность разреза в карьере около 10 м, поэтому во время экскурсии Международного конгресса было рекомендовано расчистить артинские отложения вниз по склону.

Разрез Мечетлино сложен турбидитами силикатного, реже карбонатного состава, залегающими среди фоновых глинистых, карбонатно-глинистых и песчано-глинистых пород. Песчаники от мелкодо крупнозернистых, по составу главным образом кварцевые (граувакки, согласно классификации В.Н. Шванова). Среди обломков пород в них распространены кремни, основные (реже кислые) вулканиты, кварциты, слюдяные сланцы, известняки. Нередко присутствуют органические остатки (фораминиферы, обломки водорослей, криноидей, брахиопод, мшанок), много растительных остатков, в том числе крупных. Слои карбонатов чаще всего представлены органогенно-детритовыми известняками – мелко- и грубо(крупно)-обломочными. Органические остатки разнообразны: фрагменты мшанок, криноидей, иглы морских ежей, обломки и иглы раковин брахиопод, фораминиферы, водоросли, спикулы губок, встречаются аммониты. Часто среди них рассеяны обломки силикатных по-

род и минералов. В глинистых образованиях также много остатков раковин. Мощность вскрытого интервала 16.4 м (в том числе 11.8 м в составе артинского яруса, а 4.6 м – кунгурского). В формационном отношении описанный интервал относится к позднему флишу [Мизенс, 1997].

В 2016 г. после вскрытия новых интервалов в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино российскими геологами с участием В.И. Давыдова (США) проведено дополнительное их изучение, включая отбор проб и образцов на палеонтологические, литологические, геохимические, изотопные и геохронологические исследования [Kotlyar et al., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание породообразующих окислов и некоторых других компонентов в породах пограничных (сакмарско-аргинского и артинско-кунгурского) интервалов изучено по 15 образцам в разрезе Дальний Тюлькас и по 20 – в разрезе Мечетлино (табл. 1–4). Определение химического состава пород выполнено в лаборатории Казанского (Приволжского) университета с использованием волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра S8 Tiger (Bruker, Германия). Данный метод основан на сборе и последующем анализе спектра, полученного путем воздействия на исследуемый материал рентгеновским излучением. Полученные результаты позволили уточнить

Таблица 1. Петрографический состав проанализированных образцов

Table 1. Studied samples composition

Разрез Мечетлино			Разрез Дальний Тюлькас		
№ обр.	Ярус	Порода	№ обр.	Ярус	Порода
15	Кунгурский	Песчаник	11-2	Артинский	Известняк микрозернистый
14		Известняк песчанистый	11-1		Аргиллит с примесью карбоната
13		Песчаник известковый	10-1		Известняк микрозернистый
12-3		Аргиллит с примесью кальцита	9-4		То же
12-2		То же	9-2		Аргиллит с примесью карбоната
12-1		Известняк песчанистый	9-1		Известняк слабо глинистый
11		Песчаник слабо известковый	7-4		То же
10-2	Артинский	Аргиллит с примесью кальцита	7-1	Сакмарский	Известняк глинистый
10-1		Известняк слабо песчанистый	6-2		Аргиллит с примесью карбоната
9		Аргиллит с примесью кальцита	5-3		Известняк слабо глинистый
8		Известняк органогенно-детритовый	4-3-1		Аргиллит с примесью карбоната
7-3		Аргиллит с примесью кальцита	4-3		То же
7-2		Известняк слабо песчанистый	3-3		–“–
6-3		Аргиллит с примесью кальцита	2-3		–“–
6-2		То же	2-1		Аргиллит
6-1		Известняк органогенно-детритовый			
5-5		Известняк песчанистый			
5-3		То же			
5-1		Известняк слабо окремненный			
1-2		Известняк органогенно-детритовый			

Таблица 2. Содержание породообразующих компонентов в карбонатно-глинистых породах пограничного интервала сакмарского и артинского ярусов разреза Дальний Тулькас, мас. %

Table 2. Major oxides contents in the carbonate-argillaceous rocks of the Sakmarian-Artinskian boundary interval in the Dal'ny Tulkas section, wt %

№ обр.	П. п. п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	SrO	BaO	Сумма	
2-1	11.087	0.507	2.796	10.828	64.071	0.149	2.395	0.870	0.531	0.035	6.316	0.007	0.088	99.839	
2-3	18.240	0.499	4.339	7.529	52.358	0.205	0.214	1.566	0.349	0.060	4.802	0.013	0.162	99.711	
3-3	19.731	0.447	4.783	6.530	49.579	0.101	0.240	1.359	0.319	0.073	4.320	0.016	0.243	99.839	
4-3	14.362	0.498	2.001	8.100	55.680	0.125	0.535	1.716	10.345	0.417	0.044	5.099	0.029	0.924	99.875
4-3-1	20.928	0.394	5.390	5.340	47.094	0.124	0.355	1.057	14.571	0.264	0.092	3.825	0.021	0.460	99.915
5-3	32.625	0.468	1.405	2.820	11.573	0.062	0.083	0.479	47.491	0.233	0.130	2.407	0.096	0.055	99.927
6-2	25.159	0.361	4.639	5.458	40.154	0.105	0.194	1.130	18.354	0.266	0.107	3.938	0.017	0.036	99.918
7-1	28.806	0.166	1.395	1.311	32.711	0.231	0.372	0.299	33.564	0.074	0.096	0.836	0.030	0.063	99.954
7-4	38.208	0.080	0.952	0.603	13.382	0.102	0.340	0.135	45.537	0.038	0.122	0.439	0.027	—	99.964
9-1	36.216	0.089	1.227	0.997	12.938	0.056	0.275	0.249	45.362	0.056	0.144	1.866	0.028	0.030	99.533
9-2	14.861	0.431	2.363	9.024	55.189	0.152	0.080	1.966	9.087	0.438	0.068	6.179	0.011	0.010	99.859
9-4	37.628	0.324	1.262	1.592	9.610	0.203	0.553	0.292	46.892	0.095	0.358	1.113	0.055	—	99.983
10-1	37.623	0.265	1.035	1.197	7.769	0.765	0.864	0.218	48.292	0.073	0.615	1.178	0.058	—	99.952
11-1	14.752	1.140	3.123	12.429	49.514	0.157	0.062	2.331	8.832	0.642	0.075	6.760	0.017	0.028	99.862
11-2	37.355	0.150	1.138	1.211	10.662	0.118	0.512	0.305	47.156	0.082	0.174	1.041	0.043	—	99.947

Примечание. Здесь и далее в таблицах прочерк – не обнаружено.

Note. Here and further in the tables a dash is not found.

Таблица 3. Содержание породообразующих компонентов в карбонатно-глинистых породах пограничного интервала артинского и кунгурского ярусов в разрезе Мечетлино, мас. %

Table 3. Major oxides contents in the carbonate-argillaceous rocks of the Artinskian-Kungurian boundary interval in the Mechetlino section, wt %

№ обр.	П. п. п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	SrO	BaO	Сумма	
1-2	42.433	0.086	0.820	0.490	3.189	0.105	0.093	0.091	51.804	0.028	0.124	0.595	0.100	99.958	
5-1	32.872	0.159	2.990	1.123	24.425	0.060	0.126	0.230	36.890	0.062	0.120	0.852	0.086	100.029	
5-3	32.625	0.468	1.405	2.820	11.573	0.062	0.083	0.480	47.491	0.234	0.130	2.407	0.096	99.929	
5-5	34.222	0.286	2.014	2.620	12.560	0.057	0.061	0.4120	43.709	0.208	0.135	3.513	0.049	99.846	
6-1	41.814	0.094	0.750	0.429	2.379	0.036	0.191	0.066	52.981	0.027	0.137	0.784	0.113	99.947	
6-2	16.015	1.181	3.227	12.541	45.667	0.171	0.054	2.067	11.564	0.627	0.046	6.642	0.038	99.883	
6-3	13.786	1.204	3.158	13.678	51.169	0.155	0.053	2.380	7.464	0.643	0.031	6.071	0.031	99.877	
7-2	40.243	0.146	1.350	0.877	4.350	0.050	0.161	0.150	51.211	0.071	0.136	1.034	0.127	99.948	
7-3	13.775	1.159	3.059	13.641	51.159	0.168	0.043	2.386	7.602	0.642	0.029	6.154	0.029	99.882	
8	43.909	0.066	0.927	0.260	1.614	0.041	0.114	0.031	52.442	0.008	0.097	0.354	0.094	—	99.769
9	12.335	1.192	3.967	14.154	50.634	0.148	0.042	2.279	6.578	0.759	0.036	7.665	0.026	99.859	
10-1	42.944	0.082	1.664	0.424	2.265	0.060	0.109	0.074	51.402	0.028	0.150	0.670	0.091	—	99.963
10-2	13.624	1.205	3.442	13.008	50.393	0.161	0.048	2.265	9.101	0.617	0.033	5.905	0.033	99.873	
11	18.571	0.881	3.540	8.044	35.265	0.091	0.292	1.226	23.847	0.541	0.100	6.788	0.074	99.942	
12-1	33.611	0.419	1.414	2.881	11.882	0.077	0.087	0.482	46.035	0.210	0.165	2.588	0.091	—	99.839
12-2	12.637	1.377	3.910	12.755	50.302	0.180	0.049	2.101	8.479	0.661	0.035	7.281	0.036	99.870	
12-3	13.199	1.074	3.527	13.418	51.400	0.182	0.036	2.452	7.738	0.682	0.031	6.071	0.031	99.923	
13	22.696	1.094	2.433	6.896	29.258	0.102	0.054	0.985	31.036	0.474	0.133	4.668	0.066	0.030	99.959
14	40.734	0.109	0.811	0.629	5.202	0.056	0.102	0.105	50.758	0.037	0.233	1.062	0.121	—	99.930
15	12.954	1.484	2.348	8.072	50.884	0.149	0.096	1.174	17.281	0.491	0.063	4.786	0.061	0.087	99.930

Таблица 4. Средний химический состав основных типов пород в изученных разрезах, мас. %
Table 4. Major oxides average contents for the studied sections, wt. %

Компонент	Разрез Дальний Тюлькас						Разрез Мечетлино					
	Сакмарский ярус			Артинский ярус			Кунтурский ярус			Кунтурский ярус		
	Аргиллит	Карбонатно-глинистая порода	Известник	Известник мицелийный кроzierнистый	Карбонатно-глинистая порода	Известник глинистый кроzierнистый	Карбонатно-глинистая порода	Известник глинистый	Известник	Карбонатно-глинистая порода	Известник известковистый	Песчаник
SiO ₂	64.07	49.04	32.71	12.48	52.35	12.24	9.35	49.80	24.43	2.76	12.07	50.85
Al ₂ O ₃	10.83	6.60	1.31	1.71	10.72	1.00	1.33	13.40	1.12	0.50	2.72	13.08
TiO ₂	0.53	0.33	0.07	0.14	0.54	0.06	0.08	0.66	0.06	0.03	0.22	0.67
Fe ₂ O ₃	6.32	4.39	0.84	1.42	6.47	1.87	1.11	6.49	0.85	0.69	2.96	6.68
MnO	0.04	0.07	0.10	0.13	0.07	0.14	0.38	0.04	0.12	0.13	0.13	0.03
CaO	0.87	12.95	33.56	46.51	8.96	45.36	47.45	8.46	36.89	51.97	45.60	8.11
MgO	2.80	4.15	1.40	1.18	2.74	1.23	1.15	3.37	2.90	1.10	1.71	3.72
Na ₂ O	0.51	0.44	0.17	0.27	0.78	0.09	0.25	1.19	0.16	0.09	0.38	1.22
K ₂ O	2.39	1.37	0.30	0.31	2.15	0.25	0.27	2.28	0.23	0.08	0.45	2.28
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.23	0.08	0.16	0.06	0.36	0.16	0.06	0.06	0.06	0.18
SrO	0.01	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02	0.28	0.05	0.03	0.09	0.10	0.05
BaO	0.09	0.34	0.06	0.03	0.02	0.02	0.09	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07
SO ₃	0.15	0.31	0.37	0.21	0.07	0.03	0.64	0.05	0.13	0.13	0.07	0.09
П. п. п.	11.09	19.68	28.81	35.42	14.80	36.22	37.54	13.91	32.87	42.27	33.42	12.92
Кол-во обр.	1	5	1	2	2	1	3	5	1	5	2	2

вещественный состав рассматриваемых отложений, а также получить некоторые сведения о среде и условиях осадконакопления.

В целом оба разреза (Дальний Тюлькас и Мечетлино) представлены несколькими типами пород, с различным химическим составом (см. табл. 1 и 4). Как уже было показано, для разреза Дальний Тюлькас наиболее характерны известковые аргиллиты, а также микрозернистые известняки, нередко с примазками и пленками глинистого вещества. Везде много органических компонентов, в том числе кремневых скелетов радиолярий. В разрезе Мечетлино распространены глинистые и песчаные породы, как правило в разной степени известковые, много также известняков, но, в отличие от Дальнего Тюлькаса, это чаще всего органогенно-детритовые разности с примесью силикатных песчаных зерен. Особенности химического состава наиболее представительных типов пород наглядно отражены на диаграммах (рис. 3). На них отчетливо видно, что аргиллиты разных стратиграфических уровней в рамках обоих разрезов характеризуются практически одинаковыми средними содержаниями основных породообразующих компонентов. Почти то же относится к известнякам. Только содержание SiO₂ в разрезе Дальний Тюлькас несколько более высокое, что может быть связано как с примесью глинистого вещества, так и с присутствием кремневых скелетов радиолярий. Между тем у органогенно-детритовых известняков разреза Мечетлино содержания почти всех оксидов (за исключением CaO) крайне низкие. Обращает на себя внимание также сходство диаграмм песчаников и глинистых пород в разрезе Мечетлино. Лишь содержание CaO более высокое у песчаников, что определяется присутствием вторичного (катагенетического) кальцита.

Соотношение карбонатных и силикатных минералов в составе проанализированных образцов отражает также корреляционные связи породообразующих оксидов (табл. 5, 6). Так, в разрезе Дальний Тюлькас наиболее показательными являются связи Al₂O₃ (значение коэффициента парной корреляции 0.99–0.98) с такими окислами, как K₂O (рис. 4), Fe₂O₃, TiO₂. Все они, очевидно, входят в состав глинистых минералов. Другие окислы, также имеющие сильную положительную связь с Al₂O₃ – CuO (0.94), NiO (0.85), SiO₂ (0.84), ZrO₂ (0.83), Na₂O (0.78), P₂O₅ (0.77), наряду с глинистыми, относятся еще и к другим минералам (сульфидам и, возможно, фосфатам). Связи SiO₂ несколько менее выразительны, на что, скорее всего, влияет кремнистый состав радиолярий. Кремнезем связан с NiO (0.96), CuO (0.91), K₂O (0.89), Fe₂O₃ (0.87), Al₂O₃ (0.84), P₂O₅ (0.80), ZnO (0.77), TiO₂ (0.76), которые, вероятно, также относятся к глинистым минералам. Содержание CaO, по-видимому, определяется только содержанием кальцита. Наиболее су-

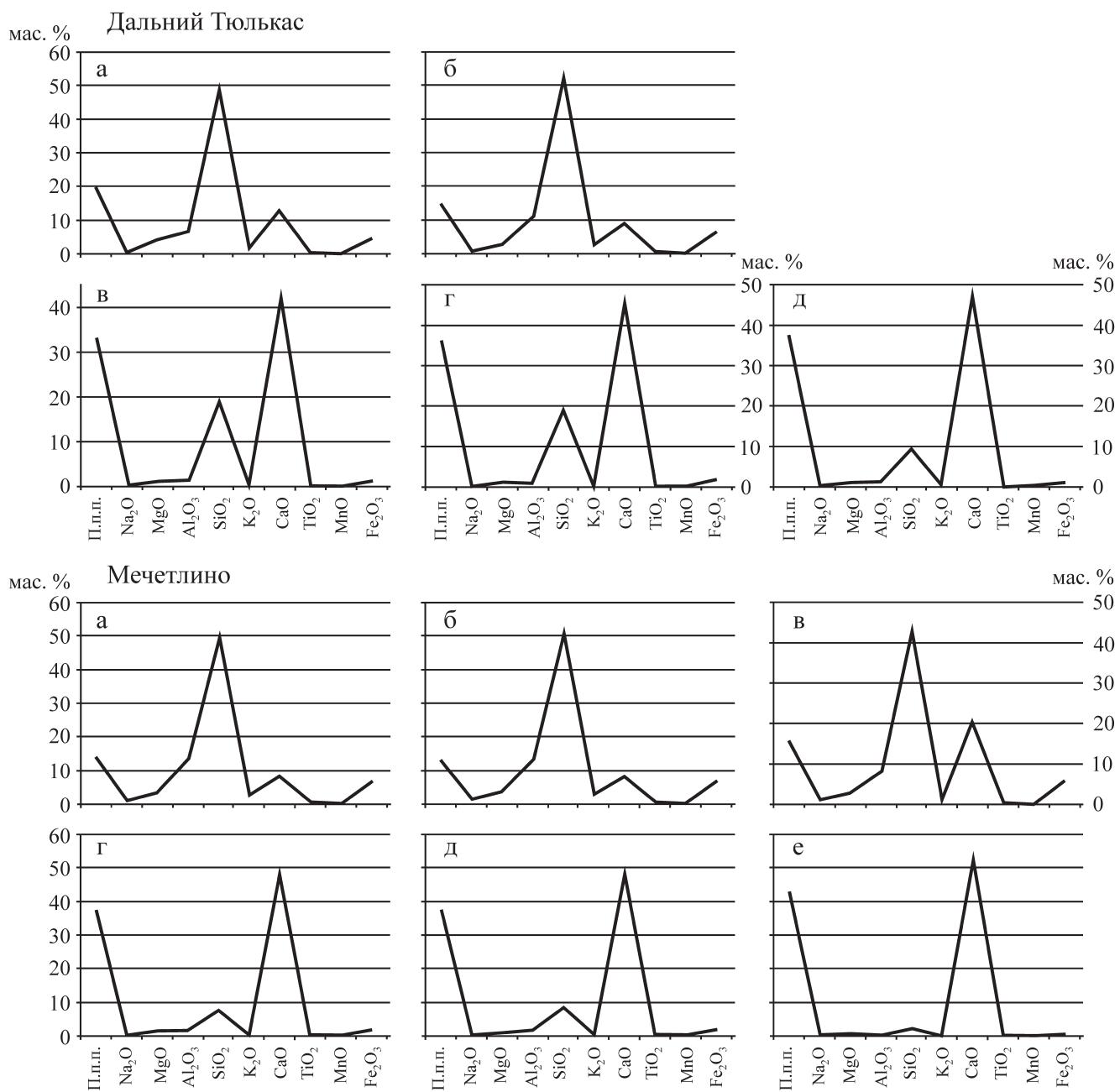


Рис. 3. Средние содержания породообразующих оксидов в основных типах пород.

Разрез Дальний Тюлькас: а, б – аргиллиты с примесью карбонатов (а – сакмарский, б – артинский ярусы); в, г – известняки глинистые (в – сакмарский, г – артинский ярусы); д – известняки (сакмарский и артинский ярусы).

Разрез Мечетлино: а, б – аргиллиты (а – артинский, б – кунгурский ярусы); в – песчаники (кунгурский ярус); г, д – известняки песчанистые (г – артинский, д – кунгурский ярусы); е – известняки органогенно-детритовые (артинский ярус).

Fig. 3. Major oxides average contents.

Dal'ny Tulkas section: а, б – mudstone with some amount of carbonate (а – the Sakmarian stage, б – the Artinskian stage); в, г – clayey limestones (в – the Sakmarian stage, г – the Artinskian stage); д – limestones (the Sakmarian and Artinskian stages).

Mechetliino section: а, б – mudstones (а – the Artinskian stage, б – the Kungurian stage); в – sandstones (the Kungurian stage); г, д – sandy limestones (г – the Artinskian stage, д – the Kungurian stage); е – bioclastic limestones (the Artinskian stage).

щественная связь у него с потерями при прокаливании (0.96), вероятно состоящими главным образом из CO₂. Сильная связь у CaO также и с MnO

(0.91), Cl (0.78), SrO (0.77), очевидно входящими в состав минерала кальцита. Между SiO₂ и CaO почти линейная отрицательная связь (-0.99; см. рис. 4).

Таблица 5. Коэффициенты парной корреляции основных компонентов (разрез Дальний Тюлькас)
Table 5. The pair correlation coefficients for the major oxides contents (Dal'ny Tulkas section)

Компонент	П. п. п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	ZnO	SrO	ZrO ₂	BaO
П. п. п.	1.00	-0.56	-0.29	-0.93	-0.97	-0.04	-0.95	0.96	-0.88	0.64	0.96	-0.94	-0.95	-0.98	-0.72	0.61	-0.62	-0.30	-0.30
Na ₂ O	-0.56	1.00	0.10	0.78	0.40	0.50	-0.36	0.68	-0.46	0.85	-0.52	-0.42	0.70	0.41	0.63	0.04	-0.09	0.73	-0.05
MgO	-0.29	0.10	1.00	0.18	0.45	0.39	0.10	0.16	-0.51	0.09	-0.48	-0.24	0.17	0.41	0.17	0.16	-0.48	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	-0.93	0.78	0.18	1.00	0.84	0.77	-0.23	0.99	-0.86	0.98	-0.58	-0.83	0.99	0.85	0.94	0.54	-0.54	0.83	0.05
SiO ₂	-0.97	0.40	0.45	0.84	1.00	0.80	0.13	0.89	-0.99	0.76	-0.60	-0.95	0.87	0.96	0.91	0.77	-0.74	0.50	0.31
P ₂ O ₅	-0.79	0.50	0.39	0.77	0.80	1.00	-0.11	0.77	-0.82	0.72	-0.52	-0.77	0.78	0.79	0.72	0.39	-0.60	0.60	0.05
SO ₃	-0.04	-0.36	0.10	-0.23	0.13	-0.11	1.00	-0.19	-0.08	-0.28	0.14	-0.17	-0.22	-0.10	0.00	0.35	-0.13	-0.71	0.90
K ₂ O	-0.95	0.68	0.16	0.99	0.89	0.77	-0.19	1.00	-0.89	0.96	-0.55	-0.88	0.99	0.90	0.96	0.63	-0.59	0.81	0.07
CaO	0.96	-0.46	-0.51	-0.86	-0.99	-0.82	-0.08	-0.89	1.00	-0.78	0.60	0.91	-0.88	-0.96	-0.89	-0.72	0.77	-0.55	-0.25
TiO ₂	-0.88	0.85	0.09	0.98	0.76	0.72	-0.28	0.96	-0.78	1.00	-0.62	-0.78	0.96	0.78	0.92	0.46	-0.39	0.85	0.04
Cr ₂ O ₃	0.64	-0.52	-0.48	-0.58	-0.60	-0.52	0.14	-0.55	0.60	-0.62	1.00	0.59	-0.56	-0.65	-0.64	-0.22	0.03	-0.41	-0.21
MnO	0.96	-0.42	-0.24	-0.83	-0.95	-0.77	-0.17	-0.88	0.91	-0.78	0.59	1.00	-0.84	-0.91	-0.95	-0.83	0.57	-0.48	-0.40
Fe ₂ O ₃	-0.94	0.70	0.17	0.99	0.87	0.78	-0.22	0.99	-0.88	0.96	-0.56	-0.84	1.00	0.89	0.94	0.55	-0.59	0.82	0.04
NiO	-0.95	0.41	0.41	0.85	0.96	0.79	-0.10	0.90	-0.96	0.78	-0.65	-0.91	0.89	1.00	0.90	0.71	-0.67	0.63	0.11
CuO	-0.98	0.63	0.17	0.94	0.91	0.72	0.00	0.96	-0.89	0.92	-0.64	-0.95	0.94	0.90	1.00	0.71	-0.49	0.65	0.30
ZnO	-0.72	0.04	0.16	0.54	0.77	0.39	0.35	0.63	-0.72	0.46	-0.22	-0.83	0.55	0.71	1.00	-0.60	0.20	0.40	0.40
SrO	0.61	-0.09	-0.48	-0.54	-0.74	-0.60	-0.13	-0.59	0.77	-0.39	0.03	0.57	-0.59	-0.67	-0.49	-0.60	1.00	-0.34	-0.02
ZrO ₂	-0.62	0.73	0.01	0.83	0.50	0.60	-0.71	0.81	-0.55	0.85	-0.41	-0.48	0.82	0.63	0.65	0.20	-0.34	1.00	-0.49
BaO	-0.30	-0.05	0.08	0.05	0.31	0.05	0.90	0.07	-0.25	0.04	-0.21	-0.40	0.04	0.11	0.30	0.40	-0.02	-0.49	1.00

Таблица 6. Коэффициенты парной корреляции основных компонентов (разрез Мечетлино)
Table 6. The pair correlation coefficients for the major oxides contents (Mechetlino section)

Компонент	П. п. п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	ZnO	SrO	ZrO ₂	BaO
П. п. п.	1.00	-0.97	-0.90	-0.96	-0.99	-0.90	-0.93	-0.94	0.98	-0.98	-0.27	0.83	-0.95	-0.49	-0.91	-0.93	0.88	-0.96	-0.96
Na ₂ O	-0.97	1.00	0.81	0.93	0.95	0.90	-0.42	0.90	-0.93	0.95	0.19	-0.79	0.93	0.40	0.86	0.87	-0.84	0.92	0.16
MgO	-0.90	0.81	1.00	0.88	0.90	0.78	-0.28	0.87	-0.92	0.89	0.35	-0.79	0.89	0.56	0.87	0.89	-0.86	0.90	0.26
Al ₂ O ₃	-0.96	0.93	0.88	1.00	0.96	0.93	-0.47	1.00	-0.98	0.98	0.16	-0.87	0.95	0.49	0.96	0.94	-0.91	0.98	0.12
SiO ₂	-0.99	0.95	0.90	0.96	1.00	0.92	-0.42	0.95	-0.99	0.95	0.19	-0.86	0.92	0.44	0.92	0.92	-0.89	0.94	0.16
P ₂ O ₅	-0.90	0.90	0.78	0.93	0.92	1.00	-0.56	0.93	-0.93	0.90	-0.00	-0.85	0.85	0.32	0.93	0.87	-0.86	0.91	-0.03
SO ₃	0.39	-0.42	-0.28	-0.47	-0.56	1.00	-0.49	0.44	-0.41	0.48	-0.40	-0.33	-0.00	-0.54	-0.59	-0.42	0.59	-0.43	0.78
K ₂ O	-0.94	0.90	0.87	1.00	0.95	0.93	-0.49	1.00	-0.98	0.97	0.12	-0.87	0.93	0.47	0.97	0.93	-0.91	0.98	0.08
CaO	0.98	-0.93	-0.92	-0.98	-0.99	-0.93	0.44	-0.98	1.00	-0.97	-0.17	-0.88	-0.93	-0.47	-0.95	-0.93	0.92	-0.96	-0.14
TiO ₂	-0.98	0.95	0.89	0.98	0.95	0.90	-0.41	0.97	-0.97	1.00	0.28	-0.83	0.98	0.53	0.94	0.94	-0.86	0.91	0.20
Cr ₂ O ₃	-0.27	0.19	0.35	0.16	0.19	-0.00	0.48	0.12	-0.17	0.28	1.00	-0.06	0.41	0.79	0.12	0.24	-0.21	0.26	0.79
MnO	0.83	-0.79	-0.79	-0.87	-0.86	-0.85	0.40	-0.87	0.88	-0.83	-0.06	1.00	-0.77	-0.36	-0.83	-0.74	0.85	-0.83	-0.07
Fe ₂ O ₃	-0.95	0.93	0.89	0.95	0.92	0.85	-0.33	0.93	-0.93	0.98	0.41	-0.77	1.00	0.63	0.90	0.94	-0.91	0.98	0.08
NiO	-0.49	0.40	0.56	0.49	0.44	0.32	-0.00	0.47	-0.47	0.53	0.79	-0.36	0.63	1.00	0.45	0.53	-0.59	0.55	0.43
CuO	-0.91	0.86	0.87	0.96	0.92	0.93	-0.54	0.97	-0.95	0.94	0.12	-0.83	0.90	0.45	1.00	0.91	-0.90	0.95	0.02
ZnO	-0.93	0.87	0.89	0.94	0.92	0.87	-0.42	0.93	-0.93	0.94	0.24	-0.74	0.94	0.53	0.91	1.00	-0.85	0.95	0.16
SrO	0.88	-0.84	-0.86	-0.91	-0.89	-0.86	0.59	-0.91	-0.90	-0.21	0.85	-0.88	-0.90	-0.59	-0.90	-0.85	1.00	-0.91	0.02
ZrO ₂	-0.96	0.92	0.90	0.98	0.91	-0.43	0.98	-0.96	-0.99	0.26	-0.83	0.98	0.55	0.95	0.95	-0.91	1.00	0.18	0.18
BaO	-0.22	0.16	0.26	0.12	0.16	-0.03	0.78	0.08	-0.14	0.20	0.79	-0.07	0.30	0.43	0.02	0.16	0.02	0.18	1.00

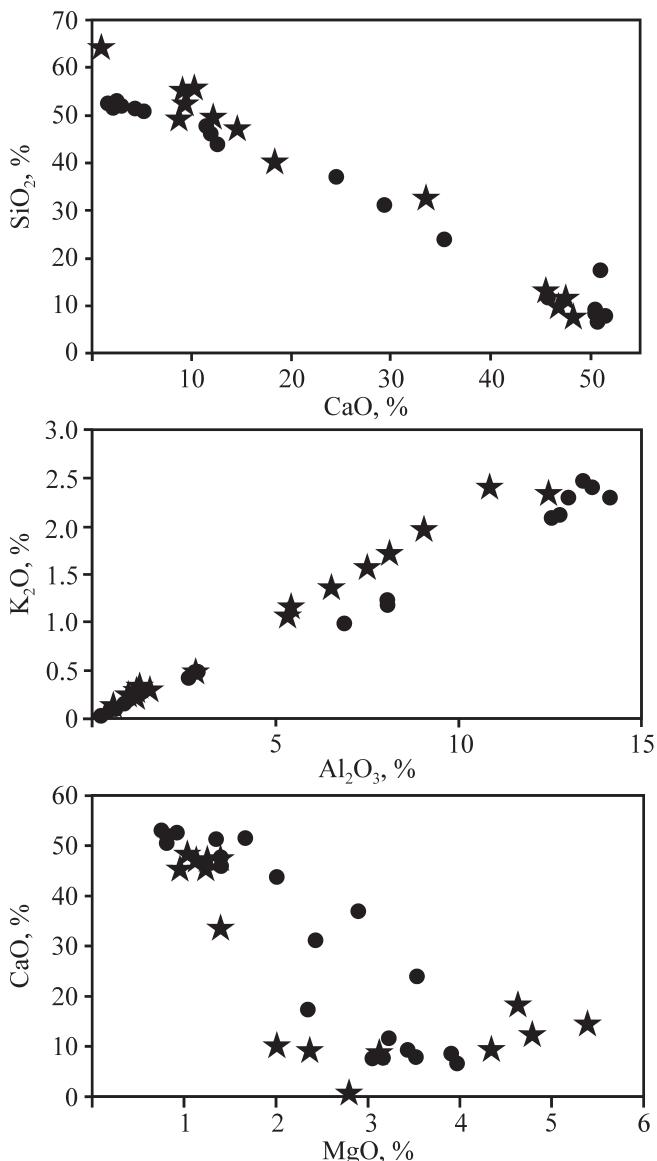


Рис. 4. Диаграммы CaO–SiO₂, Al₂O₃–K₂O, MgO–CaO для пород разрезов Дальний Тюлькас и Мечетлино.

Здесь и далее на рисунках: звездочка – образцы из разреза Дальний Тюлькас, точка – из Мечетлино.

Fig. 4. Diagram CaO–SiO₂, Al₂O₃–K₂O, MgO–CaO for the samples of Dal'ny Tulkas and Mechetlino sections.

Here and others: asterisks – the samples of Dal'ny Tulkas, the points – of Mechetlino sections

Оксид бария в основном относится к минералу бариту, у него высокая корреляционная связь с SO₃ (на уровне 0.90). Сульфидов (прежде всего пирита) в составе рассматриваемых пород, по-видимому, очень мало. Fe₂O₃ не коррелируется с SO₃ (-0.22). Роль доломита в целом также незначительная – корреляция MgO с CaO отрицательная (-0.51; см.

рис. 4). Очень слабая связь у MgO с SiO₂ (0.45), NiO (0.41) и P₂O₅ (0.39). Сильная отрицательная корреляция CaO, MnO, Cl и SrO с другими оксидами, по-видимому, свидетельствует об их разной генетической природе. Первые осаждались непосредственно из морских вод, вторые имеют терригенное происхождение.

В разрезе Мечетлино корреляционные связи почти идентичны таковым породам разреза Дальний Тюлькас. Глинозем здесь практически линейно коррелируется с K₂O (см. рис. 4), TiO₂ и ZrO₂ (1.0–0.98). Несколько более слабые связи (0.93–0.96) у Al₂O₃ с SiO₂, Na₂O, P₂O₅, Fe₂O₃, CuO, ZnO и MgO (0.88). Очень сильные отрицательные связи у Al₂O₃ с CaO, SrO, MnO (от -0.98 до -0.87). Корреляционные связи SiO₂ несколько отличаются от таковых в разрезе Дальний Тюлькас. Так, на уровне 0.96–0.90 этот оксид связан с Al₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂, ZrO₂, P₂O₅, Fe₂O₃, ZnO, CuO, MgO. Таким образом, связи Al₂O₃ и SiO₂ близки, что, по-видимому, определяется силикатными составляющими – аргиллитами и песчаниками. Связи CaO почти такие же, как и в разрезе Дальний Тюлькас. Например, с компонентами минерала кальцита – сильные положительные с потерями при прокаливании (0.98), MnO (0.88), SrO (0.92). Доломит в породах этого разреза, по-видимому, отсутствует, так как между MgO и CaO связь очень сильная отрицательная (-0.92; см. рис. 4). Также отсутствуют железистые карбонаты, на что указывают сильные отрицательные связи Fe₂O₃ с п.п.п. Оксид бария в разрезе Мечетлино, в отличие от разреза Дальний Тюлькас, входит, по-видимому, еще и в состав минералов ультраосновных пород, встречающихся в обломках песчаников. На это указывает корреляция BaO с Cr₂O₃ (0.79) и NiO (0.43). В обоих разрезах несколько различаются связи оксидов щелочных металлов и TiO₂. В разрезе Мечетлино у них имеются сильные связи с MgO (0.81–0.89), между тем как в разрезе Дальний Тюлькас они отсутствуют (0.09–0.16). Связи с P₂O₅ у данных оксидов заметно слабее для разреза Дальний Тюлькас (0.5–0.77), в разрезе Мечетлино они на уровне 0.9–0.93. Для Na₂O установлена отрицательная связь с CaO как в разрезе Дальний Тюлькас (-0.93), так и Мечетлино (-0.46). В разрезе Мечетлино практически нет связи щелочных металлов с Cr₂O₃ (0.12–0.28), тогда как в разрезе Дальний Тюлькас она отрицательная (от -0.52 до -0.62). У Na₂O слабая отрицательная связь с MnO (-0.42) в разрезе Дальний Тюлькас, а в разрезе Мечетлино она гораздо более сильная (-0.79). В изученных разрезах различаются связи щелочей с ZnO и SrO. Особенно это заметно для Na₂O: в разрезе Дальний Тюлькас у него связь с ZnO отрицательная (0.04), в разрезе Мечетлино она очень сильная положительная (0.87). Такая же тенденция характерна для связи Na₂O с SrO. Заметно различна и связь между K₂O и Na₂O. В разрезе Дальний Тюлькас коэффициент

Таблица 7. Петрохимические модули карбонатно-глинистых пород разреза Дальний Тюлькас

Table 7. Petrochemical modules for the carbonate-argillaceous rocks of the Dal'ny Tulkas section

№ обр.	ФМ	НКМ	ТМ	ГМ	АМ	ЖМ	ЩМ	НМ	КМ	Порода
2-1	0.099	0.268	0.049	0.276	0.169	0.559	0.212	0.047	0.221	Аргиллит
2-3	0.092	0.274	0.050	0.244	0.144	0.615	0.319	0.066	0.208	Аргиллит известковый
3-3	0.087	0.277	0.049	0.227	0.132	0.641	0.329	0.068	0.208	То же
4-3	0.092	0.273	0.052	0.245	0.145	0.604	0.290	0.061	0.212	—“—
4-3-1	0.081	0.272	0.050	0.202	0.113	0.699	0.373	0.074	0.198	—“—
5-3	0.208	0.336	0.083	0.483	0.244	0.831	0.977	0.166	0.170	Известняк глинистый
6-2	0.098	0.273	0.049	0.243	0.136	0.707	0.319	0.066	0.207	Аргиллит известковый
7-1	0.026	0.355	0.056	0.071	0.040	0.673	0.556	0.127	0.228	Известняк глинистый
7-4	0.033	0.355	0.063	0.090	0.045	0.875	0.592	0.132	0.221	То же
9-1	0.144	0.339	0.056	0.237	0.077	1.909	0.357	0.089	0.250	—“—
9-2	0.112	0.266	0.049	0.284	0.164	0.660	0.219	0.048	0.218	Аргиллит известковый
9-4	0.116	0.387	0.060	0.329	0.166	0.872	0.110	0.204	0.183	Известняк
10-1	0.152	0.403	0.061	0.394	0.154	1.412	0.216	0.221	0.182	—“—
11-1	0.136	0.279	0.052	0.402	0.251	0.523	0.489	0.092	0.188	Аргиллит известковый
11-2	0.098	0.375	0.068	0.235	0.114	0.940	0.492	0.124	0.252	Известняк

Примечание. Здесь и далее в таблицах расшифровку модулей см. в тексте.

Note. Here and further in the tables, the decoding of the modules is shown in the text.

корреляции между щелочными оксидами составляет 0.68, а в разрезе Мечетлино он повышается до 0.90, что, скорее всего, связано с наличием терригенных обломков в последнем.

Для интерпретации геохимических данных использованы также петрохимические модули, предложенные Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000]: гидролизатный (ГМ) = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, алюмокремниевый (АМ) = $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, железный (ЖМ) = $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, фемический (ФМ) = $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, титановый (ТМ) = $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, нормированная щелочность (НКМ) = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, щелочный (ЩМ) = $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, натриевый (НМ) = $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, калиевый (КМ) = $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

По величине ГМ породы разреза Дальний Тюлькас (табл. 7) относятся главным образом к классу силитов¹ ($\text{GM} < 0.3$), что связано, по-видимому, с присутствием большого количества кремневых раковин радиолярий и псевдосилитов с содержанием MgO 3.1–5.4%. Подобное количество магния, возможно, определяется наличием вторичного доломита. Только 4 образца могут быть отнесены к классу сиаллитов и сиферлитов ($\text{GM} = 0.33$ –0.48, ЖМ = 0.83–1.41) – это известняки без радиолярий или с их очень небольшим количеством. В разрезе Мечетлино (табл. 8) значения ГМ более высокие, преимущественно 0.38–0.48. Содержания MgO здесь изменяются от менее 3% (что соответствует сиаллитам) до 3–4% (псевдосиаллиты). Лишь в двух случаях значения ГМ ниже (0.09 и 0.26) и в трех (в известняках) – несколько выше (0.52–0.56).

Согласно [Интерпретация..., 2001], величины 0.4–0.5 характерны для глинистых пород и некоторых основных граувакк, в том числе слагающих данный разрез. Величина ЖМ у глинистых разностей и песчаников в этом разрезе низкая – 0.4–0.5, в то время как у карбонатных пород она значительно выше (0.8–2.0), что отвечает уже типу сиферлитов.

По значению алюмокремниевого модуля ($\text{AM} = 0.05$ –0.17) в разрезе Дальний Тюлькас все образцы, за исключением двух известняков, попадают в класс кремнистых пород [Интерпретация..., 2001]. Величина данного модуля в породах разреза Мечетлино составляет 0.12–0.28, что соответствует песчаникам (0.10–0.22) и глинистым породам (0.22–0.35). Только у одного образца это значение меньше.

Титановый модуль (ТМ) у карбонатно-глинистых пород разреза Дальний Тюлькас составляет 0.049–0.052. У относительно чистых карбонатов он выше: для пяти образцов ТМ составляет 0.056–0.063, у одного – 0.068, а еще у одного даже 0.083. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2001], повышенные значения ТМ характерны для большинства карбонатных пород. Например, для карбонатных осадков I сейсмического слоя современных океанов это значение в среднем 0.059, а для карбонатно-глинистых – только 0.048. Указанные авторы предполагают, что такая ситуация может быть связана с присутствием части титана в карбонатной фазе. В разрезе Мечетлино величина ТМ приблизительно такая же – чаще всего 0.047–0.058 (преимущественно глинистые породы), у пяти образцов несколько больше – 0.060–0.068 (известняки и известковые песчаники), еще у четырех – 0.073–0.083 (известняки и песчанистые известня-

¹ Согласно классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000].

Таблица 8. Петрохимические модули карбонатно-глинистых и песчаных пород разреза Мечетлино**Table 8.** Petrochemical modules for the carbonate-argillaceous rocks and sandstones of the Mechetlino section

№ обр.	ФМ	НКМ	ТМ	ГМ	АМ	ЖМ	ЩМ	НМ	КМ	Порода
1-2	0.483	0.361	0.057	0.388	0.154	1.388	0.945	0.175	0.186	Известняк органогенно-детритовый
5-1	0.159	0.346	0.055	0.088	0.046	0.820	0.691	0.142	0.205	Известняк окремненный
5-3	0.341	0.336	0.083	0.483	0.244	0.831	0.975	0.166	0.170	Известняк песчанистый
5-5	0.451	0.269	0.079	0.516	0.209	1.290	0.681	0.109	0.160	То же
6-1	0.703	0.372	0.063	0.580	0.181	2.020	1.424	0.219	0.153	Известняк органогенно-детритовый
6-2	0.217	0.259	0.050	0.435	0.274	0.508	0.571	0.094	0.165	Аргиллит известковый
6-3	0.181	0.262	0.047	0.399	0.267	0.426	0.506	0.088	0.174	То же
7-2	0.579	0.337	0.081	0.487	0.202	1.234	0.973	0.166	0.171	Известняк песчанистый
7-3	0.181	0.260	0.047	0.400	0.267	0.433	0.486	0.085	0.175	Аргиллит известковый
8	0.854	0.373	0.031	0.445	0.161	1.683	2.129	0.254	0.119	Известняк органогенно-детритовый
9	0.230	0.245	0.054	0.447	0.280	0.516	0.523	0.084	0.161	Аргиллит известковый
10-1	1.097	0.368	0.066	0.562	0.187	1.814	1.108	0.193	0.175	Известняк песчанистый
10-2	0.186	0.267	0.047	0.388	0.258	0.436	0.532	0.093	0.174	Аргиллит известковый
11	0.296	0.262	0.067	0.439	0.228	0.802	0.719	0.109	0.152	Песчаник известковый
12-1	0.351	0.313	0.073	0.492	0.242	0.891	0.869	0.145	0.167	Известняк песчанистый
12-2	0.223	0.273	0.052	0.412	0.254	0.545	0.655	0.108	0.165	Аргиллит известковый
12-3	0.187	0.263	0.051	0.393	0.261	0.433	0.438	0.080	0.183	То же
13	0.247	0.301	0.069	0.416	0.236	0.651	1.111	0.159	0.143	Песчаник известковый
14	0.405	0.340	0.059	0.377	0.121	1.944	1.038	0.173	0.167	Известняк песчанистый
15	0.141	0.329	0.061	0.264	0.159	0.566	1.264	0.184	0.145	Песчаник

ки). Только один образец известняка (0.030) выпадает из этой закономерности. Относительно более низкие значения данного модуля у глинистых пород, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, закономерны. Причиной этого является сортировка материала в процессе осадконакопления, приводящая к частичному разделению титансодержащих тяжелых минералов и более легкого глинистого вещества (указанные авторы называют это закономерностью А.А. Мигдисова).

По значениям калиевого модуля (КМ) в разрезе Дальний Тюлькас (0.17–0.25) можно говорить о преобладании в породах гидрослюд и хлорита [Юдович, 1981]. Значения натриевого модуля (НМ) – 0.05–0.2 – указывают на терригенную природу рассматриваемых отложений [Интерпретация..., 2001]. В то же время пограничные значения – 0.047–0.074 (обр. 2-1, 2-3, 3-3, 4-3, 6-2, 9-2) – предполагают влияние кремнистой составляющей (очевидно, сказывается наличие кремнистых раковин радиолярий). В разрезе Мечетлино значения КМ почти такие же – в пределах 0.15–0.18, лишь у одного образца – 0.12 и еще у одного – 0.20. Значения НМ (0.08–0.25) тоже почти не отличаются от таковых разреза Дальний Тюлькас.

Интерес представляет также модуль общей нормативной щелочности (НКМ), который содержит информацию о соотношении полевых шпатов и слюд в породе [Юдович, Кетрис, 2000]: низкие значения НКМ у терригенных пород свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие – по-

левых шпатов. Так, при НКМ более 0.31 в породе обязательно присутствует калиевый полевой шпат (или иной высококалиевый минерал, например гидрослюды). В нашем случае значения НКМ (0.27–0.40 – Дальний Тюлькас и 0.24–0.37 – Мечетлино) соответствуют нормальному-щелочному классу [Интерпретация..., 2001]. Однако при этом обращает на себя внимание, что наиболее высокие значения НКМ (0.33–0.40) в обоих разрезах наблюдаются в известняках, что, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, возможно, если в карбонатах имеется примесь аутигенных полевых шпатов. В осадках I сейсмического слоя современных океанов величины НКМ составляют: для карбонатно-глинистых пород – 0.31, карбонатных – 0.41, кремнистых – 0.43 [Юдович, Кетрис, 2000].

По величине щелочного модуля (ЩМ) различаются глинистые ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$) и обломочные ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) породы, за исключением некоторых калиевых аркозов и глинистых пород с преобладанием монтмориллонита [Юдович, Кетрис, 2000]. Для осадков I сейсмического слоя океанов характерны следующие средние значения: песчано-алевритовые породы – 0.73, глинистые – 0.74, карбонатно-глинистые – 0.80, карбонатные – 1.14, кремнистые – 1.23. В разрезе Дальний Тюлькас почти все значения ЩМ меньше (чаще всего 0.21–0.59; у одного образца известняка – 0.11, еще у одного – 0.98), что, по-видимому, связано с отсутствием обломочных компонентов. В разрезе Мечетлино, где в составе карбонатных и глинистых

пород присутствуют обломочные породы и обломочные зерна, упомянутые значения существенно более высокие: у аргиллитов – 0.44–0.57, у известняков и песчаников – 0.68–2.13). Согласно [Интерпретация..., 2001], высокие значения этого модуля свойственны для пород с натровым плагиоклазом, значительным количеством слюд и калиевых полевых шпатов.

Дополнительные характеристики рассматриваемых пород можно получить в результате анализа соотношения описанных модулей, в том числе их корреляционных связей. Однако они рассмотрены только для известняков и аргиллитов (табл. 9, рис. 5), поскольку песчаники присутствуют лишь в одном разрезе – в Мечетлино.

Из полученных данных следует, что в глинистых породах разреза Дальний Тюлькас имеются сходные связи у гидролизатного и алюмокремниевого модулей. В том числе линейная (1.00) между собой, близкая к линейной – с ФМ (0.98 и 0.95), сильная отрицательная – с ЖМ (−0.75 и −0.80). В известняках поведение указанных модулей несколько отличается, хотя наиболее сильные связи те же – между ГМ и АМ 0.96, с ФМ – соответственно 0.95 и 0.86. У ЖМ в аргиллитах связи только отрицательные, в известняках заметные связи данного модуля с другими отсутствуют. У ТМ в аргиллитах все связи слабые; из них наиболее заметные с ЩМ (0.59) и НМ (0.58). В известняках связи более сильные, в том числе с АМ и ЩМ (0.75), с ГМ (0.62). У щелочного и натриевого модулей в аргиллитах линейная связь между собой, почти линейная отрицательная (−0.99 и −0.98) у них с калиевым модулем и очень сильная связь также и с НКМ (0.85 и 0.87). В известняках ситуация другая. Здесь у ЩМ сильная

связь с титановым модулем (0.75) и такая же, но отрицательная (−0.73), с НКМ, а у натриевого модуля связь с НКМ положительная (0.73) и очень сильная отрицательная (−0.86) с КМ. У калиевого модуля в аргиллитах только отрицательные связи, в том числе почти линейные с ЩМ и НМ (−0.99 и −0.98), сильная (−0.78) с НКМ, в известняках тоже отрицательные, но несколько другие – с НМ (−0.86), с АМ (−0.76), с ГМ (−0.71). У фемического модуля связи в аргиллитах и в известняках сходные – наиболее выраженные с ГМ и АМ (соответственно 0.98 и 0.95 – в аргиллитах, 0.95 и 0.86 – в известняках).

В разрезе Мечетлино взаимоотношения петрохимических модулей несколько другие. Так, в аргиллитах связи между модулями ГМ и АМ неоднозначные. Гидролизатный модуль коррелируется с фемическим (0.87), алюмокремниевым (0.77), железным (0.75), титановым (0.70), у него сильная отрицательная связь с КМ (−0.86) и НКМ (−0.68), а алюмокремниевый связан только с ГМ и имеет очень сильную отрицательную связь с НКМ (−0.94). В то же время в известняках гидролизатный модуль имеет довольно сильную связь с АМ (0.83) и менее сильную (0.61) с ФМ, а также отрицательную связь с КМ (−0.56). Алюмокремниевый модуль кроме связи с ГМ имеет невыразительную связь с ТМ (0.59). У железного модуля в аргиллитах связи многочисленные (как и у ГМ) – с ФМ (0.96), ЩМ (0.81), ТМ (0.76), ГМ (0.75), НМ (0.64) и сильная отрицательная с КМ (−0.86). В известняках у железного модуля, в отличие от разреза Дальний Тюлькас, связи относительно слабые – с ФМ (0.69), с НМ (0.62) и ЩМ (0.55). Титановый модуль в аргиллитах коррелируется с ФМ (0.85), ЖМ (0.76), ГМ (0.70), в известняках – с АМ (0.59). Кро-

Таблица 9. Корреляционные связи петрохимических модулей для изученных образцов

Table 9. Petrochemical module correlation relationships for the studied samples

Разрез	Модули	ГМ	АМ	ЖМ	ТМ	ЩМ	НМ	КМ	НКМ	ФМ
Дальний Тюлькас	ГМ	1.00	0.91	0.08	0.37	0.47	0.33	−0.68	0.05	0.78
	АМ	0.91	1.00	−0.30	0.16	0.21	0.06	−0.69	−0.26	0.50
	ЖМ	0.08	−0.30	1.00	0.30	0.34	0.41	0.27	0.58	0.52
	ТМ	0.37	0.16	0.30	1.00	0.67	0.69	−0.20	0.66	0.52
	ЩМ	0.47	0.21	0.34	0.67	1.00	0.98	−0.58	0.81	0.71
	НМ	0.33	0.06	0.41	0.69	0.98	1.00	−0.42	0.90	0.64
	КМ	−0.68	−0.69	0.27	−0.20	−0.58	−0.42	1.00	0.01	−0.53
	НКМ	0.05	−0.26	0.58	0.66	0.81	0.90	0.01	1.00	0.46
	ФМ	0.78	0.50	0.52	0.52	0.71	0.64	−0.53	0.46	1.00
Мечетлино	ГМ	1.0	0.50	0.39	0.34	0.20	0.16	−0.38	0.04	0.58
	АМ	0.50	1.00	−0.58	−0.02	−0.47	−0.61	−0.14	−0.74	−0.29
	ЖМ	0.39	−0.58	1.00	0.18	0.67	0.78	−0.21	0.78	0.84
	ТМ	0.34	−0.02	0.18	1.00	−0.05	0.10	0.10	0.16	0.12
	ЩМ	0.20	−0.47	0.67	−0.05	1.00	0.95	−0.67	0.79	0.66
	НМ	0.16	−0.61	0.78	0.10	0.95	1.00	−0.44	0.93	0.72
	КМ	−0.38	−0.14	−0.21	0.10	−0.67	−0.44	1.00	−0.09	−0.27
	НКМ	0.04	−0.74	0.78	0.16	0.79	0.93	−0.09	1.00	0.69
	ФМ	0.58	−0.29	0.84	0.12	0.66	0.72	−0.27	0.69	1.00

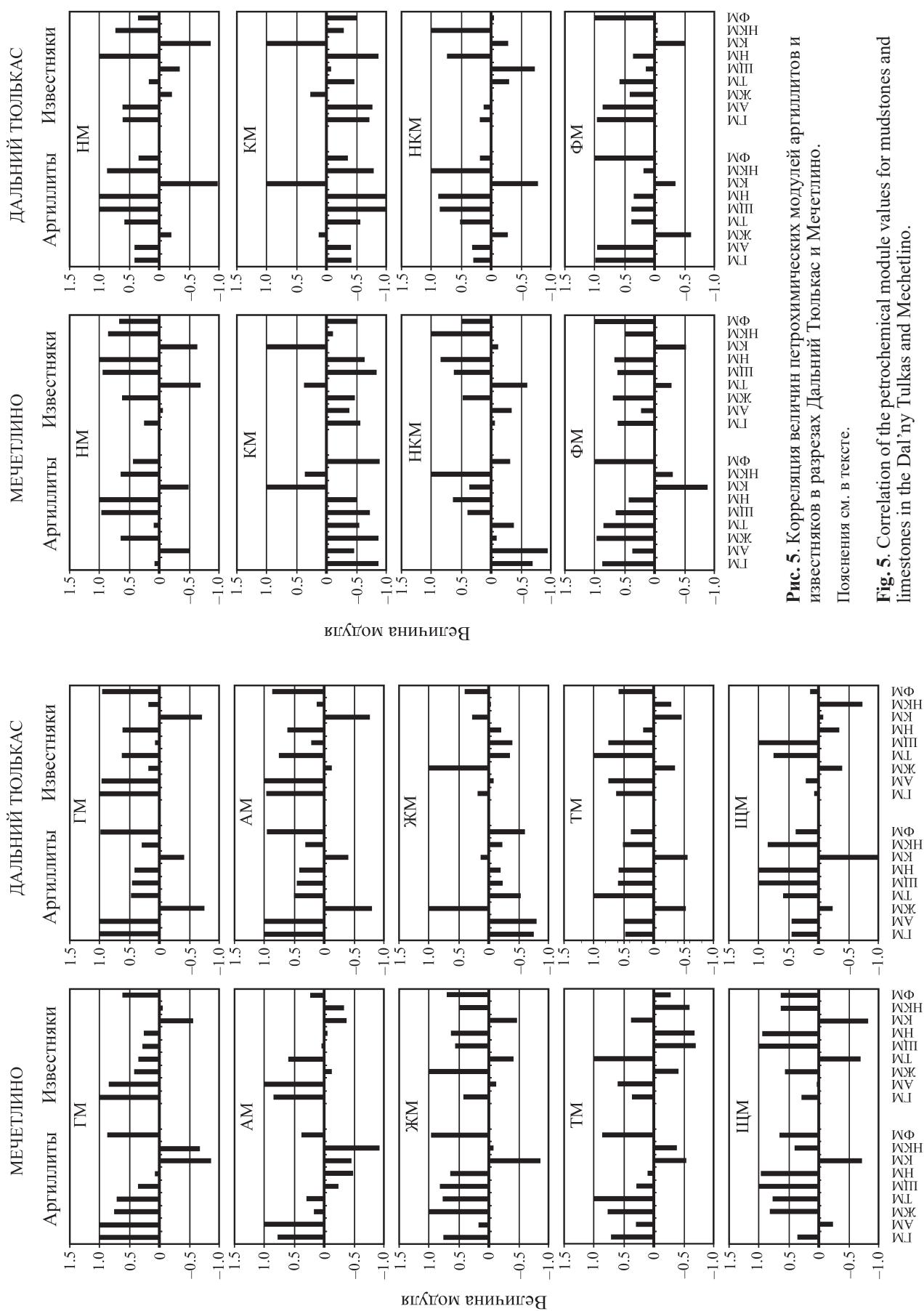


Рис. 5. Корреляция величин петрохимических модулей аргиллитов и известняков в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино.

Пояснения см в тексте

卷之三

Fig. 5. Correlation of the petrochemical module values for mudstones and limestones in the Dal'ny Tulkas and Mechelino.

Explanation see in the text.

ме того, в известняках у него отрицательные связи с ЩМ (-0.70), НМ (-0.68), НКМ (-0.60). В аргиллитах почти одинаковые связи у модулей щелочного и натриевого соответственно с ЖМ (0.81 и 0.64), ФМ (0.65 и 0.43), НКМ (0.39 и 0.64), КМ (-0.72 и -0.49). А между собой у них связь почти линейная (0.96). В известняках между модулями ЩМ и НМ также очень сильная связь (0.94). Оба эти модуля имеют заметные связи с НКМ (соответственно 0.62 и 0.84), ФМ (0.62 и 0.67), ЖМ (0.55 и 0.62) и достаточно сильные отрицательные связи с КМ (-0.83 и -0.63), ТМ (-0.70 и -0.68). Калиевый модуль как в аргиллитах, так и в известняках имеет только отрицательные связи: в аргиллитах наиболее сильные с ФМ (-0.88), ГМ и ЖМ (-0.86), ЩМ (-0.72), в известняках – с ЩМ (-0.83), НМ (-0.63), ГМ (-0.56). Скорее всего, такая ситуация связана со значительным преобладанием гидрослюды среди глинистых минералов. В аргиллитах отрицательная корреляция преобладает и у модуля нормированной щелочности, в том числе с АМ (-0.94) и ГМ (-0.68), относительно сильная положительная связь у него с НМ (0.64). С последним нормированная щелочность связана и в известняках (0.84). Кроме того, у этого модуля положительная связь с ЩМ (0.62) и ФМ (0.50) и отрицательная с ТМ (-0.60). Фемический модуль в аргиллитах имеет многочисленные и очень сильные связи: с ЖМ (0.96), ГМ (0.87), ТМ (0.85), ЩМ (0.65), а также отрицательную с КМ (-0.88). В известняках эти связи заметно слабее: с ЖМ (0.69), НМ (0.67), ЩМ (0.62), ГМ (0.61) и отрицательная с КМ (-0.52).

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Общий состав аргиллитов в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино наглядно отражен на классификационной диаграмме М. Хиррона [Herron, 1988] – $\text{lg}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\text{lg}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (рис. 6а). Фигуративные точки рассматриваемых пород приурочены здесь главным образом к полям сланцев (Мечетлино, частично Дальний Тюлькас), вакк и лита-ренитов (Дальний Тюлькас). А для уточнения минерального состава этих отложений могут быть использованы диаграммы Я.Э. Юдовича [1981], Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000] в координатах ФМ–НКМ и ТМ– TiO_2 (рис. 6б, в). На диаграмме ФМ–НКМ фигуративные точки аргиллитов разреза Мечетлино попадают в пограничную область полей II, III, V соответственно с преобладанием монтмориллонита, хлорита и хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Точки аргиллитов разреза Дальний Тюлькас оказываются на границе полей II и V. На диаграмме ТМ– TiO_2 фигуративные точки аргиллитов из разреза Мечетлино попадают в поле 2 (существенно гидрослюдистые глины). Более сложная картина наблюдается для пород разре-

за Дальний Тюлькас. Только одна точка оказывается в поле 2, остальные сдвинуты влево и не попадают ни в одно поле. Возможно, подобная ситуация связана с присутствием в аргиллитах значительно большего количества вторичных карбонатов, предположительно завышающих величину ТМ примерно на 1/4 [Мизенс, Маслов, 2014; Маслов и др., 2015]. С такой поправкой все фигуративные точки аргиллитов обоих разрезов оказываются в пределах полей 2 и 3 (существенно гидрослюдистые и существенно смектитовые глины). Рассматриваемые глинистые породы весьма близки к типичным гидрослюдистым глинам также и по величине параметра K/Al – в среднем 0.27 (рис. 6г). Значения Mg/Al в некоторых образцах из разреза Дальний Тюлькас, однако, довольно высокие, что указывает на присутствие в составе аргиллитов некоторой доли хлорита [Turegeon, Brumsack, 2006].

Вывод о существенно гидрослюдистом составе глинистых минералов в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино можно сделать и на основании величины калиевого модуля и его взаимоотношений с другими модулями (см. выше). Этому соответствуют и результаты петрографического изучения шлифов.

СОСТАВ ПОРОД НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ

Проведенные ранее исследования петрографического состава нижнепермских песчаников южной части Предуральского прогиба (с которыми ассоциируют рассматриваемые глинистые породы), показали, что они, как правило, являются граувакками (чаще всего собственно граувакками), по классификации В.Д. Шутова [Мизенс, 1997; и др.]. Среди обломков пород в них присутствуют различные осадочные и метаморфические образования, основные и кислые магматические породы, серпентиниты. Цементом обычно является кальцит, количество которого в ряде случаев достигает 25–30% от объема породы. С такой характеристикой песчаников согласуются и полученные данные по разрезу Мечетлино, где глинистые и карбонатные породы чередуются с псаммитами, а их образование происходило за счет разрушения палеозойского Уральского орогена [Мизенс, Маслов, 2015; Маслов и др., 2015].

Анализ полученных данных по глинистым породам из разрезов Дальний Тюлькас и Мечетлино подтверждает, что они сформированы за счет разрушения пород складчато-надвигового пояса. Тектоническую обстановку, в которой формировались породы, слагающие источники сноса, в частности, позволяет оценить диаграмма SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Rosser, Korsch, 1986]. Фигуративные точки аргиллитов из рассматриваемых разрезов на данной диаграмме в основном сосредоточены в поле океанической островной дуги (рис. 7а). Однако, как уже

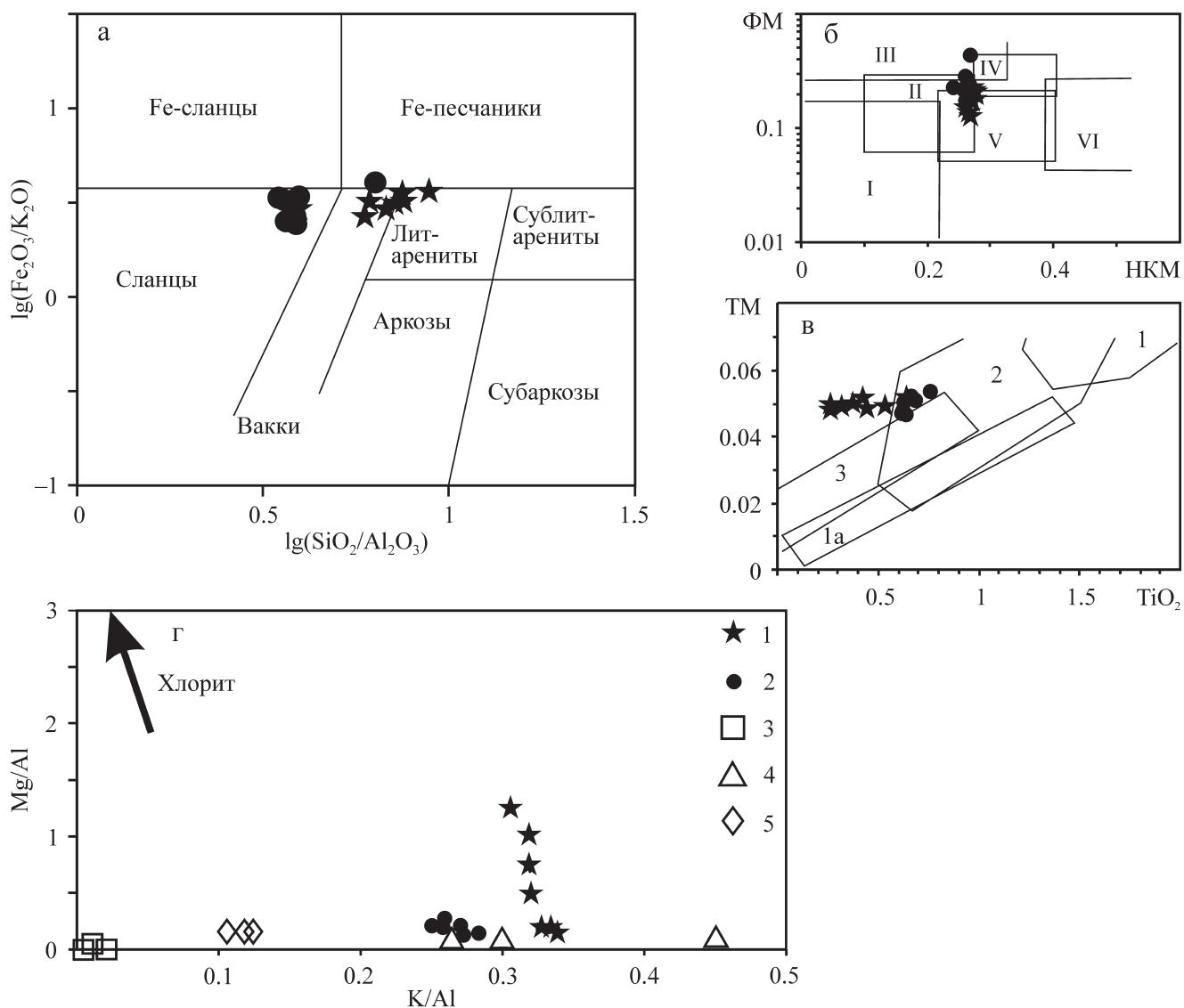


Рис. 6. Положение фигуративных точек состава глинистых пород разрезов Дальний Тюлькас и Мечетлино на геохимических диаграммах: а – [Herron, 1988]; б, в – [Юдович, Кетрис, 2000]; г – [Turgeon, Brumsack, 2006].

б – глинистые породы: I – с преобладанием каолинита, II – с преобладанием монтмориллонита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюды, III – с доминированием хлорита и примесью Fe-гидрослюды, IV – преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава, V – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава, VI – гидрослюдистые с той или иной примесью тонкодисперсного полевого шпата;

в – глинистые породы: 1 – каолинитовые, 1а – низкомодульные каолинитовые – продукты катагенетических преобразований смектитового или каолинитового субстрата, 2 – существенно гидрослюдистые, 3 – существенно смектитовые; г – глинистые породы: 1, 2 – аргиллиты из разрезов Дальний Тюлькас (1) и Мечетлино (2); 3–5 – различные типы глин, по [Головенок, 1977]: 3 – каолинитовые, 4 – гидрослюдистые, 5 – монтмориллонитовые.

Fig. 6. The figurative points of the composition of argillaceous rocks of the Dal'ny Tulkas and Mechetlino sections on geochemical diagrams: a – [Herron, 1988]; б, в – [Yudovich, Ketris, 2000]; г – [Turgeon, Brumsack, 2006].

б – argillaceous rock: I – kaolinite domination, II – smectite domination with subordinate amount of kaolinite and illite, III – chlorite domination maybe some amount of Fe-illite, IV – chlorite-illite domination, V – chlorite-smectite-illite composition, VI – illite domination with various amount of fine-grained feldspar;

в – argillaceous rock: 1 – kaolinite, 1a – result of smectite or kaolinite substrate transformation (catagenetic), 2 – illite, 3 – smectite; г – argillaceous rock: 1, 2 – mudstone from sections of the Dal'ny Tulkas (1) and Mechetlino (2); 3–5 – types of clay, after [Golovenok, 1977]: 3 – kaolinite, 4 – illite, 5 – smectite.

было отмечено выше при характеристике титанового модуля, на положение этих точек могли по-

влиять вторичные карбонаты, количество которых в изученных разрезах достигает 20–25% и бо-

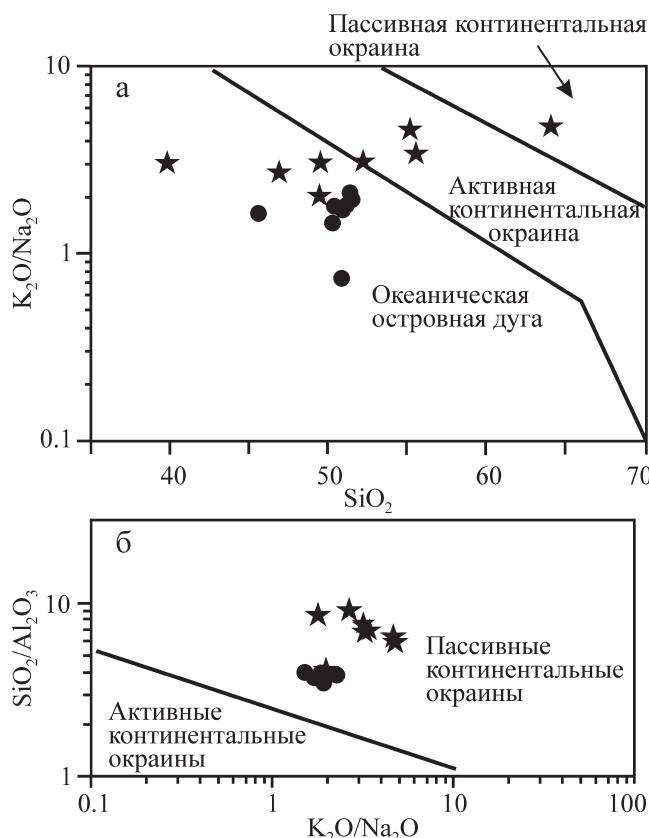


Рис. 7. Положение фигуративных точек состава глинистых пород из разрезов Дальний Тюлькас и Мечетлино на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Roser, Korsch, 1986] (а) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Maynard et al., 1982] (б).

Fig. 7. Composition of Dal'ny Tulkas and Mechelino clay rocks in diagrams $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Roser, Korsch, 1986] (a) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Maynard et al., 1982] (b).

лее. Если эту ситуацию иметь ввиду [Маслов и др., 2015], то фигуративные точки окажутся главным образом в поле активной (частично пассивной) континентальной окраины. Другую тектоническую позицию рассматриваемые аргиллиты занимают на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 7б), где все фигуративные точки оказываются в поле пассивной окраины².

Обстановку на территории палеоводосбора характеризуют, в частности, индексы химического выветривания. Результаты их расчетов свидетельствуют о слабом выветривании в области сноса (либо об отсутствии такового). Так, величина индекса CIA [Nesbitt, Young, 1982]³, рассчитанного по

² Граница, разделяющая поля пассивных и активных континентальных окраин, показана в соответствии с представлениями [Roser, Korsch, 1986].

³ В отличие от лигохимических модулей рассчитывается по молекулярным количествам петрогенных оксидов.

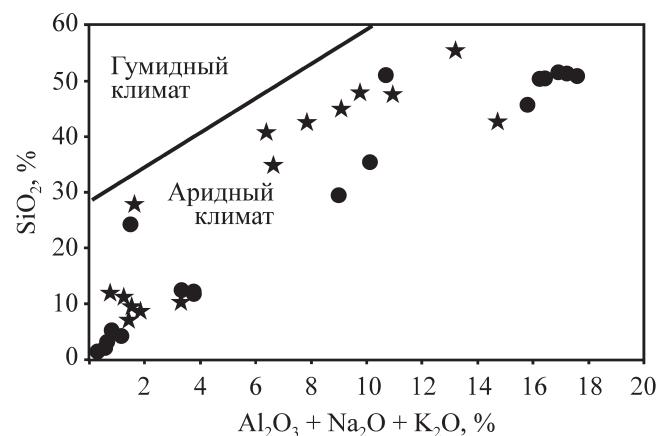


Рис. 8. Климат в раннепермскую эпоху по литохимическим параметрам. Положение фигуративных точек пород (разрезы Дальний Тюлькас и Мечетлино) на диаграмме $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ [Suttner, Dutta, 1986].

Fig. 8. Early Permian climate by the lithochemical parameters. Composition of Dal'ny Tulkas and Mechelino clay rocks in diagram $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ [Suttner, Dutta, 1986].

формуле $(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))100$, в глинистых породах из обоих разрезов (Дальний Тюлькас и Мечетлино) оказалась меньше 70: в аргиллитах на р. Дальний Тюлькас (с большим количеством карбонатного вещества) эти значения составляют от 16 до 38, лишь в одном случае – в чистом аргиллите – 68, а в Мечетлино, где в аргиллитах также присутствует кальцит – 33–46. Аналогичные результаты были получены с использованием индекса CIW – $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})100$ [Harnois, 1988]. Здесь их значения составляют соответственно 16–41 (один образец – 82) и 35–50. Климат во время формирования упомянутых отложений, несомненно, был аридным. Это наглядно подтверждает также диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрезы Дальний Тюлькас и Мечетлино сложены несколькими типами пород, среди которых преобладают известковые аргиллиты (в Дальнем Тюлькасе с примесью доломита) и известняки (как микрозернистые, так и органогенно-детритовые). Характерно, что аргиллиты разных стратиграфических уровней в обоих разрезах имеют практически одинаковые средние содержания основных пордообразующих компонентов. Известняки, однако, различаются, в том числе по содержанию SiO_2 . Так, в разрезе Дальний Тюлькас оно несколько более высокое, что может быть связано с присутствием кремневых скелетов радиолярий. У органогенно-

детритовых известняков разреза Мечетлино содержания почти всех оксидов (в том числе и SiO_2) крайне низкие. Обращает на себя внимание также сходство химического состава песчаников и глинистых пород в разрезе Мечетлино. Лишь содержание CaO более высокое у песчаников, что определяется присутствием вторичного кальцита.

Корреляционные связи основных породообразующих оксидов в обоих разрезах отличаются неизначительно, следовательно, соотношения карбонатных, силикатных, сульфидных и сульфатных минералов в составе проанализированных образцов сходные. Некоторые особенности обусловлены присутствием кремнистых скелетов радиолярий в породах разреза Дальний Тюлькас и наличием обломочных пород и их компонентов в разрезе Мечетлино. Сильная отрицательная корреляция CaO , MnO , Cl и SrO с другими оксидами, очевидно, свидетельствует об их разной генетической природе. Первые осаждались непосредственно из морской воды, вторые имеют терригенное происхождение.

Для интерпретации геохимических данных использованы петрохимические модули, анализ поведения которых позволил сделать некоторые выводы. По величине гидролизатного модуля (ΓM) породы разреза Дальний Тюлькас относятся главным образом к классу силитов и псевдосилитов. В разрезе Мечетлино значения ΓM в основном более высокие, что отвечает сиаллитам и псевдосиаллитам. По значению алюмокремниевого модуля (AM) почти все образцы из разреза Дальний Тюлькас попадают в класс кремнистых пород. Величина его в породах разреза Мечетлино соответствует классам песчаников и глинистых образований. По величине ЖМ карбонатные породы разреза Дальний Тюлькас (как и некоторые образцы из разреза Мечетлино) отвечают классу сиферлитов. При этом следует иметь в виду, что высокие значения ЖМ могут быть связаны с примесью вулканогенного материала [Юдович, Кетрис, 2000]. Величина титанового модуля (TM) в породах обоих разрезов соответствует карбонатным и карбонатно-глинистым осадкам I сейсмического слоя современных океанов. Предполагается [Юдович, Кетрис, 2000], что высокие значения TM могут быть связаны с присутствием части титана в карбонатной фазе. Относительно более низкие значения данного модуля у глинистых пород, возможно, связаны с сортировкой материала в процессе осадконакопления (закономерность А.А. Мигдисова). Низкие значения щелочного модуля (ЩМ) в разрезе Дальний Тюлькас, по-видимому, связаны с отсутствием в породах обломочных компонентов, в то время как в разрезе Мечетлино, где эти компоненты присутствуют, упомянутые значения существенно более высокие. По величине калиевого модуля (KM) в отложениях обоих разрезов преобладают гидрослюды и

хлорит [Юдович, 1981]. Значения натриевого модуля (НМ) указывают на терригенную природу отложений. Наиболее высокие значения (0.33–0.40) модуля нормированной щелочности (НКМ) в обоих разрезах наблюдается у известняков, что, возможно, указывает на примесь в карбонатах аутигенных полевых шпатов. По величине фемического модуля (ФМ) породы разреза Дальний Тюлькас относятся к сиаллитам, соответствующим карбонатно-глинистым и кремнистым осадкам I сейсмического слоя океанов. Большинство образцов карбонатных пород разреза Мечетлино представляет собой сиферлиты с очень высокими значениями ФМ (0.4–0.8 и даже 1.1).

Корреляционные связи петрохимических модулей часто существенно различаются в породах отдельных разрезов, а также в породах разного петрографического состава. Связи гидролизатного и алюмокремниевого модулей в разрезе Дальний Тюлькас в аргиллитах и в известняках практически одинаковые, а в разрезе Мечетлино эти различия уже существенные, что позволяет предполагать разный состав пород. Характерно, что у железного модуля в аргиллитах разреза Дальний Тюлькас связи только отрицательные, а в известняках заметных связей у этого модуля вообще нет. В то же время в аргиллитах разреза Мечетлино связи у ЖМ многочисленные (как и у ΓM). В известняках у железного модуля, в отличие от таковых из разреза Дальний Тюлькас, некоторые связи имеются, но относительно слабые. Отрицательными являются практически все связи у калиевого модуля – как в известняках, так и в аргиллитах, причем в обоих разрезах. Но по величине они различаются. Все связи титанового модуля в аргиллитах разреза Дальний Тюлькас слабые. Между тем в известняках некоторые из них относительно сильные – с ЩМ , AM , ГМ . Титановый модуль в аргиллитах Мечетлино коррелируется с ФМ , ЖМ , ГМ , для известняков характерны отрицательные связи с модулями щелочных металлов. У щелочного и натриевого модулей имеется линейная связь в аргиллитах разреза Дальний Тюлькас, почти линейная, но отрицательная у них, с калиевым модулем, очень сильная связь у них также и с НКМ . В известняках ситуация другая. Фемический модуль в аргиллитах имеет многочисленные и очень сильные связи – с ЖМ , ГМ , ТМ , ЩМ , а также отрицательную с КМ . В известняках они заметно слабее. Характерно, что корреляционные связи в разрезе Мечетлино (как в аргиллитах, так и в известняках) похожи на связи железного модуля, в то время как в Дальнем Тюлькасе они существенно различаются.

Минеральный состав глинистых пород в разрезах Дальний Тюлькас и Мечетлино несколько различается, но во всех случаях преобладают гидрослюды. Подчиненное значение имеют монтмориллониты и хлориты.

Состав размываемых пород на палеоводосбоях имел близкие характеристики, хотя в том и в другом случае (в сакмарско-артинское и артинско-кунгурское время) там были распространены отложения пассивной и активной континентальной окраины. Размыт шел интенсивно, в условиях аридного климата при слабом выветривании.

Таким образом, основные литохимические характеристики пород двух рассматриваемых разрезов в целом несколько различаются. В то же время границы стратиграфических подразделений в пределах каждого из них по литохимическим параметрам практически не выделяются, что может свидетельствовать в пользу непрерывности осадконакопления на границах веков приуральской эпохи в данном регионе. Условия осадконакопления и характер размываемых пород в области сноса оставались относительно постоянными. Это, в свою очередь, является положительным моментом при рассмотрении разрезов в качестве эталонных объектов – “золотых гвоздей”.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00306а) и за счет средств субсидий, выделенных Казанскому (Приволжскому) федеральному университету в рамках государственной поддержки в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров и для выполнения проектной части государственного задания в сфере научной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Головенок В.К. (1977) Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 267 с.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Скляров). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л. (2015) Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 308 с.
- Мизенс Г.А. (1997) Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 230 с.
- Мизенс Г.А., Маслов А.В. (2014) Глинистые породы молассовой формации южноуральского сегмента Предуральского прогиба: литогеохимия, состав пород источников сноса и палеотектонические реконструкции. *Геохимия*, **11**, 1025-1042.
- Мизенс Г.А., Маслов А.В. (2015) Песчаники молассовой формации южной части Предуральского прогиба. *Литология и полезн.ископаемые*, **5**, 459-485.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Прудников И.А., Хотылев А.О., Барабошкин Е.Е., Попов С.С. (2016) Структурные парагенезы флишевых комплексов в центральной части Предуральского краевого прогиба. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.*, **4**, 60-66.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. (1990) Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 402 с.
- Чувашов Б.И., Черных В.В. (2011) Разрез Мечетлино (Южный Урал) – потенциальный лимитотип нижней границы кунгурского яруса. *Докл. АН*, **441**(5), 657-660.
- Юдович Я.Э. (1981) Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Henderson C.M., Shen S., Schmitz M.D., Sungatullina G.M., Sungatullin R.Kh., Barrick J.E., Shilovsky O.P. (2015) Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Academy of Sciences, Republic of Tatarstan Press. 88 p.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, **56**, 21-34.
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Shen S., Henderson C.M. (2013) Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian stage (Lower Permian). *Permophiles*, **58**, 26-34.
- Harnois L. (1988). The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Kotlyar G., Sungatullina G., Sungatullin R. (2016) GSSPs for the Permian Cisuralian Series stages. *Permophiles. Newsletter of SCPS*, **63**, 32-37.
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.*, **10**, 551-561.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suite using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**, 635-650.
- Suttner L.J., Dutta P.K. (1986) Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *J. Sediment. Petrol.*, **56**, 329-345.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.

REFERENCES

- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Henderson C.M., Shen S., Schmitz M.D., Sungatullina G.M., Sungatullin R.Kh., Barrick J.E., Shilovsky O.P. (2015) Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan, Academy of Sciences of Republic of Tatarstan Press. 88 p.

- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, **56**, 21-34.
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V. (2011) The Mechetlino section (South Ural): A potential limitotype of the Artinskian-Kungurian stage boundary. *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(5), 657-660. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Shen S., Henderson C.M. (2013) Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base Artinskian Stage (Lower Permian). *Permophiles*, **58**, 26-34.
- Chuvashov B.I., Dyupina G.V., Mizens G.A., Chernykh V.V. (1990) *Opornye razrezy verkhnego karbona i nizhnei permi zapadnogo sklona Urala i Priural'ya* [Support sections of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the Western Urals and the Cisuralian]. Sverdlovsk, UrO Akad. Nauk SSSR, 402 p. (In Russian)
- Golovenok V.K. (1977) *Vysokoglinozemistye formatsii dokembriya* [High-Aluminous Precambrian Formations]. Leningrad, Nedra Publ., 140 p. (In Russian)
- Harnois L. (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data]. (2001) (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow, Intemet Engineering Publ., 288 p. (In Russian)
- Kotlyar G., Sungatullina G., Sungatullin R. (2016) GSSPs for the Permian Cisuralian Series stages. *Permophiles Newsletter of SCPS*, **63**, 32-37.
- Maslov A.V., Mizens G.A., Badida L.V., Krupenin M.T., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L. (2015) *Litogeokhimiya terrigenykh assotsiatii yuzhnykh vpadii Predural'skogo progiba* [Lithogeochimistry of terrigenous associations of the southern basins of the Western Urals foredeep]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. 308 p. (In Russian)
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.*, **10**, 551-561.
- Mizens G.A. (1997) *Verkhnepaleozoiskii flysch Zapadnogo Urala* [Upper Paleozoic flysch of the Western Urals]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 230 p. (In Russian)
- Mizens G.A., Maslov A.V. (2014) Pelitic rocks from the molasse formation of the Southern Ural segment of the West Uralian foredeep: Lithogeochemistry, provenance composition, and paleotectonic reconstructions. *Geokhimiya*, **11**, 1025-1042. (In Russian)
- Mizens G.A., Maslov A.V. (2015) Sandstones from the molasse formation in the southern part of the Uralian foredeep. *Litol. Polezn. Iskop.*, **5**, 459-485. (In Russian)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suite using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**, 635-650.
- Suttner L.J., Dutta P.K. (1986) Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *J. Sediment. Petrol.*, **56**, 329-345.
- Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., Prudnikov I.A., Khotylev A.O., Baraboshkin E.E., Popov S.S. (2016) Structural parageneses of flysch complexes in the central part of the Uralian Foreland basin. *Vestn. Moscow State Univers. Geol.*, **3**, 11-16. (In Russian)
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Yudovich Ya.E. (1981) *Regional'naya geokhimiya osadochnykh tolshch* [Regional geochemistry of sedimentary strata]. Leningrad, Nauka Publ., 276 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ЮГАНСКО-КОЛТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2018 г. К. С. Иванов, С. В. Берzin, Н. В. Вахрушева, Н. П. Костров,
О. Э. Погромская

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

Поступила в редакцию 24.07.2017 г., принята к печати 19.09.2017 г.

Объект исследования. Проведено доизучение петрографии, петрохимии, геохимии, геохронологии и биостратиграфии пород Юганского-Колтогорской зоны (центральная часть Западно-Сибирской плиты). **Материалы и методы.** Исследовались образцы керна скважин, вскрывших комплексы доюрского основания Юганского-Колтогорской зоны. Химический состав минералов изучен методом рентгеноспектрального микроанализа на приборах CAMECA SX 100 JEOL-733 Superprobe, силикатный анализ пород проведен на приборе EDX-100, геохимические характеристики пород получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборах ELAN-9000 и Element2, U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-IIb, датирование проб Ar-Ar методом проводилось на масс-спектрометре Micromass 5400, содержание радиогенного аргона выполнено на масс-спектрометре MI-1330; были привлечены биостратиграфические и нефтехимические исследования. **Результаты.** На основе этих и ранее полученных предшественниками и нами данных выполнено построение геологической карты фундамента Юганского-Колтогорской зоны центральной части Западно-Сибирской плиты в масштабе 1 : 500 000. Карта представляет собой комплект информационных геологических, геофизических и других слоев. Установлено, что возраст гранитов раннепермский, базальты рифтовых зон начали формироваться 268.4 ± 7.5 млн лет назад (по данным Ar-Ar метода). **Выводы.** Установлено, что вулканизм в осевых рифтовых зонах фундамента Западно-Сибирского мегабассейна начался раньше, чем это считалось ранее, и значительно раньше трапповых базальтов Сибирской платформы.

Ключевые слова: Западно-Сибирский бассейн, доюрский фундамент, тектоника, нефтегазоносность, U-Pb, Ar-Ar возраст, геохимия, пермомиасовые базальты, минералогия

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE PRE-JURASSIC BASEMENT OF THE YUGANSK-KOLTOGORSK ZONE OF THE WEST SIBERIA

Kirill S. Ivanov, Stepan V. Berzin, Nadezhda V. Vakhrusheva, Nikolai P. Kostrov,
Olga E. Pogromskaya

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

Received 24.07.2017, accepted 19.09.2017

Subject of the study. We have carried out an additional exploration on petrography, petrochemistry, geochemistry, geochronology and biostratigraphy of rock complexes of the Yugansk-Koltogorsk (central part of West Siberia). **Materials and methods.** The materials are core samples from wells that penetrated the Pre-Jurassic basement rock complexes. The used methods are as follows: X-ray spectrum microanalysis (Cameca SX 100, JEOL-733 Superprobe); the silicate analysis of the rocks (CPM-18 and EDX-100); mass-spectroscopy with inductively coupled plasma (ICP-MS) (ELAN-9000 and Element2); zircons were analysed with a high resolution ionic microprobe SHRIMP-II (U-Pb); Ar-Ar dating was carried out by Micromass 5400; biostratigraphy, petrochemistry. **Results.** A geological map of Yugansk-Koltogorsk zone of the central part of West-Siberian plate in a scale 1:500 000 was created. The map is a set of informational geological, geophysical and other layers. It was established that age of granites is Early Permian, the basalts of the rift zone began to form 268.4 ± 7.5 Ma ago (Ar-Ar). **Conclusions.** Volcanism in the axial rift zones of the West-Siberian megabasin basement began earlier than it is supposed before our study and significantly earlier of that of trap basalts of Siberian platform.

Keywords: West-Siberian basin, Pre-Jurassic basement, tectonics, oil and gas bearing, U-Pb, Ar-Ar age, geochemistry, Permian-Triassic basalts, mineralogy

Для цитирования: Иванов К.С., Берзин С.В., Вахрушева Н.В., Костров Н.П., Погромская О.Э. (2018) Геологическое строение доюрского основания Юганского-Колтогорской зоны Западной Сибири. *Литосфера*, **18**(6), 839–858. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-839-858

For citation: Ivanov K.S., Berzin S.V., Vakhrusheva N.V., Kostrov N.P., Pogromskaya O.E. (2018) Geological structure of the Pre-Jurassic basement of the Yugansk-Koltogorsk zone of the West Siberia. *Litosfera*, **18**(6), 839–858. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-839-858

Acknowledgements

The authors are very grateful to V.A. Volkov, A.V. Tugoreva and N.P. Yakovleva from V.I. Shpilman NAC RN (Tyumen-Khanty-Mansiysk) and colleagues from the IGG, UB RAS Yu.V. Erokhin, A.Z. Bikbaev, M.P. Snigireva and T.I. Stepanova for the help, support and discussion of the results. We thank the specialists N.V. Radionova from TsII VSEGEI, A.V. Travin from the IGM, SB RAS and analysts of the laboratory of FKhMI IGG, UB RAS V.V. Hiller, D.V. Kiseleva, N.V. Cherednichenko, N.P. Gorbunova.

The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation Basic Research in the framework of the research project No. 16-05-00041.

ВВЕДЕНИЕ

Юганско-Колтогорская зона расположена в южной части Колтогорского рифта в широтном Приобье в центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Породы фундамента (а точнее – доюрского основания, т.е. комплексы палеозоя и триаса) залегают здесь на глубинах 2600–3300 м, перекрыты мезокайнозойским осадочным чехлом. Нами проводилось комплексное изучение петрографии, петрохимии, геохимии, геохронологии, биостратиграфии и других пород Юганско-Колтогорской зоны по керну скважин, вскрывших доюрское основание. На базе новых и ранее полученных предшественниками (в первую очередь Л.В. Смирновым) и нами [Конторович и др., 1975; Сурков, Трофимук, 1986; Елкин и др., 2001; Казаков и др., 2002; Бочкарев и др., 2003; Медведев и др., 2003а, 2003б; Сурков, Смирнов, 2003; Федоров и др., 2004; Иванов и др., 2005, 2007, 2009; Костров и др., 2005; Клец и др., 2007; Ананьева и др., 2008; и др.] данных выполнено построение геологической карты фундамента Юганско-Колтогорской зоны масштаба 1 : 500 000. Использовано программное обеспечение ArcView, карта представляет собой комплект информационных геологических, геофизических и других слоев, накладывающихся друг на друга и скомпонованных в единый ГИС-проект (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение керна глубоких скважин проводилось в ИГГ УрО РАН. Химический состав минералов изучен методом рентгеноспектрального микроанализа на приборах CAMECA SX 100 (аналитик В.В. Хиллер), JEOL-733 Superprobe и др. Силикатный анализ пород проведен рентгеноспектральным методом на приборе EDX-100 (аналитик Н.П. Горбунова). Геохимические характеристики пород получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборах ELAN-9000 и Element2 (аналитик Д.В. Киселева, а также группа Ю.Л. Ронкина). U-Pb датирование единичных кристаллов циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Зерна цир-

кона, отобранные вручную при помощи оптического микроскопа, помещались в эпоксидную матрицу совместно со стандартными цирконами 91500 и TEMORA. Датирование проб Ar-Ar методом проводилось в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре Micromass 5400. K-Ar датирование производилось в ИГГ УрО РАН. Содержание калия определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-18. Содержание радиогенного аргона выполнено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом ^{38}Ar . При расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГАНСКО-КОЛТОГОРСКОЙ ЗОНЫ

Изученная территория (см. рис. 1) на уровне доюрского основания по существу состоит из двух отдельных структурно-формационных зон – более восточной Колтогорской и Юганской. Колтогорская зона представлена главным (срединным) триасовым рифтом Западной Сибири (Колтогорским) и его бортами, выполненными главным образом палеозойскими, преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными комплексами. Юганская зона состоит в основном из палеозойских вулканогенно-осадочных, а также терригенных и карбонатных образований, на которые также наложены два грабен-рифта пермско-раннетриасового возраста. Меньший из них западный – Тауровский (назван по пос. Таурова), непосредственно западнее которого пробурена глубокая скважина Тауровская Р-503, вскрывающая вулканиты рифта. Более восточный – Каймысовский (назван по пос. Каймысовы) – грабен-рифт сочленяется на севере изученного района с главным Колтогорским рифтом. Каймысовский грабен-рифт, севернее и северо-восточнее которого вулканиты вскрыты глубокими скважинами Гуслинская Р-430 и Западно-Чистинная Р-501.

Судя по резкой смене литологии комплексов пород и характеру физических полей (матриц геодинамической модели в особенности), следует считать, что все субмеридиональные контакты между структурно-формационными зонами в пределах изучавшегося региона являются тектоническими.

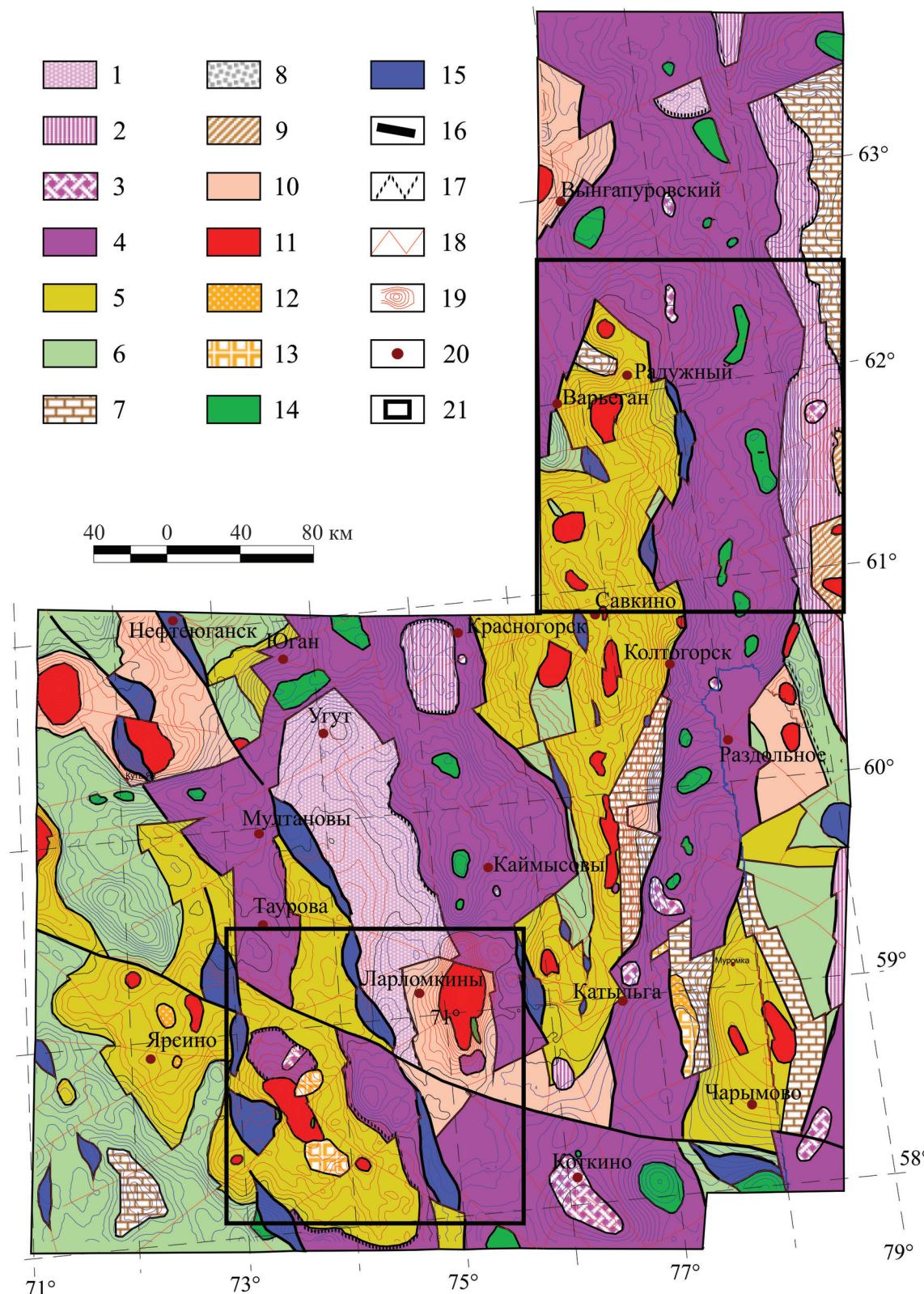


Рис. 1. Геологическая карта доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири (составители К.С. Иванов, Н.П. Костров).

1 – верхний триас, песчаники; 2 – средний триас, базальты, песчаники; 3 – нижний триас–низы среднего триаса, липариты, базальты; 4 – верхняя пермь–нижний триас, базальты; 5 – верхний девон–нижний карбон, глинистые и кремнистые сланцы; 6 – верхний девон, андезиты, базальты, их туфы, подчиненные пачки песчаников и известняков; 7 – сред-

ний–верхний девон, известняки, доломиты с подчиненными пачками песчаников; 8 – девон нерасчлененный, кремнисто-терригенно-черносланцевая толща; 9 – средний палеозой, терригенно-карбонатная толща с подчиненными прослоями эфузивов основного состава; 10 – метаморфические образования, сланцы амфибол-мусковитовые, амфибол-сподисто-кварцевые, серицит-хлорит-фельбитовые и др.; 11 – граниты; 12 – гранодиориты; 13 – кварцевые диориты, диориты; 14 – габбро, габбро-долериты; 15 – ультрабазиты серпентинизированные; 16 – глубинные разломы и региональные зоны рас-сланцевания; 17 – несогласное залегание; 18 – разломы; 19 – аномальное гравитационное поле; 20 – населенные пункты; 21 – участки моделирования.

Fig. 1. Geological map of the pre-Jurassic basement of the Yugansk-Koltogorsky zone of Western Siberia (by K.S. Ivanov and N.P. Kostrov).

1 – Upper Triassic, sandstones; 2 – Middle Triassic, basalts, sandstones; 3 – Lower Triassic lower part of Middle Triassic; 4 – Upper Permian–Lower Triassic, basalts; 5 – Upper Devonian–Lower Carboniferous, clay and siliceous shales, sandstones, gravelstones, conglomerates; 6 – Upper Devonian, andesites, basalts, their tuffs, subordinate packs of sandstones and limestones; 7 – Middle–Upper Devonian, limestones and dolomites with subordinate packs of sandstones; 8 – undifferentiated Devonian, siliceous-terrigenous-black shale strata; 9 – Middle Paleozoic undifferentiated, terrigenous-carbonate strata with subordinate interlayers of basite effusive; 10 – metamorphic formations, amphibole-muscovite, amphibole-mica-quartz, sericite-chlorite-albite schistes, etc.; 11 – granites; 12 – granodiorites; 13 – quartz diorites, diorites; 14 – gabbro, gabbro-dolerites; 15 – serpentinous ultrabasites; 16 – deep faults and regional schist zones; 17 – disagreements; 18 – Faults; 19 – abnormal gravitational field; 20 – settlements; 21 – the sites of modeling.

В основании стратифицированных образований региона залегают **метаморфические породы**, обычно считающиеся докембрийскими. Среди них преобладают кварц-серicitовые, серицит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые, а также хлорит-альбитовые и другие сланцы, образованные в условиях низов зеленосланцевой фации. Эти метаморфиты слагают в пределах карты обычно субизометричные блоки неправильной формы, ограниченные разломами и часто вмещают массивы гранитов.

Можно предполагать, что расположение метаморфических комплексов в бортах грабенов не случайно, а вызвано подъемом этих несколько более глубинных пород (образованных глубже 10 км – в средней части земной коры) при растяжении и разрыве континентальной коры в ходе рифтогенеза. Наибольшую интенсивность этот процесс имел в раннем триасе. Именно этим объясняется постоянная пространственная связь метаморфических образований с триасовыми вулканитами в пределах нашей геологической карты. Таким образом, вероятно, возраст, по крайней мере, одного из этапов метаморфизма этих пород близок к возрасту гранитоидов (т.е., возможно, каменноугольный), а время тектонической эксгумации (подъема на уровень верхней коры) – раннетриасовое.

Средний палеозой нерасчлененный, представлен терригенно-карбонатной толщей с подчиненными прослоями эфузивов.

Средний–верхний девон состоит из известняков, доломитов с подчиненными пачками песчаников и глинистых сланцев. Эта мелководная (шельфовая) толща имеет мощность более 400 м и широко развита на изучаемой территории. Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения вскрыты достаточно многочисленными скважинами, в отдельных из которых (их список ниже) нам удалось сделать находки фауны. Ее латинские списки (и заключения о возрасте) далее даны раз-

дельно – по результатам изучения шлифов (заключения Т.И. Степановой) и исследований конодонтов в результате растворения карбонатных проб (заключения канд. геол.-мин. наук. М.П. Снигиревой и А.З. Бикбаева).

Результаты изучения микрофауны в шлифах из скважин

Верхне-Колтогорская-2. Доюрское основание вскрыто в интервале 2981–3009 м. Представлено серыми и темно-серыми известняками с подчиненными прослоями черных углисто-кремнисто-глинистых сланцев, угол падения слоистости 70–80°. Обр. ВКОЛ-2 (2 шлифа).

Картовое месторождение. Скв. 8. Палеозой в интервале 3052–3150 м представлен однотипными массивными светло-серыми известняками (керн малого диаметра). Обр. КВА-8 (3 шлифа).

Сутыгинская-1. Палеозой в интервале 3159–3200 м (выход керна 1.5 м). Серые известняки. СУТ 1/3189 (5 шлифов).

Хвойное-1р. Палеозой вскрыт в интервале 3146–3164 м. Весь этот интервал (кроме 3154–3159 м) сложен серыми, частично перекристаллизованными и доломитизированными известняками. В интервале 3154–3159 м слабо сцепментированная брекчия из обломков хлоритизированных и серпентинизированных пород размером 1–7 мм в глинисто-карбонатном цементе. ХВО 1/3.

Южно-Матюшкинское № 40. Палеозой, с глубины 3008 м и до забоя на глубине 3111.6 (выход керна 6.5 м), представлен однотипными серыми массивными тонкозернистыми известняками. Обр. ЮМА 40 (5 шлифов).

Определение микрофауны в шлифах:

ЮМА	<i>Vicinesphaera</i> spp.
40/3025	<i>Ivanovella</i> cf. <i>tomskiensis</i> Zador. et Juf.
	<i>Caligella</i> sp.
	<i>C. gracilis</i> Reitl.
	<i>Paratikhinella</i> cf. <i>cannula</i> (Byk.)
	Водоросли <i>Girvanella</i> sp.

ЮМА 40/3032	<i>Uralinella</i> cf. <i>bicamerata</i> Byk. <i>Caligella</i> sp. – мелкие формы <i>C. gracilis</i> Reitl. <i>C. borovkensis</i> Antr.
ЮМА 40/3035	<i>Vicinesphaera</i> spp. <i>Cribrosphaerooides</i> (?) sp. <i>Caligella</i> ex gr. <i>gracilis</i> Reitl. <i>Paratikhinella</i> cf. <i>cannula</i> (Byk.) <i>Tikhinella</i> cf. <i>measpis</i> Byk.
ЮМА 40/3042	<i>Vicinesphaera</i> spp. <i>Caligella gracilis</i> Reitl. <i>C. ex gr. antropovi</i> (Lip.) <i>Paratikhinella</i> sp.
ЮМА 40/3090	<i>Caligella</i> sp.
	Возраст ЮМА 40 – верхний девон, франский ярус (по присутствию представителей подсемейства <i>Paratikhinellinae</i>)
ВКОЛ 2/2988	Строматопороиды
ВКОЛ 2/2992	Органических остатков, определяющих возраст, не обнаружено Фрагменты мшанок
XBO 1/3152	Органических остатков, определяющих возраст, не обнаружено Строматолиты
XBO 1/3162	<i>Parastegnaminna</i> (?) sp. Предположительно средний–верхний девон
KBA 8/3064	<i>Parathuramminites</i> sp. <i>P. paulis</i> (Byk.) <i>P. paracushmani</i> (Reitl.) <i>Parathurammina dagmarae</i> Sul. <i>Vicinesphaera squalida</i> Antr. <i>Uralinella</i> sp. <i>Neoarchaesphaera</i> cf. <i>bykovae</i> M.-Macl. <i>Eotuberitina reitlingerae</i> M.-Macl. <i>E. praeceps</i> Tchuv. Тубепорининае Водоросли <i>Issinella devonica</i> Reitl.
KBA 8/3117	<i>Parathuramminites</i> sp. <i>P. obnatus</i> (Tchuv.) <i>Parathurammina</i> sp. <i>P. ex gr. crassitheca</i> Antr. <i>Archaesphaera minima</i> Sul. <i>Arch. magna</i> Sul. <i>Vicinesphaera parva</i> Reitl. <i>Eotuberitina praeceps</i> Tchuv. <i>Tubeporella</i> sp. Водоросли <i>Issinella</i> sp.
KBA 8/3145	<i>Radiosphaera basilica</i> Reitl. <i>Parathuramminites</i> sp. <i>Parathurammina</i> cf. <i>irregulariformis</i> Zador. et Juf. <i>P. ex gr. dagmarae</i> Sul. <i>Archaesphaera grandis</i> Lip. <i>Vicinesphaera squalida</i> Antr. <i>Neoarchaesphaera</i> cf. <i>bykovae</i> M.-Macl. <i>Tubeporella</i> sp. Водоросли <i>Issinella</i> sp.
	Возраст КВА 8 – верхний девон, предположительно нижняя часть фаменского яруса

Результаты обработки конодонтовых проб по скважинам

1. Скважина *Верхне-Колтогорская-2*, обр. ВКОЛ 2/2988 м, пробы КС1 (масса 1.26 кг), КС9 (масса 0.2 кг); ВКОЛ2/2992 м, пробы КС5 (масса 0.33 кг). **Литологическая характеристика.** Все образцы представлены интенсивно метаморфизованной черносланцево-карбонатной породой. В нерастворимом остатке присутствуют в большом количестве полностью замещенные кремнеземом фрагменты разнообразных мшанок, раковинный материал разнообразных остракод. В пробе КС5 установлен единственный экземпляр *Tentaculites* sp., также замещенный кремнеземом.

Проба КС1 – 1 экз. *Panderodus* sp. Проба КС5 – 1 экз. *Panderodus* sp.

2. Скважина *Хвойное 1р*, обр. ХБО 1, интервал 3152 м. Проба КС2 (масса 0.94 кг).

Конодонты: *Polygnathus* sp. (фрагмент задней части платформы), морфологически сходный с полигнатидами групп *P. brevilaminus* – *P. brevilamiformis* – *P. angustidiscus*; *Belodella* sp. (фрагмент). Возраст: верхний девон, франский ярус.

Интервал 3162 м. Проба КС2а (масса 0.36 кг). Конодонтов нет.

3. Скважина *Сутыгинская 1/3* 186 м. Пробы КС3 (масса 0.5 кг) и КС10 (масса 0.2 кг). Известняк серый, темно-серый. Конодонты: *Acodina* sp. (1 ювелирный экземпляр); S-элемент конодонтов рода *Icriodus*, два неопределенных фрагмента рамиформных элементов конодонтов. Возраст – девон, вероятнее всего, нижний–средний.

Таким образом, независимые определения возраста по конодонтам и микрофауне в шлифах подтверждают и дополняют друг друга.

Вулканогенный верхний девон представлен толщей, сложенной преимущественно андезитами, базальтами и их туфами, которые широко развиты на изучаемой площади, особенно в западной части Юганской зоны. Вулканиты среднего–верхнего девона представлены преимущественно зеленокаменно-измененными долеритами, с реликтовой тонкозернистой, равномернозернистой официтовой и гранулоофитовой структурами, практически не измененными долеритами и вмещают тела габбро-долеритов.

Вулканиты верхнего девона представлены порфировыми оливиновыми базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами. По составу изученные образцы вулканитов соответствуют базальтам и андезитам нормальной щелочности низкокалиево-и умеренно-калиево серий. В табл. 1 приведен состав базальтов из скв. Малополуденная-497. Данные вулканиты характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (0.74–0.98 %), пониженной железистостью ($f = 0.41$ –0.47) и пологим трендом распределения РЗЭ с незначительным обогащением легкими лантаноидами.

Таблица 1. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав вулканитов верхнего девона Юганского-Колтогорской зоны**Table 1.** Chemical (wt %) and element (ppm) composition of the Upper Devonian basalts of the Yugansk-Koltogorky zone

Компонент	Скв. Малополуденная-497		Компонент	Скв. Малополуденная-497	
	2917 м	2940 м		2917 м	2940 м
SiO ₂	47.87	56.43	Nb	3.499	3.422
TiO ₂	0.98	0.74	Mo	0.238	0.432
Al ₂ O ₃	18.58	12.11	Ag	0.088	0.12
Fe ₂ O ₃	5.76	5.60	Cd	0.028	0.073
FeO	4.60	3.20	Sn	0.67	0.777
MnO	0.15	0.12	Sb	0.728	0.571
MgO	8.03	5.23	Te	0.012	0.012
CaO	4.39	10.11	Cs	0.764	0.105
Na ₂ O	3.49	1.78	Ba	667.54	117.27
K ₂ O	1.16	0.05	La	6.075	6.756
P ₂ O ₅	0.17	0.11	Ce	16.258	16.402
П. п. п.	4.80	4.60	Pr	2.269	2.315
Сумма	99.99	100.07	Nd	10.616	10.434
			Sm	2.578	2.583
Li	16.558	8.459	Eu	0.799	0.801
Be	0.421	0.628	Gd	2.532	2.497
Sc	20.938	18.302	Tb	0.368	0.378
Ti	5028.3	4174.2	Dy	2.166	2.291
V	142.667	158.75	Ho	0.426	0.468
Cr	55.389	71.643	Er	1.192	1.356
Mn	843.39	702.67	Tm	0.157	0.195
Co	25.98	24.655	Yb	1.012	1.281
Ni	37.872	33.985	Lu	0.148	0.196
Cu	9.305	26.133	Hf	2.326	2.292
Zn	83.524	50.502	Ta	0.784	1.219
Ga	16.873	23.229	W	0.382	0.224
Ge	0.979	2.212	Tl	0.164	0.014
Rb	23.188	0.601	Pb	2.051	3.656
Sr	463.63	125.86	Bi	0.01	0.022
Y	10.148	10.549	Th	0.857	1.573
Zr	59.583	67.563	U	0.637	1.043

ми. При нормировании по примитивной мантии в них наблюдаются минимумы по Rb, Th, Nb и максимумы по Pb, Sr, U. В целом по геохимическим характеристикам они близки к островодужным вулканитам.

Вулканиты верхнего девона–нижнего карбона, вскрытые скважиной Медвежья-20 (3086–3109.2 м), представлены зеленокаменно-измененными порфировыми базальтами с вкрапленниками плагиоклаза и редкими миндалинами, выполнеными спноповидным и пятнистым агрегатом хлорита.

Вулканиты, вскрытые скважиной Восточно-Ларломкинская Р-8, соответствуют андезитам и андезидацитам нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.05\text{--}3.28\%$) умереннокалиевой серии. Они характеризуются невысокими содержаниями TiO₂ (0.40–0.54%), низкой железистостью ($f = 0.33\text{--}0.50$) и пологим спектром распределения РЗЭ. При нормировании по примитивной мантии в них наблюдаются минимумы по Nb, Zr, P и максимумы по Cs, U, Pb, Zr.

Осадочные отложения верхнего девона–нижнего карбона представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, широко развитыми в западной и средней частях Юганской зоны и в бортах Колтогорского рифта, особенно в западном. Мощность формации не менее 500 м.

Вулканиты перми–нижнего триаса закартированы примерно на половине площади доюрского фундамента Юганского-Колтогорской зоны. Они выполняют крупные рифтовые зоны, пересекающие палеозойский фундамент преимущественно в субмеридиональном направлении и разделяющие палеозойские комплексы пород на отдельные тектонические блоки. В пределах рассматриваемой площади пермско-раннетриасовые вулканиты вскрыты скважинами Гуслинская Р-430 (3398–3439.5 м), Западно-Чистинная-501 (3429–3600 м), Ново-Ютымская-49 (3010–3015 м), Панковская-1 (2810–2850 м), Саймовская-1 (3439–4008 м), Северо-Турьяхская-41 (2745–2780.1 м),

Тауровская-503 (3141–3200 м), Ледовая-1 (3065.7–3083.9 м), Западно-Чистинная-501 и -502, Травяная Р-90 (2710.8–2723 м), Южно-Махнинская Р-4.

В керне данных скважин наблюдаются в различной степени зеленокаменно-измененные редкопирокфировые, либо афировые, базальты. Так, в керне скв. Западно-Чистинная-502 наблюдаются базальты и долериты (рис. 2), имеющие массивную или миндалекаменную текстуру, офитовую структуру. Базальты состоят из плагиоклаза, пироксена, редко – измененного оливина, вулканического стекла, вторичных и рудных минералов. Плагиоклаз во вкрашенниках соответствует лаб-

радору (An_{54-60}). Лейсты и таблитчатые зерна плагиоклаза нередко имеют зональное строение. Для отдельных индивидов характерна кайма, соответствующая по составу андезину-олигоклазу. Клинопироксен образует, как правило, ксеноморфные зерна разного размера, имеющие очень слабую буроватую окраску (пижонит и/или титанавгит). В некоторых случаях он замещается карбонатом и хлоритом. В базальтах отмечается около 20% вулканического стекла, замещаемого палагонитом. Рудный минерал представлен магнетитом и/или ильменитом, а также рутилом, встречающимся в виде игольчатых зерен или тонкозер-

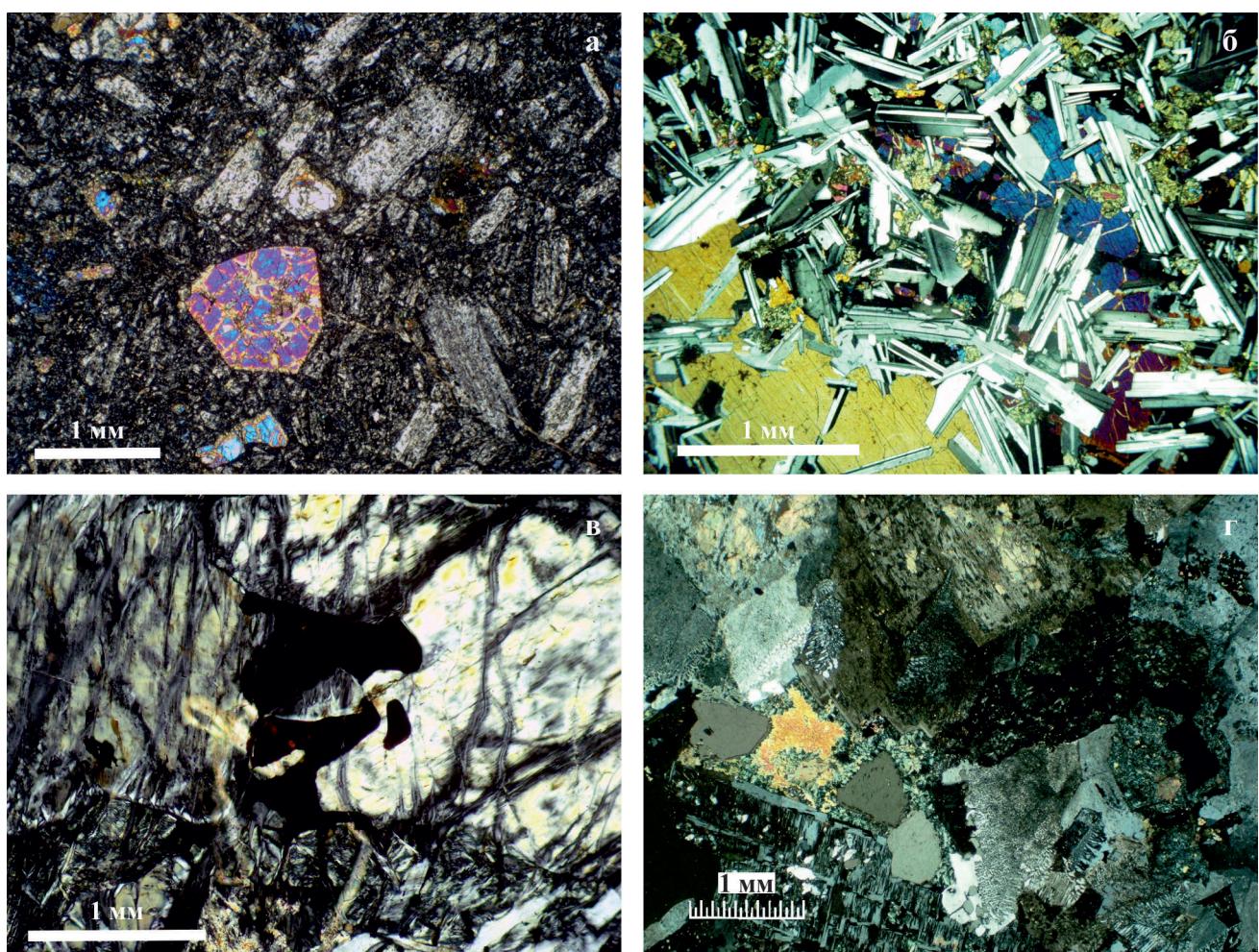


Рис. 2. Структура пород из фундамента Западно-Сибирского бассейна.

а – оливиновый андезибазальт верхнего девона, скв. Малопруденная-497, 2917 м; б – долерит офитовой структуры перми–нижнего триаса, скв. Западно-Чистинная Р-502, 3357 м; в – гарцбургит, интенсивно серпентинизированный скв. Лыхская Р-70, 2710 м; г – гранодиорит, скв. Северо-Пионерская-1, 3236 м. Фото шлифов в проходящем свете: а, б, г – с анализатором, в – без анализатора.

Fig. 2. Structure of rocks from the basement of the West Siberian basin.

а – Upper Devonian olivine andesibasalts, borehole Malopoludennaya-497, depths of 2917 m; б – Permian–Lower Triassic ophiitic dolerite, borehole Zapadno-Chistinnaya R-502, depths of 3357 m; в – intensely serpentinized harzburgite, borehole Lykhskaya R-70, depths of 2710 m; г – Granodiorite, borehole Severo-Pionerskaya 1, depths of 3236 m. а, б, г – transmitted light with analyzer, в – transmitted light.

нистой вкрапленности в интерстициях плагиоклаза и пироксена.

Состав минералов пермско-раннетриасовых вулканитов наиболее детально изучен в образцах из скв. Гуслинская-430. Здесь в относительно свежих разностях базальтов плагиоклаз представлен андезином-лабрадором № 47-70, в зеленокаменно-измененных базальтах – практически чистым альбитом. Клинопироксен по составу отвечает авгиту. В нем присутствуют постоянные примеси, мас. %: Al_2O_3 – 1.2–2.9, TiO_2 – 0.6–1.4, MnO – 0.26–0.52 и Na_2O – 0.3–0.4. В зеленокаменно-измененных разностях присутствует хлорит, соответствующий по составу шамозиту. Ильменит содержит незначительные примеси MnO (0.4–1.9) и MgO (0.2–0.7%). В постмагматическом кальците отмечены примеси FeO (2.06), MnO (3.4) и MgO (0.59%). В одном из образцов установлен сидерит, содержащий существенные примеси MgO (9.3–10.1) и CaO (3–4%).

Аксессорная хромовая шпинель была установлена в образцах пермтриасовых базальтов из скв. Западно-Чистинная-501 с глубины 3428 и 3438 м [Берзин и др., 2017]. Хромовая шпинель представлена отдельными идиоморфными зернами размером 5–30 мкм. В хромовых шпинелях содержание Cr_2O_3 24–49 %, $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.54–0.65$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.50–0.99$. Почти все анализы попадают на классификационной диаграмме в поле составов хромита, некоторые – на границу по-

лей составов хромита и магнетита. В двух анализах (табл. 2, ан. 55, 56) в минерале наблюдается значительная примесь ZnO до 9.8 и 13.4% соответственно, что в целом не характерно для хромовой шпинели из базальтов, а также повышенное содержание оксида титана – 15 и 18% соответственно. На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 3) с полями составов хромовых шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок, по данным [Kamenetsky et al., 2001], изученные хромовые шпинели тяготеют к полю составов базальтов трапповых провинций и частично попадают в поле базальтов океанических островов; наиболее высокотитанистые составы шпинелида по соотношению содержаний TiO_2 и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ соответствуют базальтам островных дуг [Barnes, Roeder, 2001].

В табл. 3 и 4 приведен химический и микроэлементный состав некоторых представительных образцов пермтриасовых базальтов из изученных нами скважин. Исследованные вулканиты относятся к толеитовым базальтам, андезибазальтам и, реже, андезитам нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.05–3.28\%$) низкокалиево-и умеренно-калиево-серий. Одна проба (скв. Ново-Ютымская-46, глубина 2711 м) представлена умеренно-щелочным высококалиевым ($\text{K}_2\text{O} = 2.47\%$) андезитом. Вулканиты характеризуются несколько повышенными содержаниями TiO_2 (1.0–3.1%) и средней железистостью ($f = 0.44–0.72$). Присутствуют также вы-

Таблица 2. Состав хромовой шпинели из базальтов скв. Западно-Чистинная-501, мас. %

Table 2. Chemical composition of the chromite from Permian-Triasic basalts of the hole Zapadno-Chistinskaya-501, wt %

Компонент	Обр. 3-Чи-501/3428					Обр. 3-Чи-501/3438				
	Номер анализа									
	35	37	38	50	51	52	53	54	55	56
SiO_2	0.13	0.20	0.11	1.03	0	0.45	0	0.18	0.15	0
TiO_2	3.25	0	7.74	2.82	2.81	4.13	4.24	3.15	18.03	14.83
Al_2O_3	8.25	0.54	3.98	12.71	10.16	8.23	8.92	11.54	4.91	3.75
Cr_2O_3	30.13	31.49	24.42	38.06	38.89	34.75	37.87	39.91	13.52	26.73
V_2O_3	1.09	0.20	0.90	0.74	0.92	1.16	1.05	1.02	1.47	1.99
FeO^*	48.79	57.36	52.86	36.70	40.74	44.21	39.28	33.93	45.03	39.26
MnO	0.43	1.71	0.30	0.27	0	0.38	0.30	0.27	0	0.29
MgO	3.53	0.93	0.11	4.87	3.29	2.33	5.19	6.88	0.02	0.05
ZnO	0	1.35	2.67	0	0.27	0.36	0	0	13.42	9.77
Сумма	95.83	93.90	93.08	97.34	97.31	96.02	96.96	97.05	96.63	96.66
Формульные коэффициенты (в пересчете на 3 катиона)										
Ti	0.09	0	0.23	0.07	0.07	0.11	0.11	0.08	0.52	0.43
Al	0.35	0.02	0.18	0.52	0.42	0.35	0.37	0.47	0.22	0.17
Cr	0.86	0.96	0.75	1.05	1.09	1.00	1.05	1.09	0.41	0.81
V	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06
Fe	1.47	1.86	1.72	1.07	1.21	1.35	1.16	0.98	1.43	1.25
Mn	0.01	0.06	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Mg	0.19	0.05	0.01	0.25	0.17	0.13	0.27	0.35	0	0
Zn	0	0.04	0.08	0.00	0.01	0.01	0	0	0.38	0.28

Примечание. Здесь и далее FeO^* – сумма двух- и трехвалентного железа в пересчете на двухвалентное.

Note. Here in after, FeO^* is the sum of Fe^{2+} and Fe^{3+} in terms of FeO .

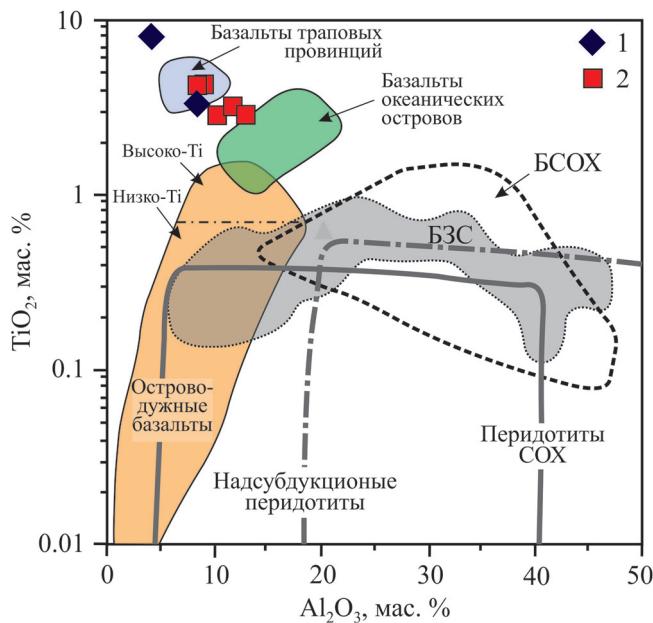


Рис. 3. Положение точек составов хромовой шпинели из пермотриасовых базальтов Западной Сибири (скв. Западно-Чистинная-501) на диаграмме с полями составов для шпинели из вулканитов различных геодинамических обстановок, а также из перидотитов зон COX и из надсубдукционных перидотитов, по [Kamenetsky et al., 2001].

1 – глубина 3428 м, 2 – глубина 3438 м. BCOX – базальты срединно-океанических хребтов, B3C – базальты зон задугового спрединга.

Fig. 3. The position of the points of the chromium spinel compositions from the Permian Triassic flood basalts of Western Siberia (borehole Zapadno-Chistinskaya-501) On the diagram with the fields of compositions for spinel from volcanics of various geodynamic settings, MOR peridotites and the suprasubduction peridotites, by [Kamenetsky et al., 2001].

1 – with depths of 3428 m, 2 – with depths of 3438 m. BCOX – Mid-Oceanic Ridges Basalt, B3C – Back-Arc Basins Basalt.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) представительной выборки верхнепермско-раннетриасовых базальтов Юганского-Колтогорской зоны

Table 3. Chemical composition (wt %) of a representative sample of the Upper Permian–Early Triassic basalts of the Yugansk-Koltogorky zone

Компонент	Скв. Гуслинская-430	Скв. Западно-Чистинская-501				Скв. Ново-Ютымская-46	Скв. Травяная Р-90	Скв. Южно-Махнинская Р-4	Скв. Владленское П-1
		3399 м	3424 м	3428 м	3430 м	3500 м			
SiO ₂	47.04	44.19	41.12	55.35	44.26	45.92	31.19	42.89	44.29
TiO ₂	1.89	1.31	1.00	1.39	1.07	3.10	1.04	1.09	0.84
Al ₂ O ₃	15.30	16.84	17.07	18.80	18.72	12.40	11.45	11.48	14.19
Fe ₂ O ₃	16.32	5.86	5.58	4.49	5.69	9.35	6.29	8.07	6.83
FeO	3.50	5.60	4.10	3.90	4.10	6.30	8.80	6.00	5.20
MnO	0.05	0.16	0.21	0.03	0.15	0.21	0.35	0.19	0.15
MgO	5.01	5.73	4.79	4.24	6.56	7.71	4.04	10.52	4.78
CaO	1.41	6.38	10.37	1.67	5.00	7.44	17.02	9.98	12.03
Na ₂ O	2.18	2.35	2.32	3.09	2.40	2.12	1.10	1.59	1.91
K ₂ O	0.49	0.11	0.13	0.23	0.11	0.59	0.20	0.09	0.14
P ₂ O ₅	0.59	0.32	0.26	0.32	0.14	0.47	0.37	0.00	0.30
П. п. п.	6.20	11.10	13.00	6.40	12.00	4.50	18.00	8.00	9.30
Сумма	99.98	99.95	99.96	99.93	100.19	100.11	99.85	99.91	99.95

сокомагнезиальные ($MgO = 13.6\%$) пикробазальты (скв. Южно-Махнинская Р-4). Для изученных вулканитов верхней перми–нижнего триаса характерны высокие значения потерь при прокаливании (4.5–18 мас. %), что связано, прежде всего, с их интенсивными гидротермальными преобразованиями, а также с карбонатизацией и пропилитизацией.

Для большинства проб пермско-нижнетриасовых вулканитов свойственны наклонные спектры распределения РЭЗ с обогащением легкими лантаноидами (нормировано по CI хондриту) (рис. 4а); наблюдается слабая отрицательная Eu-аномалия, сумма РЭЗ составляет 72–178 г/т. Исключением являются пикробазальты скв. Южно-Махнинская

Р-4, глубина 2633 и 2639 м, в которых наблюдается резкое обеднение легкими лантаноидами при общей пониженной сумме РЭЗ (7.7–11.9 г/т), а также положительная Eu-аномалия. На мультиэлементной диаграмме (с нормированием по прimitивной мантии) (рис. 4б) наблюдаются минимумы по Rb, Nb, Sr, Zr, Ti и максимум по Pb и U. В целом по содержанию редкоземельных и редких элементов породы близки к составам пермотриасовых нормальношелочных базальтов из фундамента Западной Сибири, по данным [Медведев и др., 2003; и др.], а также к триасовым базальтам Северо-Сосьвинского грабена [Батурина и др., 2005; Иванов и др., 2016].

Таблица 4. Микроэлементный состав (г/т) представительной выборки верхнепермско-раннетриасовых базальтов Юганского-Колтогорской зоны

Table 4. Element composition (ppm) of a representative sample of the Upper Permian–Early Triassic basalts of the Yugansk-Koltogorky zone

Элемент	Скв. Гуслинская-430	Скв. Западно-Чистинская-501				Скв. Ново-Ютымская-46	Скв. Травяная Р-90	Скв. Южно-Махнинская Р-4	Скв. Владиленское П-1
	3399 м	3424 м	3428 м	3430 м	3500 м	3011 м	2715 м	2639 м	3118 м
Li	7.991	3.683	7.204	7.699	5.210	5.301	3.415	7.326	4.782
Be	1.114	0.711	0.493	0.404	0.371	1.188	0.747	0.080	0.406
Sc	36.06	19.66	28.68	28.46	31.45	33.66	26.96	42.12	26.16
Ti	7964	5574	5048	5284	4361	18030	4782	6701	3968
V	219.5	127.2	152.0	142.1	160.6	270.8	175.9	360.3	151.8
Cr	163.4	6.988	198.4	192.4	132.3	27.40	6.852	53.40	124.4
Mn	286.0	880.4	1102	184.2	811.7	1676	1780	1130	712.1
Co	32.95	31.00	24.84	41.04	27.88	32.54	25.51	42.75	37.93
Ni	43.21	25.33	35.34	47.72	29.62	20.01	27.25	49.50	97.76
Cu	17.20	23.17	14.08	19.04	14.36	84.68	19.65	17.33	30.54
Zn	74.90	101.9	51.36	56.30	57.84	92.60	121.4	33.99	75.32
Ga	18.86	13.25	11.51	13.24	12.34	20.51	9.282	13.27	11.91
Ge	1.178	0.806	0.864	1.145	0.918	1.723	1.131	1.384	0.824
Rb	15.55	1.569	2.507	4.286	2.743	9.158	3.914	1.849	1.083
Sr	166.5	139.8	178.2	103.4	156.6	320.3	246.2	116.5	467.7
Y	41.47	21.69	18.56	18.55	20.25	34.27	22.85	6.440	17.71
Zr	187.8	130.6	90.01	119.9	95.67	232.2	100.9	3.680	97.34
Nb	13.49	14.00	11.33	8.335	4.691	36.32	8.775	0.489	7.094
Mo	1.969	1.008	4.552	0.749	0.510	1.501	0.741	0.017	0.751
Ag	0.337	0.357	0.267	0.225	0.150	0.846	0.253	0.016	0.188
Cd	0.006	0.054	0.022	0.021	0.030	0.092	0.111	0.019	0.072
Sn	1.711	1.141	22.21	1.134	1.063	2.312	0.920	0.268	0.666
Sb	0.237	0.069	2.775	0.089	0.194	0.234	0.077	0.229	0.077
Te	0.007	0.000	0.008	0.002	0.010	0.007	0.011	0.008	0.012
Cs	0.898	0.079	0.246	0.234	0.588	0.169	0.112	0.434	0.398
Ba	205.1	83.84	186.0	191.4	180.9	203.7	119.4	54.69	251.3
La	27.13	16.29	15.56	15.37	9.837	25.34	16.76	0.271	18.58
Ce	64.55	38.88	36.57	36.68	23.98	58.78	36.22	0.742	41.25
Pr	8.681	5.077	4.802	4.810	3.252	7.720	4.550	0.143	5.192
Nd	37.87	21.41	20.27	20.23	14.36	34.09	19.04	0.968	21.22
Sm	8.268	4.529	4.417	4.345	3.541	8.246	4.072	0.503	4.246
Eu	2.243	1.146	1.127	1.125	0.988	2.595	1.090	0.367	1.250
Gd	8.097	4.665	4.225	4.211	3.967	8.851	4.209	0.910	4.100
Tb	1.215	0.714	0.626	0.656	0.656	1.310	0.660	0.166	0.622
Dy	7.694	4.455	3.935	4.081	4.419	7.865	4.365	1.286	3.916
Ho	1.656	0.953	0.825	0.866	0.973	1.517	0.972	0.295	0.844
Er	4.987	2.886	2.396	2.573	3.022	4.288	3.125	0.885	2.515
Tm	0.714	0.419	0.348	0.371	0.444	0.574	0.498	0.128	0.360
Yb	4.577	2.754	2.276	2.377	3.041	3.499	3.561	0.918	2.395
Lu	0.718	0.423	0.346	0.377	0.471	0.530	0.586	0.154	0.383
Hf	5.878	4.045	3.022	3.750	3.237	7.453	2.805	0.230	2.850
Ta	1.458	5.920	7.485	1.120	0.504	5.401	1.503	0.908	0.531
W	3.299	0.833	1.678	0.563	0.398	0.593	0.520	0.052	0.524
Tl	0.112	0.063	0.363	0.160	0.017	0.041	0.047	0.005	0.023
Pb	7.001	8.587	2.849	3.973	2.375	1.983	6.518	0.329	3.836
Bi	0.033	0.019	0.035	0.004	0.008	0.005	0.010	0.000	0.002
Th	5.571	3.385	2.285	2.693	2.156	3.538	2.605	0.000	1.672
U	3.129	1.220	1.224	1.537	0.789	0.869	2.443	0.004	1.085

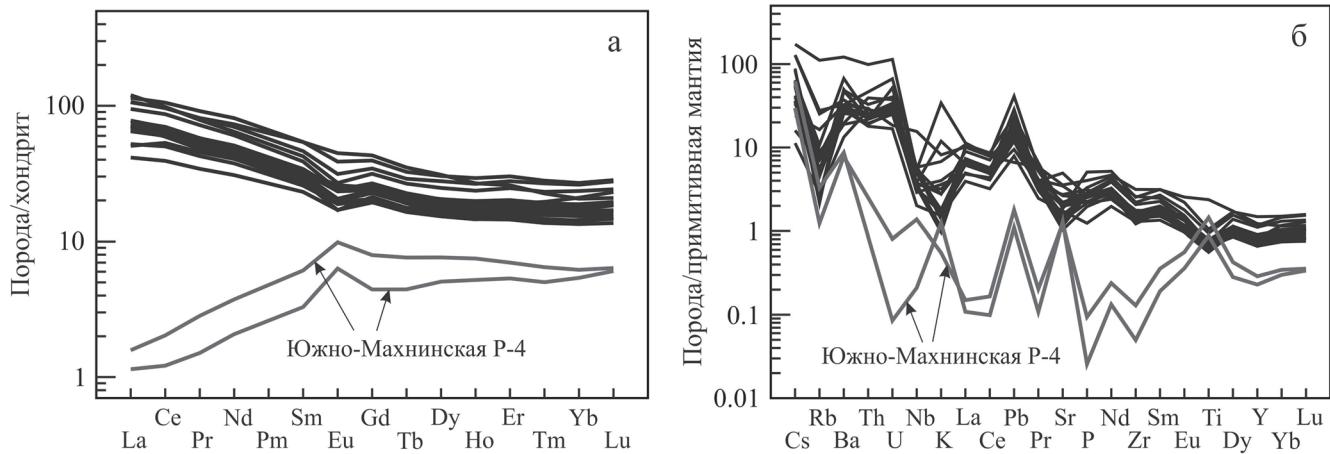


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных (а) и некогерентных (б) элементов в вулканитах перми–нижнего триаса Югано-Колтогорской зоны, нормированные соответственно по CI-хондриту и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 4. REE spider diagram (a) and incoherent spider diagram (b) in Permian-Lower Triassic flood basalts of the Yugansko-Koltogorsky zone, normalized by the CI chondrite and the primitive mantle respectively, by [Sun, McDonough, 1989].

На дискриминационной диаграмме AFM [Kuno, 1968] точки составов изученных базальтов попадают в поле составов толеитов вблизи границы с полем известково-щелочных базальтов (рис. 5а). На диаграммах MnO–TiO₂–P₂O₅ [Mullen, 1983] и Th–Zr/117–Nb/16, Th–Hf/3–Nb/16 [Wood, 1980] фигурации точки группируются в областях составов островодужных базальтов (см. рис. 5б, д, е). На диаграммах Zr/4–Nb*2–Y [Meschede, 1986] большая часть точек попадает в поля островодужных и внутритплитных базальтов нормальной щелочности (см. рис. 5в). На диаграмме La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989] изученные вулканиты преимущественно попадают в поля известково-щелочных и континентальных базальтов (см. рис. 5г). На большинстве рассмотренных диаграмм полученные анализы попадают в поля составов пермотриасовых базальтов Западной Сибири, по данным [Медведев и др., 2003; и др.]. При этом на диаграмме Zr/4–Nb*2–Y [Meschede, 1986] (рис. 5в) точки анализов ложатся ближе к полям континентальных щелочных базальтов, а на диаграмме La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989] (рис. 5г) проанализированные вулканиты отличаются несколько пониженным содержанием Y по сравнению с составами пермотриасовых базальтов Западной Сибири [Медведев и др., 2003].

Изотопные отношения Pb в образце пермско-ранннетриасового базальта из скв. Западно-Чистинная-501, глубина 3500 м, и начальные изотопные отношения, рассчитанные для возраста 250 млн лет, приведены в табл. 5. На рис. 6 отчетливо видно, что фигурационная точка состава данной пробы отклоняется от поля составов трапповых базальтов Сибирской платформы.

На дисперсионной диаграмме АФМ [Wooden et al., 1993] базальты из скважин Гуслинская Р-430 и Тауровская Р-503 попадают в поле составов базальтов Сибирской платформы, по данным [Wooden et al., 1993], в сторону резервуара HIMU, характеризующегося повышенным отношением ²³⁸U/Pb²⁰⁴. Это может быть связано с влиянием контаминированного корового материала [Берзин и др., 2016, 2017].

Для базальта из скв. Западно-Чистинная-502, глубина 3356–3363 м, был получен K-Ar возраст 295 ± 15 млн лет (K – 0.58 мас. %, Ar – 12.90 нг/г). Базальты из скв. Гуслинская Р-430 с глубины 3439 м были охарактеризованы Ar-Ar возрастом в 268.4 ± 7.5 млн лет (рис. 7а, в), а для базальтов из скв. Тауровская Р-503 с глубины 3150 м Ar-Ar возраст составил 268.1 ± 7.5 млн лет (рис. 7б, г), что соответствует средней перми (Guadalupian). Обращает на себя внимание полное совпадение результатов возрастных определений, полученных по этим двум скважинам. Все это указывает на то, что вулканизм в осевых рифтовых зонах фундамента Западно-Сибирского бассейна начался раньше, чем это обычно считалось [Reichow et al., 2009; и др.], и значительно раньше излияний трапповых базальтов Сибирской платформы.

Риолиты и базальты нижнего–низов среднего триаса в доюрском основании Юганского-Колтогорской зоны слагают отдельные субизометрические в плане тела, аномальные поля над которыми практически не изменяются, что, по-видимому, свидетельствует об их малой мощности. Породы вскрыты скважинами Корсевая-35 (2792–2900 м) и Мелимовская-25 (2785–2829 м), где представлены в различной степени “выветрелыми” порфировыми риолитами с вкрапленниками плагиоклаза.

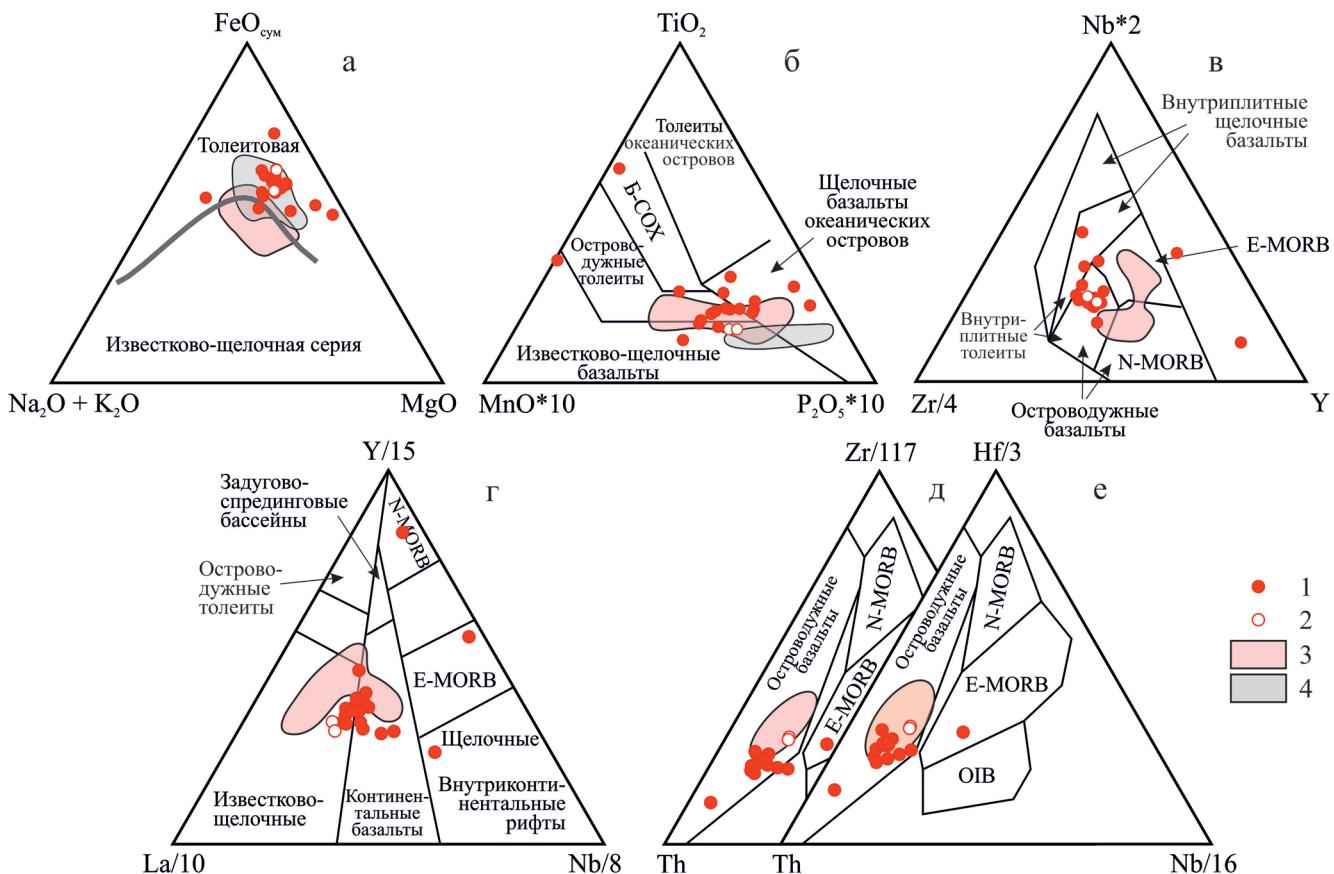


Рис. 5. Положение точек составов вулканитов перми–нижнего триаса Югано–Колтогорской зоны из скв. Гуслинская-430, Западно-Чистинная-501, Ново-Ютымская-46, Травяная Р-90, Южно-Махнинская Р-4 (1) и базальтов среднего триаса из скв. Владиленское П-1 (2) на дискриминационных диаграммах. Поля составов: 3 – нормальнощелочные пермотриасовые базальты Западно-Сибирского бассейна по данным [Медведев и др., 2003], 4 – нормальнощелочные пермотриасовые базальты бассейна р. Северная Сосьва в западной части Западно-Сибирской плиты.

а – AFM [Kuno, 1968], б – MnO–TiO₂–P₂O₅ [Mullen, 1983], в – Zr/4–Nb*2–Y [Meschede, 1986], г – La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989], д – Th–Zr/117–Nb/16 [Wood, 1980], е – Th–Hf/3–Nb/16 [Wood, 1980].

Fig. 5. Diagrams by the Permian–Lower Triassic flood basalts of the South-Koltogor zone from boreholes Guslinskaya-430, Zapadno-Chistinnaya-501, Novo-Yutymskaya-46, Travyanaya R-90, Yuzhno-Makhninskaya R-4 (1) and Middle Triassic flood basalts from borehole Vladilenskoye P-1 (2). 3 – Normally alkaline Permian–Triassic flood basalts of the West Siberian basin by [Medvedev et al., 2003], 4 – Normally alkaline Permian–Triassic flood basalts from Severnaya Sosva in the western part of the West Siberian plate.

а – AFM [Kuno, 1968], б – MnO–TiO₂–P₂O₅ [Mullen, 1983], в – Zr/4–Nb*2–Y [Meschede, 1986], г – La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989], д – Th–Zr/117–Nb/16 [Wood, 1980], е – Th–Hf/3–Nb/16 [Wood, 1980].

Средний триас. Базальты и песчаники. Толща представлена в основном на севере Юганской зоны и вдоль восточной границы Колтогорской зоны. Базальты среднего триаса вскрыты скважинами Владиленская-1 (3112–3120 м) и Котыгъеганская-28 (3010–3149 м). Скважиной Владиленская-1 вскрыты миндалекаменные порфировые андезибазальты и андезиты. В керне скв. Котыгъеганская-28 наблюдаются в различной степени измененные базальты и андезибазальты.

Верхний триас. Песчаник верхнего триаса образуют наложенные мульды максимальной мощностью до 400–500 м.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Ультрабазиты серпентинизированные встречаются достаточно часто в виде линзовидных в плане тел вдоль крупных тектонических разломов в фундаменте Юганско-Колтогорской зоны Западно-

Таблица 5. Изотопные отношения свинца в пермотриасовых базальтах скв. Западно-Чистинная-501, глубина 3500 м [Берзин и др., 2016]

Table 5. Lead isotopic ratios in Upper Permian – Early Triassic flood basalts of the borehole Zapadno-Chistinnaya-501, with depths of 3500 m [Berzin et al., 2016]

Измеренные	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.555
	SE	0.005
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6567
	SE	0.0007
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.499
	SE	0.002
Начальные (250 млн лет)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.607
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6082
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.6881

Сибирского мегабассейна. Тела ультрабазитов характеризуются ярко выраженными компактными, часто удлиненными, магнитными аномалиями с амплитудой поля в эпицентрах порядка 400–1000 нТл и более. Аномальное гравитационное поле над этими образованиями может быть отрицательным, знакопеременным или положительным, иметь спокойный либо градиентный характер. Ультраосновные породы вскрыты глубокими скважинами Аленкинское-103 в интервале 2745–2800 м и Лыхская Р-70 (см. рис. 2в) в интервале 2650–2712 м.

В керне скв. Аленкинское-103 наблюдаются практически полностью серпентинизированные (более чем на 90%) и катализированные ультрабазиты. Порода разбита густой сетью трещин, частично фрагментирована, замещена петельчатым и пластиначатым агрегатом серпентина – антигорита и лизардита. В секущих микропрожилках развиваются карбонат и хлорит.

Ультрабазиты, вскрытые скважиной Лыхская Р-70, представлены серпентинизированными и в разной степени карбонатизированными гарцбургитами. В исходном гарцбургите минеральный состав предположительно был следующий, %: оливин – 60–80, ортопироксен – 20–40, хромшпинель – менее 1. Структура среднезернистая, гипидиоморфно-зернистая.

Ортопироксен, ксеноморфный оливину, нацело замещен баститом, совместно с которым по ортопироксену развивается местами тальк с ориентированными микровключениями магнетита. Зерна оливина полностью замещены петельчатым серпентином и лизардитом с просечками магнетита. Отмечаются редкие маломощные прожилки микрочешуйчатого антигорита, секущего лизардит и бастит. Хромовая шпинель ксеноморфна ортопироксену и оливину (см. рис. 2в), темно-коричневого цвета, местами с магнетитовыми кай-

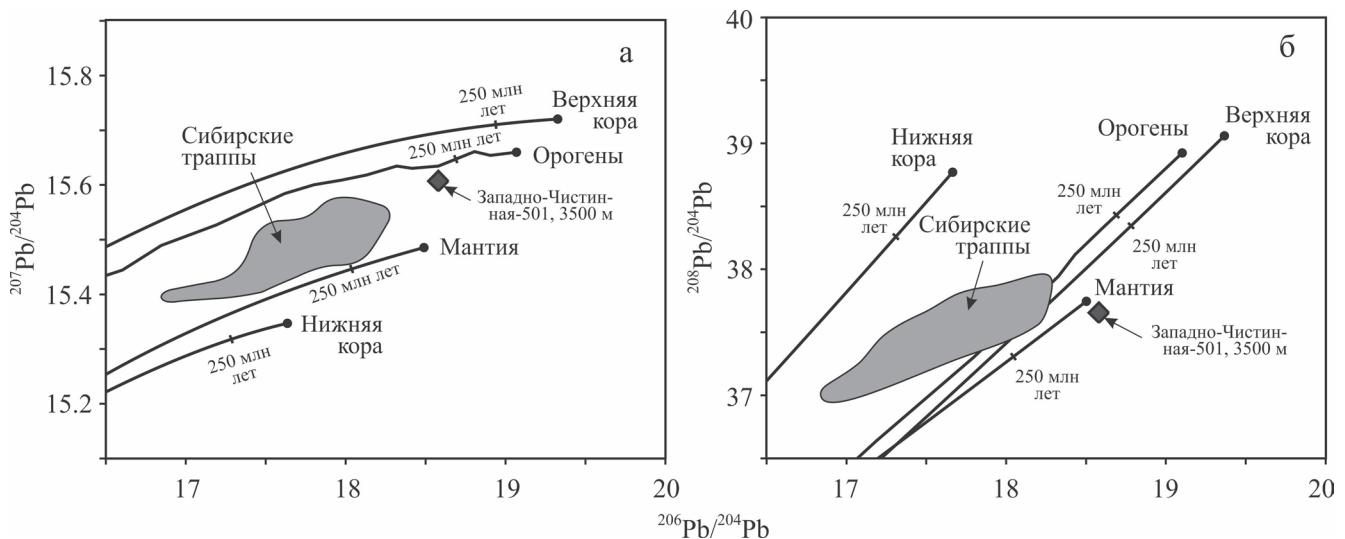


Рис. 6. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для пермотриасовых базальтов из фундамента Западно-Сибирского бассейна из скв. Западно-Чистинная-501, глубина 3500 м [Берзин и др., 2016].

Линии временной эволюции верхней коры, орогенов, нижней коры и мантии по [Zartman, Haines, 1988], серое поле – траповые базальты Сибири по [Wooden et al., 1993]. Начальные отношения изотопов Pb рассчитаны исходя из возраста 250 млн лет.

Fig. 6. Diagrams $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) for Permian–Lower Triassic flood basalts from the basement of the Western Siberian plate, borehole Zapadno-Chistinnaya-501, with depths of 3500 m [Berzin et al., 2016].

Lines temporal evolution of the Upper Crust, Orogenes, Lower Crust and Mantle by [Zartman, Haines, 1988], Gray field – trap basalts of the Siberian platform by [Wooden et al., 1993]. The initial Pb isotopes ratios by the age 250 Ma.

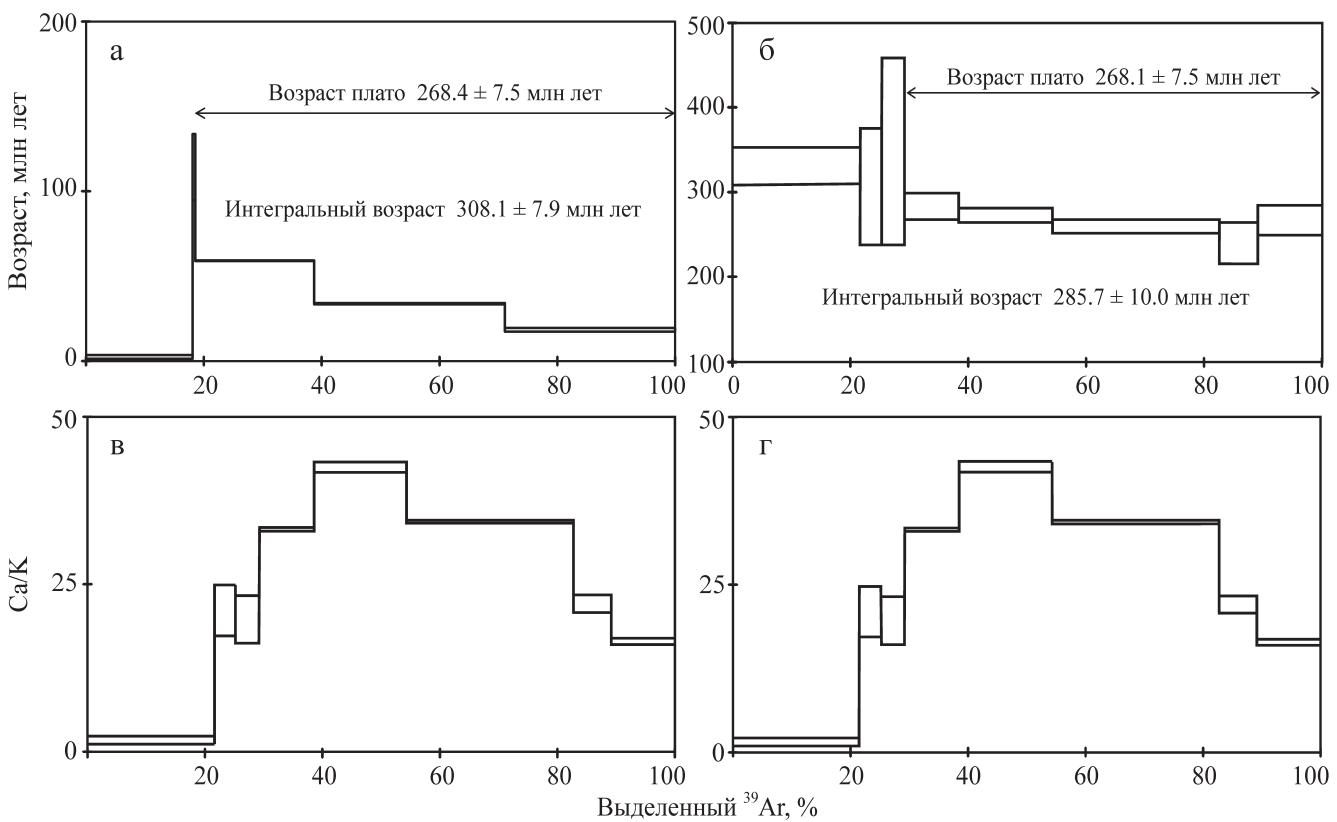


Рис. 7. Ar-Ar возраст пермско-раннетриасовых базальтов из скв. Гуслинская Р-430 с глубины 3439 м (а, в) и из скв. Тауровская Р-503 с глубины 3150 м (б, г).

Fig. 7. Ar-Ar age of Permian–Lower Triassic flood basalts from the borehole Guslinskaya R-430, with depths of 3439 m (a, v) and from the borehole Taurovskaya R-503, with depths of 3150 m (б, г).

мами обрастиания. Форма зерен неправильная, размер 0.3–0.7 мм.

Состав минералов был изучен в скв. Аленкинское-103 с глубины 2755 м (апогарцбургитовый серпентинит) и 2758 м (аподунитовый серпентинит) (табл. 6). В первом образце хромовая шпинель попадает на границу полей составов шпинели и хромита, $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.45\text{--}0.50$ и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.40\text{--}0.45$. Состав минерала соответствует акцессорным хромовым шпинелям из гарцбургитов офиолитовых комплексов. В образце аподунитового серпентинита хромовая шпинель по составу отвечает хромиту: $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.78\text{--}0.79$ и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.57\text{--}0.59$. Состав хромовой шпинели близок акцессорным хромовым шпинелям дунитов [Берзин, Иванов, 2017].

Габбро, габбро-долериты слагают в доюрском основании Юганско-Колтогорской зоны субизометричные и удлиненные в плане тела, приуроченные в большинстве случаев к осевым частям пермотриасовых грабенов, а также местами ассоциирующие с телами серпентинизированных ультрабазитов (предположительно представляют собой фрагменты офиолитовой ассоциации – аналога коры

Таблица 6. Состав хромовой шпинели из серпентинитов из скв. Аленкинское-103, мас. %

Table 6. Chemical composition of the chromite from serpentinite of the borehole Alenkinskoe-103, wt %

Компонент	2755 м			2758 м		
	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8
TiO_2	0.03	0.01	0.01	0.03	0	0.04
Al_2O_3	27.62	28.12	30.93	10.7	10.75	10.78
Cr_2O_3	40.81	40.3	38.51	57.8	58.02	58.01
V_2O_3	0.23	0.26	0.24	0.32	0.37	0.36
FeO	18.34	18.12	16.55	21.1	20.86	21.87
MnO	0.12	0.23	0.13	0.18	0.17	0.24
MgO	12.03	12.53	13.17	8.33	8.41	8.22
NiO	0	0.32	0.20	0.06	0	0.13
Сумма	99.18	99.91	99.75	98.6	98.62	99.69
Формульные коэффициенты (в пересчете на 3 катиона)						
Al	0.99	1.00	1.08	0.43	0.43	0.42
Cr	0.98	0.96	0.91	1.54	1.55	1.53
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.47	0.46	0.41	0.59	0.59	0.61
Mn	0	0.01	0	0.01	0	0.01
Mg	0.55	0.56	0.58	0.42	0.42	0.41
Ni	0	0.01	0	0	0	0

Таблица 7. Состав минералов из гранодиорита скв. Северо-Пионерская-1, мас. %

Table 7. Chemical composition of minerals from the granodiorite of borehole Severo-Pionerskaya-1, wt %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Глубина 3268 м										
Плагиоклаз	67.41	0	20.26	0.52	0	0.03	11.43	0.09	99.75	
	67.01	0	20.46	0.78	0.05	0.04	0.12	11.34	0.15	99.95
КПШ	64.82	0	18.41	0.18	0.04	0	0	1.09	14.81	99.4
	26.59	0	18.40	34.06	0.52	5.36	0.10	0.06	0.47	85.59
Хлорит	26.21	0	18.82	33.70	0.47	5.64	0.13	0.03	0.40	85.41
	0.78	0.11	0.04	91.02	0	0	0	0	0	91.98
Магнетит	0.85	23.18	0.06	67.98	0.04	0.07	0.03	0.04	0	92.28
Титаномагнетит	0.22	97.82	0.14	0.82	0	0	0.02	0	0	99.07
Глубина 3271 м										
Плагиоклаз	66.85	0	20.07	0.58	0	0	11.64	0.13	99.34	
	67.56	0	20.04	0.35	0	0	0.10	11.52	0.31	99.92
КПШ	65.34	0	18.01	0.14	0	0	0	0.72	15.28	99.49
	26.46	0	16.07	34.94	0.75	8.27	0.15	0.03	0.03	86.75
Хлорит	25.99	0	16.68	33.99	0.79	7.83	0.13	0.08	0.04	85.58
	0	97.63	0.12	0.67	0	0	0.65	0	0	99.12
Рутил	0.36	22.59	0.50	68.55	0.67	0.05	0.03	0.06	0	92.89
Гематит	1.57	0.32	0	88.58	0.06	0	0	0.04	0	90.61

океанического типа). Скважиной Северо-Моисеевская-30Р в интервале 2875–2895.8 м вскрыты габбро-долериты с тонкозернистой редкопорфировой структурой.

Кварцевые диориты и диориты в фундаменте Юганского-Колтогорской зоны встречаются в виде отдельных массивов размером до 20–30 км в юго-восточной и юго-западной частях описываемой территории. Тела кварцевых диоритов и диоритов граничат с телами гранодиоритов и гранитов, девонскими и каменноугольными осадочными породами, а также пермо-триасовыми вулканитами.

Гранодиориты представлены небольшими по площади массивами, аномальные поля над которыми можно считать практически постоянными (-8 мГал и 50 нТл в Юганской зоне). Породы данного комплекса вскрыты глубокой скважиной Северо-Пионерская-1 в интервале глубин 3228–3271 м. В керне скважины установлены гранодиориты, в призабойной части скважины вскрыты аплиты. Изученные гранодиориты состоят большей частью из плагиоклаза (практически чистого альбита), часто с пертитами калишпата и мирамекитами кварца и содержат около 7–8% биотита. Среди акцессорных минералов встречены алланит с эпидотовыми каймами, а также эпидот, образующий слабо буроватые неправильные зерна с фестончатыми каймами, зерна циркона и апатита. Состав пордообразующих и акцессорных минералов из гранодиоритов скв. Северо-Пионерская-1 приведен в табл. 7. Зерна акцессорного апатита по составу соответствуют фторапатиту (табл. 8). Аплиты имеют тонкозернистую слабо неравномернозернистую аплитовидную структуру и состоят из плагиоклаза, кварца, калишпата, а также

Таблица 8. Состав апатита из гранодиорита скважины Северо-Пионерская-1, мас. %

Table 8. Chemical composition of apatite from the granodiorite of hole Severo-Pionerskaya-1, wt %

SiO ₂	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F	Сумма
Глубина 3268 м							
0.37	0.36	0.12	55.26	0.10	42.37	3.33	101.91
0.53	0.93	0.13	54.50	0.11	42.41	3.31	101.92
Глубина 3271 м							
0.37	0.26	0.11	54.72	0.09	42.18	3.66	101.39
0.42	0.27	0.11	55.25	0.08	41.94	3.58	101.65

содержат 1–2% биотита, замещаемого вторичными минералами.

Граниты в фундаменте Юганского-Колтогорской зоны слагают достаточно многочисленные субизометрические и слабо удлиненные в плане массивы размером до 50 км, локализованные в окружении преимущественно палеозойских вулканогенных и осадочных пород, а также метаморфических образований. Граниты вскрыты скважинами Уренская-41, Уренская-10 и др. Аномальное гравитационное поле над гранитами образует отрицательные субизометрические аномалии с минимумом поля в центре интрузива. Граниты из скв. Уренская-10 характеризуются умеренным содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.36\%$), повышенной железистостью ($f = 0.80$) и относятся к высококалиевой ($\text{K}_2\text{O} = 4\%$) серии. Исследованные граниты характеризуются пологим спектром распределения РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами и отрицательной Eu-аномалией. Сумма РЗЭ составляет 74 г/т. При нормировании по примитивной мантии в породах наблюдаются минимумы по Ba , Nb , Sr , P ,

Таблица 9. U-Pb возраст цирконов из гранита скв. Уренская-10 с глубины 2538 м**Table 9.** Zircon U-Pb age from the granite of borehole Urnenskaya-10, with depths of 2538 m

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^{*}$, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст ⁽¹⁾	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^{*(1)}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^{*}/^{206}\text{Pb}^{*(1)}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^{*}/^{235}\text{U}^{(1)}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^{*}/^{238}\text{U}^{(1)}$	$\pm\%$	Погр. корр.
6.1 ⁽²⁾	—	1563	751	0.50	33.9	160.5 \pm 2.1	39.67	1.3	0.0588	1.6	0.2043	2.1	0.02521	1.3	0.636
1.2 ⁽²⁾	0.25	852	317	0.38	26.1	225.2 \pm 3.6	28.12	1.6	0.0543	2.5	0.2662	2.9	0.03556	1.6	0.551
7.1 ⁽²⁾	0.36	1436	1142	0.82	51.9	264.6 \pm 3.4	23.87	1.3	0.0547	2.3	0.3159	2.7	0.04189	1.3	0.489
3.1	0.10	916	581	0.66	34.8	278.5 \pm 4.3	22.65	1.6	0.0515	2.2	0.3135	2.7	0.04415	1.6	0.582
6.2	0.29	812	428	0.55	31.0	279.8 \pm 3.7	22.54	1.3	0.0520	2.7	0.3178	3.0	0.04437	1.3	0.444
4.1	0.17	398	158	0.41	15.2	280.4 \pm 4.8	22.49	1.7	0.0532	3.1	0.3260	3.6	0.04446	1.7	0.486
2.1	0.19	770	418	0.56	30.5	289.5 \pm 4.5	21.77	1.6	0.0519	2.4	0.3286	2.8	0.04593	1.6	0.563
5.2	0.37	499	167	0.35	20.0	293.1 \pm 4.9	21.50	1.7	0.0517	3.7	0.3310	4.1	0.04651	1.7	0.416
1.2	0.15	830	166	0.21	33.3	293.7 \pm 4.6	21.45	1.6	0.0518	2.1	0.3330	2.6	0.04662	1.6	0.607
1.1	0.51	521	70	0.14	21.2	297.3 \pm 4.9	21.18	1.7	0.0504	4.0	0.3280	4.4	0.04721	1.7	0.382
5.1	0.30	496	91	0.19	20.5	302.8 \pm 5.0	20.79	1.7	0.0528	3.2	0.3500	3.6	0.04809	1.7	0.466
4.3	0.08	618	151	0.25	25.6	303.3 \pm 4.9	20.76	1.7	0.0516	2.4	0.3425	2.9	0.04817	1.7	0.576

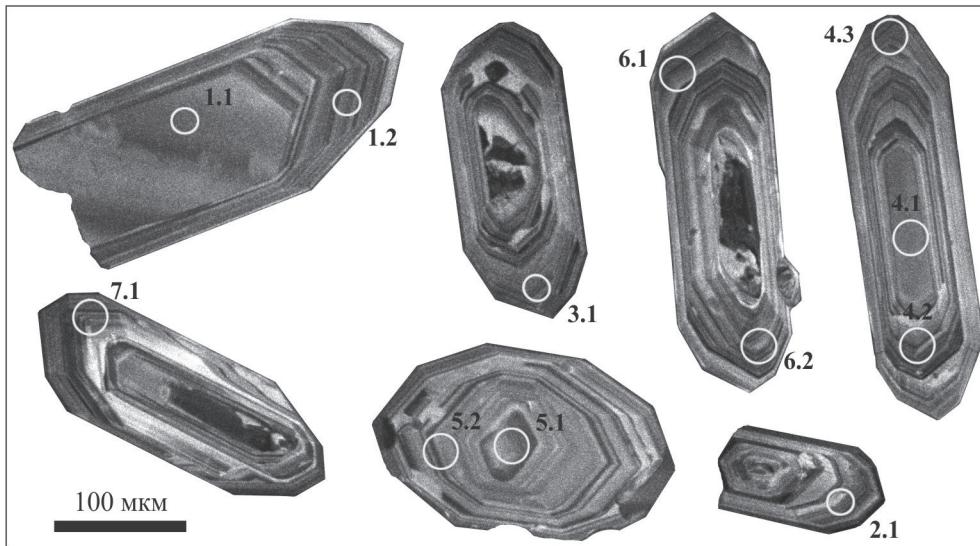
Примечание. Погрешность 1σ ; Pb_c and Pb* показывают содержания общего и радиогенного свинца соответственно. Погрешность стандартной калибровки 0.58% (не включена в вышеуказанную погрешность). ⁽¹⁾Общее содержание Pb скорректировано, с использованием измерения ^{204}Pb . ⁽²⁾Дискордантные значения.

Note. 1σ error; Pb_c and Pb* show the contents of total and radiogenic lead, respectively. The standard calibration error is 0.58% (not included in the above error). ⁽¹⁾The total Pb content is corrected using the ^{204}Pb measurements. ⁽²⁾Are discordant values.

Ti и максимумы по Pb. По соотношению петрогенных компонентов граниты относятся к щелочно-кальциевым [Frost et al., 2001]. По соотношениям ряда некогерентных элементов породы попадают в поле гранитов вулканических дуг и синеклизационных гранитов [Pearce et al., 1984].

Изотопный возраст гранитов был определен U-Pb (SHRIMP-II) методом по аксессорным цирконам из керна скв. Уренская-10 с глубины 2538 м (табл. 9). Изучены 7 зерен циркона призматического облика и дипирамидально-призматического

габитуса (рис. 8). Зерна цирконов имеют тонкое ритмично-зональное, реже секториально-зональное строение. В строении некоторых из них отчетливо выделяются более ранние ядра, однако их изотопно-геохронологическое изучение не производилось. По 9 точкам анализов в 7 зернах цирконов был получен конкордантный возраст 289.4 ± 4.8 млн лет с достаточно высокой вероятностью 0.62 и низким СКВО 0.25 (рис. 9). Полученный возраст по Международной шкале 2016 г. соответствует ранней перми (сакмарский ярус). Три точки анализов

**Рис. 8.** Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из гранита скважины Уренская-10 с глубины 2538 м.**Fig. 8.** Zircon grains CL-image from the granite sample of the borehole Urnenskaya-10, depths of 2538 m.

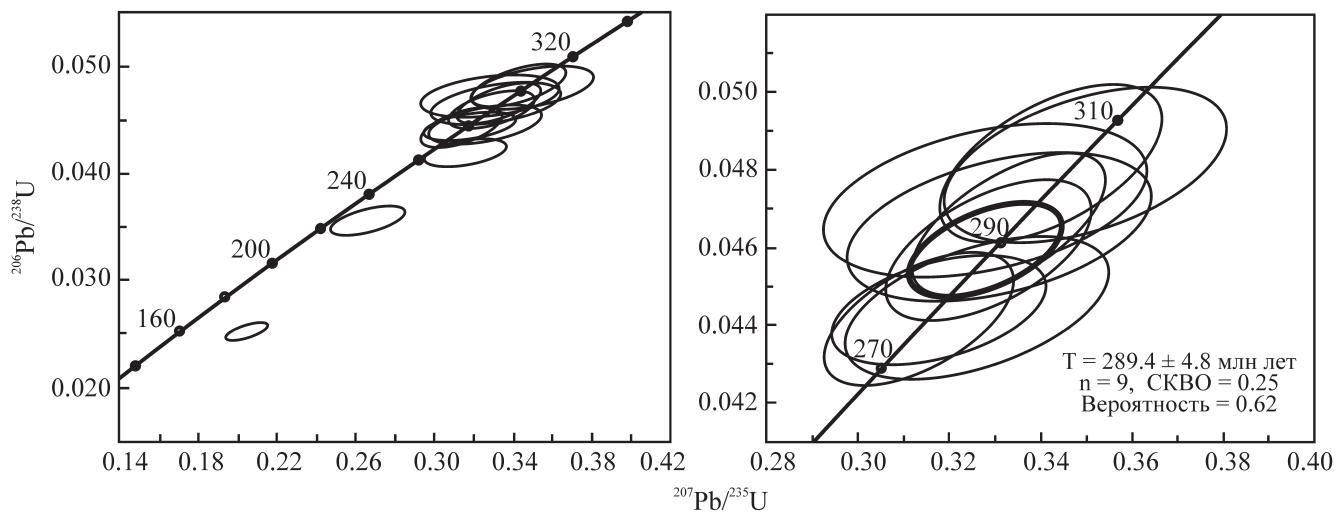


Рис. 9. U-Pb возраст цирконов из гранита скважины Уренская-10 с глубины 2538 м.

Fig. 9. U-Pb zircon age of the granite sample from the borehole Urnenskaya-10, with depths of 2538 m.

(1.2, 6.1, 7.1) показали дискордантные значения возрастов. Две из них локализованы в высокоурановых зонах с содержаниями U 1436 и 1563 г/т. Со-вокупность анализов, включающих дискордантные значения, образует изохрону, пересекающую конкордию в точке с возрастом 289 ± 16 млн лет, перекрывающимся в пределах погрешности с конкордантным возрастом 289.4 ± 4.8 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных нами работ сводятся к следующему.

1. Произведено доизучение петрографии, петрохимии, геохронологии и биостратиграфии пород комплексов доюрского основания Юганского-Колтогорской зоны по керну более 40 скважин, вскрывших эти комплексы. На основе этих и обобщения ранее полученных данных построена геологическая карта доюрского основания Юганского-Колтогорской зоны масштаба 1 : 500 000.

2. В основании стратифицированных образований региона залегают *метаморфические породы*, обычно считавшиеся докембрийскими. *Средний палеозой нерасчлененный* представлен терригенно-карбонатной толщей с подчиненными прослоями эфузивов основного состава. *Средний–верхний девон* состоит из известняков, доломитов с подчиненными пачками песчаников и глинистых сланцев. *Вулканогенный верхний девон* сложен преимущественно андезитами, базальтами и их туфами, которые широко распространены особенно в западной части Юганской зоны. Осадочные отложения *верхнего девона–нижнего карбона* представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами широко разви-

тыми в западной и средней части Юганской зоны и в бортах Колтогорского рифта, особенно западном.

3. Серпентинизированные ультрабазиты встречаются достаточно часто в виде линзовидных в плане тел вдоль крупных тектонических разломов в фундаменте Юганского-Колтогорской зоны Западно-Сибирского мегабассейна. Габбро и габбродолериты слагают тела, приуроченные в большинстве случаев к осевой части пермо-триасовых грабенов, а местами ассоциирующиеся с телами серпентинизированных ультрамафитов. Кварцевые диориты и диориты слагают редкие тела размером до 20–30 км в южной части территории. Гранодиориты представлены небольшими массивами и состоят большей частью из кислого плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита. Граниты слагают достаточно многочисленные массивы. Они характеризуются умеренным содержанием щелочей, повышенной железистостью ($f = 0.80$) и относятся к высококалиево-серий. U-Pb (SHRIMP II) метод по цирконам из гранита скв. Уренская-10 с глубины 2538 м дал конкордантный возраст 289.4 ± 4.8 млн лет, что соответствует сакмарскому ярусу ранней перми.

4. *Пермо-триасовые вулканиты* закартированы примерно на половине площади доюрского фундамента Юганского-Колтогорской зоны. Они выполняют крупные рифтовые зоны, пересекающие палеозойский фундамент преимущественно в субмеридиональном направлении и разделяющие палеозойские комплексы пород на отдельные тектонические блоки. Вулканиты относятся преимущественно к толеитовым базальтам нормальной щелочности низкокалиево-и умереннокалиево-серий. Риолиты и базальты нижнего и низов среднего триаса слагают отдельные субизометричные в

плане некрупные тела. Базальты и песчаники среднего триаса развиты в основном на севере Юганской зоны и вдоль восточной границы Колтогорской зоны. Песчаники верхнего триаса образуют наложенные мульды максимальной мощностью до 400–500 м.

Для пробы базальта из скв. Гуслинская Р-430 был получен Ar-Ag возраст 268.4 ± 7.5 млн лет, что соответствует средней перми. Все это указывает на то, что вулканизм в осевых рифтовых зонах фундамента Западно-Сибирского бассейна начался раньше, чем это считалось до этого, и значительно раньше траповых базальтов Сибирской платформы.

За помощь, поддержку и обсуждение результатов авторы весьма признательны В.А. Волкову, А.В. Тугоревой и Н.П. Яковлевой из НАЦ РН им. В.И. Шпильмана (Тюмень–Ханты-Мансийск) и коллегам из ИГГ УрО РАН Ю.В. Ерохину, А.З. Бикбаеву, М.П. Снигиревой и Т.И. Степановой. Мы благодарим также специалистов Н.В. Радионова из ЦИИ ВСЕГЕИ, А.В. Травина из Института геологии и минералогии СО РАН и аналитиков лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН В.В. Хиллер, Д.В. Киселеву, Н.В. Чередниченко, Н.П. Горбунову.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2008) О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 114 с.
- Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В. (2005) Каменноугольные и пермотриасовые вулканиты в зоне сочленения Урала и Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **46**(5), 504–516.
- Берзин С.В., Иванов К.С. (2017) Состав акцессорной хромовой шпинели из пермотриасовых базальтов фундамента Западно-Сибирской платформы. *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 199–203.
- Берзин С.В., Иванов К.С., Зайцева М.В. (2016) Геохимия изотопов Pb в пермотриасовых базальтах фундамента Западно-Сибирского мегабассейна. *XXI Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова*. Тез. докл. М.: Акварель, 79–81.
- Берзин С.В., Иванов К.С., Зайцева М.В. (2017) Новые данные о пермотриасовых базальтах из фундамента Западно-Сибирского мегабассейна: минералогия, геохимия, отношения изотопов Pb. *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 93–98.
- Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. (2003) Палеозой и триас Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **44**(1–2), 120–143.
- Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Белова Е.В., Дубатолов В.Н., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович А.Э., Перегоедов Л.Г., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Хромых В.Г. (2001) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 163 с.
- Иванов К.П., Иванов К.С., Федоров Ю.Н. (2007) Геохимия триасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты (на примере туринской серии). *Геодинамика,магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. науч. тр.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 767–790.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. (2009) История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. *Геология и геофизика*, **50**(4), 484–501.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 302 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2005) Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения. *Литосфера*, (3), 117–135.
- Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядрёнкин А.В., Девятов В.П., Смирнов Л.В. (2002) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 327 с.
- Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С., Казаненков В.А., Сараев С.В., Симонов В.А., Фомин А.Н. (2007) Геодинамическая модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. *Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО*. Т. 1. Ханты-Мансийск, 79–90.
- Конторович А.Э., Несторов И.И., Салманов Ф.К. Сурков В.С., Трофимук А.А. (1975) Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 690 с.
- Костров Н.П., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2005) Система 3D интерпретации результатов гравимагнитных наблюдений с целью геологического картирования доюрского комплекса Западной Сибири. *Горные ведомости*, (1), 57–61.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. (2003) Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **44**(1–2), 86–100.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. (2003) Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным). *Геология и геофизика*, **44**(6), 617–620.
- Сурков В.С., Смирнов Л.В. (2003) Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты. *Отеч. геол.*, (1), 10–16.
- Сурков В.С., Трофимук А.А. (1986) Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 149 с.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В. (2004) Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории

- рии XMAO: новые подходы и методы. *Пути реализации нефтегазового потенциала XMAO*. Т. 1. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 79-90.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Cabanis B., Lecolle M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **309**(20), 2023-2029.
- Frost B.R., Barnes C.B., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2033-2048.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671.
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. V. 2. Interscience. N.Y., 623-688.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Geol. Soc. Mem. London*, **30**, 69-74.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Mullen E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 9-20.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.W., Knight R.J., Siem D.F. (1993) Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 3677-3704.
- Zartman R.E., Haines S.M. (1988) The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1327-1339.

REFERENCES

- Anan'eva E.M., Vinnichuk N.N., Ivanov K.S., Kormil'tsev V.V., Fedorov Yu.N. (2008) *O plotnosti porod vostoka Urala i fundamenta Zapadno-Sibirskoi platformy* [On the density of rocks in the east of the Urals and the basement of the West Siberian Platform]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 114 p. (In Russian)
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Baturina T.P., Saraev S.V., Travin A.V. (2005) Carboniferous and Permian-Triassic volcanics in the junction zone of the Urals and Western Siberia. *Geol. Geophys.*, **46**(5), 504-516. (In Russian)
- Berzin S.V., Ivanov K.S. (2017) Composition of accessory chrome spinel from Permian-Triassic basalts of the basement of the West Siberian Platform. *Ezhegodnik-2016*. Proc. IGG UB RAS. No. 164, 199-203. (In Russian)
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Zaitseva M.V. (2016) Geochemistry of Pb isotopes in Permian-Triassic basalts of the basement of the West Siberian megabasin. *XXI Simpozium po geokhimii izotopov imeni akademika A.P. Vinogradova*. Tez. dokl. [XXI Symposium on the Geochemistry of Isotopes named after Academician A.P. Vinogradov Theses of the reports]. Moscow, Aquarel Publ., 79-81. (In Russian)
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Zaitseva M.V. (2017) New data on Permian-Triassic basalts from the basement of the West Siberian megabasin: mineralogy, geochemistry, Pb isotope ratios. *Ezhegodnik-2016*. Proc. IGG UB RAS. No. 164, 93-98. (In Russian)
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Deshchenya N.P. (2003) Paleozoic and Triassic of Western Siberia. *Geol. Geofiz.*, **44**(1-2), 120-143. (In Russian)
- Cabanis B., Lecolle M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **309**(20), 2023-2029.
- Elkin E.A., Krasnov V.I., Bakharev N.K., Belova E.V., Dubatolov V.N., Izokh N.G., Klets A.G., Kontorovich A.E., Peregoedov L.G., Sennikov N.V., Timokhina I.G., Khromykh V.G. (2001) *Stratigrafiya neftegazonosnykh basseinov Sibiri. Paleozoi Zapadnoi Sibiri* [Stratigraphy of oil and gas bearing basins of Siberia. Paleozoic of Western Siberia]. Novosibirsk, SB RAS, "Geo" Publ., 163 p. (In Russian)
- Fedorov Yu.N., Ivanov K.S., Sadykov M.R., Pecherkin M.F., Krinochkin V.G., Zakharov S.G., Krasnobaev A.A., Erokhin Yu.V. (2004) The structure and prospects of the oil and gas potential of the pre-Jurassic complex of the KhMAO territory: new approaches and methods. *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala KhMAO*. T. 1 [Ways of realizing the oil and gas potential of the pre-Jurassic complex of the KhMAO territory]. Novosibirsk, SB RAS, "Geo" Publ., 163 p. (In Russian)

- tial of KhMAO. V. 1]. Khanty-Mansiisk, IzdatNaukServis Publ., 79-90. (In Russian)
- Frost B.R., Barnes C.B., Collins W.J., Arculus R. J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2033-2048.
- Ivanov K.P., Ivanov K.S., Fedorov Yu.N. (2007) Geochemistry of the Triassic volcanics of the West Siberian Plate (based on the example of the Turin series). *Geodinamika, magmatizm, metamorfizm i rudoobrazovanie* [Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 767-790. (In Russian)
- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V. (2009) The history of geological development and the structure of the basement of the western part of the West Siberian oil and gas-bearing megabasin. *Geol. Geofiz.*, **50**(4), 484-501. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V. Ponomarev V.S. (2016) *Geologicheskoe stroenie fundamenta Priural'skoi chasti Zapadno-Sibirskego neftegazonosnogo megabasseina* [The geological structure of the basement of Near-Uralian part of the West Siberian petroleum megabasin]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 302 p. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2005) Geochronological studies of the basement of the West Siberian oil and gas-bearing megabasin; Results of 50 years of study. *Litosfera*, (3), 117-135. (In Russian)
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671.
- Kazakov A.M., Konstantinov A.G., Kurushin N.I. Mogucheva N.K., Sobolev E.S., Fradkina A.F., Yadrenkin A.V., Devyatov V.P., Smirnov L.V. (2002) *Stratigrafiya neftegazonosnykh basseinov Sibiri. Triasovaya sistema* [Stratigraphy of oil-gas basins of Siberia. Triassic]. Novosibirsk, SB of RAS, 322 p. (In Russian)
- Klets A.G., Kontorovich V.A., Ivanov K.S., Kazanenkov V.A., Saraev S.V., Simonov V.A., Fomin A.N. (2007) The geodynamic model of the pre-Jurassic base is the basis for the oil and gas geological zoning of the Upper Precambrian-Lower Triassic structural floor of the West Siberian oil and gas province. *Puti realizatsii neftegazovogo i rudnogo potentsiala KhMAO. T. 1* [Ways of realization of oil gas and ore potential of KhMAO. V. 1]. Khanty-Mansiisk, 79-90. (In Russian)
- Kontorovich A.E., Nesterov I.I., Salmanov F.K., Surkov V.S., Trofimuk A.A. (1975) *Geologiya nefti i gaza Zapadnoi Sibiri* [The Geology of Oil and Gas in Western Siberia]. Moscow, Nedra Publ., 690 p. (In Russian)
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. V. 2. Interscience. N.Y., 623-688.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenites. *Geol. Soc. Mem. London*, **30**, 69-74.
- Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., Kirda N.P. (2003) Geochemistry of Permian-Triassic Vulcanites in Western Siberia. *Geol. Geofiz.*, **44**(1-2), 86-100. (In Russian)
- Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., Reichov M.K., Sanders A.D., White R.V., Kirda N.P. (2003) Absolute age of basalts of the pre-Jurassic base of the West Siberian plate ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data). *Geol. Geofiz.*, **44**(6), 617-620. (In Russian)
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Mullen E.D. (1983) MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 9-20.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Surkov V.S., Smirnov L.V. (2003) The construction and oil and gas content of the basement of the West Siberian plate. *Otech. Geol.*, (1), 10-16. (In Russian)
- Surkov V.S., Trofimuk A.A. (1986) *Megakompleksy i glubinnaya struktura zemnoi kory Zapadno-Sibirskego plity* [Megacomplexes and the deep structure of the earth's crust of the West Siberian plate]. Moscow, Nedra Publ., 149 p. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.W., Knight R.J., Siem D.F. (1993) Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 3677-3704.
- Zartman R.E., Haines S.M. (1988) The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1327-1339.

ПЕТРОГРАФИЯ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2018 г. Л. Я. Кабанова^{1,2}, В. Н. Анфилогов^{1,2}, М. А. Игументцева¹, В. А. Котляров¹

¹Институт минералогии УрО РАН, 456317, Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: kablar@mineralogy.ru

²Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, 456304, Миасс, ул. 8 Июля, 10

Поступила в редакцию 31.08.2017 г., принята к печати 07.10.2017 г.

Объект исследования. В статье приведены данные результатов петрографического изучения гранатсодержащих пород Уфалейского комплекса, залегающего на границе Уфалейского метаморфического гнейсово-амфиболитового блока с Главным Уральским разломом (ГУР). **Методы.** Петрографические исследования проводились с помощью поляризационных микроскопов Axiolab ZS и Olimpus BX 51 с цифровыми приставками. Химический состав гранатов выполнен на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 еВ). Ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка 1–2 мкм. **Результаты.** Исследования позволили выделить два типа пород. Один, в которых гранат образовался по амфиболу (амфиболиты и горнблендиты), и второй, в которых гранат является первичным минералом (метаморфические сланцы). В породах первого типа вместе с гранатом образуются цоизит и хлорит. CaO, MgO, FeO и Al₂O₃ извлекались из амфиболя, в процессе кристаллизации граната, часть этих компонентов пошла на формирование цоизита и хлорита, а освободившийся кремнезем образовал кварц. Зерна граната в этих породах на 64–68% состоят из алмандина. Остальные 32–36% представлены кальциевым миналом, с некоторым преобладанием гроссуляровой составляющей (22%). На долю пиропового минала приходится 10% и всего 5% – на спессартиновый минал. В породах второго типа, представленных биотит-роговообманковыми, биотит-хлорит-кварцевыми и двуслюдянymi сланцами, гранат является первичным минералом, образованным по исходным породам в процессе прогрессивного метаморфизма. Состав граната в этих породах корелирует с составом исходной породы. В зернах граната появляется микрозональность, которая фиксируется увеличением содержания кальциевого минала от центра зерна к периферии. В зернах граната из биотит-роговообманковых сланцев в центре фиксируется повышенное содержание марганцевого минала. **Выводы.** Комплекс гранатсодержащих пород с высоким содержанием гранулированного кварца может представлять интерес как сырье для получения чистых кварцевых концентратов. В работе приведены результаты детального петрографического изучения всех типов пород комплекса и рассмотрены возможные варианты их генезиса.

Ключевые слова: гранатсодержащие породы, амфиболит, горнблендит, сланец, минал

PETROGRAPHY OF GARNET-CONTAINING ROCKS OF THE UFALEI BLOCK, THE SOUTHERN URALS

Larisa Ya. Kabanova^{1,2}, Vsevolod N. Anfilogov^{1,2}, Mariya A. Igumentseva¹, Vasiliy A. Kotlyarov¹

¹Institute of Mineralogy, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Ilmensky Reserve, Miass 456317, Russia,
e-mail: kablar@mineralogy.ru

²South-Ural State University, a branch in Miass, 10 July 8, Miass 456304, Russia

Received 31.08.2017, accepted 07.10.2017

Object of study. The article presents of the petrographic study results of the garnet-containing rocks from the Ufaleiskii complex, located on the border of the Ufaleyskii metamorphic gneiss-amphibolite block with the Main Ural Fault (GUR). **Methods.** Petrographic studies were conducted using a polarizing microscope Axiolab ZS и Olimpus BX 51. Chemical composition of garnets is performed on the raster electron microscope of the РЭММА-202М with an energy dispersive spectrometer LZ-5. **Results.** Investigations made it possible to distinguish two types of garnet-containing rocks. One type, in which garnet was formed after amphibole (amphibolites and gornblendites), and the second one, in which garnet is the primary mineral (metamorphic schists). Zoisite and chlorite are formed in rocks of the first type together with granate. CaO, MgO, FeO and Al₂O₃ were extracted from amphibole, in the process of crystallization of garnet, some of these components went to form zoisite and chlorite, and the released silica formed quartz. Garnet grains in these rocks are 64–68% composed of almandine. In the rocks of the second type, represented by biotite-hornblende, biotite-chlorite-quartz and double-mica schists, garnet is the primary mineral formed from the original rocks in the process of progressive metamorphism.

Для цитирования: Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Игументцева М.А., Котляров В.А. (2018) Петрография гранатсодержащих пород Уфалейского блока, Южный Урал. *Литосфера*, **18**(6), 859–869. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-859-869

For citation: Kabanova L.Ya., Anfilogov V.N., Igumentseva M.A., Kotlyarov V.A. (2018) Petrography of garnet-containing rocks of the Ufalei block, the Southern Urals. *Litosfera*, **18**(6), 859–869. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-859-869

The composition of the garnet in these rocks correlates with the composition of the original rock. Conclusion. A complex of garnet-containing rocks with a high content of granulated quartz may be of interest as a raw material for obtaining pure quartz concentrates. The paper presents the results of a detailed petrographic study of all types of rocks of the complex and discusses possible options for their genesis.

Keywords: garnet-containing rocks, amphibolite, hornblendite, shists, minal

ВВЕДЕНИЕ

На границе с ГУР на территории Уфалейского метаморфического гнейсово-амфиболитового блока существует комплекс гранат-содержащих пород, представленных амфиболитами, горнблендитами, биотитовыми, биотит-мусковитовыми, биотит-

хлорит-кварцевыми и биотит-роговообманковыми сланцами, в разной степени измененными и часто содержащими прослои и линзы кварца. Наиболее полно этот комплекс пород наблюдается на участке между пос. Слюдорудник на севере и ручьем Дурашкин на юге. Гранат присутствует практически во всех разновидностях пород (рис. 1) и являет-

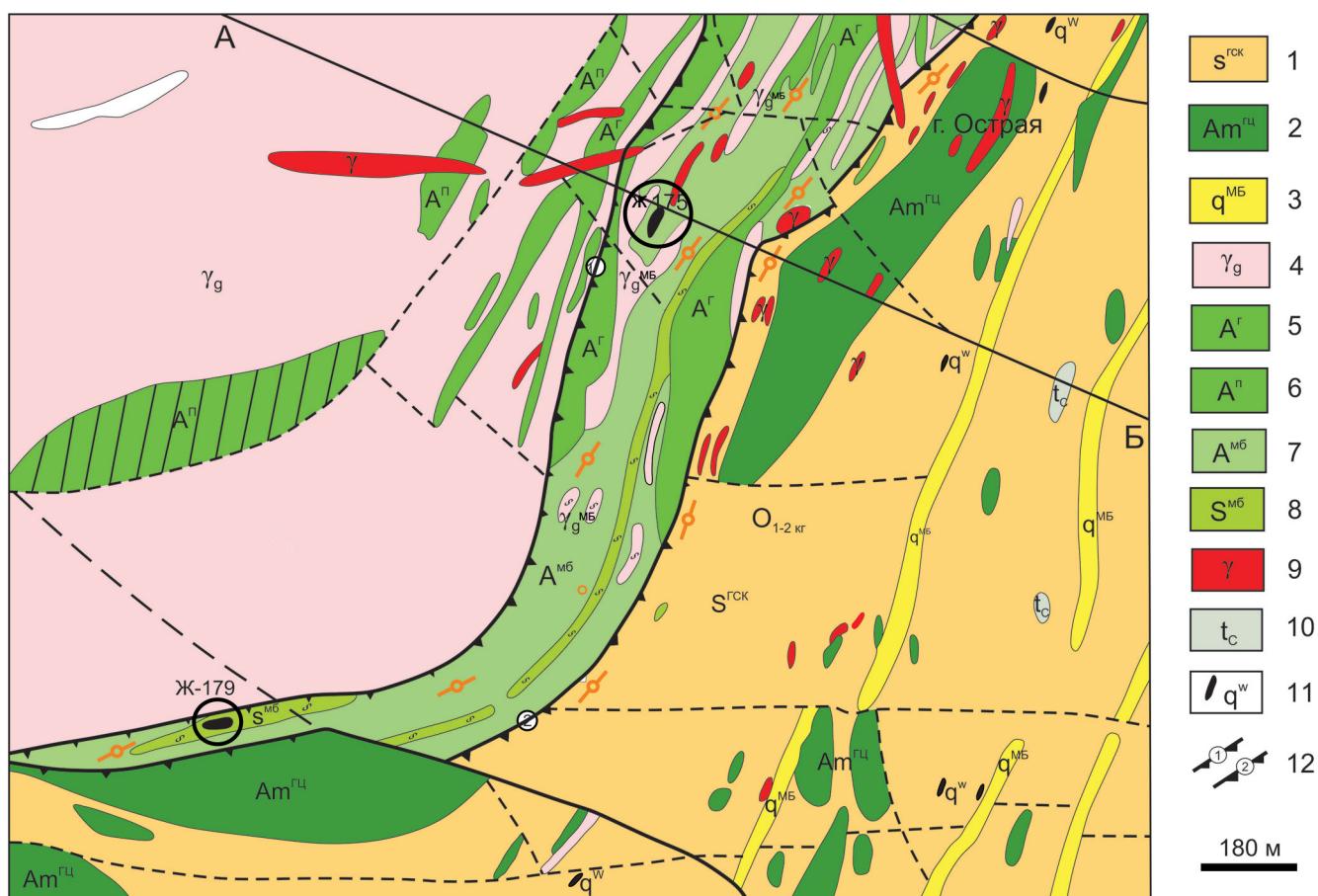


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Кыштымского месторождения гранулированного кварца. Масштаб 1 : 18 000 [Мельников, 1988].

1 – сланцы гранат-слюдяно-кварцевые, бластомильтиты; 2 – амфиболиты гранат-циозитовые, апогаббрные; 3 – кварциты слюдистые, сланцы графито-слюдяно-кварцевые; 4 – гранито-гнейсы; 5 – амфиболиты гранатовые; 6 – амфиболиты плагиоклазовые; 7 – амфиболиты двуслюдянные; 8 – сланцы мусковит-биотитовые; 9 – граниты биотит-мусковитовые; 10 – тальк-карбонатные породы; 11 – кварцевые жилы; 12 – тектонические разломы.

Fig. 1. Schematic geologic map of the southern part of Kyshtimskoe deposits of granulated quartz. Scale 1 : 18 000 [Mel'nikov, 1988].

1 – garnet-mica-quartz schists, blastomylonite; 2 – garnet-zoisite amphibolite, appogabbro; 3 – mica quartzite, graphite-mica-quartz schists; 4 – granite-gneisses; 5 – amphibolites garnet; 6 – plagioclase amphibolites; 7 – two mica amphibolites; 8 – muscovite-biotite schists; 9 – biotite-muscovite granite; 10 – talc-carbonate rocks; 11 – quartz veins; 12 – tectonic faults.

ся индикаторным минералом. Его содержание варьирует в пределах от 5 до 25–40%. Минералогия и петрохимия этих пород подробно описаны в работе А.И. Белковского [2011]. По содержанию SiO_2 породы комплекса делятся на три группы: 52–60, 60–70 и более 70 мас. %. А.И. Белковский отмечает, что породы с высоким содержанием SiO_2 могут представлять интерес как нетрадиционный источник кварцевого сырья.

В данной статье приводятся результаты петрохимического изучения гранатов и минералогопетрографические особенности вмещающих пород. По содержанию граната и минералогическому составу породы комплекса можно разделить на два типа.

1. Породы, в которых гранат образуется по амфиболу в процессе ретроградного метаморфизма. Они представлены гранатсодержащими горнбледитами и амфиболитами.

2. Породы, в которых гранат является породообразующим минералом, возникшим в процессе метаморфизма исходных, скорее всего осадочных, пород с повышенным содержанием FeO и Al_2O_3 .

Комплекс гранатсодержащих пород интересен тем, что в его составе присутствуют породы с высоким содержанием гранулированного кварца и они могут служить сырьем для получения чистых кварцевых концентратов. В работе приведены результаты детального петрографического изучения всех перечисленных выше типов пород комплекса и рассмотрены возможные варианты их генезиса.

На рисунках приняты следующие обозначения минералов: *Gr* – гранат, *Mus* – мусковит, *Chl* – хлорит, *Pl* – плагиоклаз, *Q* – кварц, *Ep* – эпидот, *Mt* – магнетит, *Rt* – рутил, *Amf* – амфибол, *Zo* – цоизит, *cZo* – клиноцизит.

Гранатовые горнбледиты

Небольшие выходы интрузивных пород представлены интенсивно измененными горнбледитами и габброидами, содержащими разное количество граната. Гранатовые горнбледиты в шлифах характеризуются гипидиоморфозернистой, неравномерно зернистой, местами порфировидной структурой. Порфировидные выделения представлены гранатом, иногда в ассоциации с цоизитом или эпидотом (рис. 2а).

Минералогический состав породы следующий, об. %: амфибол – 60–63, эпидот + цоизит – 15–20, кварц – 10–15, гранат – 5–7, акцессорные – 2–3. Зерна граната деформированы, по трещинкам гематитизированы (см. рис. 2а), содержат мелкие включения кварца, амфибала и рутила. Состав гранатов стабильный, о чем свидетельствует распределение компонентов по профилю а–1 (рис. 3). На долю альмандинового минала приходится 64%.

Амфибол представлен чермакитом, образует зерна удлиненно-призматической формы размером до 5 мм, окрашенные в синевато-зеленый цвет, часто содержит включения кварца (см. рис. 2б). Рутил наблюдается в скоплениях из нескольких мелких зерен размером менее 0.01 мм. Эпидот, цоизит

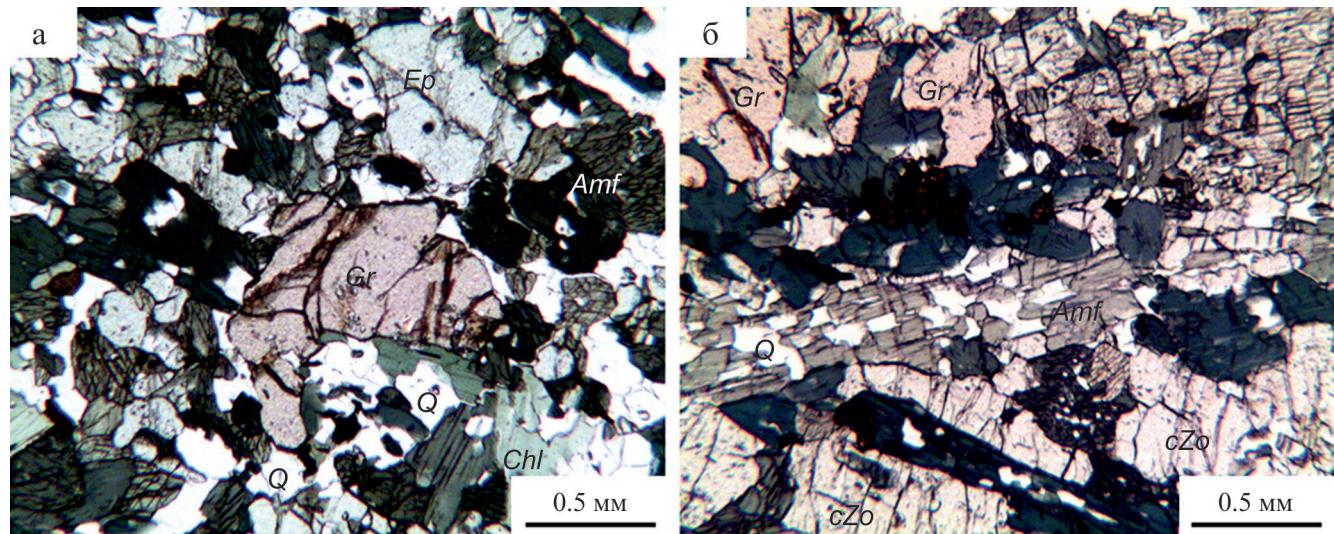


Рис. 2. Зерна граната в горнбледите.

а – гранат с эпидотом, б – удлиненные зерна амфибала (чermакита) с включениями кварца. Шлиф М 8-2/16. Без анализатора.

Fig. 2. Garnet grains in hornblendite.

а – garnet with epidote, б – elongated grains of amphibole with inclusions of quartz. Thin section M 8-2/16. Without analiser.

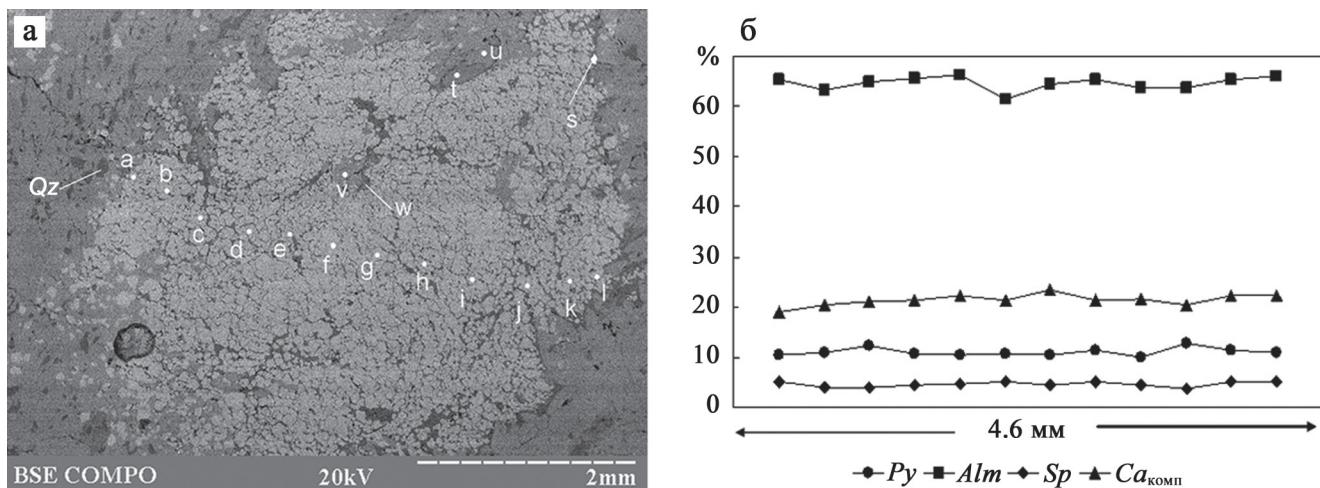


Рис. 3. Электронная фотография зерна граната в отраженных электронах (а) и распределение компонентов в данном зерне по профилю а–1 (б).

Py – пироп, Alm – альмандин, Sp – спессартин, Ca_{комп} – Са-компонент.

Fig. 3. Electronic photography of garnet grain (a) and distribution of components in the garnet grain on the profile a–l (б).

Py – pyrope, Alm – almandine, Sp – spessartine, Ca_{комп} – Ca component.

и клиноцизит встречаются в зернах неправильной формы размером от 0.1 до 1.0 мм в ассоциации с гранатом и кварцем. В клиноцизите содержатся включения амфибола, кварца и альбита.

Гранатовые амфиболиты

Гранатовые амфиболиты слагают вытянутые по склону гряды выходы мощностью от 2–3 до 10 м и прослеживаются по простиранию на протяжении до 100 м. Простирание пород 320–330°. Породы темно-серые, почти черные, с зеленоватым оттенком, часто полосчатые с порфиробластами граната, с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прослоями и линзами. Гранат образует зерна размером от 2–3 мм до 1.0 см. В шлифах амфиболиты характеризуются линзовидно-полосчатой текстурой, порфиробластовой структурой и нематогранобластовой структурой основной ткани.

Порфиробласти граната преимущественно находятся в меланократовых слоях, реже в лейкократовых, в ассоциации с кварцем, плагиоклазом и эпидотом, где составляют до 5 об. % (рис. 4).

Гранат в порфиробластах представлен идиоморфными зернами размером 0.5–4.0 мм, окрашенными в шлифе в розоватый цвет. Зерна интенсивно деформированы, внутризерновые трещины залечены тонким агрегатом хлорит-слюдистого материала. Гранат содержит многочисленные включения кварца, эпидота и цоизита, более крупные в краевых частях (0.01–0.1 мм) и мелкие (менее 0.01 мм), хаотично расположенные в центре. Все зерна граната содержат тонкую вкрапленность рутила, от-

дельные – рутила и титаномагнетита размером 0.01–0.03 мм. В лейкократовых прослоях и линзах, сложенных кварц-альбитовым агрегатом, обычны зерна амфибола, эпидота и клиноцизита.

На отдельных участках наблюдаются амфиболиты, содержащие до 15–20% граната. Макроскопически это породы темно-зеленого цвета с прослоями и линзами кварцевого и слюдисто-кварцевого агрегата мощностью от 2–3 мм до 1.0 см. Структура неравномернозернистая, текстура линзовидно-полосчатая. В шлифах отчетливо проявленна порфиробластовая структура породы и лепидонематогранобластовая структура основной ткани. Минералогический состав породы, об. %: амфибол – 44–50, кварц – 25–30, гранат – 15–20, акцессорные – 1–3 (рутил, апатит, титанит).

Порфиробласти граната представлены кристаллами альмандинина округлой формы размером до 4–5 мм в диаметре. Зерна граната содержат включения кварца, хлорита, мусковита, рутила и магнетита. Кварц и хлорит обычно обрамляют порфиробласти граната и встречаются во включениях в краевых частях зерен. В окружающей гранат кайме преобладает хлорит, местами с пластинками и чешуйками биотита и мусковита, иногда в ассоциации с амфиболовом (рис. 5а, б). В хлорите встречаются включения цоизита и мусковита. Состав каймы переменный: местами преобладает хлорит с незначительной примесью слюды (биотит и парагонит) и кварца, вокруг других зерен резко преобладает кварц. Кварцевые линзы и обособления иногда содержат реликты граната, почти полностью замещенного кварцем, местами со-

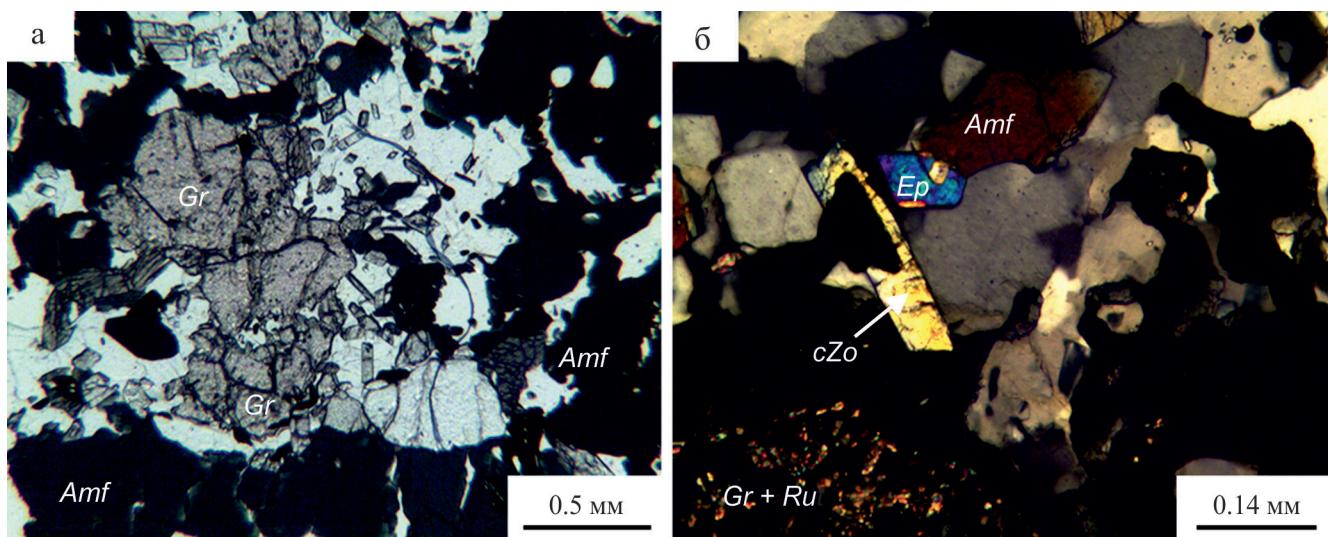


Рис. 4. Порфироблазты граната в амфиболите.

а – в меланократовом прослое среди зерен амфиболя, б – в кварц-плагиоклазовой линзе с эпидотом. Шлиф М-1/16. а – без анализатора, б – с анализатором.

Fig. 4. Porphyroblast of garnet in the amphibolite.

а – between of amphibole grains, б – in quartz-plagioclase lens. Thin section M-1/16. а – without analyser, б – with analyser.

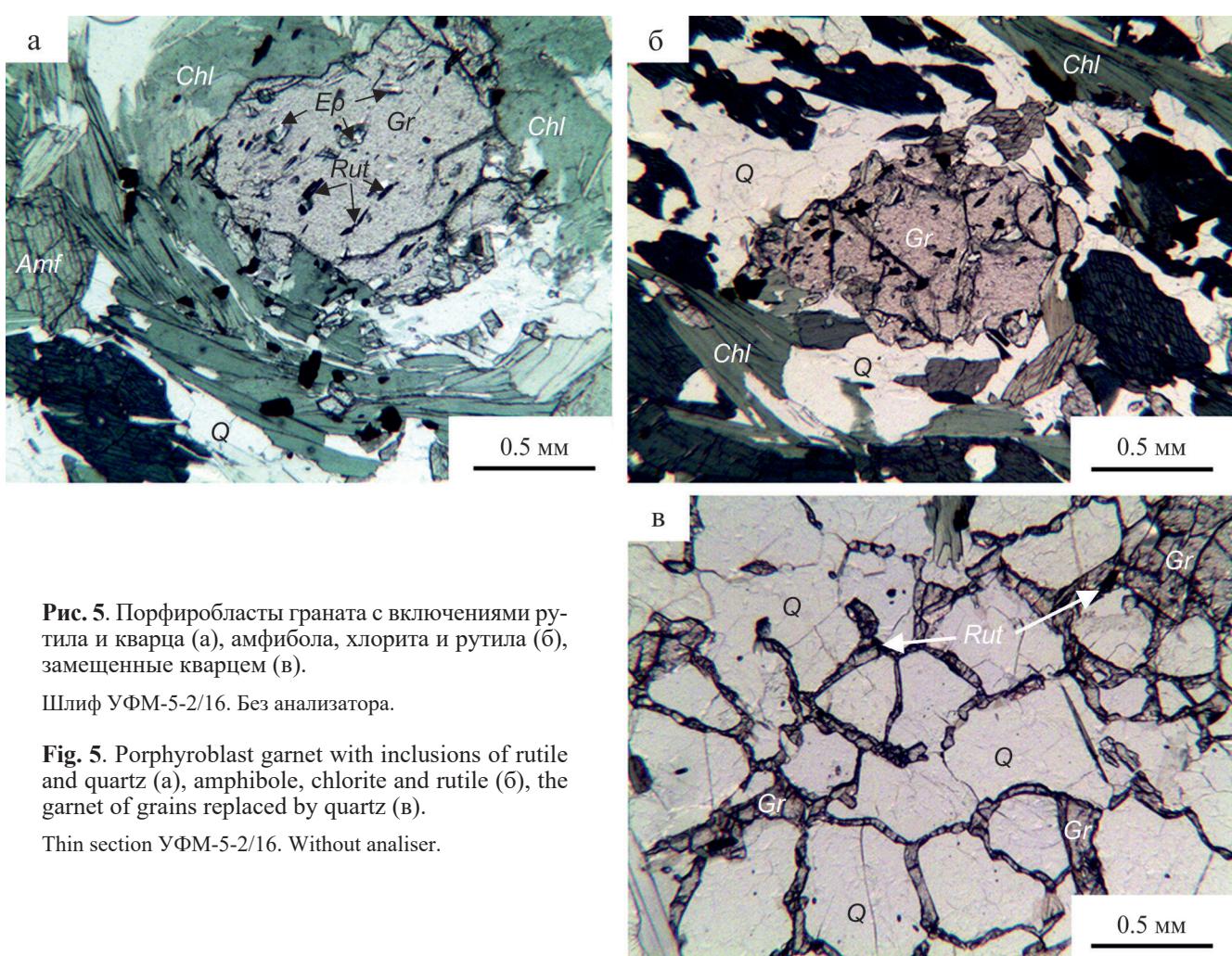


Рис. 5. Порфироблазты граната с включениями рутила и кварца (а), амфиболя, хлорита и рутила (б), замещенные кварцем (в).

Шлиф УФМ-5-2/16. Без анализатора.

Fig. 5. Porphyroblast garnet with inclusions of rutile and quartz (a), amphibole, chlorite and rutile (б), the garnet of grains replaced by quartz (в).

Thin section УФМ-5-2/16. Without analyser.

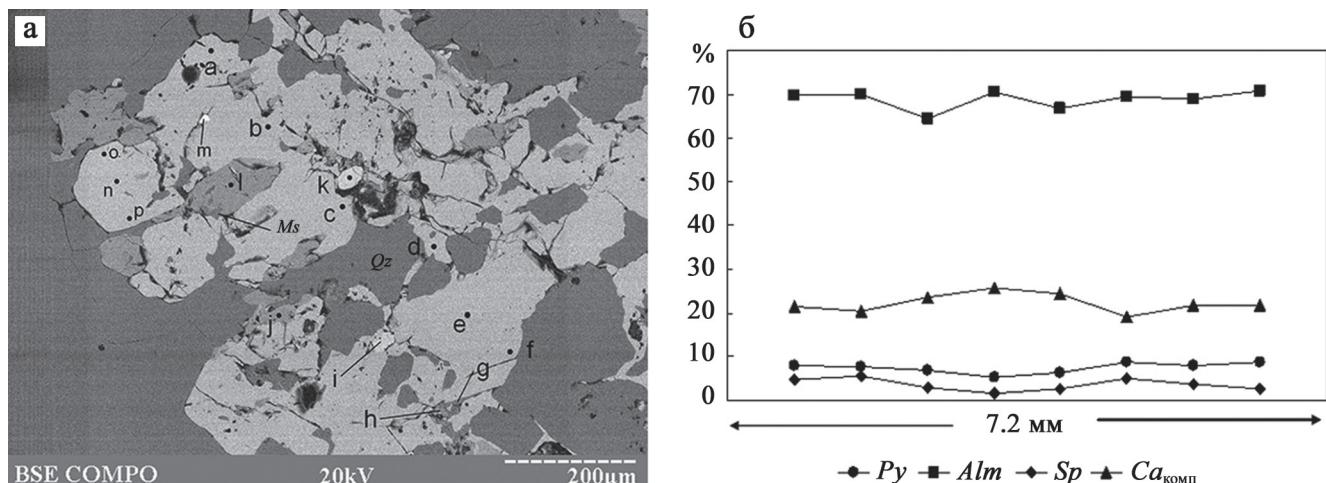


Рис. 6. Электронная фотография зерна граната, снятая в отраженных электронах (а), и распределение компонентов в данном зерне по профилю а–р (б).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Electronic photography of garnet grains (a) in BSE image and distribution of components in the grain on the profile a–p (b).

Designations see Fig. 3.

храняются только перегородки из остатков граната (рис. 5в).

На электронной фотографии на профиле а–р показано распределение компонентов в гранатовом зерне. Слабо проявлены ритмическая зональность с повышением альмандинового минала к центру зерна. Среднее содержание альмандинового минала составляет 68%. В центре профиля наблюдается повышение кальциевого минала и слабое уменьшение пиропового и спессартинового миналов (рис. 6).

Роговообманковые и биотит-роговообманковые сланцы

Породы имеют широкое распространение в разрезе и наблюдаются в ассоциации с амфиболитами. Характеризуются полосчатой или линзовидно-полосчатой и сланцеватой текстурой и порфиробластовой структурой. Отмечаются цоизит-роговообманковые разновидности, в которых наряду с порфиробластами граната имеются крупные выделения цоизита и клиноцоизита.

Редкие порфиробласты граната размером 1–2 мм располагаются среди зерен амфибала, в кварц-полевошпатовом агрегате, содержащем чешуйки и пластинки мусковита и хлорита. Вмещающая гранат порода сложена кварцем, содержит удлиненные зерна чермакита, местами пластинки биотита, часто хлоритизированные (рис. 7а). В отдельных линзах и очках вокруг зерен граната наблюдается кварц-плагиоклазовый или кварц-ортоклазовый агрегат, местами с клиноцоизитом (рис. 7б).

Чермакит в сланцах часто замещается обычновенной роговой обманкой, представленной удлиненно-призматическими и игольчатыми бледно окрашенными зернами, которые, в свою очередь, замещаются хлоритом и слюдой (биотитом или мусковитом). Биотит и мусковит местами тоже замещаются хлоритом (клинохлором).

Электронная фотография зерна граната в биотит-роговообманковом сланце отражает распределение компонентов по профилю а–ј (рис. 8а). В отличие от гранатов, содержащихся в горнбледитах, альмандиновый минал в этих гранатах составляет 68.3%, что роднит их с гранатами амфиболитов, но отличает от последних содержанием MnO (табл. 1). В центре зерна наблюдается увеличение содержания спессартинового минала при одновременном уменьшении содержаний кальциевого и пиропового миналов (рис. 8б). Содержание главного альмандинового компонента постоянно.

Гранатовые биотит-хлорит-кварцевые сланцы

Гранатовые хлорит-кварцевые сланцы – зелено-вато-серые полосчатые породы со сланцеватой, линзовидно-очковой текстурой и порфиробластовой структурой с зернами граната размером до 5.0–6.0 мм. В шлифе порфиробласты граната представлены округлыми выделениями, окруженными хлоритом, местами с реликтами пластинок слюды (биотита, парагонита или мусковита). Гранат содержит включения игольчатых кристаллов рутила размером от 0.01 до 0.1 мм, образующих цепочек скопления в центральных или крае-

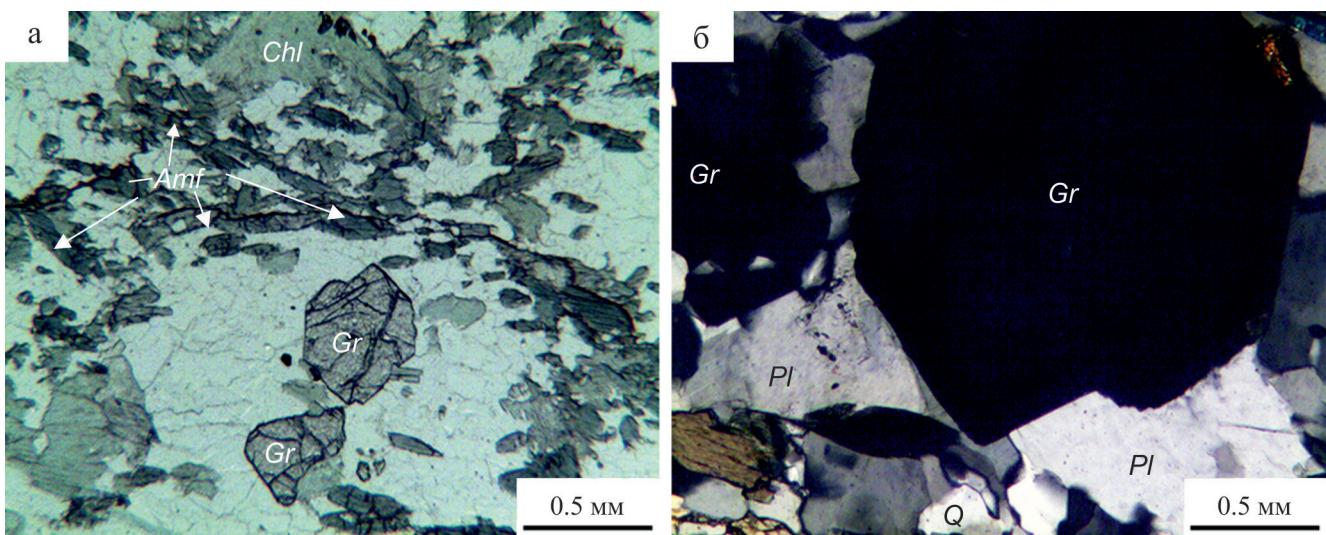


Рис. 7. Порфиробласты граната в биотит-роговообманковых сланцах с линзами кварц-полевошпатового состава. Шлиф УФМ-4/16.

а – гранат в кварц-полевошпатовой линзе, без анализатора; б – плагиоклаз и кварц вокруг зерен граната, с анализатором.

Fig. 7. Porphyroblastic garnet in biotite-hornblende schists with lenses of quartz-feldspar composition. Thin section УФМ-4/16.

а – garnet in the quartz-feldspar lens, without analyser; б – plagioclase and quartz around grains of garnet. With analiser.

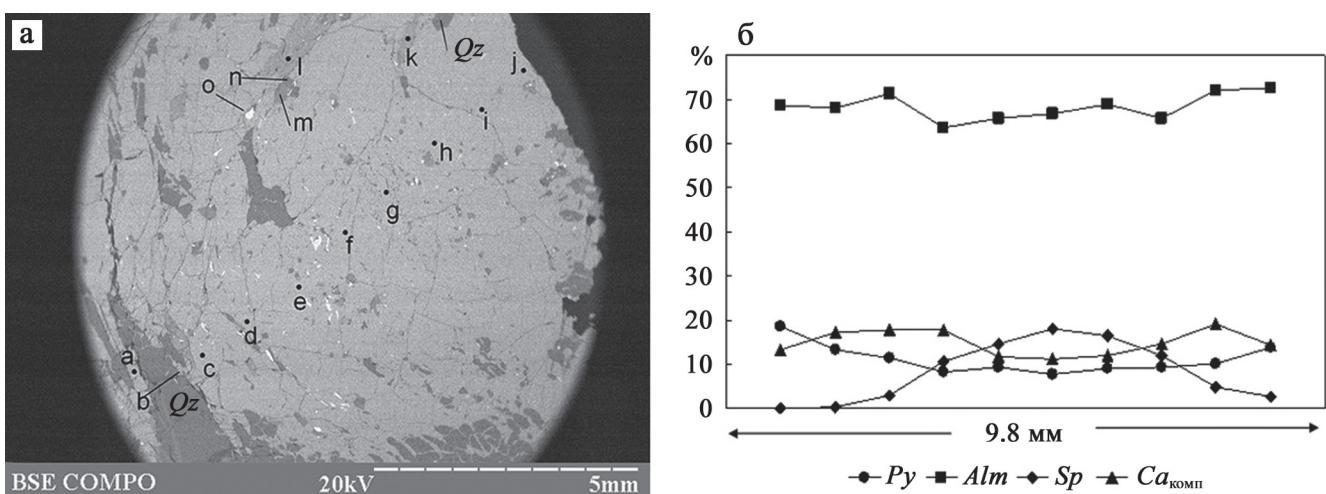


Рис. 8. Электронная фотография зерна граната в отраженных электронах (а) и распределение компонентов в данном зерне по профилю а–ж (б).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 8. Electronic photography of garnet grains (a) and distribution of components in the grain on the profile a–j (б). Designations see Fig. 3.

вых частях зерен (рис. 9). Некоторые зерна граната в периферических частях содержат включения кварца.

Слюдя представлена биотитом и мусковитом в виде пластинок и чешуек, бесцветных в случае мусковита, бледно окрашенных в парагони-

те и коричневых, резко плеохроирующих в биотите. Слюдя часто замещается хлоритом, частично или полностью. Аксессорные минералы представлены рутилом, апатитом, цирконом, реже магнетитом, пиритом. В апатите встречаются включения рутила.

Таблица 1. Химический состав гранатов**Table 1.** Chemical composition of garnets

№	Размер зерна, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Py	Alm	Sp	Ca _{комп}
<i>Гранатовые горноблендиты</i>													
1	4.6	38.09	20.61	0.09	29.33	2.20	2.64	6.68	99.65	10.3	65.3	5.0	19.0
3		37.39	20.74	0.03	28.85	1.93	2.60	8.16	99.70	10.3	64.3	4.3	23.3
4		37.99	20.99	0.00	28.69	1.95	2.56	7.68	99.84	10.0	63.7	4.3	21.7
5		37.82	19.94	0.02	29.30	2.19	2.85	7.82	99.92	11.3	65.3	5.0	22.3
7		37.38	20.69	0.00	29.50	1.83	3.02	7.19	99.62	12.0	66.0	4.0	20.7
8		37.63	20.67	0.00	29.00	0.94	3.00	8.69	99.92	12.0	64.3	2.0	24.7
9		36.99	20.87	0.00	28.66	2.83	2.77	7.24	99.36	11.0	64.3	6.3	20.7
<i>Гранатовые амфиболиты</i>													
10	7.2	37.05	20.33	0.00	30.59	1.68	2.35	7.51	99.51	9.3	69.0	3.7	21.7
12		36.52	20.68	0.00	30.96	2.48	1.89	6.99	99.52	7.7	70.0	5.7	20.3
13		37.49	20.44	0.00	30.94	2.21	2.21	6.65	99.93	7.0	64.3	3.0	23.7
14		36.82	20.84	0.00	30.55	1.57	1.96	7.53	99.28	5.3	70.3	1.7	25.7
15		36.98	20.47	0.00	31.43	1.20	2.12	7.48	99.68	6.3	66.7	2.7	24.3
<i>Роговообманковые и биотит-роговообманковые сланцы</i>													
16	9.8	37.98	21.27	0.05	31.15	0.07	4.76	4.68	99.96	18.7	68.7	0.0	13.3
19		37.76	20.66	0.00	28.46	4.73	2.12	6.16	99.90	8.3	63.7	10.7	17.7
20		37.23	20.62	0.00	29.24	6.47	2.34	3.99	99.87	9.3	65.7	14.7	11.7
21		36.83	20.13	0.02	29.35	7.81	1.93	3.82	99.88	7.7	66.7	18.0	11.0
22		36.05	19.86	0.05	30.23	7.09	2.19	4.09	99.57	9.0	69.0	16.3	12.0
24		37.16	19.63	0.00	31.93	1.98	2.46	6.56	99.72	10.0	72.0	4.7	19.0
25		37.34	20.56	0.00	32.46	1.11	3.39	5.00	99.87	13.7	72.7	2.7	14.3
<i>Гранатовые биотит-хлорит-кварцевые сланцы</i>													
26	10.0	35.66	20.72	0.59	34.37	1.83	2.44	4.26	99.88	10.00	78.00	4.33	12.33
28		35.77	20.23	0.04	33.98	2.00	2.57	4.61	99.20	10.33	77.67	4.67	13.67
29		35.59	20.33	0.03	35.20	1.97	2.36	4.07	99.54	9.67	80.67	4.67	12.00
30		35.40	20.37	0.01	35.28	2.00	2.36	4.44	99.85	9.67	80.67	4.67	13.00
31		35.66	20.54	0.00	32.16	1.11	1.82	7.86	99.16	7.33	73.33	2.67	23.00
34		35.97	20.14	0.09	34.21	0.84	2.28	6.16	99.68	9.67	79.00	5.00	28.33
36		35.64	20.42	0.00	33.26	0.72	1.96	7.74	99.74	9.67	78.00	4.67	14.00
<i>Гранатовые двуслюдяные сланцы</i>													
38	3.0	35.47	19.87	0.18	35.56	0.25	1.94	5.95	99.21	8.00	81.67	0.67	17.67
40		35.66	19.82	0.07	33.78	0.39	1.86	8.18	99.77	7.67	77.00	1.00	24.00
42		35.06	19.95	0.16	30.41	4.68	1.36	7.54	99.16	5.67	72.00	0.33	23.00
43		35.19	19.75	0.1	33.17	2.49	1.88	6.98	99.56	7.67	76.33	5.67	20.67
44		35.31	20.01	0.14	32.82	2.18	2.03	7.16	99.65	8.33	75.00	5.00	42.00
46		35.19	20.18	0.22	35.57	0.2	1.58	6.33	99.26	6.33	81.67	0.33	18.67

Примечание. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М (напряжение 20 кВ, ток 10⁻¹⁰ А) с энергодисперсионной приставкой с Si-Li детектором, стандарт – ASTIMEX, диаметр пучка 0.5 мкм, разрешающая способность микроскопа 80 Å, аналитик В.А. Котляров.

Note. Analyses are performed on the raster electron microscope РЭММА-202M with an energy dispersive spectrometer LZ-5. Analiser V.A. Kotlyarov.

Электронная фотография зерна граната в биотит-хлорит-кварцевых сланцах отражает распределение компонентов по профилю а–q (рис. 10а). Содержание альмандинового минала в гранате слабо варьирует, составляя в среднем 78.2%, что на 10% выше, чем в гранатах из других пород. От центра к периферии зерна возрастает содержание кальциевого минала, что также отличает его от граната из других пород (рис. 10б).

Гранатовые двуслюдяные сланцы

Гранатовые двуслюдяные сланцы встречаются среди хлоритовых и роговообманково-хлоритовых сланцев в местах проявления локальных разломов. Породы характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной присутствием светлых полос слюдисто-кварцевого состава мощностью от долей мм до 1.0 см (рис. 11а).

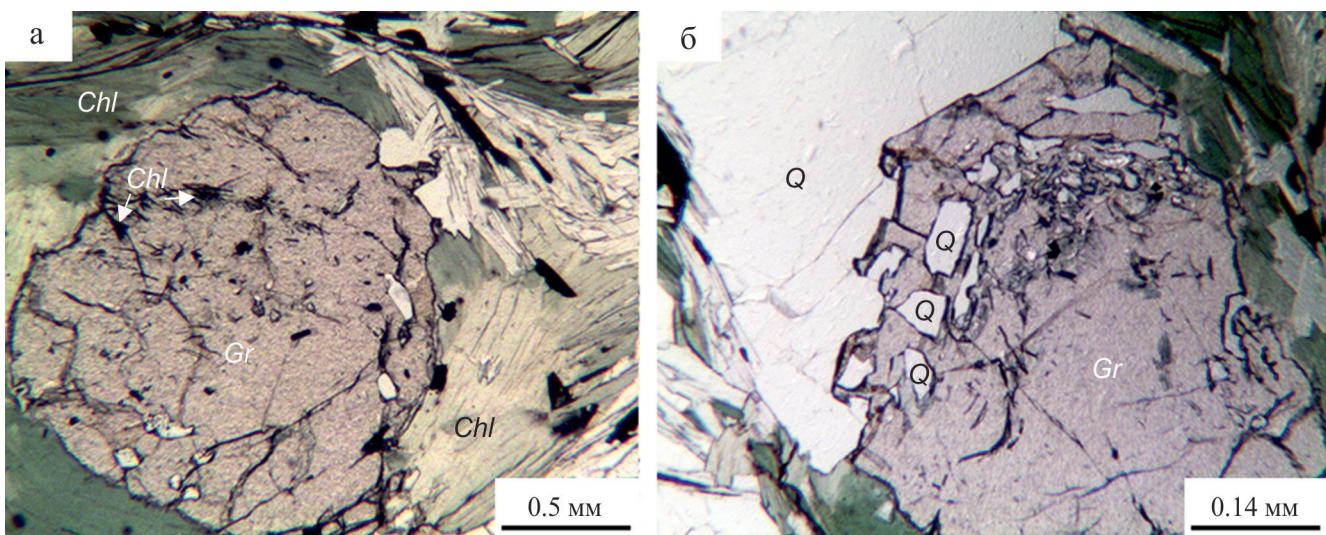


Рис. 9. Порфиробласты граната в биотит-хлорит-кварцевых сланцах. Шлиф М-7/16. Без анализатора.
а – гранат с рутилом, окруженный хлоритовой каймой; б – включения кварца в краевой части зерна граната.

Fig. 9. Porphyroblasts garnet in biotite-chlorite-quartz shales. Thin section M-7/16. Section without analiser.
a – garnet with rutile, surrounded by a chlorite rim; б – inclusions of quartz in the outer part of the garnet grain.

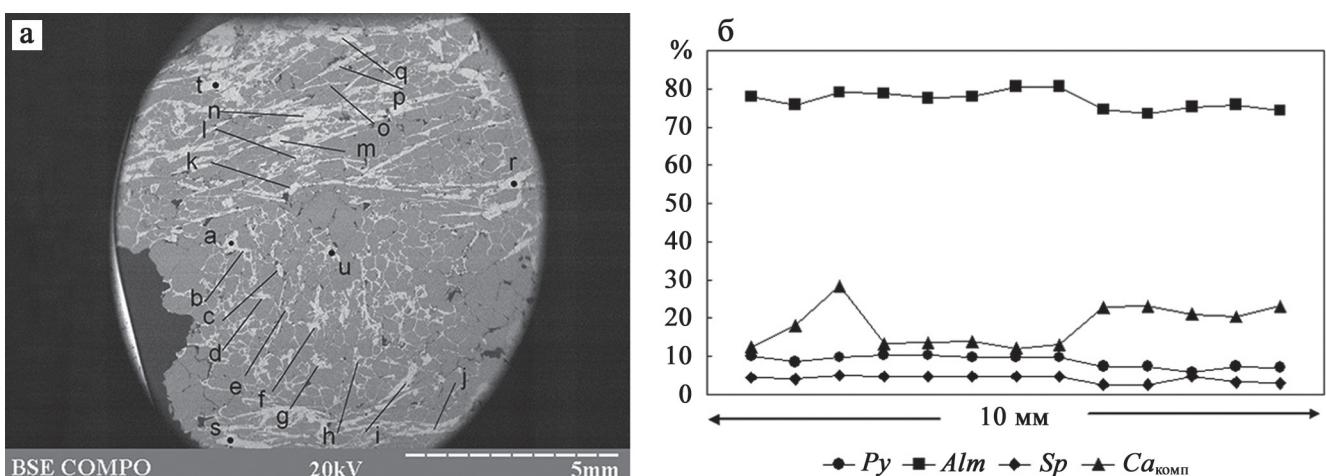


Рис. 10. Электронная фотография зерна граната в отраженных электронах (а) и распределение компонентов в данном зерне по профилю а–г (б).
Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 10. Electronic photography of garnet grains (a) and distribution of components in the grain on the profile a–g (б). Designations see Fig. 3.

Светлые полосы представлены агрегатом кварцевых и слюдистых (мусковита и парагонита) зерен размером от 0.01–0.1 до 1.0 мм. Кварц характеризуется изометричной или близкой к ней формой зерен, заметно деформированных. Следы хрупкой деформации представлены внутризерновыми трещинами, обычно залеченными стекловидным кварцем или гематитом. Погасание однородное, встре-

чаются включения мусковита в виде пластинок и чешуек в межзерновом пространстве. Содержание слюды составляет 2–3%, увеличивается до 5% в краевых частях кварцевых жилок, где местами обогащается мелкими, точечными зернами магнетита и чешуйками графита.

Гранат приурочен к темным слоям, где он находится в ассоциации со слюдой (мусковит и пара-

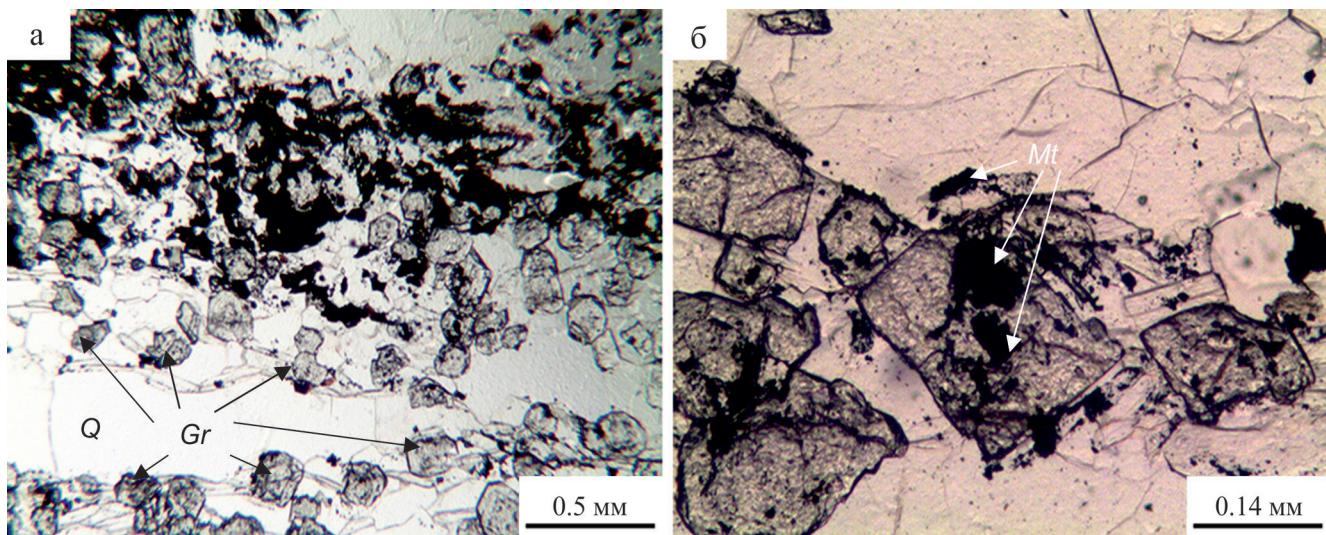


Рис. 11. Зерна граната в двуслюдяном сланце.

а – гранат в мусковит-парагонитовом прослое, б – включения магнетита в гранате. Шлиф М-13/16. Без анализатора.

Fig. 11. Garnet grains in two mica shale.

а – garnet in muscovite-paragonite interlayer, б – magnetite inclusions in garnet. Thin section M-13/16. Without analiser.

гонит), хлоритом и вкрапленностью магнетита, местами гематита. Гранат образует идиоморфные зерна размером 0.1–0.25 мм, иногда зонального строения, часто с включениями магнетита и рутила (рис. 11б). Содержание граната в разных полосах колеблется от 5–10 до 30–40%. Магнетит образует местами скопления из мелких, точечных, иногда скелетных, реже идиоморфных зерен. В этих участках слои более темные, почти черные.

В некоторых разновидностях мусковит-парагонитовых сланцев встречаются крупные, до 3 см, вкрапленники граната, которые облекаются изогнутыми пластинками белой слюды и зеленого хлорита, находящихся в парагенезисе с кварцем.

В шлифе отчетливо видно, что гранат интенсивно деформирован. Содержит включения рутила, образующие разобщенные скопления из нескольких зерен размером 0.01–0.05 мм, расположенные в краевых частях и ориентированные согласно границам кристалла.

Электронная фотография зерна граната в двуслюдяных сланцах демонстрирует распределение компонентов по профилю а–м (рис. 12а), где наблюдается повышенное содержание кальциевого минала и слабое уменьшение содержания пиропового и спессартинового миналов (рис. 12б). Содержание альмандинового минала в гранатах из двуслюдяных сланцев составляет 77.1%, что сопоставимо с таковым в гранатах из биотит-хлорит-кварцевых сланцев.

Результаты петрографического изучения пород комплекса и данные химического анализа гранатов (см. табл. 1), вынесенные на диаграмму (рис. 13),

позволяют разделить гранаты, которые в целом относятся к альмандинам, на две группы по их принадлежности к вмещающим породам.

Гранаты в горнбледитах и амфиболитах характеризуются стабильным содержанием альмандинового минала, который составляет в горнбледитах 64%, а в амфиболитах чуть выше – 68%. В роговообманковых и биотит-роговообманковых сланцах альмандиновый минал такой же, как в амфиболитах (68.3%). В биотит-хлорит-кварцевых и двуслюдяных сланцах альмандиновый минал значительно выше и составляет соответственно 78.2 и 77.1% (см. табл. 1). Содержание MnO во всех породах варьирует, но в горнбледитах составляет 1.83–2.83, в амфиболитах – 1.2–2.48, в роговообманковых сланцах от 0.1 до 7.8%. Такой же широкий предел вариаций отмечается в биотит-хлорит-кварцевых и двуслюдяных сланцах (0.7–2.0 и 0.2–4.68% соответственно).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное петрографическое изучение комплекса гранатсодержащих пород позволяет разделить эти породы на два типа: породы, в которых гранат образовался по амфиболу (амфиболиты и горнбледиты), и породы, в которых гранат является первичным минералом (метаморфические сланцы). В породах первого типа вместе с гранатом образуются циозит и хлорит. В процессе образования граната CaO , MgO , FeO и Al_2O_3 переходят в него из амфибola, освободившийся при этом кремнезем образует кварц. Зерна граната в этих породах имеют постоянный состав. На 64–68% они состо-

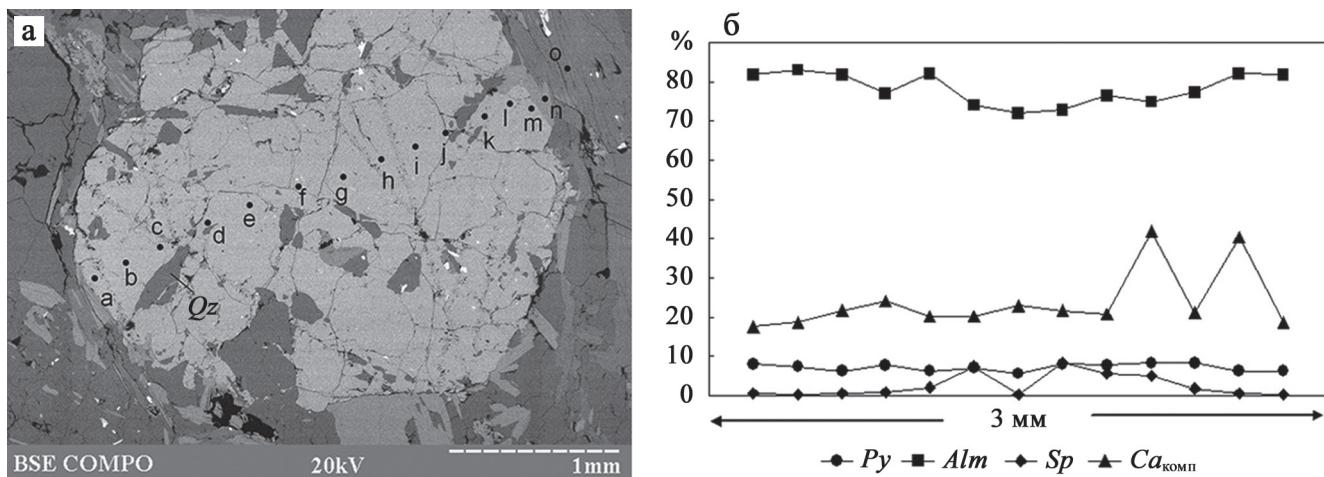


Рис. 12. Электронная фотография зерна граната в отраженных электронах (а) и распределение компонентов в данном зерне по профилю а–м (б).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 12. Electronic photography garnet of grains (a) and distribution of components in the grain on the profile a–m (b). Designations see Fig. 3.

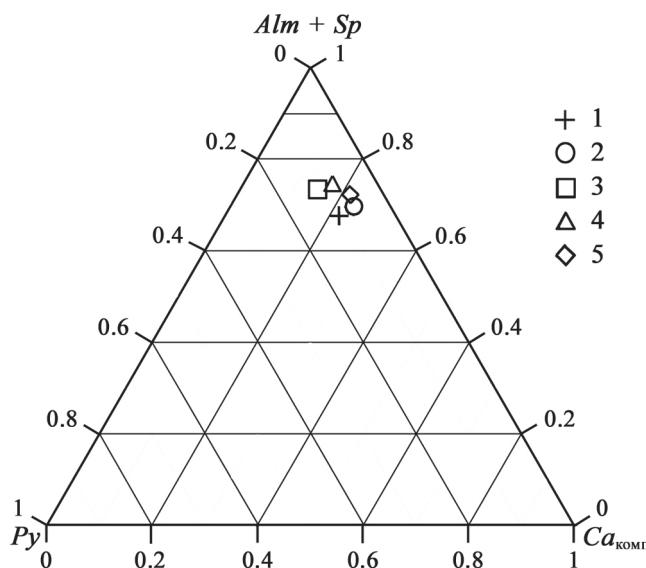


Рис. 13. Поля гранатов из метаморфического комплекса.

1 – гранатовые горнблендиты, 2 – гранатовые амфиболиты, 3 – роговообманковые и биотит-роговообманковые сланцы, 4 – гранатовые биотит-хлорит-кварцевые сланцы, 5 – гранатовые двуслюдянные сланцы.

Fig. 13. Positions of garnets from the metamorphic complex on the diagram.

1 – garnet hornblendite, 2 – garnet amphibolites, 3 – hornblende and biotite-hornblende schist, 4 – garnet biotite-chlorite-quartz schist, 5 – garnet two mica schists.

ят из альмандина. Остальные 32–36% представлены кальциевым миналом с некоторым преоблада-

нием гроссуляровой составляющей (22%). На долю пиропового минала приходится 10% и всего 5% – на спессартиновый минал.

В породах второго типа, представленных биотит роговообманковыми, биотит-хлорит-кварцевыми и двуслюдянными сланцами, гранат является первичным минералом, образованным по исходным породам в процессе прогрессивного метаморфизма. Состав граната в этих породах коррелирует с составом исходной породы. В зернах граната появляется микрозональность, которая фиксируется по увеличению содержания кальциевого минала от центра зерна к периферии. В зернах граната из биотит-роговообманковых сланцев в центре фиксируется повышенное содержание марганцевого минала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс; Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 234 с.
Мельников Е.П. (1988) Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 215 с.

REFERENCES

- Belkovskii A.I. (2011) *Geologiya i mineralogiya kvartsevykh zhil Kyshtymskogo mestorozhdeniya* [Geology and mineralogy of quartz veins of the Kyshtym deposit]. Miass; Ekaterinburg, IMin UrO RAN Publ., 234 p. (In Russian)
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)

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)

© 2018 г. Е. Е. Климовская, А. А. Иванов

Институт геологии КарНЦ РАН, 195910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, e-mail: klimeee@gmail.com

Поступила в редакцию 25.10.2017 г., принята к печати 07.06.2018 г.

Объект исследования. В статье приводятся результаты минералого-петрографического изучения метаморфических и метасоматических преобразованных коматитов и коматитовых перидотитов на месторождении талькового камня Озерки и проявлении Пентинсuo Костомукшской зеленокаменной структуры Карельского кратона Фенноскандинавского щита. **Материалы и методы.** Керновые и штрафные пробы различных минеральных и структурно-текстурных разновидностей метакоматитов исследованы методами оптической микроскопии, электронной микроскопии с приставкой для микроанализа, рентгенофазового, термогравиметрического и химического анализа. **Результаты.** В дифференцированных лавовых потоках тальковый камень образуется преимущественно в высокомагнезиальных кумулятивных зонах, отличающихся высоким содержанием серпентина, в кровельных и спинифекс-зонах в различной степени сохраняется ранняя амфибол-хлорит-магнетитовая минеральная ассоциация. Тальк и карбонат формируются за счет разложения серпентина и амфиболя. Содержание хлорита в тальковом камне контролируется концентрацией глинозема в соответствующих зонах потоков. Ведущим природным типом талькового камня, приуроченного к маломощным потокам коматитов удаленных от центра излияния фаций вулканизма, является карбонат-хлорит-тальковый. В более мощных проксимальных лавовых потоках возможно формирование талькового камня хлорит-карбонат-талькового и тальк-карбонатного типов. **Выводы.** Установлено, что формирование талькового камня на исследуемых объектах имеет полистадийный характер и связано с наложенными процессами преобразования высокомагнезиальных пород под действием углекислых растворов с привносом кальция и калия. Основными факторами, контролирующими образование талькового камня, явились химический состав исходных коматитов и их тектоническая нарушенность. Наиболее перспективными площадями для проведения поисковых работ являются области вблизи эруптивных центров, где возможно развитие обширных лавовых покровов, участки развития центральных лавовых каналов, а также субвулканические аналоги коматитов.

Ключевые слова: тальк, карбонат, карбонатизация, коматит, метаморфизм, Костомукшская зеленокаменная структура

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC FEATURES OF METAKOMATITES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE STRUCTURE (KARELIA)

Ekaterina E. Klimovskaya, Andrei A. Ivanov

*Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS, 11 Pushkinskaya st., Petrozavodsk 195910, Russia,
e-mail: klimeee@gmail.com*

Received 25.10.2017, accepted 07.06.2018

Object of study. The paper presents the mineralogical and petrographic study results of metamorphosed and metasomatized komatiites and komatiitic peridotites from the Ozerki soapstone deposit and Pentinsuo prospect, located in the Kostomuksha greenstone structure of the Karelian Craton, Fennoscandian Shield. **Material and methods.** Surface and drill core samples of various mineral and structural-textural varieties of altered komatiites were studied by optical microscopy, electron microscopy with an attachment for microanalysis, XRD phase, thermogravimetric and chemical analysis. **Results.** Soapstone formation in the investigated localities displays a multistage alteration and associates with the superimposed alteration of Mg-rich metakomatiite flows and olivine cumulates due to influx of carbon dioxide bearing fluids enriched in calcium and potassium. The chemical composition of initial komatiite (MgO content of the rock) and the degree of its fracture intensity are the main factors controlling soapstone formation. In differentiated lava flows soapstone is formed mainly in high-magnesium cumulate zones characterized by a high content of serpentine. In the flow top and spinifex zones an early amphibole-chlorite-magnetite mineral association is preserved in varying degrees. Talc and carbonate are formed by the decomposition of serpentine and amphibole. The chlorite content in soapstone is controlled by the Al_2O_3 concentration in the respective flow zones. **Conclusion.** The carbonate-chlorite-talc is the general natural type of soapstone associated with

Для цитирования: Климовская Е.Е., Иванов А.А. (2018) Минералого-петрографические особенности метакоматитов Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия). *Литосфера*, 18(6), 870–891. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

For citation: Klimovskaya E.E., Ivanov A.A. (2018) Mineralogical and petrographic features of metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure (Karelia). *Litosfera*, 18(6), 870–891. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

thin komatiite lava flows of distal volcanic facies. In more thick proximal lava flows the formation of soapstone of chlorite-carbonate-talc and talc-carbonate composition is possible. The most prefered prospecting areas for soapstone are fields proximal to the eruptive vent, main lava conduits and subvolcanic analogues of komatiites.

Keywords: *talc, carbonate, carbonatization, komatiite, metamorphism, Kostomuksha greenstone structure*

Acknowledgements

The work has been carried out within the framework of the research topic PFNI GAN “Minerageny, technological and environmental-economic assessment of potential mineral and raw material resources of the territory of the Republic of Karelia” (state registration No. AAAA-A18-11802029017575-2).

ВВЕДЕНИЕ

Важной особенностью архейских зеленокаменных поясов древнейших кратонов мира является по-всеместное развитие карбонатизации пород различного состава [Phillips, Brown, 1987], вызванной воздействием H_2O-CO_2 флюидов. В результате преобразования ультрамафитов в зависимости от PT -условий и состава флюидной фазы формируется широкий спектр составов метаморфических пород, некоторые из которых представляют практический интерес.

Процессы карбонатизации ультрамафитов различных геодинамических обстановок изучаются петрологами на протяжении долгих лет. Экспериментальные исследования систем $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ и $CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ показали, что поступление в систему небольших количеств CO_2 вызывает реакции замещения магнезиальных силикатов (оливина, пироксена, серпентина, tremolита) минеральными ассоциациями с карбонатами [Johannes, 1969; Trommsdorff, Evans, 1977]. В присутствии H_2O-CO_2 флюидов серпентинизированные ультрамафиты устойчивы лишь при низкой концентрации CO_2 в растворе (около 5 мол. % при давлении флюида 2 кбар и температуре до 480°C). С ростом содержания CO_2 происходит их последовательное замещение (тремолит-)серпентин-карбонатными, тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами. Тальк-карбонатные породы при давлении флюида 2 кбар образуются в широком интервале температур от 310 до 500°C и концентрации CO_2 в растворах до 10 мол. %. С увеличением давления реакция смещается в область больших температур и меньших содержаний CO_2 в водном флюиде. Замещение тальк-карбонатных пород кварц-карбонатными обусловлено понижением температуры растворов и увеличением концентрации CO_2 до 95 мол. %. Эта последовательность реакций согласуется с полевыми наблюдениями природных объектов, когда воздействие на ультрамафиты H_2O-CO_2 флюидов вызывает образование серии метасоматических зон от серпентинитового протолита до конечного продукта изменения – кварц-карбонатной породы.

С кварц-карбонатными породами (в том числе лиственитами) пространственно ассоциируют

месторождения и рудопроявления Au, Hg, As, Sb, Co, Ni. К областям развития тальк-карбонатных пород приурочены месторождения железистых тальковых руд, магнезита и талькового камня (являющегося предметом исследований в данной работе).

Вследствие своей низкой твердости, легкости в обработке, высокой термостойкости и теплоемкости, химической инертности ко многим агрессивным средам тальковый камень с древних времен широко использовался для изготовления различных предметов потребления (горшки, плиты, чаши и др.), как строительный материал, облицовочный и декоративный камень в архитектуре, в том числе для изготовления скульптур. В настоящее время тальковый камень получил широкое распространение в производстве печей и каминов. Фирма “Tilikivi OYj” (Финляндия) – одна из наиболее известных в мире компаний по производству каминов – уже более 30 лет с успехом использует уникальные физико-механические свойства талькового камня для изготовления современных теплоаккумулирующих печей, облицовочной плитки, камней для саун и т.д.

Термин “тальковый камень” используется в отношении талькодержащих метаморфических пород, имеющих широкие вариации минерального состава. Согласно классификации [Романович, 1973], массивные разновидности тальковых пород, содержащих от 35 до 75% талька, которые можно подвергнуть механической обработке, называются тальковыми камнями по их минеральному составу. Финскими исследователями [Huhta, Kärki, 2018] термин “тальковый камень” предложено применять к породам с содержанием талька в пределах от 35 до 75% и твердых силикатных минералов (оливин, пироксен, серпентин, амфибол) не более 35%.

Значительные вариации в содержании породообразующих минералов, структурно-текстурных особенностей природных минеральных типов талькового камня как в пределах разных месторождений, так и в пределах одного проявления определяют различия их физико-механических свойств и различные области их применения.

Высокомагнезиальные ультраосновные эфузивы – коматииты, широко представленные в составе

раннедокембрийских зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов, а также их интрузивные комагматы являются перспективными на выявление в областях их развития месторождений и проявлений талькового камня. В литературе имеются упоминания о формировании тальк-карбонатных пород в коматитах зеленокаменных поясов Норсман-Вилуна в Западной Австралии, Барбертон в Южной Африке, Абитиби в Канаде, Морро до Ферро в Бразилии, Шангани в Зимбабве, в Верховцевской и Сурской зеленокаменных структурах в Украине. На Карельском кратоне Фенноскандинавского щита известны месторождения и проявления талькового камня на финской территории – в зеленокаменных поясах Сумуссалми (Кивикангас, Хаапонен), Кухмо (Верикаллио, Юуриккааниеми) [Vesasalo, 1965; Niemelä, 2001], на территории РФ – в Каменноозерской (Светлоозерское, Золотопорожское, Вожмозерское, Кумбуксинское, Южно-Вожминское), Хаутаваарской (Игнойла), Рыбозерской (Повенчанка), Уросозерской (Вожемское) зеленокаменных структурах [Фурман, 1995; Фролов, 2003]. В пределах данных структур залежи тальковых пород приурочены к толщам переслаивающихся потоков коматитов, линзам оливиновых мезо- и адкумулатов, сформированным при турбулентном характере излияния в центральных лавовых каналах, а также массивам ультрамафитов, комагматичным коматитам.

Большинство месторождений и проявлений талькового сырья юго-восточной части Карельского кратона были выявлены работами Карельской геологической экспедиции в результате поисков и оценки месторождений медно-никелевых руд. Результаты изучения минералого-петрографических и петрохимических особенностей тальковых руд и талькового камня, а также выводы, касающиеся их генезиса, зафиксированы в фондовых отчетах В.Н. Фурманом [1995] и обобщены в статьях [Фролов, 2003; Фролов, Фурман, 2003]. Вопросы образования тальк-карбонатных пород также отражены в работах Л.В. Кулешевич [1984, 1992], посвященных условиям преобразования ультрамафитов в листвениты в процессе низкотемпературных метасоматических изменений. Вследствие низкой вязкости коматитовых расплавов и широкого температурного интервала, когда единственной кристаллизующейся фазой является оливин (между ликвидусом и температурой кристаллизации других силикатных фаз), коматиты демонстрируют широкий спектр составов, обусловленных фракционированием и аккумуляцией оливина. Концентрации MgO в отдельных дифференцированных потоках могут варьировать более чем на 25 мас. % (в коматитовых потоках района Алексо, Абитиби, Канада, содержание MgO меняется от 19 мас. % в спинифекс-зоне до 45 мас. % в кумулятивной зоне) [Arndt et al., 2008].

Ввиду значительной изменчивости составов ультраосновных вулканитов коматитового ряда важным является изучение особенностей карбонатизации коматитов разного химического состава и выявление основных закономерностей образования в них различных природных типов талькового камня.

Цель настоящего исследования – установление минералого-петрографических особенностей образования талькового камня при гидротермально-метасоматическом изменении мезоархейских коматитов на примере месторождения Озерки и проявления Пентинсу Костомушской зеленокаменной структуры.

На данных объектах в результате поисково-оценочных работ при непосредственном участии авторов [Шеков, 2009] выявлены залежи талькового камня, приуроченные к линзам коматитовых перидотитов, а также к переслаивающимся дифференцированным и недифференцированным (массивным) лавовым потокам и лавобрекчиям коматитов с прослойями туфового материала. Их исследование дает возможность изучения процессов карбонатизации различных фациальных типов ультраосновных вулканитов и определения характерных особенностей вещественного состава сформированных природных типов талькового камня. Детальное изучение данных объектов позволит выявить основные факторы локализации залежей талькового камня в областях развития коматитов в зеленокаменных структурах и выработать научно-обоснованную стратегию поисково-оценочных работ на данный вид сырья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождение талькового камня Озерки и проявление Пентинсу расположены в юго-западной части Костомушской зеленокаменной структуры, локализованной в западной части Костомушско-Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона (рис. 1, 2).

В строении супракrustального разреза Костомушской зеленокаменной структуры выделяются мезоархейские нюкозерская, контокская и неоархейская гимольская серии [Стратиграфия..., 1992]. Нюкозерская серия объединяет биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдянные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослои полевошпатовых кварцитов и мигматиты по ним. Породы контокской серии включают ниемиарвинскую (метабазальты с редкими прослоями метакоматитов и магнетитовых кварцитов), шурловаарскую (агломератовые, лапиллиевые, слоистые туфы кислого состава, туффиты, магнетитовые сланцы, кварциты, углеродсодержащие сланцы) и рувинваарскую (метабазальты, метакоматиты, редкие углеродсодержащие сланцы и кварци-

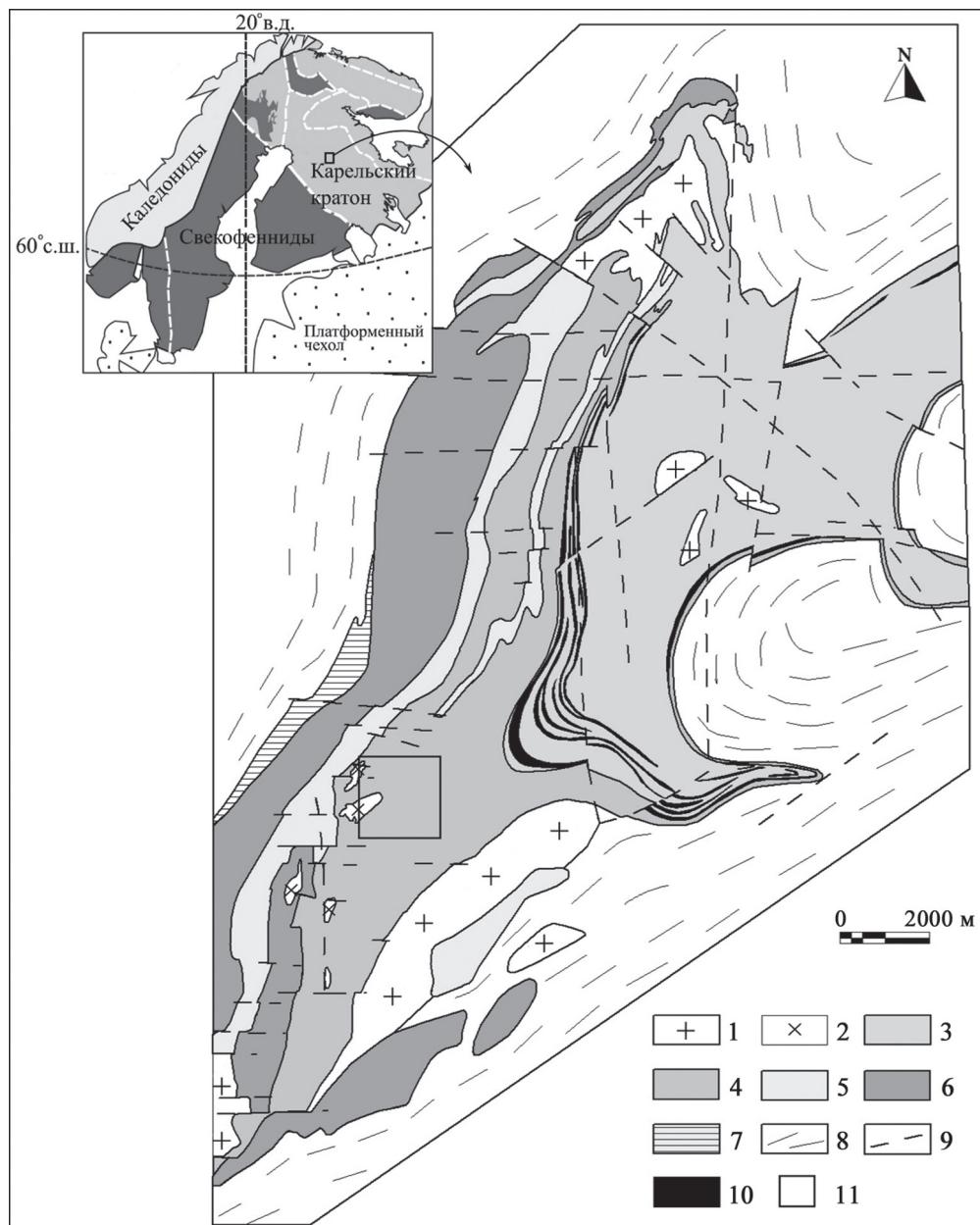


Рис. 1. Схема геологического строения Костомушской зеленокаменной структуры, по [Кулешевич, 2004] с упрощением.

1 – Na-К граниты (2.7–2.68 млрд лет); 2 – диориты, гранит-порфиры (2.72 млрд лет); 3 – сланцы гимольской серии; 4–6 – контоккская серия: 4 – метабазальты и метакоматиты рувинваарской свиты, 5 – кислые метавулканиты, магнетитовые сланцы и кварциты шурловаарской свиты, 6 – метабазальты ниемиярвинской свиты; 7 – гнейсы нюкозерской серии; 8 – гранито-гнейсы и мигматиты; 9 – тектонические нарушения; 10 – железные руды; 11 – местоположение объектов исследования.

Fig. 1. Schematic geological map of the Kostomuksha greenstone structure simplified from [Kuleshevich, 2004].

1 – Na-K granites (2.7–2.68 Ga); 2 – diorites, granite-porphries (2.72 Ga), 3 – schist, Gimoly series; 4–6 – Kontokki series: 4 – metabasalts and metakomatiites, Ruvinvaara Formation, 5 – felsic metavolcanics, magnetite schists and quartzite, Shurlovaara Fm, 6 – metabasalts, Niemijärvi Fm; 7 – gneisses Nyukkozero series; 8 – granite-gneiss and migmatite; 9 – faults; 10 – iron ores; 11 – location of study areas.

ты) свиты. Время формирования мафической толщи составляет 2843 ± 39 млн лет (Sm-Nd метод) [Puchtel et al., 1998], кислых вулканитов – $2795 \pm$

± 10 млн лет (U-Pb метод) [Лобач-Жученко и др., 2000]. Гимольская серия, представленная суккозерской, костомушской, сурлампинской и хе-

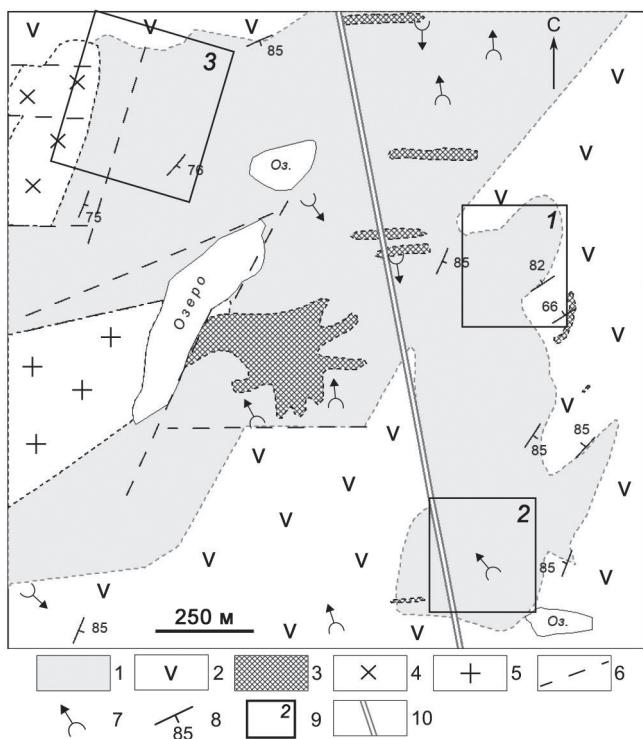


Рис. 2. Схема геологического строения мафитовой толщи с местоположением участков исследования (составлена с использованием данных В.Я. Горьковца [Стратиграфия..., 1992] и [Куле-шевич, 2004]).

1 – метакоматиты; 2 – метабазальты; 3 – метагаббро; 4 – диориты; 5 – гранит-порфиры; 6 – тектонические нарушения; 7 – направление кровли лавового потока; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – контуры участков: 1 – Озерки-1, 2 – Зеленая горка, 3 – Пентинсую; 10 – дорога.

Fig. 2. Schematic geological map of mafic sequence within location of study areas (compiled using V.Ya. Gorkovetz [Stratigrafiya..., 1992] and [Kule- shевич, 2004].

1 – metakomatiites; 2 – metabasalts; 3 – metagabbro; 4 – diorites; 5 – granite-porphries; 6 – faults; 7 – direction of the lava flowtop; 8 – schistosity; 9 – prospects outline: 1 – Ozerki, 2 – Zelenaya gorka, 3 – Pentinsuo; 10 – road.

дозерской свитами, сложена терригенными осадками с прослойями углеродсодержащих сланцев и горизонтами железистых кварцитов, формирующими крупное Костомукшское железорудное месторождение. Нижняя возрастная граница метосадков определяется возрастом подстилающих кислых вулканитов $- 2795 \pm 10$ млн лет, верхняя граница $- 2707 \pm 31$ млн лет (U-Pb метод) [Лобач-Жученко и др., 2000] – определяется возрастом плагиогранитпорфиров (гелиофленты), прорывающих сланцы гимольской серии.

Интузивные породы Костомукшской зеленокаменной структуры представлены разновозраст-

ными породами тоналит-трондемит-гранодиоритовой серии, габбро, диорит-гранодиоритовыми санукитоидами, лампрофирами, гранитами, лампроитами.

Супракrustальные породы Костомукшской зеленокаменной структуры были неоднократно деформированы и метаморфизованы [Кожевников, 1982, 2000; Геология и метаморфизм..., 1991]. По данным О.И. Володичева и Л.С. Головановой [Геология и метаморфизм..., 1991; Стратиграфия..., 1992], для пород характерен двухэтапный метаморфизм позднеархейского возраста андалузит-силлimanитового (раннего) и кианит-силлimanитового (позднего) типов. К локальным узким линейным тектоническим зонам приурочены различные метасоматиты, наложенные на ранее деформированные и метаморфизованные породы. Температурные условия метасоматитов варьируют от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Ультраосновные вулканиты, основной объем которых приурочен к рувинваарской свите контокской серии [Стратиграфия докембия..., 1992], наиболее широко распространены в юго-западной части структуры и прослеживаются в виде прерывистой полосы субмеридионального простирания протяженностью более 12 км, шириной до 1.5 км. Впервые ультраосновные вулканиты коматитовой серии Костомукшской структуры были исследованы В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской [Горьковец, Раевская, 1983, 1988а; Раевская, Горьковец, 1986]. Ими в ходе палеовулканологических реконструкций выявлены и описаны три коматитовые вулканические постройки центрального типа, контролируемые тектонической зоной, протягивающейся вдоль осевой линии Костомукшского синклиниория [Горьковец, Раевская, 1988б]. По данным бурения производственных организаций, ультраосновная толща мощностью несколько сотен метров прослеживается на глубину более 900 м [Фурман, 2001].

Метакоматиты Костомукшской зеленокаменной структуры характеризуются содержаниями MgO (в пересчете без летучих) от 18 до 29 мас. % в верхних частях дифференцированных потоков со структурой спинифекс, от 24 до 40 мас. % в кумулятивных зонах и от 25 до 33 мас. % в массивных потоках; низкими концентрациями TiO₂ (≤ 0.63 мас. %), Na₂O + K₂O (<1.2 мас. %), SiO₂ (≤ 51 мас. %) [Puchtel et al., 1998; Фурман, 2001; Ранний докембий..., 2005; и собственные данные авторов]. Авторские анализы наименее измененных коматитов приведены в табл. 1. Значения основных петрологических индикаторных отношений CaO/Al₂O₃ (0.91 ± 0.41), Al₂O₃/TiO₂ (18.8 ± 3.63), (Gd/Yb)_n (1.13 ± 0.04) позволяют отнести метакоматиты к Al-недеплетированному “Мунро” типу. Породы обогащены легкими редкоземельными элементами, (La/Sm)_n = 0.48 ± 0.07 , и имеют слабо фракционированное распределение тяжелых ред-

Таблица 1. Химический состав метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры

Table 1. Chemical composition of the metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure

Компонент	Проба							
	011-3-0.05	016-2-0.1	014-2.0	011-3-1	011-3-4.6	014-3.73	0z7-32.28	016-2-2.95
	КБ	КБ	С	С	К	К	К	М
SiO ₂	41.88	42.22	42.6	41.76	41.56	40.44	45.64	43.78
TiO ₂	0.31	0.35	0.32	0.31	0.29	0.27	0.28	0.33
Al ₂ O ₃	7.14	7.37	6.87	7.92	5.97	6.11	6.38	5.94
Fe ₂ O ₃	3.5	3.63	3.95	3.74	2.4	2.35	3.29	2.31
FeO	5.9	5.9	6.18	6.18	6.25	7.04	7.18	6.32
MnO	0.159	0.143	0.151	0.139	0.144	0.14	0.136	0.142
MgO	24.8	24.74	26.02	25.06	28.43	28.59	22.84	27.63
CaO	6.77	5.06	5.66	5.96	4.69	3.27	6.52	4.92
Na ₂ O	0.12	0.11	0.15	0.12	0.08	0.04	0.27	0.1
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
H ₂ O	0.38	0.45	0.5	0.44	0.39	0.4	0.66	0.27
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.07	0.06	0.18	0.06	0.05	0.04
П. п. п.	8.56	9.75	7.08	7.97	9.2	10.83	6.26	7.99
Сумма	99.55	99.78	99.56	99.66	99.59	99.55	99.53	99.78

Примечание. КБ – брекчированная кровля лавового потока, С – зона спинифекс-структурь дифференцированного лавового потока, К – кумулятивная зона дифференцированного лавового потока, М – недифференцированный (массивный) лавовый поток.

Note. КБ – flow top breccia, С – spinifex texture zone of the differentiated lava flow, К – cumulate zone of the differentiated lava flow, М – undifferentiated (massive) lava flow.

коземельных элементов. Изотопно-геохимические характеристики коматиит-базальтовой ассоциации Костомукшской зеленокаменной структуры сходны с таковыми для базальтов современных океанических хребтов и/или океанических плато ($\epsilon_{\text{Nd}} = -2.8\text{--}3.4$, $(\text{Nb}/\text{Th})_n = 1\text{--}2$, $(\text{Nb}/\text{La})_n = 0.9\text{--}1.5$) [Puchtel et al., 1998].

На месторождении талькового камня Озерки, включающем участки Озерки-1 и Зеленая горка, метакоматииты образуют кругопадающие пластообразные тела (размером 130×300 и 350×450 м соответственно), согласно залегающие среди метабазальтов. По данным бурения, толща метаультрамафитов представлена чередующимися дифференцированными и недифференцированными лавовыми потоками, а также лавобрекчиями метакоматиитов с редкими прослоями туфов. Первично магматические минералы в породах не сохраняются, метакоматииты представлены породами хлорит-амфиболового, (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритового и карбонат-хлорит-талькового (тальковый камень) состава. На участке Озерки-1 тальковый камень формирует пластообразные тела небольшой мощности от 5–10 до 30 м протяженностью до 150 м. На участке Зеленая горка преобладают карбонат-хлорит-тальковые породы (рис. 3), слагающие наиболее мощное тело в центральной части участка. В телах метаультрамафитов отмечается серия даек метагаббро мощностью 1.2–5.0 м. На контактах метакоматиитов с дайками и вмещающими метабазальтами фиксируется развитие реакционной метасоматической зональности, вклю-

чающей зоны хлорит-амфиболовых, амфиболовых, (хлорит)-тальковых, биотитовых пород.

На проявлении Пентинсую метаультрамафиты формируют кругопадающее пластообразное тело северо-восточного простириания протяженностью 500 м, мощностью 200 м, сложенное в центральной части метапериодитами, к периферии сменяющимися массивными, подушечными лавами метакоматиитов, потоками коматиитовых и толеитовых метабазальтов (рис. 4). В западной части участка развиты диориты массива Факторный таловейского комплекса диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров, с которыми связана золоторудная минерализация Костомукшской структуры [Кулешевич, Фурман, 2009]. Проявление Пентинсую расположено в заболоченной местности, в центральной части обнажаются массивные антигоритовые серпентиниты, образующие изометричное в плане тело размером 100×75 м. Серпентиниты рассечены карбонатными прожилками и по периферии переходят в хлорит-карбонат-тальковую породу. По результатам бурения установлено, что основная часть метапериодитов сложена тальковым камнем хлорит-карбонат-талькового состава. Залежь талькового камня имеет в плане сложную форму из-за наличия останцов серпентинитов. В единичных скважинах, пробуренных на проявлении, вскрыты маломощные дайки основных пород, на контактах которых с метапериодитами развита реакционная метасоматическая зональность, аналогичная зональности на месторождении Озерки.

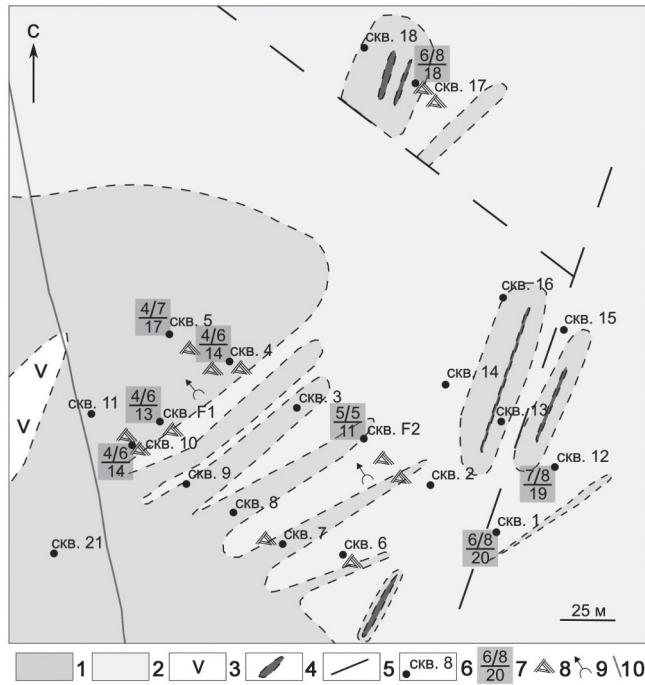


Рис. 3. Схема геологического строения участка Зеленая горка месторождения талькового камня Озерки.

1 – хлорит-амфиболовые и (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые породы; 2 – карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень); 3 – метабазалты; 4 – метагаббро; 5 – тектонические нарушения; 6 – скважины; 7 – железистость минералов: в числителе – доломита/талька, в знаменателе – хлорита; 8 – зоны спинифекс-структур; 9 – направление кровли лавового потока; 10 – дорога.

Fig. 3. Schematic geological map of the Zelenaya Gorka prospect at the Ozerki soapstone deposit.

1 – chlorite-amphibole and (carbonate)-amphibole-talc-chlorite rocks; 2 – carbonate-chlorite-talc rock (soapstone); 3 – metabasalts; 4 – metagabbro; 5 – faults; 6 – drill holes; 7 – iron content of minerals: in the numerator – dolomite/talc, in the denominator – chlorite; 8 – spinifex texture zones; 9 – direction of lava flowtop; 10 – road.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал по месторождению Озерки получен при документации керна скважин (на участке Озерки-1 – 11 скважин, на участке Зеленая горка – 21 скважина), пробуренных при поисково-оценочных работах на тальковый камень. На проявлении Пентинсую пробы для исследования отобраны из естественных обнажений, из керна двух скважин, также проанализирован материал, полученный при пенетрационном бурении.

Минеральный состав исследуемых проб установлен методами оптической микроскопии, электронной микроскопии с приставкой для микроанализа, рентгенофазового и термогравиметрического анализа. Исследования выполнены на оборудо-

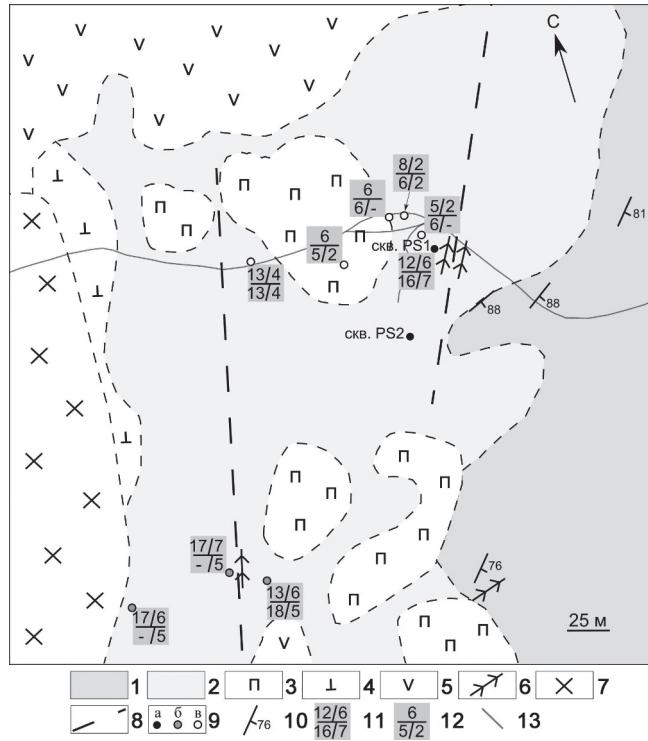


Рис. 4. Схема геологического строения проявления талькового камня Пентинсую.

1 – метакоматииты; 2 – хлорит-карбонат-тальковые породы (тальковый камень); 3 – серпентиниты; 4 – коматитовые метабазалты; 5 – метабазальты; 6 – метагаббро; 7 – диориты; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдений: а – скважины, б – скважины пенетрационного бурения, в – обнажения; 10 – элементы залегания сланцеватости; 11 – железистость минералов: в числитеle – хлорита/талька, в знаменателе – брейнерита/доломита; 12 – железистость минералов: в числитеle – серпентина, в знаменателе – брейнерита/доломита; 13 – дорога.

Fig. 4. Schematic geological map of the Pentinsuo soapstone occurrence.

1 – metakomatiites; 2 – chlorite-carbonate-talc rocks (soapstone); 3 – serpentinites; 4 – komatiitic metabasalts; 5 – metabasalts; 6 – metagabbro; 7 – diorites; 8 – faults; 9 – location of a – drill holes, б – penetration drill holes, в – outcrops; 10 – schistosity; 11 – iron content of minerals: in the numerator – chlorite/talc, in the denominator – breunnerite/dolomite; 12 – iron content of minerals: in the numerator – serpentine, in the denominator – breunnerite/dolomite; 13 – road.

вании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра “Карельский научный центр Российской академии наук”. Рентгенофазовый анализ выполнен на дифрактометре ARL X'TRA с излучением CuK_α в области углов $2\theta = 2-90^\circ$. Изучение морфологии и химического состава пордообразующих минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным микронали-

затом INCA Energy 350 (напряжение 20 кВ). Количественный минеральный состав проб определен путем пересчета данных химического и термогравиметрического анализов с учетом данных по химическому составу породообразующих минералов, полученных при рентгеноспектральном микронализе. Термогравиметрический анализ выполнен на синхронном термоанализаторе STA 449 F1 Jupiter фирмы NETZSCH в области температур 35–1200°C. Для анализа использовались навески 10 мг, скорость нагрева образцов составила 10 К/мин. Химический состав проб определен методом силикатного анализа в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ

Комплексное изучение метаультрамафитов на месторождении Озерки показало, что по минеральному составу выделяются три их разновидности: хлорит-амфиболовые, (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые и карбонат-хлорит-тальковые (тальковый камень) породы. Переходы между разновидностями постепенные. На отдельных участках отмечается развитие флогопитизированных пород.

Хлорит-амфиболовые разновидности представлены массивными породами серого, темно-серого цвета, рассеченными хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками, сложенными тонкозернистым агрегатом чешуек хлорита и амфибала. Амфибол (актинолит, tremolite) образует волокнистые, коротко- и длиннопризматические кристаллы, иногда имеющие неоднородное строение, обусловленное наличием областей, по составу отвечающих куммингтониту. В некоторых образцах отмечается присутствие двух генераций амфибала и хлорита. Рудные минералы в виде тонкой рассеянной вкрапленности и просечек неравномерно распределены в породе, представлены пылевидными зернами магнетита и ильменита и более крупными зернами хромшпинелидов размером до 0.5 мм. Структура пород фибробластовая, лепидонематобластовая, с реликтами спинифекс и ортокумулятивной. Содержание породообразующих минералов, %: амфибол – 20–60, хлорит – 25–60, рудные – 4–10, тальк – 0–10, карбонат – 0–10.

В породах со спинифекс-структурой псевдоморфозы по оливину выполнены хлоритом, хлорит-амфиболовым агрегатом. В интерстициях между пакетами пластин апооливина развиты веерообразные псевдоморфозы, метелки и пучки по кристаллам пироксена, сложенные амфиболовом (рис. 5а, б). Основной матрикс образован хлоритом, амфиболовом и рассеянным рудным минералом. Ортокумулятивная структура сформирована псевдоморфозами по оливину, которые сохраняют кристаллографические очертания зерен и имеют вытянутые,

ромбовидные, гексагональные формы. Псевдоморфозы сложены преимущественно хлоритом, интеркумулусная масса – хлорит-амфиболовым агрегатом. В некоторых образцах в ортокумулах отмечаются длинные иглообразные псевдоморфозы, сложенные хлорит-амфиболовым агрегатом.

(Карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые разновидности представлены тонкозернистыми породами от светло-серого до темно-серого цвета в зависимости от содержания хлорита, которые секутся хлоритовыми, хлорит-тальк-карбонатными прожилками мощностью до первых сантиметров. Содержание породообразующих минералов, %: амфибол – 10–30, хлорит – 20–40, тальк – 10–30, карбонат – 1–20, рудные – 0–10. Для пород характерно развитие зернистых масс и ксенобластов доломита на фоне тонкозернистого агрегата чешуек талька, хлорита, удлиненных призм и волокон амфибала. Установлено замещение тальком кристаллов амфибала, нередко с сохранением формы последних (рис. 5в). Некоторые кристаллы tremolite-актинолита имеют неоднородное строение с участками куммингтонитового состава (рис. 5г). В породах отмечается тонкая рассеянная вкрапленность, просечки и ветвящиеся жилки магнетита и ильменита, а также более крупные идиоморфные зерна хромшпинелидов.

Для (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовых пород характерны порфиробластовые (по карбонату) структуры с лепидобластовой, нематолепидобластовой структурой основной ткани, а также реликтовые спинифекс и ортокумулятивные структуры. В спинифекс-структуратах тальк и карбонат развиваются внутри псевдоморфоз по первичным силикатам, а также по основной массе. В ортокумулятивных структурах псевдоморфозы по оливину сложены преимущественно хлоритом, а тальк развивается в интеркумулусной массе по амфиболову. Реже отмечаются псевдоморфозы, сложенные амфибол-хлорит-тальковым агрегатом. Карбонат образует зерна неправильной формы и порфиробласти, “стирающие” границы оливиновых псевдоморфоз.

Карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень), по сравнению с (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовыми, в целом содержат большее количество карбоната и талька и представляют собой тонкозернистые образования от светло-серого до темно-серого цвета, рассеченные тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками мощностью до первых сантиметров. Содержание породообразующих минералов, %: тальк – 30–55, хлорит – 20–60, карбонат – 5–40, рудные – до 7. Для пород данной группы характерны порфиробластовые (по карбонату) и гранолепидобластовые структуры. Основная ткань породы сложена тонкозернистым агрегатом талька, хлорита, карбоната и рудных минералов (магнетит, ильменит, хромшпинелиды). В некоторых образцах уста-

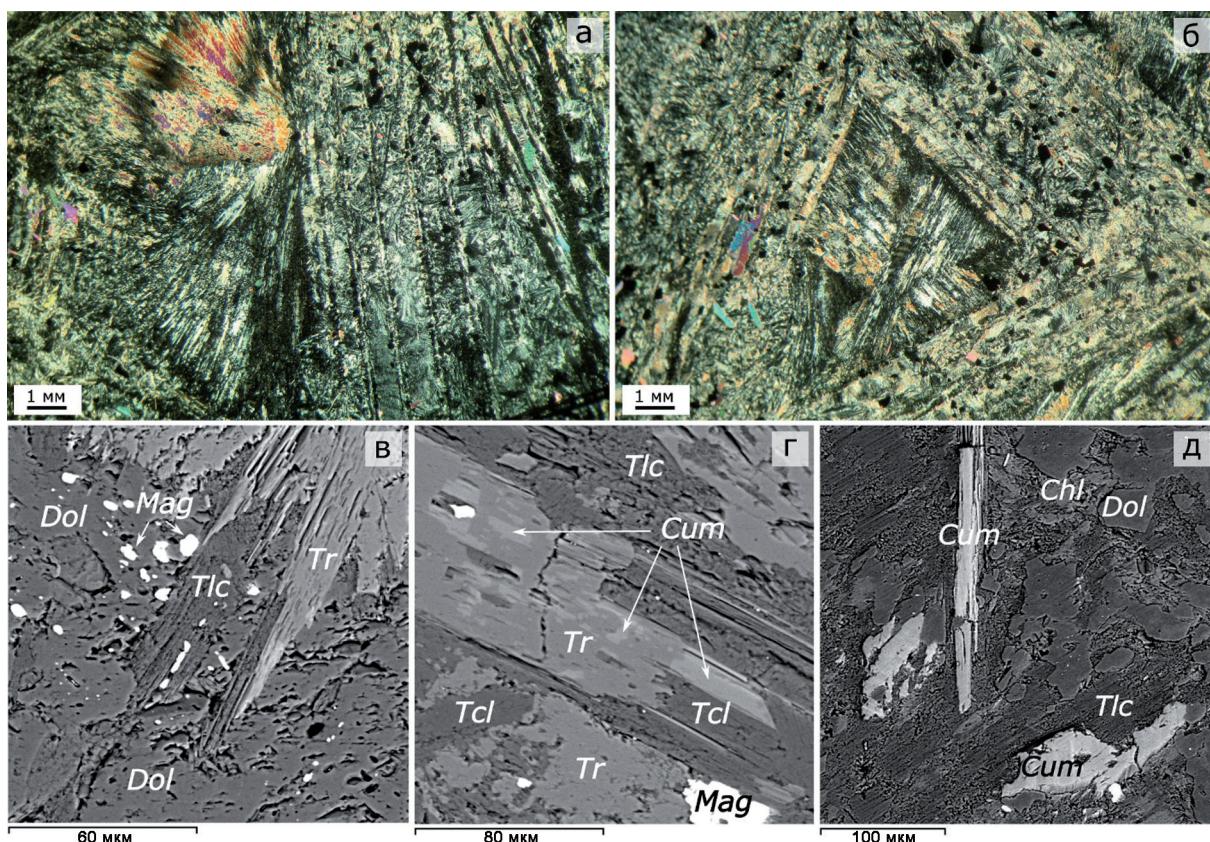


Рис. 5. Микрофото (а, б) и изображения в отраженных электронах (в–д) основных типов метакоматиитов месторождения Озерки.

а, б – структура спинифекс пакетного типа в хлорит-амфиболовой породе, в интерстициях пластин апооливина расположены веерообразные псевдоморфы по пироксену; в – псевдоморфное замещение амфиболя тальком в карбонат-амфибол-тальк-хлоритовой породе; г – неоднородные по составу кристаллы tremolite с областями куммингтонитового состава в карбонат-амфибол-тальк-хлоритовой породе; д – развитие порфиробластов куммингтонита и замещение их тальком в карбонат-хлорит-тальковой породе. *Chl* – хлорит, *Cum* – куммингтонит, *Dol* – доломит, *Mag* – магнетит, *Tlc* – тальк, *Tr* – tremolite.

Fig. 5. Photomicrographs (a, б) and back-scattered electron images (в–д) of major types of Ozerki metakomatiites.

а, б – platy spinifex texture in chlorite-amphibole rock, spray pseudomorphs after pyroxene occur in the interstices of apoolivine plates; в – pseudomorphic replacement of amphibole by talc in carbonate-amphibole-talc-chlorite rock; г – compositionally heterogeneous tremolite crystals with cummingtonite composition areas in carbonate-amphibole-talc-chloritic rock; д – cummingtonite porphyroblasts and their replacement by talc in carbonate-chlorite-talc rock. *Chl* – chlorite, *Cum* – cummingtonite, *Dol* – dolomite, *Mag* – magnetite, *Tlc* – talc, *Tr* – tremolite.

новлено развитие куммингтонита (до 1–2 %), образующего бесцветные расщепленные длиннопрismaticкие кристаллы и лучистые агрегаты с полисинтетическими двойниками размером до 1 мм, часто полностью псевдоморфно замещенные тальком (см. рис. 5д). Куммингтонит развивается как по основной ткани породы, так и бывает приурочен к скоплениям зерен карбоната.

Для карбонат-хлорит-тальковых пород характерны массивные, а также и сланцеватые ориентированные текстуры. В редких случаях отмечаются спинифекс- и кумулятивные структуры. В кумулятивной структуре границы зерен оливина подчеркиваются цепочками рудных минералов (магнетит, ильменит). Псевдоморфы спинифекс-структур

сложены преимущественно тальком, реже карбонатом, промежутки между псевдоморфозами заполнены хлоритом.

Для всех минеральных разновидностей пород характерно присутствие реликтовых зерен хромшпинелидов и бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротином, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, сфалеритом и галенитом. Зерна хромшпинелидов проявляют внутреннюю зональность от хромита-субферриалюмохромита в ядерной части, через субалюмоферрихромит-феррихромит в промежуточной зоне до хроммагнетита-магнетита в кайме. Отмечаются наличие апатита и единичные находки циркона.

При сопоставлении особенностей размещения различных типов пород в толще ультраосновных вулканитов с составом и строением отдельных потоков установлен геохимический фактор, контролирующий формирование талькодержащих пород. Для примера рассмотрим изменения минералогопетрографических характеристик пород в пределах потоков метакоматитов вскрытых скважинами F1 и oz7.

На рис. 6 представлено строение фрагмента толщи метакоматитов, вскрытого скважиной F1 на участке Зеленая горка. В разрезе скважины выделяются 4 потока дифференцированного, недиффе-

ренцированного сложения и лавобрекчии. В описании потоков здесь и далее указаны истинные мощности, рассчитанные, исходя из предположения о субвертикальном залегании пород и угла наклона скважин 45° .

Разрез скважины начинается лавобрекчиями метакоматитов потока 4 (вскрыта мощность зоны 3.7 м, содержание MgO – 25.19–26.18 мас. %). Фрагменты лавы, имеющие остроугольные и овальные очертания, разделены тонкими (1–3 мм) хлоритовыми и более мощными (до 4 см) карбонатхлорит-тальковыми прожилками. Некоторые фрагменты ограничены светлой каймой более тонко-

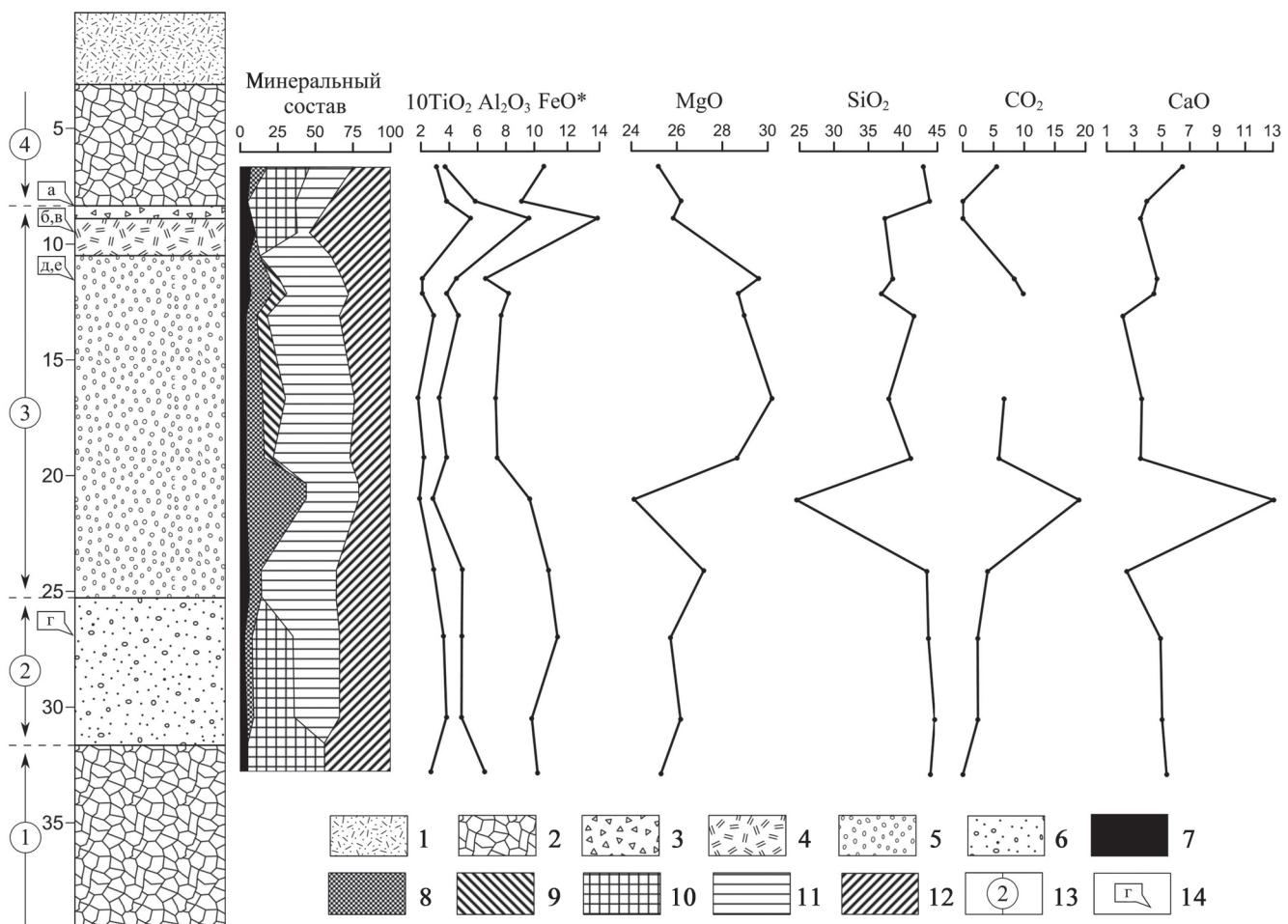


Рис. 6. Распределение петrogenенных элементов (мас. %) и минеральный состав (мас. %) в потоках метакоматитов в скважине F1 на месторождении талькового камня Озерки (участок Зеленая горка).

1 – четвертичные отложения, 2 – лавобрекчии, 3 – A_1 -брекчированная кровля, 4 – A_{2-3} -зона спинифекс, 5 – В-кумулятивная зона, 6 – массивные лавы, 7 – рудные минералы, 8 – доломит, 9 – брейнерит, 10 – амфибол, 11 – тальк, 12 – хлорит, 13 – лавовый поток и его номер (описание см. в тексте), 14 – место отбора образца, микрофото которого представлено на рис. 7 под соответствующей буквой.

Fig. 6. Petrogenetic element distribution (wt %) and mineral composition (wt %) in metakomatiite flows in the drill hole F1 at the Ozerki soapstone deposit (Zelenaya Gorka prospect).

1 – quaternary rocks, 2 – lava-breccia, 3 – A_1 -brecciated top, 4 – A_{2-3} -spinifex zone, 5 – B-cumulate zone, 6 – massive lava, 7 – ore minerals, 8 – dolomite, 9 – breunnerite, 10 – amphibole, 11 – talc, 12 – chlorite, 13 – lava flow and its number (description see in the text), 14 – the place of sample, the microphoto of which is represented at Fig. 7 under the corresponding letter.

зернистого сложения (зоной закалки) шириной до 1 см. На отдельных участках отмечаются реликты структуры спинифекс в виде мелких (до 5 мм) различно ориентированных апооливиновых псевдоморфоз. Лавобрекции сложены доломит-тальк-амфибол-хлоритовой породой и характеризуются гранонематобластовой, лепидонематобластовой, порфиробластовой структурой. Местами сохраняется реликтовая порфировая структура, где псевдоморфозы по оливину выполнены чешуйками хлорита, пространство между псевдоморфозами сложено тальк-хлорит-тремолитовым агрегатом.

Ниже по разрезу лавобрекции сменяются дифференцированным лавовым потоком (3) метакоматитами (содержание MgO 24.12–30.18 мас. %) мощностью 11 м, в строении которого выделяются зоны брекчированной кровли (A_1), структуры спинифекс (A_{2-3}) и ортокумулата (B).

Зона A_1 мощностью 40 см сложена остроугольными и реже округлыми обломками, ограниченными прожилками тальк-хлоритового состава, развитыми по контракционным трещинам. Обломки представлены массивной апостекловатой хлорит-амфиболовой породой, содержащей полигональные фенокристаллы апооливина, сложенные хлоритом (рис. 7а). Структура породы лепидонематобластовая, реликтовая порфировая.

Зона A_{2-3} мощностью 1.1 м сформирована массивной породой со структурой спинифекс мелкого пакетного различно ориентированного типа (A_2) с размером спинифекс-кристаллов до 1 см и более крупного радиально-лучистого, веерообразного типа (A_3) длиной до 4 см (рис. 7б, в). Микроскопически спинифекс-кристаллы выполнены хлоритовым, тальковым агрегатом. Пространство между псевдоморфозами представлено апостекловатой хлорит-актинолитовой или хлоритовой массой. Минеральный состав породы магнетит-тальк-актинолит-хлоритовый, с небольшим содержанием доломита. Для зоны спинифекс характерно наличие многочисленных тонких ветвистых жилок, выполненных хлоритом.

Зона ортокумулата имеет мощность 10.5 м, сложена тальковым камнем. Верхняя, наиболее магнезиальная (содержание MgO 28.65–30.18 мас. %), часть кумулятивной зоны мощностью 5.5 м сформирована массивной карбонат-хлорит-тальковой породой с характерными порфиробластовыми выделениями карбоната размером до 1 см (рис. 7д). Карбонат представлен доломитом и брейнеритом. Для брейнерита свойственно замещение зерен по периферии и по трещинам спайности доломитом, кальцитом и сидеритом (рис. 7е). Суммарное содержание карбонатов 15–26%. С глубиной количество крупных порфиробластов сокращается и порода приобретает пятнистую текстуру (мощность зоны 2.8 м), обусловленную наличием изометрических доломит-тальковых обособлений размером до

15 мм, участками сливающихся в пятна размером до 6 см, насыщенных рудными минералами. Содержание карбоната (доломита) возрастает до 40%. Нижняя часть кумулятивной зоны сложена брекчированной хлорит-тальковой породой, разбитой сетью тонких трещин, залеченных преимущественно хлоритом, иногда в центральных частях хлоритовых прожилков развиваются тальк и карбонат. В целом для пород кумулятивной зоны характерна преимущественно порфиробластовая (по карбонату) структура с гранолепидобластовой структурой основной ткани, на отдельных участках отмечается реликтовая кумулятивная структура, диагностируемая по оконтуриванию оливиновых псевдоморфоз пылевидными кристалликами магнетита.

Дифференцированный поток подстилается массивным лавовым потоком метакоматитов (2) мощностью 4.5 м (содержание $MgO \approx 26$ мас. %). Метакоматиты сложены амфибол-тальк-хлоритовой с доломитом породой и характеризуются реликтовой порфировой структурой (рис. 7г). Псевдоморфозы по оливину размером до 0.7 мм имеют ромбовидную, гексагональную, изометрическую форму и выполнены чешуйками хлорита и иглами тремолита, прорастающими грани псевдоморфоз. Основной матрикс имеет лепидобластовую структуру и сформирован магнетит-тальк-амфибол-хлоритовым агрегатом. В породе отмечаются тальк-хлоритовые прожилки, вероятно подчеркивающие полигональную трещиноватость.

Ниже по разрезу массивный поток сменяется лавобрекциями метакоматитов (поток 1) (вскрыта мощность зоны 5.6 м, содержание MgO 25.3 мас. %), аналогичными описанным выше в потоке 4.

На участке Озерки-1 в разрезе скв. 7 (рис. 8) выделены 3 дифференцированных лавовых потока метакоматитов в опрокинутом залегании, разделенные прослоем туфового материала.

Разрез скважины начинается дифференцированным потоком (1) метакоматитов с содержанием MgO 24.55–29.7 мас. % мощностью 19.3 м. В потоке диагностируются две зоны: зона со структурой спинифекс (A_2) и зона ортокумулата (B).

Зона A_2 мощностью 30 см сложена массивной тремолит-доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой и с реликтами структуры спинифекс мелкого пакетного различно ориентированного типа (рис. 9в) с размером спинифекс-кристаллов до 1 см, выполненных тремолит-тальк-хлоритовым агрегатом.

Кумулятивная зона потока имеет мощность 19 м, сложена тальковым камнем с большим количеством карбонатных прожилков мощностью до 10 см. Верхняя часть зоны (мощность 3.3 м) представлена доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой, участками сохраняющей реликты ортокумулятивной структуры.

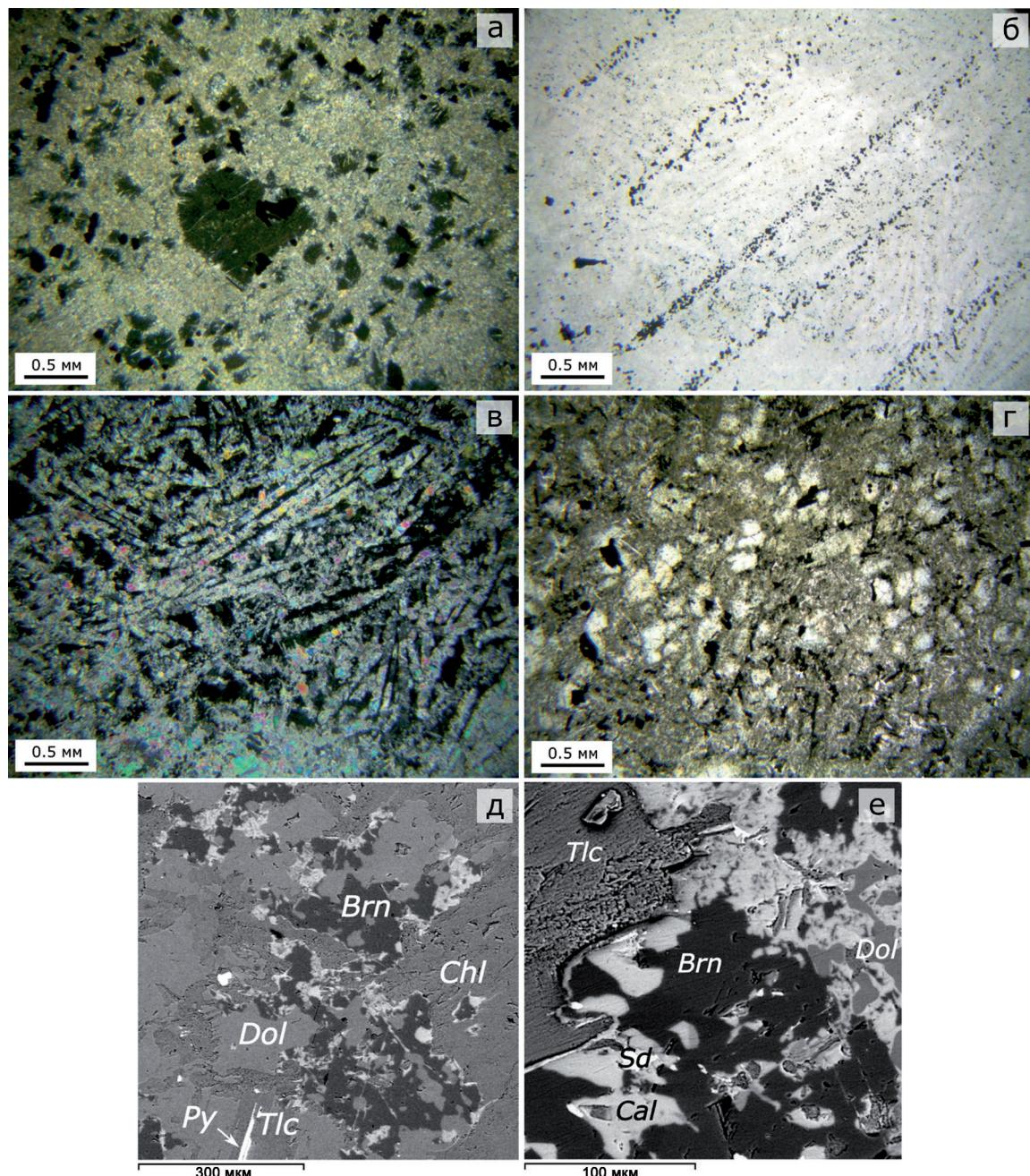


Рис. 7. Микрофото (а–г) и изображения в отраженных электронах (д, е) метакоматиитов в различных зонах потоков в разрезе скважины F1 на месторождении Озерки (участок Зеленая горка).

а – псевдоморфы по фенокристаллам оливина в хлорит-амфиболовой породе кровельной зоны дифференцированного потока; б – структура спинифекс актинолит-тальк-хлоритовой породы в дифференцированном потоке, без анализатора; в – то же, с анализатором; г – порфировая структура (доломит)-амфибол-тальк-хлоритовой породы массивного потока д – порфиробласти брейнерита в карбонат-хлорит-тальковой породе кумулятивной зоны дифференцированного потока; е – замещение брейнерита доломитом, кальцитом и сидеритом. *Brn* – брейнерит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Dol* – доломит, *Py* – пирит, *Sd* – сидерит, *Tlc* – тальк.

Fig. 7. Photomicrograph (a–g) and back-scattered electron images (д, е) of metakomatiites in various flow zones in the cross-section of drill hole ghF1 at the Ozerki deposit (Zelenaya Gorka prospect).

а – pseudomorphs after olivine phenocrysts in chlorite-amphibole rock of the top zone in a differentiated flow; б – spinifex texture of actinolite-talc-chlorite rock of a differentiated flow, plane-polarized light; в – the same, cross-polarized light; г – porphyritic structure of (dolomite)-amphibole-talc-chlorite rock in a massive flow; д – breunnerite porphyroblasts in carbonate-chlorite-talc rock of the differentiated flow cumulate zone; е – replacement of breunnerite by dolomite, calcite and siderite. *Brn* – breunnerite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Dol* – dolomite, *Py* – pyrite, *Sd* – siderite, *Tlc* – talc.

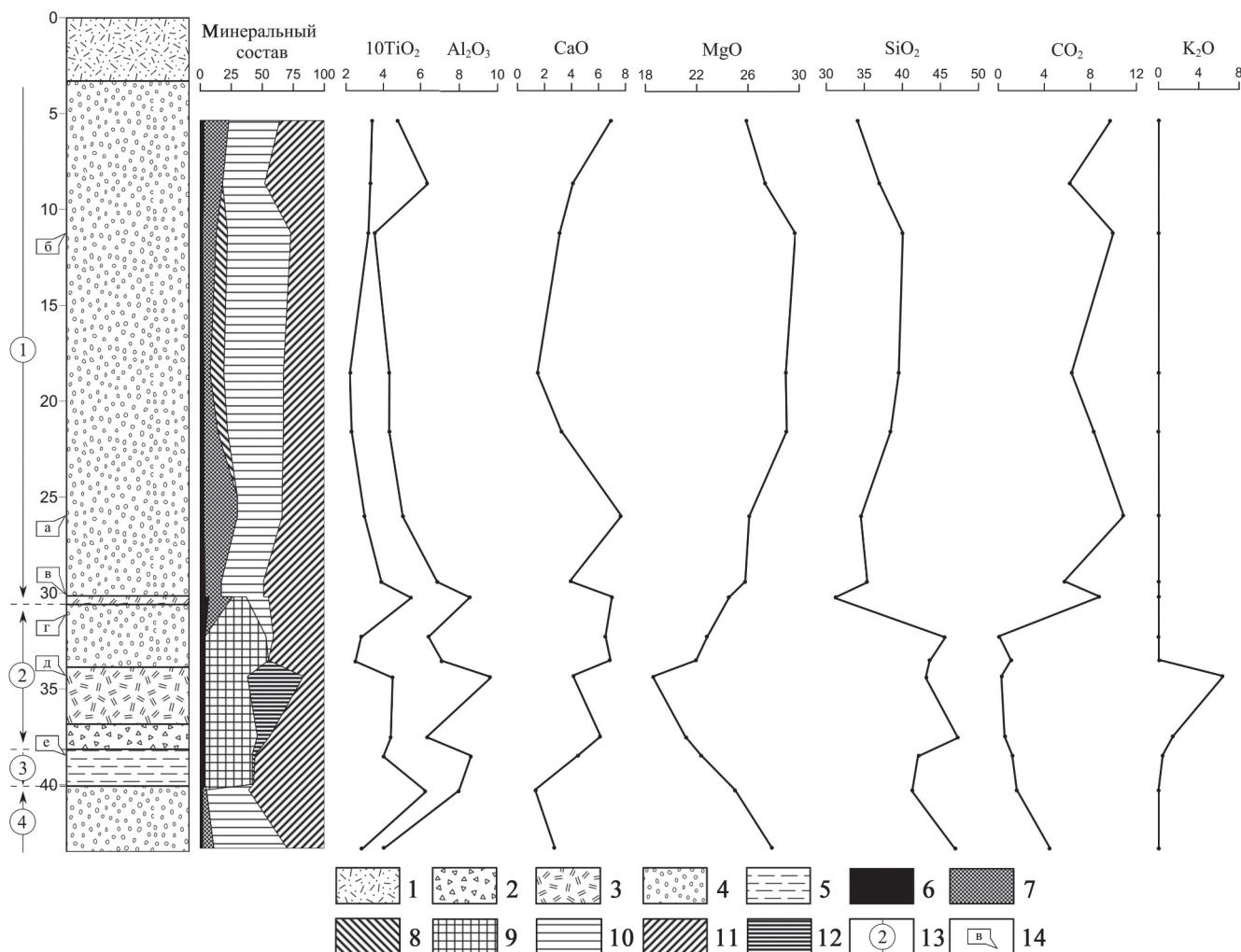


Рис. 8. Распределение петрогенных элементов (мас. %) и минеральный состав (мас. %) в потоках метакоматитов в скважине oz7 на месторождении Озерки (участок Озерки-1).

1 – четвертичные отложения, 2 – A_1 -брекчированная кровля, 3 – A_{2-3} зона спинифекс, 4 – В-кумулятивная зона, 5 – туфы, 6 – рудные минералы, 7 – доломит, 8 – брейнерит, 9 – амфибол, 10 – тальк, 11 – хлорит, 12 – флогопит, 13 – лавовый поток и его номер (описание в тексте), 14 – место отбора образца, микрофото которого представлено на рис. 9 под соответствующей буквой.

Fig. 8. Petrogenic element distribution (wt %) and mineral composition (wt %) in metakomatiite flows in drill hole oz7 at the Ozerki deposit (Ozerki-1 prospect).

1 – quaternary rocks, 2 – A_1 -brecciated top, 3 – A_{2-3} spinifex zone, 4 – B-cumulate zone, 5 – tuffs, 6 – ore minerals, 7 – dolomite, 8 – breunnerite, 9 – amphibole, 10 – talc, 11 – chlorite, 12 – phlogopite, 13 – lava flow and its number (description in the text), 14 – the place of sample, the microphoto of which is represented at Fig. 9 under the corresponding letter.

Псевдоморфозы по оливину имеют гексагональную, вытянутую форму и погружены в матрикс, сложенный псевдоморфозами по игольчатым кристаллам пироксена и раскристаллизованным стеклом (рис. 9а). Большинство оливиновых псевдоморфоз имеет размер 0.15–0.4 мм, при этом отмечаются отдельные зерна размером до 5 мм, длина псевдоморфоз по пироксену до 0.35 мм. Псевдоморфозы по первичным силикатам выполнены преимущественно тонкочешуйчатым хлоритом и тальковым агрегатом. Центральная, наиболее маг-

незиальная (содержание MgO – 29.03–29.7 мас. %), часть кумулятивной зоны мощностью 11 м сложена карбонат-хлорит-тальковой породой с характерными крупными порфиробластовыми выделениями брейнерита размером до 8 мм (рис. 9б). Доломит образует более мелкие порфироблесты размером до 0.5 мм. В зернах брейнерита отмечаются участки, выполненные доломитом и кальцитом. Структура основной ткани породы лепидобластовая, гранолепидобластовая. Нижняя часть кумулятивной зоны (мощность 4.7 м) характеризуется

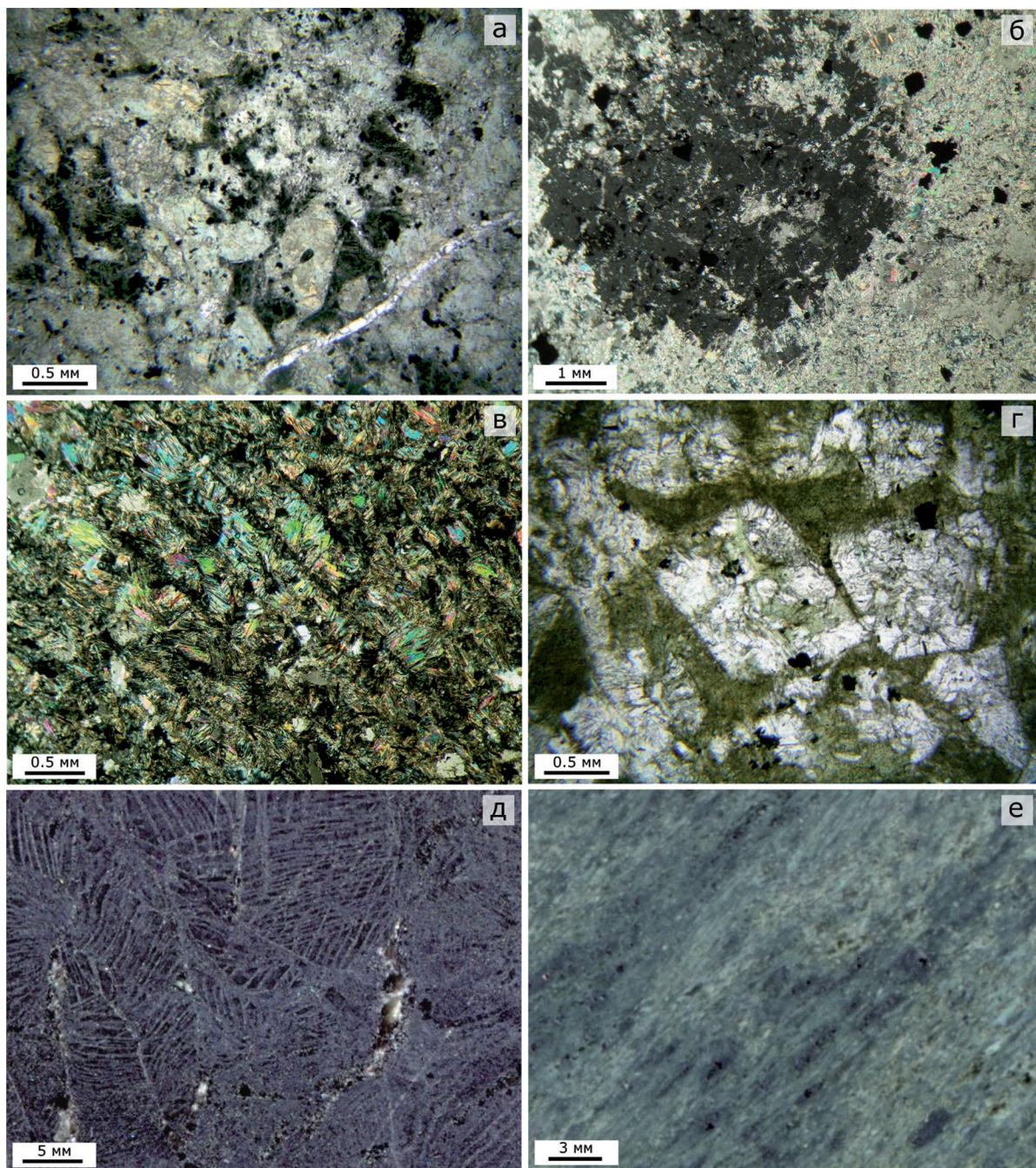


Рис. 9. Структурно-текстурная характеристика различных зон потоков и туфов метакоматиитов в разрезе скважины oz7 на месторождении Озерки (участок Озерки-1).

а – ортокумулятивная структура доломит-тальк-хлоритовой породы верхней части кумулятивной зоны потока метакоматиитов, б – порфиробластовая структура карбонат-хлорит-тальковой породы центральной части кумулятивной зоны потока метакоматиитов, в – спинифекс-структура доломит-амфибол-тальк-хлоритовой породы, г – ортокумулятивная структура тальк-доломит-хлорит-актинолитовой породы, д – структура спинифекс актинолит-хлорит-флогопитовой породы, е – слоистый коматитовый туф, представленный флогопит-хлорит-актинолитовой породой.

Fig. 9. Textural and structural characteristics of various metakomatiite flow zones and metakomatiite tuffs in the rock sequence of drill hole oz7 at the Ozerki deposit (Ozerki-1 prospect).

а – orthocumulate texture of dolomite-talc-chlorite rock in the upper portion of the cumulate zone of metakomatiite flow, б – porphyroblastic texture of carbonate-chlorite-talc rock in the central part of the cumulate zone of metakomatiite flow, в – spinifex texture of dolomite-amphibole-talc-chlorite rock, г – orthocumulate texture of talc-dolomite-chlorite-actinolite rock, д – spinifex texture of actinolite-chlorite-phlogopite rock, е – layered komatiite tuff represented by phlogopite-chlorite-actinolite rock.

отсутствием брейнерита и сформирована доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой. В породе кроме карбонатных прожилков отмечаются тонкие хлоритовые прожилки, формирующие брекчиевидную текстуру.

Поток метакоматиитов перекрывается дифференцированным лавовым потоком метакоматиитов (2) с более низким содержанием MgO (18.57–22.84 мас. %) мощностью 5.3 м. Характерной особенностью потока является развитие в наименее магнезиальных зонах флогопита. Кровельная часть потока (зона A₁) мощностью 90 см сложена массивной флогопит-хлорит-актинолитовой породой с лепидонематобластовой структурой. Зона спинифекс (A₂₋₃) мощностью 2.1 м сформирована актинолит-хлорит-флогопитовой породой, представлена различно ориентированными мелкими псевдоморфозами размером до 5 мм и пакетами кристаллов длиной до 40 мм (рис. 9д). Псевдоморфозы выполнены хлорит-актинолитовым агрегатом. Кумулятивная зона (В) потока мощностью 2.3 м сложена массивной хлорит-актинолитовой породой, в нижней части зоны отмечается развитие доломита и талька. Для пород подошвенной части характерна реликтовая ортокумулятивная структура. Псевдоморфозы по оливину размером 0.6–2 мм имеют ромбовидные, гексагональные формы, выполнены зернами доломита, актинолита, хлорита и талька (рис. 9г). Интеркумулусная масса представлена тонкозернистым хлорит-актинолитовым агрегатом. Основная часть кумулятивной зоны характеризуется фибробластовой, лепидонематобластовой структурой.

На кровле потока (2) залегает слой лапиллиевых и агломератовых коматитовых туфов (содержание MgO 22.33 мас. %) мощностью 1.3 м, представленных флогопит-хлорит-актинолитовой породой с фибробластовой, нематобластовой структурой (рис. 9е).

На туфы ложится лавовый поток метакоматиитов (3), скважиной вскрыта только кумулятивная часть потока. Подошва потока (мощность 80 см, содержание MgO 24.99 мас. %) представлена лавобрекчией, сложенной тальк-хлоритовой породой с лепидобластовой структурой. Фрагменты лавы размером от 1 до 20 см, имеющие округлые контуры, разделены прожилками тальк-хлорит-карбонатного состава мощностью до 8 см. Выше к кровле порода становится более массивной, снижается содержание хлорита, возрастает количество карбоната и талька.

Приведенный фактический материал по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям потоков метакоматиитов демонстрирует, что тальковый камень приурочен к наиболее магнезиальным кумулятивным зонам дифференцированных лавовых потоков и характеризуется переменным соотношением талька, хлорита и карбо-

ната, отражающим первичную химическую неоднородность коматитов.

На проявлении Пентинсую установлены следующие минеральные разновидности ультрамафитов: серпентиниты, тальковый камень хлорит-карбонат-талькового состава и (тальк)-хлорит-амфиболовые породы. Переходы между разновидностями постепенные.

Серпентиниты представлены массивными породами темно-серого цвета, сложены тонкозернистым агрегатом беспорядочно ориентированных чешуек и пластинок антигорита и рудных минералов, на фоне которого отмечается развитие тонкочешуйчатого талька. Рудные минералы распределены в породе неравномерно и представлены пылевидной вкрапленностью и цепочками зерен (магнетит, ильменит, сульфиды), прожилками, а также идиоморфными кристаллами хромшпинелидов размером до 0.4 мм. Тальк образует тонкочешуйчатые массы, преимущественно приуроченные к центральным частям оливиновых псевдоморфоз. Структура пород реликтовая мезокумулятивная (рис. 10а), контур псевдоморфоз по оливину подчеркивается цепочками рудных минералов. Псевдоморфозы размером до 3.6 мм имеют гексагональную, изометричную, вытянутую форму. Содержание пордообразующих минералов, %: серпентин – 90, рудные – 4–6, тальк – до 5. Вблизи контакта с тальковым камнем в серпентинитах появляется повышенное количество карбоната, талька и порода приобретает переходный карбонат-тальк-серпентиновый минеральный состав. Карбонат, представленный брейнеритом, образует гипидоморфные, ксеноморфные порфиробластовые выделения размером до 1.5 мм и прожилки.

Хлорит-карбонат-тальковые породы представлены светло-серыми, серыми, темно-серыми массивными и сланцеватыми породами, рассечеными сетью карбонатных, тальк-карбонатных и хлоритовых прожилков мощностью до первых сантиметров. В тонкозернистой лепидобластовой основной массе, сложенной агрегатом талька, хлорита и рудных минералов, развиваются гипидоморфные, ксеноморфные зерна карбоната (брейнерит, доломит) размером до 4 мм и их скопления. По составу карбоната выделяются разновидности, в которых карбонат представлен только доломитом либо доломитом и брейнеритом. Распределение рудных минералов подчеркивает реликтовую мезокумулятивную структуру (рис. 10б). В непосредственной близости к серпентинитам в породе в незначительном количестве сохраняются области, сложенные серпентином. Содержание пордообразующих минералов, %: тальк – 40–55, карбонат – 15–45, хлорит – 10–30, рудные – до 5, серпентин – до 1.

(Тальк)-хлорит-амфиболовые породы развиты в составе реакционной биметасоматической зональности на контактах метаультрамафитов и даек

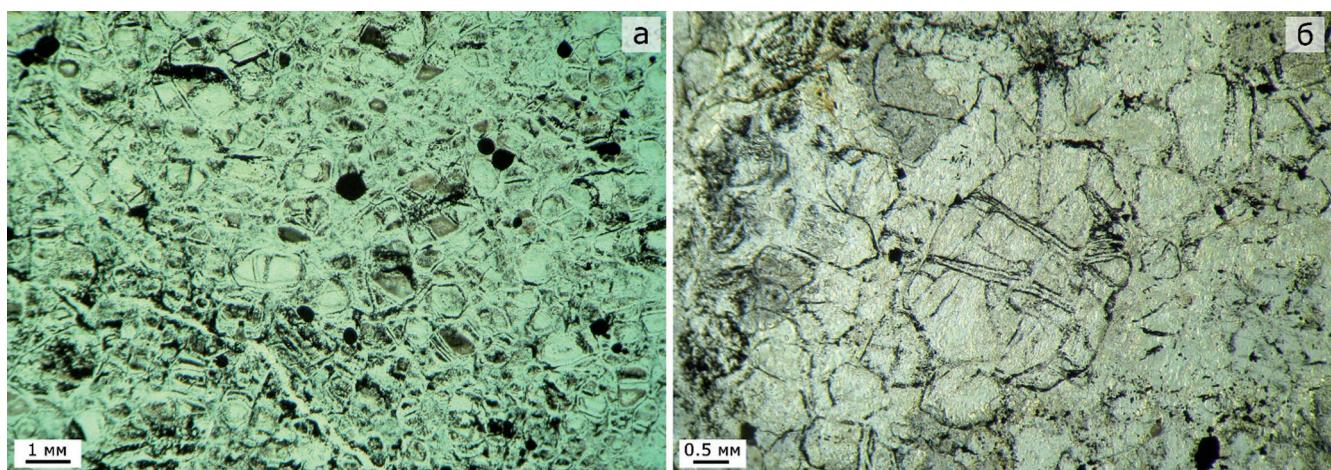


Рис. 10. Микрофото основных разновидностей метапериодитов проявления Пентинсую.

а – мезокумулятивная структура серпентинитов, б – мезокумулятивная структура карбонат-тальковой породы.

Fig. 10. Photomicrograph of the main metaperidotite varieties from the Pentinsuo occurrence.

а – mesocumulate texture of serpentinite, б – mesocumulate texture of carbonate-talc rock.

основных пород. Представляют собой массивные породы серо-зеленого цвета, сложенные беспорядочно ориентированными удлиненными призмами и лучистыми индивидами актинолита, развивающимися в хлоритовой основной массе. По мере удаления от контакта с основными породами в (тальк)-хлорит-амфиболовых разновидностях уменьшается содержание амфиболя, появляется тальк, его количество возрастает и порода постепенно переходит в тальковый камень. Структура пород лепидонематобластовая, порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное изучение минералого-петрографических особенностей метакоматитов Костомушской структуры показало, что образование талькового камня происходило в результате наложенных гидротермально-метасоматических процессов преобразования метаморфизованных ультрамафитов в тектонически ослабленных зонах под воздействием H_2O-CO_2 флюидов (в условиях повышенного химического потенциала углекислоты). Приуроченность исследуемых объектов к различным областям лавового поля определило некоторые различия в вещественном составе талькового камня. На месторождении Озерки метакоматиты, формирующие серию крутопадающих переслаивающихся дифференцированных, массивных потоков и лавобрекчий с редкими прослойками туфового материала, вероятно, представляют наиболее удаленные от центра излияния фации вулканизма. Метапериодиты проявления Пентинсую, по-видимому, являются фрагментом центрального лавового канала

или лавового озера (согласно модели строения лавового поля, продолжительно изливающихся коматитовых расплавов [Hill, 1995]).

Наиболее ранним зафиксированным процессом преобразования ультрамафитов исследуемых объектов служит серпентинизация на этапе регионального метаморфизма. На проявлении Пентинсую первичная минеральная ассоциация перидотитов замещена антигоритом и магнетитом. В пределах участков месторождения Озерки ранний метаморфический парагенезис сохранился частично и в значительной степени замещен в результате наложенных процессов карбонатизации и оталькования.

Как показали исследования, минеральная ассоциация метакоматитов контролируется химическим составом соответствующих зон лавовых потоков, при этом определяющую роль играет содержание MgO в породе, обусловленное фракционной кристаллизацией оливина. При концентрации MgO менее ≈ 26 мас. % минеральный парагенезис представлен хлоритом, амфиболом (тремолит-актинолит) и магнетитом (табл. 2). При этом псевдоморфозы по оливину выполнены хлоритом, что обусловлено перераспределением химических элементов между стеклом и силикатными фазами в ходе метаморфизма, в результате которого стекло поставляет Al для образования хлорита по оливину, между тем как само стекло преобразуется в агрегат хлорита и тремолита [Arndt, 2008]. Данный парагенезис характерен для кровельных и спиннферекс зон в дифференцированных потоках метакоматитов. При большем содержании MgO и отношении $MgO/(MgO + CaO) > 0.84$ породы сложены серпентином, амфиболом, хлоритом и маг-

Таблица 2. Минеральные ассоциации метакоматитов месторождения Озерки и проявления Пентинсuo Костомукшской зеленокаменной структуры

Table 2. Mineral associations of metakomatiites at the Ozerki deposit and Pentinsuo occurrence of the Kostomuksha greenstone structure

Содержание MgO в породе, мас. %	Преобразующие флюиды			
	Этап I: H ₂ O обогащенный флюид	Этап II: CO ₂ обогащенный флюид		
		Низкий µCO ₂	Повышенный µCO ₂	
18–26	Хлорит, тремолит-актинолит, магнетит ± куммингтонит	Хлорит, тремолит-актинолит, магнетит ± флогопит	Тальк, хлорит, актинолит, доломит, магнетит	
26–30	Хлорит, тремолит-актинолит, серпентин, магнетит		Тальк, хлорит, доломит, магнетит ± куммингтонит	
Более 30	Серпентин, магнетит ± хлорит ± тальк	Тальк, хлорит, брейнерит, доломит ± кальцит ± сидерит, магнетит		

Примечание. μCO_2 – химический потенциал CO_2 .

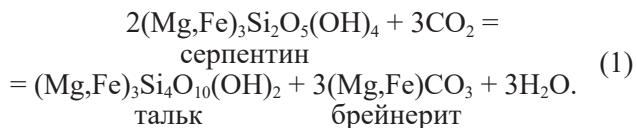
Note. μCO_2 – chemical potential of CO_2 .

нетитом. Оливин в данных породах замещен преимущественно серпентином, в отдельных случаях отмечались псевдоморфозы, сложенные амфибол-серпентиновым и хлоритовым агрегатом, пространство между псевдоморфозами выполнено амфиболом. С ростом концентрации MgO, обусловленным увеличением содержания оливина в исходных коматиитах, возрастает количество серпентина в метаморфизованных разновидностях, при $MgO > \approx 30$ мас. % и $MgO/(MgO + CaO) > 0.92$ порода сложена преимущественно серпентином и магнетитом.

Учитывая изложенное, можно сделать вывод о том, что в метакоматитах месторождения Озерки сохранилась лишь хлорит-амфибол-магнетитовая минеральная ассоциация, ассоциация с серпентином практически полностью замещена в результате последующих гидротермально-метасоматических процессов.

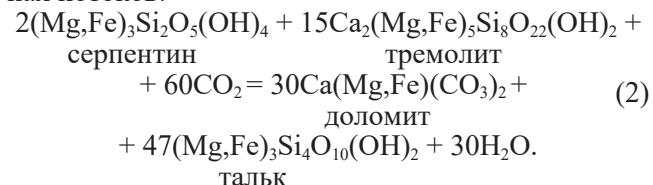
Следующий этап преобразования коматитов носит локальный характер и связан с привносом H_2O-CO_2 флюидов по проницаемым зонам северо-восточного направления, сформированным при деформационных процессах коллизионно-орогенной стадии (этап D_2 , по [Кожевников, 2000]) развития Костомушской зеленокаменной структуры.

На проявлении Пентинсю в метапериодитах развивается ассоциация тальк и брейнерит по реакции (1). Входящий в состав антигорита и хромшипнелидов глинозем связывается в хлорите. Ортокумулаты, отличающиеся повышенными содержаниями кальция и алюминия в интеркумулусной масце, преобразуются в доломит-хлорит-тальковые породы. В общем виде по метапериодитам формируется следующая метасоматическая зональность: 1 – антигоритовый серпентинит, 2 – серпентинит карбонатизированный, 3 – хлорит-тальк-карбонатная порода.



На участках месторождения Озерки вследствие неоднородности строения коматитовой толщи установлена избирательная гидротермально-метасоматическая проработка пород под воздействием CO_2 -содержащих растворов в зависимости от вещественного состава протолита и удаленности от зоны тектоники.

При концентрации в растворе CO_2 , достаточной для формирования ассоциации талька и карбоната, образование талькового камня контролируется содержанием MgO в породе. В дифференцированных лавовых потоках тальковый камень образуется преимущественно в высокомагнезиальных кумулятивных зонах, отличающихся высоким содержанием серпентина, в кровельных и спинифекс зонах в различной степени сохраняется ранняя амфибол-хлорит-магнетитовая минеральная ассоциация. Тальк и карбонат формируются за счет разложения серпентина и амфибала по реакциям (1) и (2). Содержание хлорита в тальковом камне контролируется концентрацией глинозема в соответствующих зонах потоков:



В зонах дробления и рассланцевания ультра-мафитов, наиболее проницаемых для гидротермальных растворов, в тальковый камень преобразуются метакоматиты с меньшим содержанием MgO , между тем как метакоматиты с такой же магнезиальностью на удалении от зоны про-

нициемости имеют (карбонат)-амфибол-хлорит-тальковый состав.

На участках месторождения Озерки вследствие неоднородного строения толщи лавовых потоков коматитов и крайне ограниченного развития слабометаморфизованных пород (в определенных частях лавовых потоков) четкой метасоматической зональности не наблюдается.

На исследуемых объектах отмечается увеличение железистости брейнерита, доломита, хлорита и в меньшей степени талька в направлении тектонически ослабленных зон (см. рис. 3, 4), сопряженное с уменьшением содержания магнетита в породе [Климовская, Климовский, 2012] и переходом части окисного железа в закисное, что, согласно исследованиям [Коренбаум, 1967, Сазонов, 1975], свидетельствует о возрастании кислотности среды и о восстановительных условиях минералообразования. Восстановительный характер среды также подтверждается наличием куммингтонита в проработанных породах, вероятно характеризующихся повышенной концентрацией железа. Падение химического потенциала углекислоты может быть связано с уменьшением ее в растворах по мере проникновения в породы и взаимодействия с ними либо с общим падением давления раствора с удалением от зоны тектоники.

Аналогичные закономерности изменения железистости породообразующих минералов установ-

лены для многих ультрамафитов, испытавших воздействие CO_2 -содержащих растворов. Характерной особенностью лиственитизированных ультрамафитов Урала является увеличение железистости карбоната, хлорита, талька по направлению от внешних зон метасоматитов (карбонатизированных серпентинитов) к внутренним (кварц-карбонатным породам) [Сазонов, 1975]. На тальк-магнезитовых месторождениях и проявлениях, приуроченных к офиолитовым комплексам Норвегии, отмечается рост железистости карбонатов, сопряженный с уменьшением количества магнетита, в направлении от контакта серпентинит-тальковый камень к контакту с вмещающими породами [Karlsen et al., 2000].

На участках распространения наиболее проработанных $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ растворами пород в тектонически ослабленных зонах отмечается развитие карбонатов с пятнистой и концентрической зональностью (рис. 11а), обусловленной различным содержанием сидеритового минала. Вариации значений железистости в зональных зернах карбонатов могут быть вызваны различной активностью CO_2 , изменением окислительно-восстановительного потенциала или кислотности-щелочности растворов [Коренбаум, 1967; Сазонов, 1975]. Повышению железистости карбонатов способствует увеличение концентрации или давления углекислоты, снижению – увеличение щелочности растворов так же, как и окислительного потенциала.

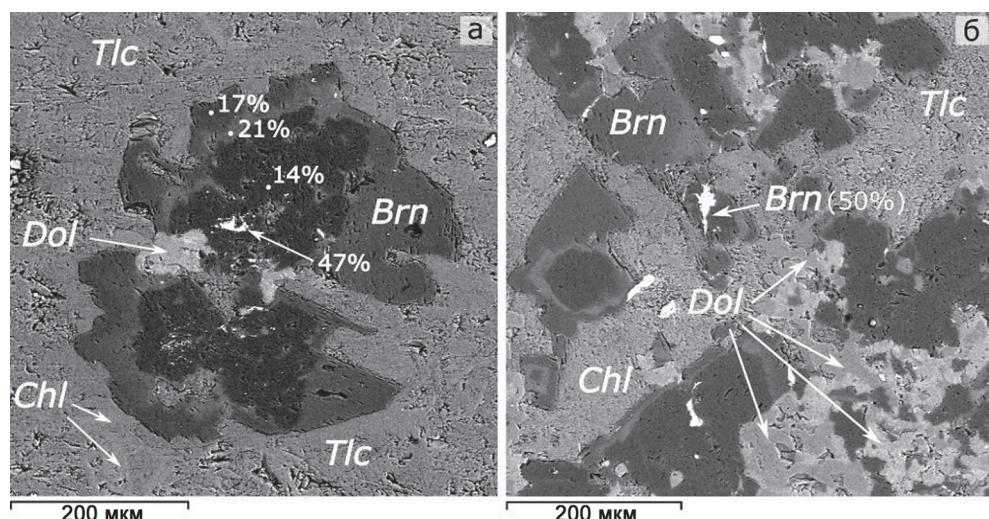


Рис. 11. Карбонаты различного состава в тальковом камне проявления Пентинсую, фото в отраженных электронах.

а – зональные зерна брейнерита, б – замещение брейнерита доломитом, 17–47% – содержание сидеритового минала в мол. %. *Brn* – брейнерит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Dol* – доломит, *Ilm* – ильменит, *Mag* – магнетит, *Sd* – сидерит, *Tlc* – тальк.

Fig. 11. Compositionally diverse carbonates in soapstone from the Pentinsuo occurrence, back-scattered electron images.

а – зональные зерна брейнерита, б – замещение брейнерита доломитом, 5–47% – содержание сидеритового минала в мол. %. *Brn* – брейнерит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Dol* – доломит, *Ilm* – ильменит, *Mag* – магнетит, *Sd* – сидерит, *Tlc* – тальк.

Для брейнерита талькового камня месторождения Озерки характерно замещение зерен по периферии и по трещинам спайности доломитом, кальцитом и выделение вдоль трещинок сидерита (см. рис. 7д, е). На проявлении Пентинсую в тальковом камне вблизи тектонически ослабленных зон установлено замещение зональных зерен брейнерита доломитом поздней генерации (рис. 11б). Данные факты свидетельствуют о привносе гидротермальными растворами кальция на поздней стадии преобразования ультрамафитов. Условия преобразования пород на данной стадии с использованием кальцит-доломитового геотермобарометра [Таланцев, 1981] оцениваются в 390–430°C, 1–3 кбар; значения температур по кальцит-доломитовому термометру [Anovitz, Essene, 1987] составляют 390–420°C. Образование кальцита происходит в более щелочных условиях, чем формирование карбонатов рядов доломит–анкерит и магнезит–сидерит [Сазонов, 1975].

Развитие флогопита в гидротермально-метасоматически переработанных низкомагнезиальных метакоматитах и биотититов в составе реакционной зональности на контактах талькового камня с дайковыми телами основного состава и вмещающими метабазальтами указывает на повышенный химический потенциал калия в действующих растворах, источником которого, вероятно, явились развитые в районе микроклин-плагиоклазовые граниты. Для установления возможного источника флюида необходимо проведение дополнительных изотопных исследований.

Таким образом, по результатам минералогопетрографических исследований установлено, что на изученных объектах Озерки и Пентинсую развитие процессов карбонатизации метаультрамафитов с образованием талькового камня происходило по единому сценарию. Однако некоторые различия вещественного состава талькового камня данных объектов отражают специфику коматитовых различных вулканических фаций [Arndt et al., 2008].

Характерной особенностью залежей талькового камня, сформированного по переслаивающимся дифференцированным и массивным потокам коматитов, является невыдержанность по площади вещественного состава полезного ископаемого и возможное присутствие прослоев амфибол-содержащих пород, что также подтверждается данными В.Н. Фурмана [1995] по тальковым породам Каменноозерской и Рыбозерской зеленокаменных структур. Ведущим природным типом талькового камня, приуроченного к маломощным потокам коматитов удаленных от центра излияния фаций вулканизма, является карбонат-хлорит-тальковый. В более мощных проксимальных лавовых потоках возможно формирование талькового камня хлорит-карбонат-талькового и тальк-карбонатного типов (примером являются тальковые руды месторож-

дения Повенчанка Рыбозерской зеленокаменной структуры).

При сопоставлении минерального состава талькового камня исследуемых объектов и известных месторождений и проявлений юго-восточной части Карельского кратона (рис. 12) устанавливается близость состава талькового камня месторождения Озерки и месторождений Сегозерской группы, сформированных по ультраосновным вулканитам, ранее трактуемым как пикриты, а также проявления Вожемское, приуроченного к переслаивающимся

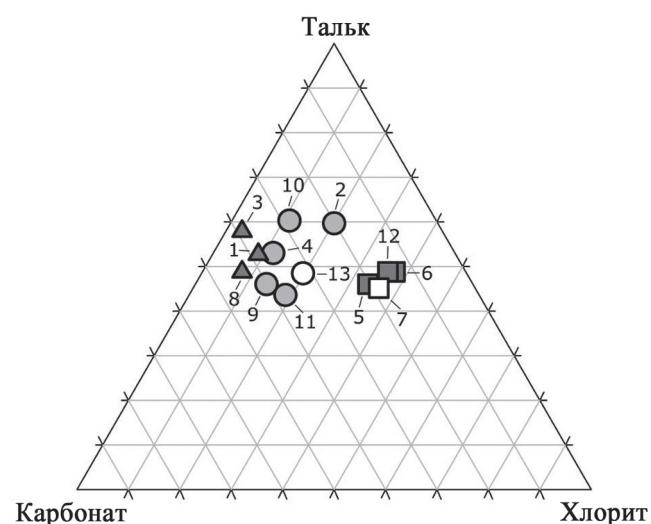


Рис. 12. Минеральный состав месторождений и проявлений тальковых руд (TR) и талькового камня (TK) Карелии, с использованием данных [Фурман, 1995].

Месторождения TR: 1 – Светлоозерское – 1-2 тип (Каменноозерская зеленокаменная структура (ЗС)); 2 – Светлоозерское – 3 тип; 3 – Повенчанка – 1-2 тип (Рыбозерская ЗС); 4 – Повенчанка – 3 тип; месторождения TK: 5 – Каллиево-Муреннавара (Сегозерская структура); 6 – Турган-Койван-Аллуста (Сегозерская структура); 7 – Озерки (Костомушская ЗС); проявления TR: 8 – Золотопорожское (Каменноозерская ЗС); 9 – Игнайлa (Хаутаваара ГС); 10 – Вожмозерское (Каменноозерская ЗС); 11 – Южно-Вожминское (Каменноозерская ЗС); проявления TK: 12 – Вожемское (Уросозерская ЗС); 13 – Пентинсую (Костомушская ЗС).

Fig. 12. Mineral composition of talc ore (TO) and soapstone (S) deposits and occurrences of Karelia, using data from [Furman, 1995].

TO Deposits: 1 – Svetloozerskoe – 1-2 type (Kamennoozero greenstone structure (GS)); 2 – Svetloozerskoe – 3 type; 3 – Povenchanka – 1-2 type (Ribozero GS); 4 – Povenchanka – 3 type; S deposits: 5 – Kallievo-Murennavara (Segozero structure); 6 – Turgan-Kojvan-Allusta (Segozero structure); 7 – Ozerki (Kostomuksha GS); TO occurrences: 8 – Zolotoporozhskoe (Kamennoozero GS); 9 – Ignaila (Hautavaara GS); 10 – Vozhmozerskoe (Kamennoozero GS); 11 – Yuzhno-Vozhminskoe (Kamennoozero GS); S occurrences: 12 – Vozhemskoe (Urosozero GS); 13 – Pentinsuo (Kostomuksha GS).

потокам метакоматиитов. Тальковый камень проявления Пентинсую сопоставим по минеральному составу с образованиями Южно-Вожминского и Игнольского проявлений Каменоозерской и Хаутаваарской зеленокаменных структур.

ВЫВОДЫ

Проведенные минералого-петрографические исследования показали, что в изученных объектах юго-западной части Костомушской зеленокаменной структуры формирование талькового камня имеет полистадийный характер и связано с наложенным процессами преобразования высокомагнезиальных потоков метакоматиитов и коматитовых метапериодитов под действием углекислых растворов с привносом кальция и калия.

Основными факторами, контролирующими образование талькового камня, явились химический состав исходных пород (содержание MgO) и их тектоническая нарушенность. Учитывая большую однородность и выдержанность вещественного состава залежей талькового камня, образованных по оливиновым кумулатам, и согласно основным представлениям о строении коматитового вулканического комплекса, сформированного в результате интенсивного длительного извержения [Hill, 1995], наиболее перспективным представляется проведение поисковых работ вблизи эруптивных центров, где возможно развитие обширных лавовых покровов, представленных адкумулатными дунитами; в областях развития центральных лавовых каналов, сложенных мезокумулатными перидотитами (втолще коматитовых лав образования лавовых каналов распознаются по линзовидной морфологии тел), а также в пределах субвулканических аналогов коматитов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН “Минерагения, технологическая и эколого-экономическая оценка потенциальных минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Карелия” (№ гос. рег. AAAA-A18-118020290175-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. (1991) Л.: Наука, 173 с.
Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1983) Эффузивы ультраосновного состава района Костомушского железорудного месторождения. *Магматизм и металлогенез докембрийских образований Карелии*. Петрозаводск: Кар. филиал АН СССР, 4-37.
Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1988а) Гимольско-Костомушский зеленокаменный пояс. *Коматиты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембра Балтийского щита*. Л.: Наука, 136-148.
Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1988б) Реконструкция центров ультраосновного вулканизма (район Косто-

- мукшского железорудного месторождения). *Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов*. Петрозаводск: Кар. филиал АН СССР, 57-66.
Климовская Е.Е., Климовский А.В. (2012) Геологическая природа магнитных аномалий на месторождении талькового камня Озерки (Костомушская зеленокаменная структура). *Труды Карельского научного центра РАН*, 3, 78-86.
Кожевников В.Н. (1982) Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 184 с.
Кожевников В.Н. (2000) Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КНЦ РАН, 223с.
Коренбаум С.А. (1967) Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 455 с.
Кулешевич Л.В. (1984) Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии. *Геология рудн. месторождений*, 26(3), 112-116.
Кулешевич Л.В. (1992) Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 267 с.
Кулешевич Л.В. (2004) Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомушской структуре, Карелия. *Докл. АН*, 396(6), 808-812.
Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. (2009) Золоторудное месторождение Таловей в Костомушской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия). *Геология рудн. месторождений*, 51(1), 58-76.
Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. (2000) Стратиграфический разрез Костомушской структуры (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 8, 3-10.
Раевская М.Б., Горьковец В.Я. (1986) Архейский ультраосновной вулканизм Западной Карелии. *Известия вузов. Геология и разведка*, 5, 20-28.
Ранний докембрый Балтийского щита. (2005) (Под ред. В.А. Глебовицкого). СПб.: Наука, 711 с.
Романович И.Ф. (1973) Месторождения талька СССР. М.: Недра, 224 с.
Сазонов В.Н. (1975) Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 172 с.
Стратиграфия докембра Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. (1992) Петрозаводск: КНЦ РАН, 190 с.
Таланцев А.С. (1981) Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 136 с.
Фролов П.В. (2003) Тальк Карелии. Размещение проявлений, некоторые особенности геологии и минерализации залежей промышленных типов руд. *Геологотехнологические исследования индустриальных минералов Фенноскандии*. Петрозаводск: КНЦ РАН, 38-51.
Фролов П.В., Фурман В.Н. (2003) Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных поясов Карелии. *Геология и полезн. ископаемые Карелии*, 6, 58-66.
Фурман В.Н. (1995) Отчет о результатах поисков тальковых руд и талько-хлоритового камня в Республике Карелия в 1990–1994 гг. Карельский ТФГИ. Петрозаводск:

водск. Рукопись.
 Фурман В.Н. (2001) Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988–2001 гг. Карельский ТФГИ. Петрозаводск. Рукопись.
 Шеков В.А. (2009) Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении талькового камня Озерки (облицовочный камень), проведенных на территории административного подчинения г. Костомукша Республики Карелия в 2005–2008 гг. Карельский ТФГИ. Петрозаводск. Рукопись

- Anovitz L.M., Essene E.J. (1987) Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$. *J. Petrol.*, **28**(2), 389–414.
 Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J. (2008) Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 467 p.
 Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. (1995) The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.*, **34**, 159–188.
 Huhta A., Kärki A. (2018) A proposal for the definition, nomenclature, and classification of soapstones. GFF, DOI: 10.1080/11035897.2018.1432681.
 Johannes W. (1969) An experimental investigation of the system $\text{MgO}\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$. *Amer. J. Sci.*, **267**, 1083–1104.
 Karlsen T.A., Rian E., Olesen O. (2000) Overview of talc resources and reserves in the Altermark talc province, northern Norway and possible uses of the talc ore. *Norges geologiske undersøkelse Bull.*, **436**, 93–102.
 Niemelä M. (2001) Talc-magnesite deposits in Finland. *Mineralia Slovaca*, **33**, 561–566.
 Phillips G.N., Brown I.J. (1987) Host rock and fluid control on carbonate assemblages in the Golden Mile Dolerite, Kalgoorlie gold deposit, Australia. *Canad. Mineral.*, **25**, 265–273.
 Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 57–74.
 Trommsdorff V., Evans B.W. (1977) Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system $\text{CaO}\text{--MgO}\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 39–56.
 Vesasalo A. (1965) Talc schists and soapstone occurrences of Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, **216**, 75 p.

REFERENCES

- Anovitz L.M., Essene E.J. (1987) Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$. *J. Petrol.*, **28**(2), 389–414.
 Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J. (2008) Komatiite. Cambridge, Cambridge University Press, 467 p.
 Frolov P.V. (2003) Karelia's talc. Distribution of occurrences, some geological and mineralogical characteristics of economic ore deposits. *Geolo-tekhnologicheskie issledovaniya industrial'nykh mineralov Fennoscandii* [Geological-technological study of Fennoscandia's industrial minerals]. Petrozavodsk, Kar. filial Akad. Nauk SSSR, 38–51. (In Russian)
 Frolov P.V., Furman V.N. (2003) The Svetlozero ferrous talc ore occurrence – the reference object of complex deposits in greenstone belts of Karelia. *Geol. Polezn. Iskopаемые Karelii*, **6**, 58–66. (In Russian)

- Furman V.N. (1995) *Otchet o rezul'tatakh poiskov tal'kovykh rud i tal'ko-khloritovogo kamnya v Respublike Kareliya v 1990–1994 gg.* [Report on the results of 1990–1994 talc ore and talc-chlorite stone prospecting in the Republic of Karelia]. Karel'skii TFGI, Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)
 Furman V.N. (2001) *Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na zoloto, provedennykh vyuzhnoi chasti Kostomukshskoi zelenokamennoi struktury v 1988–2001 gg.* [Report on the results of 1998–2001 gold prospecting in the southern Kostomuksha greenstone structure]. Karel'skii TFGI. Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)
Geologiya i metamorfizm zhelezisto-kremnistykh formatsii Karelii [Geology and metamorphism of cherty iron-formations of Karelia]. (1991) Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
 Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1983) Effusives of ultrabasic composition of the Kostomuksha iron ore deposit area. *Magmatizm i metallogeniya dokembriiskikh obrazovanii Karelii* [Magmatism and metallogenesis of Karelia's Precambrian]. Petrozavodsk, Kar. filial Akad. Nauk SSSR, 34–37. (In Russian)
 Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1988a) Gimola-Kostomuksha greenstone belt. *Komatiity i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembriya Baltiiskogo shchita* [Komatiite and high magnesian volcanics of Early Precambrian of Baltic Shield]. Leningrad, Nauka Publ., 136–148. (In Russian)
 Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1988b) Reconstruction of the centers of ultrabasic volcanism (Kostomuksha iron ore deposit area). *Geologiya i metamorfizm arkheiskikh zelenokamennykh poyasov* [Geology and metamorphism of Archean greenstone belts]. Petrozavodsk, KNTs RAN, 57–66. (In Russian)
 Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. (1995) The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.*, **34**, 159–188.
 Huhta A., Kärki A. (2018) A proposal for the definition, nomenclature, and classification of soapstones. GFF, DOI: 10.1080/11035897.2018.1432681.
 Johannes W. (1969) An experimental investigation of the system $\text{MgO}\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$. *Amer. J. Sci.*, **267**, 1083–1104.
 Karlsen T.A., Rian E., Olesen O. (2000) Overview of talc resources and reserves in the Altermark talc province, northern Norway and possible uses of the talc ore. *Norges geologiske undersøkelse Bull.*, **436**, 93–102.
 Klimovskaya E.E., Klimovskij A.V. (2012) Geological nature of the Ozerky soapstone deposit magnetic anomalies (Kostomuksha greenstone belt). *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proc. Karelian Research Centre of RAS], **3**, 78–86. (In Russian)
 Korenbaum S.A. (1967) *Mineral'nye paragenezisy tal'kovykh mestorozhdenii* [Mineral assemblages of talc deposits]. Moscow, Nauka Publ., 455 p. (In Russian)
 Kozhevnikov V.N. (1982) *Usloviya formirovaniya strukturno-metamorficheskikh paragenezisov v dokembriiskikh kompleksakh* [Conditions of formation of structural-metamorphic parageneses in Precambrian complexes]. Leningrad, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
 Kozhevnikov V.N. (2000) *Arkeiskie zelenokamennye poyasy Kareli'skogo kratona kak akkretionnye orogeny* [Archean greenstone belts of the Karelian craton as ac-

- cretionary orogens]. Petrozavodsk, KNTs RAN Publ., 223 p. (In Russian)
- Kuleshevich L.V. (1984) Listvenites in the greenstone belts of Eastern Karelia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **26**(3), 112–116.
- Kuleshevich L.V. (1992) *Metamorfizm i rudonosnost' arkheiskikh zelenokamennykh poyasov yugo-vostochnoi okrainy Baltiiskogo shchita* [Metamorphism and ore content of the Archaean greenstone belts in the southeastern Baltic Shield]. Petrozavodsk, KNTs RAN Publ., 267 p. (In Russian)
- Kuleshevich L.V. (2004) Evolution of endogenic regimes and stages of gold ore formation in the Kostomuksha greenstone belt, Karelia. *Dokl. Earth Sciences*, **397**(5), 672–676.
- Kuleshevich L.V., Furman V.N. (2009) The Taloveis gold deposit in the Precambrian Kostomuksha greenstone belt, Karelia. *Geol. Ore Deposits*, **51**(1), 58–76.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Mil'kevich R.I., Levchenkov O.A., Sergeev S.A. (2000) Stratigraphy of the Kostomuksha belt in Karelia (Upper Archean) as inferred from geochronological, geochemical, and isotopic data. *Stratigr. Geol. Correl.*, **8**(4), 319–326.
- Niemelä M. (2001) Talc-magnesite deposits in Finland. *Mineralia Slovaca*, **33**, 561–566.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 57–74.
- Raevskaya M.B., Gor'kovets V.YA. (1986) Archean ultra-basic volcanism of Western Karelia. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, **5**, 20–28. (In Russian)
- Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic shield]. (2005) (Ed. V.A. Glebovitskii). St.Petersburg, Nauka Publ., 711 p. (In Russian)
- Romanovich I.F. (1973) *Mestorozhdeniya tal'ka SSSR* [Talc deposits of USSR]. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russian)
- Sazonov V.N. (1975) *Listvenitizatsiya i orudenie* [Listvenitization and mineralization]. Moscow, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)
- Shekov V.A. (2009) *Otchet o rezul'tatakh poiskovo-otsenichnykh rabot na mestorozhdenii tal'kovogo kamnya Ozerki (oblitsovochnyi kamen')* v 2005–2008 gg. [Report on the results of the 2005–2008 prospecting and appraisal of the Ozerki soapstone deposit (dimension stone)]. Karel'skii TFGI. Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)
- Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhne-arkheiskikh otlozhnenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Key sections of Upper Archean deposits]. (1992) Petrozavodsk, KNC RAN Publ., 190 p. (In Russian)
- Talantsev A.S. (1981) *Geotermobarometriya po dolomitkal'tsitovym paragenesisam* [Geothermobarometry on dolomite-calcite mineral assemblages]. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Trommsdorff V., Evans B.W. (1977) Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO–MgO–SiO₂–H₂O–CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 39–56.
- Vesasalo A. (1965) Talc schists and soapstone occurrences of Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, **216**, 75 p.

УДК [546.92+553.9]:551.761(235.47)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-892-913

Au-Ag-Pd-Pt МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ТРИАСОВЫМИ УГЛЕРОДИСТЫМИ СИЛИЦИТАМИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 2018 г. В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова

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

Поступила в редакцию 12.09.2017 г., принята к печати 22.03.2018 г.

Предмет исследований. Статья посвящена изучению золото-серебро-палладий-платиновой минерализации в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Таухинского и Самаркинского террейнов Сихотэ-Алиня. *Материалы и методы.* Исследовалась породы Широкопаднинской, Высокогорской и Горной площадей. Отбор проб для аналитических исследований производился штрафным способом. Для оценки содержания благородных металлов были использованы пробирный и атомно-абсорбционный методы. Анализы минералов выполнены на рентгеноспектральных микронализаторах JXA-5A и JXA8100. Для обеспечения электропроводности применялось графитовое напыление. *Результаты.* Золото-серебро-палладий-платиновая минерализация в кремнистых и глинисто-кремнистых породах, а также в песчаниках, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня, приурочена к системам минерализованных трещин и по многим особенностям аналогична благороднометалльному оруденению черносланцевых формаций. Она представлена самородными формами, неупорядоченными твердыми растворами и интерметаллическими соединениями различных металлов. Самородные элементы и интерметаллические соединения нередко ассоциируют с органическим веществом, что свидетельствует об активном участии углерода и, вероятно, водорода, обеспечивающих высокую и ультравосстановительную характеристику процессов минералообразования. *Выводы.* Углеродистые кремнисто-глинистые и кремнистые (включая яшмы) породы, рассеченные системами минерализованных трещин, в составе Таухинского и Самаркинского террейнов, ассоциирующие с метаморфизованными триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня, обогащены Au, Ag, Pt и Pd, и содержат разнообразные минералы благородных и других металлов. Присутствие в системах минерализованных трещин минеральных форм различных предельно восстановленных металлов обусловлено влиянием органического вещества триасовых углеродистых силицитов.

Ключевые слова: благородные металлы, черносланцевые формации, триас, Сихотэ-Алинь

Au-Ag-Pd-Pt MINERALIZATION IN SEDIMENTARY ROCKS ASSOCIATED WITH TRIASSIC CARBONACEOUS SILICITES OF SIKHOTE-ALIN

Valentin T. Kazachenko, Elena V. Perevoznikova

*Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 159 Vladivostok 100th Anniversary,
Vladivostok 690022, Russia, e-mail: vkazachenko@mail.ru*

Received 12.09.2017, accepted 22.03.2018

Subject. The paper is devoted to the study of the gold-silver-palladium-platinum mineralization of the streaky systems in the sedimentary rocks associated within the Triassic carbonaceous silicites of the Taukhinsky and Samarkinsky terranes of the Sikhote-Alin. *Materials and methods.* In the process of investigations we studied the metamorphosed carbonaceous siliceous-clay rocks and systems of the mineralized fractures in the Triassic siliceous-clay and siliceous (including jaspers) rocks of Shirokopadninskaya, Vysokogorskaya and Gornaya areas, as well as in the sandstones (unclarified age) of Gornaya area. The samples for the analytical study were taken with the lump way. To estimate the content of precious metals in the rocks, cut by the systems of the mineralized fractures, we used the fire assay and atomic-absorption methods. The analyses of minerals (in polished sections) have been done using the JXA-5A and JXA8100 microanalysers. *Results.* The gold-silver-palladium-platinum mineralization in the siliceous and clay-siliceous rocks, as well as in the sandstones is restricted to the systems of the mineralized fractures and by many features are analogous to the precious-metal mineralization of the black-shale formations. It is represented by native forms, disordered solid solutions, and intermetallic compounds of

Для цитирования: Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В. (2018) Au-Ag-Pd-Pt минерализация в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня. *Литосфера*, **18**(6), 892–913. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-892-913

For citation: Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. (2018) Au-Ag-Pd-Pt mineralization in sedimentary rocks associated with Triassic carbonaceous silicites of Sikhote-Alin. *Litosfera*, **18**(6), 892–913. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-892-913

different metals. The specificity of the Au-Ag-Pd-Pt mineralization is a wide distribution of copper gold, Ni-, Cu-, and Pb-bearing gold, and Zn-bearing platinum. Native elements and intermetallic compounds, including those of precious metals, are not rarely associated with the organic matter testifying to the active participation of carbon and, probably, hydrogen that provided the high- and ultra-reduction character of the processes of mineral formation. *Conclusions.* The presence of the mineral forms of different maximum reduced metals is caused by the influence of the organic matter of the Triassic carbonaceous silicates. This consisted in the removal of the most volatile components, and first of all the poorly bound water and hydrocarbons from the carbonaceous rocks through the contact metamorphism related with the injection of the granitoid intrusions of Cretaceous plutonic and volcanoplutonic belts.

Keywords: precious metals, black shale formations, Triassic, Sikhote-Alin

ВВЕДЕНИЕ

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня сложена кремнями, кремневыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами [Волохин и др., 2003]. В некоторых районах в ее составе присутствуют известняки, мергели, глинистые и кремнистые известняки, а также микститы. В Сихотэ-Алине известны лишь фрагменты триасовой кремневой формации в составе меланжевых комплексов юрских (Самаркинский и Наданъхада-Бикинский),

а также меловой (Таухинский террейн) аккреционных призм (рис. 1). Особенностью формации является наличие яшм и углеродистых разностей кремнистых и кремнисто-глинистых пород, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Они сформировались в узкие интервалы времени и поэтому являются маркирующими отложениями [Волохин и др., 2003]. Нижняя часть формации сложена “глинисто-кремнистой” толщей [Казаченко, Сапин, 1990]. Она обогащена прослойями углеродистых разностей пород. Интервал макси-

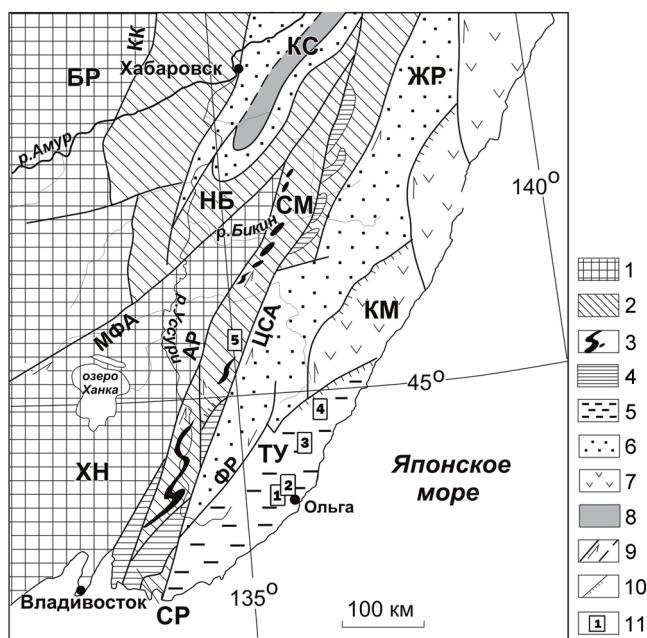


Рис. 1. Положение изученных объектов в Сихотэ-Алине (тектоническая основа по [Геодинамика..., 2006] с небольшими изменениями).

1 – массивы: ХН – Ханкайский, БР – Буреинский; 2 – юрские терреины (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданъхада-Бикинский; 3 – калиновские габброиды (девон?); 4 – Окранинско-Сергеевский терреин (СР) и его фрагменты, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 5, 6 – раннемеловые терреин-фрагменты: 5 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – приконтинентального спредингового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-

Амурский); 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанская), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – изученные площади с выходами триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков и месторождения: 1 – Широкопаднинская площадь и Белогорское скарново-магнетитовое месторождение, 2 – Мокрушинская площадь, 3 – Высокогорская площадь, 4 – Садовая площадь и месторождения Дальнегорской группы (скарновополиметаллические и боросиликатное), 5 – Горная площадь.

Fig 1. Position of the studied objects in the Sikhote-Alin. Tectonic base after [Геодинамика..., 2006] with little changes.

1 – massifs: ХН – Khankaisky, БР – Bureinsky; 2 – Jurassic terranes (fragments of accretionary prisms): СМ – Samarkinsky, НБ – Nadankhada-Bikinsky; 3 – Kalinovsky gabbroids (Devonian?); 4 – Okrainsko-Sergeevsky terrane (СР) and its fragments included into the structures of the Jurassic accretionary prism and undergone together with them the cycle of the syn- and post-accretionary transformations; 5, 6 – the Early Cretaceous terranes – fragments of: 5 – the Neocomian accretionary prism (ТУ – Taukhinsky); 6 – the near-continental spreading turbidite basin (ЖР – Zhuravlevsky-Amursky); 7 – the Barremian-Albian island-arc system (КМ – Kemsky); 8 – the Albian accretionary prism (КС – Kiselevsky-Manominsky); 9 – left-lateral faults including: КК – Kukanovsky, АР – Arsenyevsky, МФА – Mishan-Fushun (Alchansky), ЦСА – Central Sikhote-Alinsky, ФР – Furmanovsky; 10 – thrusts; 11 – the studied areas with the exposures of the Triassic contact-metamorphosed metal-bearing sediments and deposits: 1 – Shirokopadninskaya area and Belogorskoe skarn-magnetite deposit, 2 – Mokrushinskaya area, 3 – Vysokogorskaya area, 4 – Sadovaya area and deposits of the Dalnegorsk group (skarn-polymetal and boron-silicate), 5 – Gornaya area.

мального развития таких прослоев выделен в качестве “фтанитовой” пачки [Волохин и др., 2003]. Возраст “глинисто-кремнистой” толщи отвечает верхам нижнего триаса (оленек) – среднему триасу (средний анизий) [Волохин и др., 2003]. Она перекрыта “кремневой” толщей, сложенной светло-серыми плитчатыми кремнями. В основании толщи присутствует горизонт яшм мощностью более 3 м. Уровень их появления – верхний анизий-ладинский ярус [Волохин и др., 2003]. Вышележащие кремни относятся к карнию и норию. Обе толщи легко узнаются в Таухинском и Самаркинском террейнах Сихотэ-Алиня по литологии и маркирующим горизонтам. В основании “кремневой” толщи присутствуют марганцево-силикатные породы и силикатно-магнетитовые руды, которые вместе с яшмами слагают единую пачку или фациально замещающие друг друга линзы и пласты. Марганцево-силикатные породы и силикатно-магнетитовые руды обогащены Au, Ag, Pt и Pd. Они содержат разнообразные рудные минералы, включая самородные формы и твердые растворы этих и многих других металлов [Казаченко и др., 2008], образовавшиеся в процессе метаморфизма при внедрении гранитоидных интрузий Хунгари-Татибинского плутонического (ранний мел) и Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического (поздний мел) поясов как за счет вещества протолитов (триасовых металлоносных осадков), так и вследствие привноса вещества триасовых углеродистых силицитов флюидами с высоко- и ультравосстановительными способностями [Перевозникова, 2010].

С триасовыми углеродистыми силицитами в Малиновском (Самаркинский), Ольгинском и Дальнегорском (Таухинский террейн) рудных районах пространственно ассоциируют крупные объемы осадочных пород, содержащие системы минерализованных трещин (прожилков). Они отличаются аномально высокой концентрацией благородных и других металлов и присутствием собственных минералов Au, Ag, Pt и Pd. Целью работы явилось выяснение особенностей минералогии и генезиса благороднометалльной минерализации таких систем.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Опробование производилось штупфным методом с интервалом 0.3–0.5 м в зависимости от интенсивности прожилкования. Размер штупфов составлял примерно $10 \times 8 \times 8$ см. Всего отобрано и изучено 25 проб глинисто-кремнистых и кремнистых (включая яшмы) пород.

Для оценки содержания благородных металлов в породах, рассеченных системами минерализованных трещин, были использованы пробирный (с атомно-абсорбционным окончанием) и атомно-

абсорбционный (с кислотным разложением проб и последующим восстановлением благородных металлов SnCl_2 и концентрированием на элементарном теллуре) методы. Пробоподготовка для аналитических исследований проводилась по стандартной методике с использованием дробилок и истирателей. Перед дроблением проб были отобраны образцы для изготовления шлифов, аншлифов и (в некоторых случаях) для протолочек. После дробления и квартования материал пробы доизмельчался или истирался до состояния пудры (в зависимости от метода анализа). Анализы пробирным методом выполнены в лаборатории анализа благородных металлов ДВГИ ДВО РАН, атомно-абсорбционным (использовалось кислотное разложение проб, измерения проводились на атомно-абсорбционном спектрофотометре Shimadzu AA-6800 в графитовой кювете) – в лабораториях аналитической химии и анализа благородных металлов ДВГИ ДВО РАН. При пробирном анализе навески сплавлялись с глетом, кальцинированной содой и крахмалом, а для уменьшения вязкости расплавов в шихту добавлялось необходимое количество буры. Продуктами восстановительной плавки являлись верблей и стекловатая масса (далее стекло), которая не использовалась в последующих операциях при пробирном анализе. Королек получали в результате плавления верблея в окислительных условиях. Разложение образцов для атомно-абсорбционного анализа производилось в стекло-углеродных тиглях смесью кислот $\text{HCl} + \text{HF}$, а затем $\text{HCl} + \text{HNO}_3$ (3/1). Нерастворимый осадок доплавляли с перекисью натрия. Результаты атомно-абсорбционного анализа частично были заверены путем измерения концентраций благородных металлов (в аликоватах тех же растворов) рентгено-флуоресцентным методом в ИХ ДВГИ ДВО РАН. Измерения проводились на рентгенофлуоресцентном анализаторе TXRF 8030C (FEI Company, Германия) с использованием подложки для нанесения жидкой фазы.

Анализы минералов (в аншлифах) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральных микронализаторах JXA-5A и JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 1×10^{-8} А. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление. В качестве стандартов использованы чистые металлы, зерна минералов (проанализированные другими методами), а также набор эталонов, поставляемых фирмой Agar scientific. Содержания породообразующих элементов, к которым отнесены O, Si, Mg, Al, K, Na, Ca, Fe, Mn и Ti, присутствующие в анализах, из-за малой размерности зерен минералов благородных металлов при расчете формул исключались, оставшиеся нормировались к 100%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В процессе исследований были изучены метаморфизованные углеродистые кремнисто-глинистые породы “глинисто-кремнистой” толщи и системы минерализованных трещин в кремнисто-глинистых и кремнистых (включая яшмы) породах “глинисто-кремнистой” и “кремневой” толщ Широкопаднинской (Ольгинский рудный район), Высокогорской (Кавалеровский) и Горной (Малиновский) площадей, а также в песчаниках Горной площади. Метаморфизованные углеродистые кремнисто-глинистые породы – микрозернистые, темно-серые окраски, массивной текстуры. Расщепленные системами минерализованных трещин кремнисто-глинистые породы характеризуются серой или темно-серой окраской, микрозернистой структурой и массивной текстурой. Прожилки со-

провождаются маломощными зонками гидротермальных изменений. Глинисто-кремнистые и кремнистые породы с системами минерализованных трещин – микрозернистые, темно-серые, серые или светло-серые, массивные. Яшмы имеют коричневую или красную окраску, микрозернистую структуру и массивную текстуру. Вблизи минерализованных трещин коричневая или красная окраска сменяется на зеленовато-светло-серую. Песчаники – серые, среднезернистые, массивные породы. Они содержат системы минерализованных трещин, состоящие из прожилков, вдоль которых порода изменена и содержит гнезда диаметром до нескольких сантиметров, выполненные экзогенными гидроокислами Mn и, в меньшей мере, Fe.

Атомно-абсорбционным методом были выявлены относительно высокие содержания благородных металлов в отдельных пробах (табл. 1), одна-

Таблица 1. Содержание Pt и Au в породах с системами прожилков по результатам анализа атомно-абсорбционным и рентгенофлуоресцентным методами, г/т

Table 1. Pt and Au content in rocks with the streak systems from the results of analysis using the atomic-absorption and X-ray-fluorescence methods, ppm

№ п. п.	Проба	Партия 1		Партия 1-1			Породы, вмещающие системы прожилков	
		Pt, AA	Au, AA	Pt, AA	Au, AA	Pt, РФ		
1*	Эв-01-13	1.80	0.25 (3.06)	4.54	0.04	3.62	Глинисто-кремнистые	
2*	Эв-01-35	2.20	0.10	3.87	0.12	3.02		
3*	Эв-01-39	0.89	0.05	1.67	0.07	1.50		
4	Эк-06-24	1.98	0.08	2.51	0.03	2.90	Яшмы	
5	Вс-06-3(н)	1.62	0.07	1.56, 1.24	0.05, 0.47	1.44		
6	Вс-06-5(1)	2.57	0.09	1.91	0.04	1.60	Яшмы с пиролюзитом	
7	Вс-06-5(н)	1.99	0.07	1.45	0.03			
8	Вс-06-7	0.80, 1.00	0.46, 0.01	1.27	0.02			
Партия 2								
9	ВС-06-5(1)	4.18	0.06				Яшмы с пиролюзитом	
10	Ш-05-5	0.92, 0.12	0.18, 1.18				Яшмы	
11	Ш-06-13	2.14	0.09					
Партия 3								
№ п. п.	Проба	Pt, AA	Au, AA	№ п. п.	Проба	Pt, AA	Au, AA	Породы, вмещающие системы прожилков
		0.07	0.04	20	Ш-05-73	0.05	0.04	
12	Ш-05-21	0.05	0.03	21	Ш-05-74(1)	0.03	0.03	Яшмы (№ п. п. 12–26)
13	Ш-05-23	0.07	0.06	22	Ш-05-80	0.04	0.06	
14	Ш-05-24	0.06	0.05	23	Ш-05-90	0.05	0.08	
15	Ш-05-25	0.07	0.05	24	Ш-05-91	0.08	0.03	
16	Ш-05-33	0.07	0.04	25	Ш-80-12	0.04	0.05	
17	Ш-05-70	0.09	0.03	26	Ш-86-93	0.08	0.04	
18	Ш-05-71	0.05	0.05					
19	Ш-05-72а							

Примечание. AA – определения атомно-абсорбционным, РФ – рентгенофлуоресцентным (в тех же растворах партии 1-1) методами; запятой и пробелом разделены результаты параллельных анализов; в скобках – результаты определения Au пробырным методом.

Площади: 1–4 – Горная; 5–9 – Высокогорская; 10–26 – Широкопаднинская.

*“Глинисто-кремнистая” толща, прочие – “кремневая”. В таблице не приведены 15 анализов с содержанием металлов менее 0.1 г/т.

Note. AA – determinations with atomic-absorption, РФ – X-ray-fluorescence (in the same solution of set 1-1) methods; the semicolon and gap divide the results of the parallel analyses; in brackets – the results of the Au determination with the assaying method.

Areas: 1–4 – Gornaya; 5–9 – Vysokogorskaya; 1–26 – Shirokopadninskaya.

**“Clay-silicic” bed, others – “silicic”.

ко при проведении пробирного анализа Pt и Pd были почти полностью потеряны (определенены сотые и тысячные доли г/т), в то время как содержания золота оказались на порядок выше, чем определенные методом AAA (см. табл. 1). Двойная "промывка" расплава Pb и повторные плавки с изменением состава шихты не привели к желаемым результатам. Противоречивость результатов пробирного и атомно-абсорбционного методов вызвали необходимость исследования образцов стекла, полученного при пробирном анализе, с помощью рентгеноспектрального микроанализатора.

Основными элементами стекла являются Si, O, а также Pb, Na и В (из-за добавления в шихту буры и глета), а второстепенными – Mg, Al, K, Ca, Mn, Fe и, иногда, Cl. Стекло неоднородно, состоит из участков с разным содержанием Pb (рис. 2). Местами оно "насыщено" включениями Ag, Pb или Cd. Присутствуют газовые пузырьки неправильной формы, содержащие зерна (диаметром от 0.1 до нескольких мкм) Ag (иногда с Rh и Te), Au, W, Mo (рис. 3), Cd, Fe, Zn, Cu, Ce, твердые растворы Co и W, Cu и Ni, Cu и Sn, Ti и W и др. Удлиненная форма пузырьков, неоднородность стекла и присутствие шариков Pb (диаметром 0.1 мм) свидетельствуют о высокой вязкости расплавов. В стекле, вне связи с газовыми пузырьками, встречаются мелкие зерна платины (рис. 4) и соединения Pt₂Rh (?).

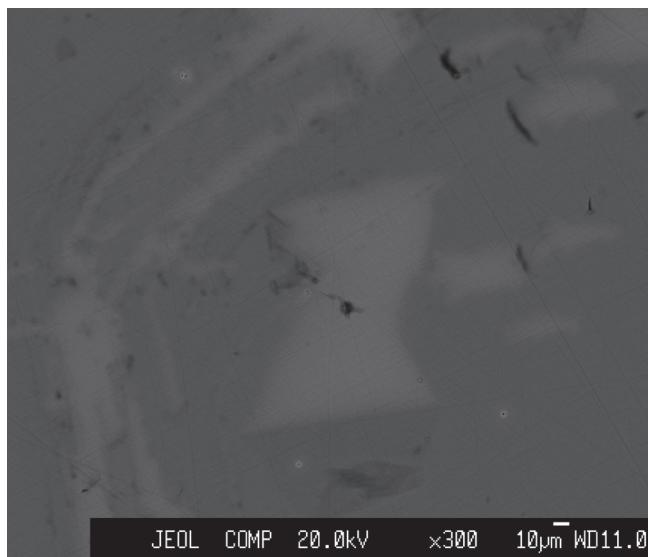


Рис. 2. Неоднородное стекло яшмы Широкопадинской площади Ольгинского рудного района.

Обр. III-05-1. Вид в отраженных электронах. Более светлые участки богаче Pb.

Fig. 2. Non-uniform glass of jasper of Shirokopadinskaya area, Olginsky ore district.

Sample III-05-1. View in the reflected electrons. Lighter plots are enriched in Pb.

Таким образом, возможными причинами потери благородных металлов при пробирном анализе являлись высокая вязкость расплавов, недостаточно высокая температура, вследствие чего платина не была собрана свинцом, а также массовый переход Au и других металлов при плавлении шихты в газовую фазу.

Анализ содержаний благородных металлов показал обогащение осадочных пород, рассеченных системами минерализованных трещин, платиной и золотом. Максимальные содержания Pt обнаружены в яшмах с пиролюзитом, а Au – в глинисто-кремнистых породах. Содержа-

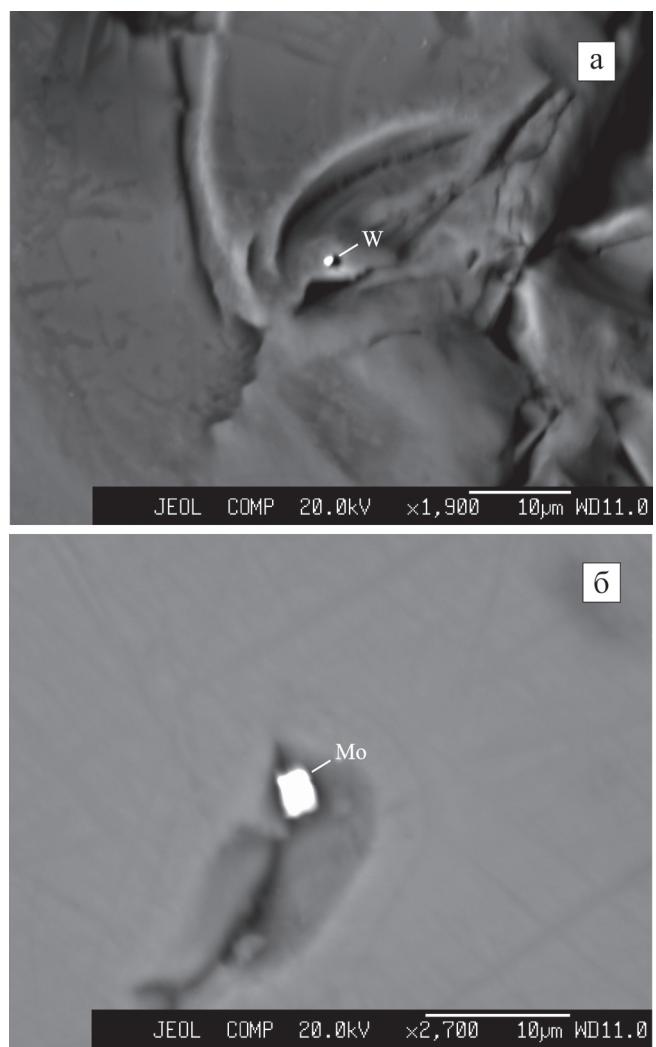


Рис. 3. Зерна вольфрама (а) и молибдена (б) в стекле яшмы Широкопадинской площади, приуроченные к газовым пузырькам неправильной формы.

Обр. III-05-16. Вид в отраженных электронах.

Fig. 3. Grains of tungsten (a) and molybdenum (b) in the jasper glass of Shirokopadinskaya area restricted to gas bubbles of the irregular form.

Sample III-05-16. View in the reflected electrons.

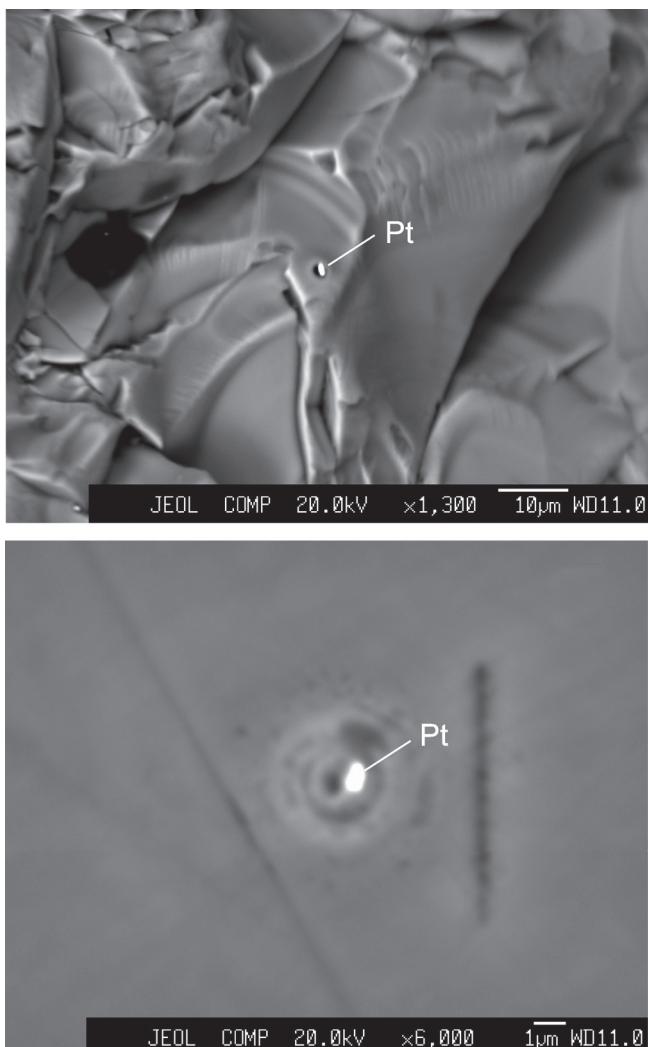


Рис. 4. Зерна платины в стекле яшмы Широкопаддинской площади.

Наблюдаемые на фото кратеры (черное) и “гало” (светло-серое) связаны с воздействием электронного пучка. Обр. Ш-05-16. Вид в отраженных электронах.

Fig. 4. Grains of platinum in the jasper glass of Shirokopadninskaya area.

Craters (black) and “halo” (light-grey), observed at the photos are related with the action of electron beam. Sample Ш-05-16. View in the reflected electrons.

ние Au и Pt в метаморфизованных углеродистых кремнисто-глинистых породах, по данным атомно-абсорбционного метода, достигает 1.55 и 0.42 г/т соответственно (см. табл. 1). Фоновые содержания Pt и Au составляют сотые доли г/т.

Минералогия метаморфизованных углеродистых кремнисто-глинистых пород

Широкопаддинская площадь. Основными минералами этих пород являются калиевый полевой

шпат, биотит, апатит, ильменит и титанит. К второстепенным и редким относятся виллиамитовый твердый раствор ($\text{Co}_{0.12-0.50}\text{Ni}_{0.88-0.50}\text{Sb}_{1.00}\text{S}_{1.00}$), галенит, пирротин, монацит и другие минералы (табл. 2). Породы содержат графит и включения (диаметром 1–5 мкм) Co-W ($\text{Co}_{0.00-0.60}\text{W}_{1.00-0.40}$) твердого раствора. Встречаются микроскопические зерна самородного Ag. В породах присутствует самородный Au-содержащий (до 11.01 мас. %) Ni. Он образует отдельные кристаллы и их срастания диаметром до 15 мкм (рис. 5а–в). При сканировании на микроанализаторе в характеристическом излучении Au (см. рис. 5в) обнаруживается неравномерное распределение этого элемента. По результатам анализа (табл. 3) после исключения “чужеродных” элементов и нормирования на 100% содержание Au в изученном зерне изменяется от 6.09 ($\text{Ni}_{0.98}\text{Au}_{0.02}$) до 11.30 ($\text{Ni}_{0.96}\text{Au}_{0.04}$) мас. %.

Минералогия систем минерализованных трещин в “глинисто-кремнистой” толще

Горная площадь. Системы минерализованных трещин (прожилков) в “глинисто-кремнистой” и “кремневой” толщах сопровождаются маломощными приконтактовыми зонами гидротермально-измененных пород. Местами такие системы переходят в прожилковые зоны в гидротермально-измененных породах. Мощность прожилков обычно составляет десятые–сотые доли мм – первые мм. Прожилки выполнены кварцем, хлоритом и другими минералами и содержат органическое вещество. Гидротермальные изменения вмещающих пород обычно выражаются в перекристаллизации кремнистого вещества, перераспределении глинистого материала, образовании хлорита, мусковита, биотита и других, в том числе рудных минералов. Измененные породы содержат маломощные прожилки и микроскопические гнезда органического вещества. В прожилках оно образует главным образом “ленты” и содержит до нескольких мас. % S. В гнездах органическое вещество присутствует в виде относительно изометричных или слегка удлиненных (“таблитчатых”) выделений, в которых Cl (первые мас. %) обычно существенно преобладает над S. В прожилках, а также в гнездах с органическим веществом и непосредственно в измененных породах присутствуют мельчайшие зерна минералов благородных металлов, самородных элементов, неупорядоченных твердых растворов металлов и интерметаллических соединений (рис. 6, 7), сульфидов и других рудных минералов, в том числе и экзогенной природы (см. табл. 2). Нередко рудные минералы буквально “пропитывают” такие прожилки и вмещающую их породу. В изображенных на рис. 6 прожилках и вблизи них обнаружены зерна пирротина, антимонита, молибденита, бадделеита, сульфида Ag, кассiterита, виоларита, латуней

Таблица 2. Породообразующие, редкие и второстепенные минералы изученных пород
Table 2. Rock-forming, rare and secondary minerals of the studied rocks

Минералы	“Кремнисто-глинистая толща”		“Кремневая толща”		Песчаники с системами прожилков (Горная площадь (см. текст))
	Глинисто-кремнистые породы с системами прожилков (Горная площадь)	Кремни и ямы с системами прожилков (Широкопадинская, Горная и Высокогорская площади)	Кварц, гематит, гидрослюдя, хлорит, биотит, полевые шпаты	Родохрозит, ильменит, пирофанит, спессартин	
Породообразующие	Полевые шпаты, биотит, ильменит, титанит, апатит, графит	Кварц, хлорит, полевые шпаты, биотит	Алланит, магнетит, гидрослюдя, хлорит, биотит, полевые шпаты	Сфалерит, монацит, горнштейн, циркон, кассiterит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, кобальтий, никелин, никеллит	Хлорит, мусковит, амфибол, полевые шпаты
Второстепенные и редкие*	Виллиамит, галенит, апатит, ильменит, рутил, барит, пирротин, молибденит, бадделеит, кассiterит, монацит, циркон, кснотим, циркон, шеелит, вольфрамит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетрагидротанталат, антимонит, становин, пирит, кобальтин, герсдорфит, хлоантит-смальтин, $(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$, бравоит, никелин, коззит	Антимонит, джемсонит, бурнонит, реальгар, киноварь, W, Zn, Fe, Bi, Sb, Sn, Ni, Pb, Bi, Cu, Se, Ti, лантуни, бронзы, ингерметаллиды Cu, Zn и Ni, Cu_3Al , Ni_3Si , Ni_3Cr , Fe-Ni-Cr, Co-O-W, Pb-Bi-Sn и др.	Рутил, монацит, антиモンит, молибденит, Sn, Cr, Ni, Fe, Sb, Bi, Cd, Pb, Cu, Zn, Al, W, Ni_6P , $\text{Fe}_5(\text{P}, \text{V})$, Fe_3P , твердые растворы Cu, Zn, Cd, Sn, Pb, Bi, Sb, As, Bi, Te, Hg, Fe, Cr, Ti, Al, Ni, Co, Mo, V, W и Mn в различных комбинациях и др.	Сфалерит, тенорит, монацит, горнштейн, циркон, рутил, кассiterит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, кобальтий, никелин, никеллит	Рутил, монацит, циркон, барит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, Fe, $(\text{Ni}, \text{Cr})_3\text{Fe}$, $(\text{Cu}, \text{Ni})_5\text{Zn}_3$, твердые растворы W, Co, Ti и Mo и др.
Второстепенные и редкие**	Виоларит, пиролозит, вернадский, англезит, котунит, бастнезит, крооксит, окись Zn, пироморфит, добрект	Ильзманит, ковеллин, отавит, гарниерит, монколлеит	Оксиды Mn и Fe, англезит, пломбогуммит, стибиоконит, коркит	Виоларит, $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})\text{VO}_4$, колорадоит, ильземанит, халькоzin и др.	

*Эндогенные.
**Экзогенные.

*Endogenous.
**Exogenous.

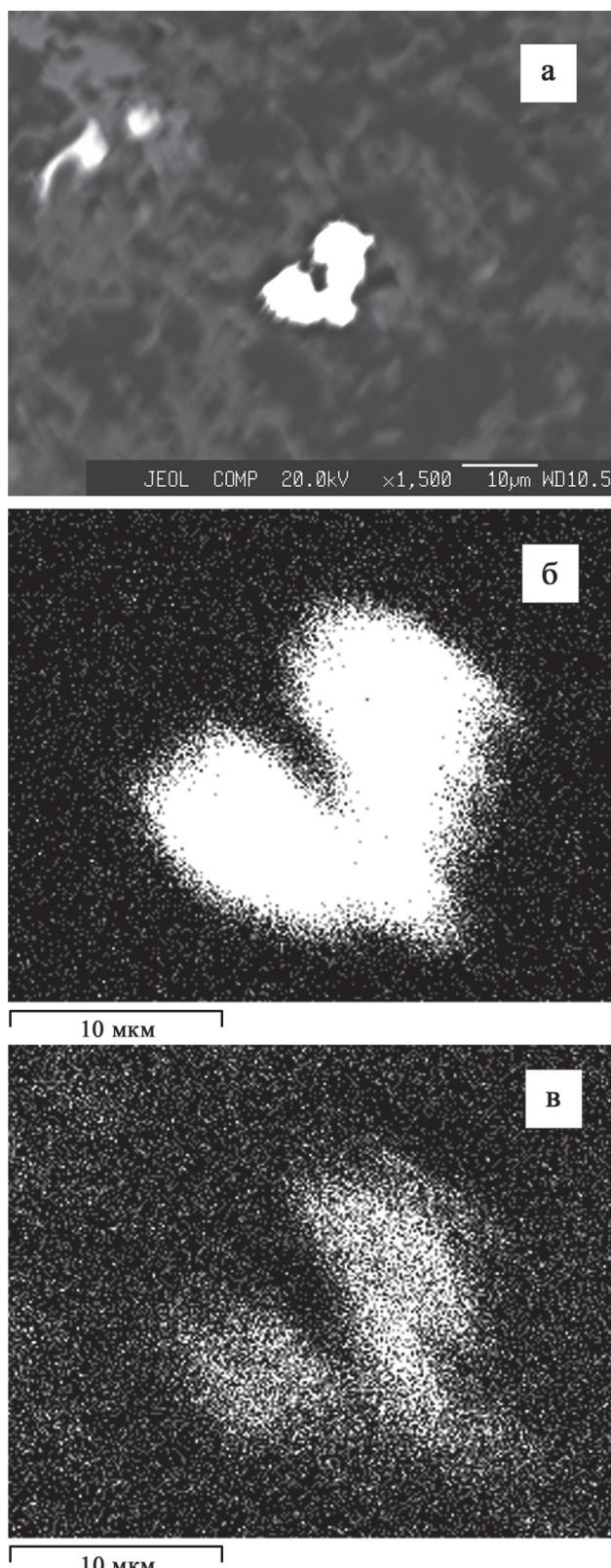


Fig. 5. Gold-bearing native nickel in the metamorphosed carbonaceous silicic-clay rock of Shirokopadninskaya area.

Sample III-05-2. View in the reflected electrons (a) and in the characteristic radiation of Ni (b) and Au (b).

и бронз, интерметаллидов Cu, Zn и Ni, самородных W, Zn, Fe, Bi, Sb, Sn, Au-Ag твердого раствора и медистого Au. Вариации состава медистого Au, связанного с системами минерализованных трещин в породах, ассоциированных с углеродистыми силициатами Сихотэ-Алиня, отвечают, за редким исключением, условно выделяемому здесь для удобства пересчета анализов ряду CuAu–Cu₂Au или, в более удобной форме, Cu₃(Cu,Au)Au₂. Минералы благородных металлов представлены самородной платиной, самородным золотом без примесей, никелистым золотом, ютенбогардитом, самородным серебром, пирагиритом, Ag-тетраэдритом и сульфидом Ag (табл. 4). Серебро в количестве нескольких мас. %, кроме того, присутствует в анализах ковеллина и вернадсита. Самородная Pt слагает кристаллы сечением 1 × 2 мкм или срастания сечением 2–3 мкм из нескольких кристаллов и обычно не содержит заметной примеси других элементов, кроме, возможно, небольшого количества Fe. В редких случаях в ее анализах отмечается немногого Zn (см. табл. 4). Самородное Au без примесей образует редкие округлые кристаллы диаметром около 1 мкм. Никелистое Au (см. табл. 4) встречается в виде относительно многочисленных зерен и изометрических кристаллов диаметром до 5 мкм, тяготеющих или приуроченных к участкам и прожилкам, сложенным слоистыми силикатами, охрами Mn и Fe и органическим веществом. Его состав изменяется в небольших пределах. В этом минерале, как следует из результатов пересчета анализов на формулы (Au_{0.90–0.88}Ni_{0.10–0.12}), примерно каждый десятый атом Au замещен Ni.

Минералогия систем минерализованных трещин в “кремневой толще”

Системы минерализованных трещин в “кремневой толще” визуально наиболее хорошо фиксируются в яшмах по изменению вдоль трещин коричневой или красной окраски на зеленовато-серую вследствие неравномерного “восстановления” пород. В таких участках гематит и гидрослюда замещены хлоритом или (гораздо реже) хлоритом и биотитом, а вместо рутила или наряду с ним присутствует ильменит или пирофанит. Кроме того, характерны многочисленные кварц-мусковит-хлоритовые прожилки, содержащие так же, как и измененные породы, органическое вещество, самородные элементы, интерметаллические и другие соединения многих (см. табл. 2), в том числе и благородных, металлов.

Рис. 5. Золотосодержащий самородный никель в метаморфизованной углеродистой кремнисто-глинистой породе Широкопаднинской площади.

Обр. III-05-2. Вид в отраженных электронах (а) и в характеристическом излучении Ni (б) и Au (б).

Таблица 3. Результаты изучения минералов благородных металлов в триасовых силикатах Широкопадинской площади с помощью рентгеноспектрального микронализатора, мас. %

Table 3. Results of the study of minerals of precious metals in the Triassic silicates of Shirokopadinskaya area using the X-ray-spectral microprobe, wt %

№ п.п.	O	Mg	Al	Si	K	S	Mn	Fe	Cu	Ni	Ag	Au	Сумма	Минерал	Формула
1	1.00			0.40				2.18		91.09	5.91	100.58		Ni _{0.98} Au _{0.02}	
2	0.75	0.37	0.48	1.36				2.37		86.04	10.96	100.12	“—”	Ni _{0.96} Au _{0.04}	
3	6.71			5.39	14.92	5.23	6.14			0.97		100.44		Ag _{1.00}	
4	30.80			0.80	24.94			0.34		0.65		100.43	Сульфид Ag	Ag _{1.93} S _{1.07}	
5	32.31	0.52			1.29	1.67						97.69	Золото	Ag _{1.00}	
6	22.16				0.70			0.39		7.12	78.71	103.83	Серебро	Cu _{3.00} (Cu _{0.84} Ag _{0.16}) _{1.00} (Au _{1.74} Ag _{0.26}) _{2.00}	
7	36.77	8.82	8.28	14.11				0.39		7.53	1.37	10.13	97.49	“Медистое золото”	Cu _{3.00} (Cu _{0.54} Ag _{0.46}) _{1.00} (Au _{1.98} Ag _{0.02}) _{2.00}
8	36.09	7.59	7.28	11.66	0.62			0.39		9.05	2.02	15.85	98.08	То же	Ag _{1.00}
9	20.30	1.04	1.06	9.00				8.12					Сульфид Ag	Cu _{3.00} (Cu _{0.54} Ag _{0.46}) _{1.00} (Au _{1.98} Ag _{0.02}) _{2.00}	
10	1.15			1.10									Сульфид Ag	Ag _{2.03} S _{0.97}	
11	34.57	0.45		31.13									Сульфид Ag	Co _{0.001} Au _{0.02} Ni _{0.98}	
12	2.72			1.10									Сульфид Ag	Ni _{2.99} Au _{1.01}	
13	15.17			13.43									Сульфид Ag	Au _{0.12} Ni _{0.88}	
14													Сульфид Ag	Au _{0.17} Ni _{0.83}	
15	18.67			0.92	18.12								Сульфид Ag	Ag _{0.03} Ag _{0.97}	
16	3.48				3.16								Сульфид Ag	(Cu _{13.27} Ag _{7.18} Fe _{2.78} Zn _{1.19}) _{24.42} Sb _{7.57} S _{24.67} *	
17	14.88	0.73	0.64	4.43				10.26					Сульфид Ag	Ag _{1.00}	
18	26.95	0.98	5.69	16.74	2.54			0.27	2.76				Сульфид Ag	Ag _{1.99} S _{1.01}	
19	29.25		1.38	22.42	0.52								Сульфид Ag	Ag _{0.86} Ag _{0.14}	
20	34.86	0.39	3.62	20.84	0.40								Сульфид Ag	Ag _{1.00}	
21	28.96	0.56	3.02	20.47	0.34								Сульфид Ag	Cu _{3.00} (Cu _{0.10} Au _{0.42} Ag _{0.48}) _{1.00} Au _{2.00}	
22	29.54	0.42	1.66	23.10									Сульфид Ag	Cu _{3.00} (Cu _{0.12} Au _{0.40} Ag _{0.48}) _{1.00} Au _{2.00}	
23	25.76	0.93	2.70	10.33	1.10								Сульфид Ag	Ag _{1.96} S _{1.04}	
24	19.74		0.40	14.60	7.40								Сульфид Ag	Ag _{1.96} S _{1.04}	
25	6.97												Сульфид Ag	(Cu _{2.45} Zn _{0.55}) _{3.00} (Cl _{0.04} Al _{0.58} Ag _{0.38}) _{1.00} Au _{2.00}	
26	29.38												Сульфид Ag	Cu _{3.00} (Cu _{0.32} Au _{0.12} Ag _{0.55}) _{1.00} Au _{2.00}	
													Пираргирит	Ag _{2.96} Sb _{0.98} S _{3.06}	

Примечание. В ан. 4, кроме того, 0.44 мас. % Na; в ан. 9 и 21 – 0.72 и 0.27 Ca соответственно; ан. 10 – 0.09 Co; 9 и 21 – 0.72 и 0.27 Ca, correspondingly; 10 – 0.09 Co; 15 – 1.35 Zn and 15.99 Sb; 24 – 3.2 Zn; 26 – 1.48 Cr and 9.94 Sb. Породы: 1–4 – метаморфизованная углеродистая кремнисто-глинистая порода “глинисто-кремнистый топаз”; 5–26 – яшмы (5–23) и кремни (24–26) “кремневой топаз”, рассеченные системами минерализованных трещин; 14 – из протолочки. Образцы: 1–4 – III-05-2; 5, 6 – III-05-16; 7–9 – III-05-33; 10–13 – III-05-5, 17 – III-05-74; 14 – III-86-178; 15, 16 – III-05-5; 17 – III-06-13; 23 – III-06-8; 24–26 – P-80-8.

*Формула рассчитана на 32 атома катионов.

Note. In addition, in analysis 4 there are 0.44 wt % Na; 9 and 21 – 0.72 and 0.27 Ca, correspondingly; 10 – 0.09 Co; 15 – 1.35 Zn and 15.99 Sb; 24 – 3.2 Zn; 26 – 1.48 Cr and 9.94 Sb. Rocks: 1–4 – metamorphosed carbonaceous silicic-clay rock of the “clay-silicic bed”; 5–26 – jaspers (5–23) and silicons (24–26) of the “silicium bed”, cut by the systems of the mineralized fractures; 14 – from crushed rocks. Samples: 1–4 – III-05-2; 5, 6 – III-05-16; 7–9 – III-05-33; 10–13 – III-05-5, 17 – III-05-74; 14 – III-86-178; 15, 16 – III-05-5; 17 – III-06-13; 23 – III-06-8; 24–26 – P-80-8.

*The formula is calculated for 32 atoms of cations.

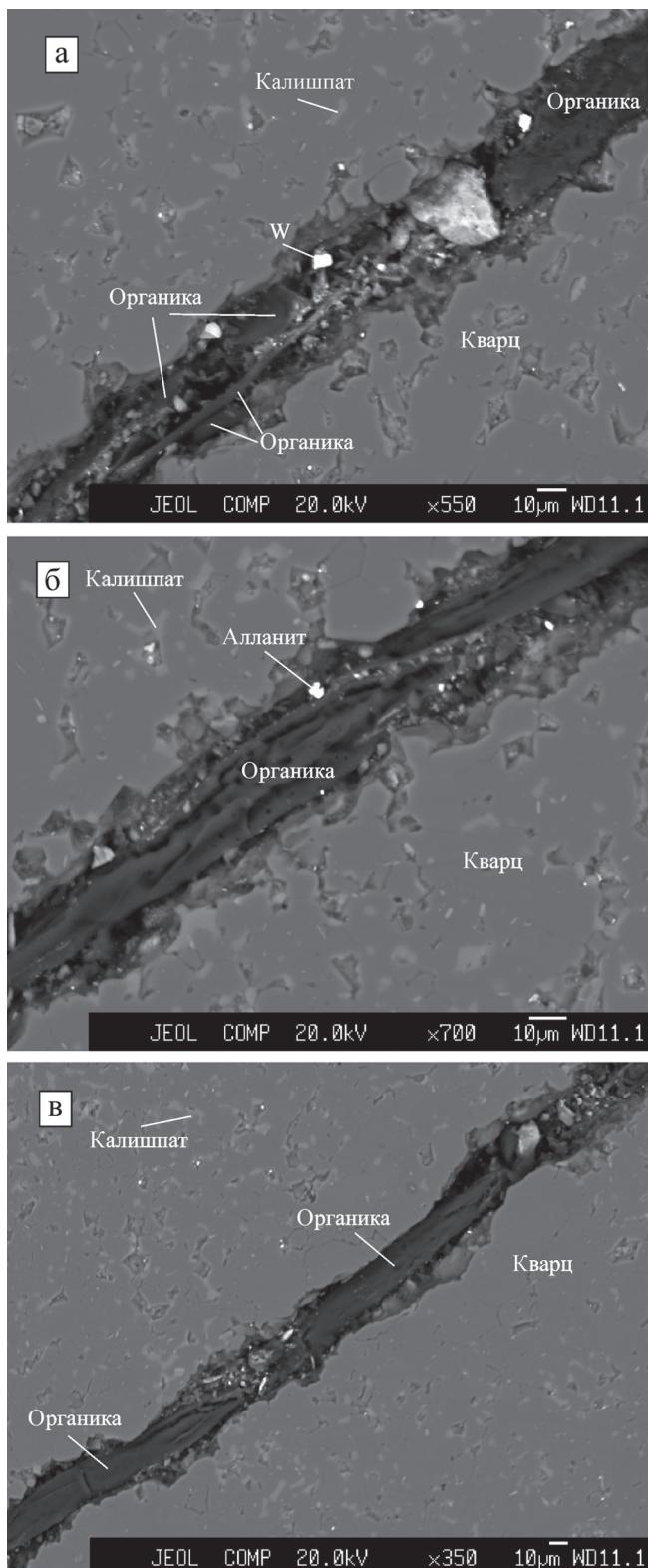


Рис. 6. Прожилки органического вещества в изменинной яшме Горной площади.

Обр. Эк-06-17. Вид в отраженных электронах, W – самородный вольфрам. Белые (до светло-серых) (в том числе и очень мелкие) участки в прожилках и в породе соответствуют включениям рудных минералов.

Fig. 6. Streaks of organic matter in the altered jasper of Gornaya area.

Sample Эк-06-17. View in the reflected electrons. W – native tungsten. White (up to light-grey) (including also very fine) plots in streaks and in rock correspond to the inclusions of ore minerals.

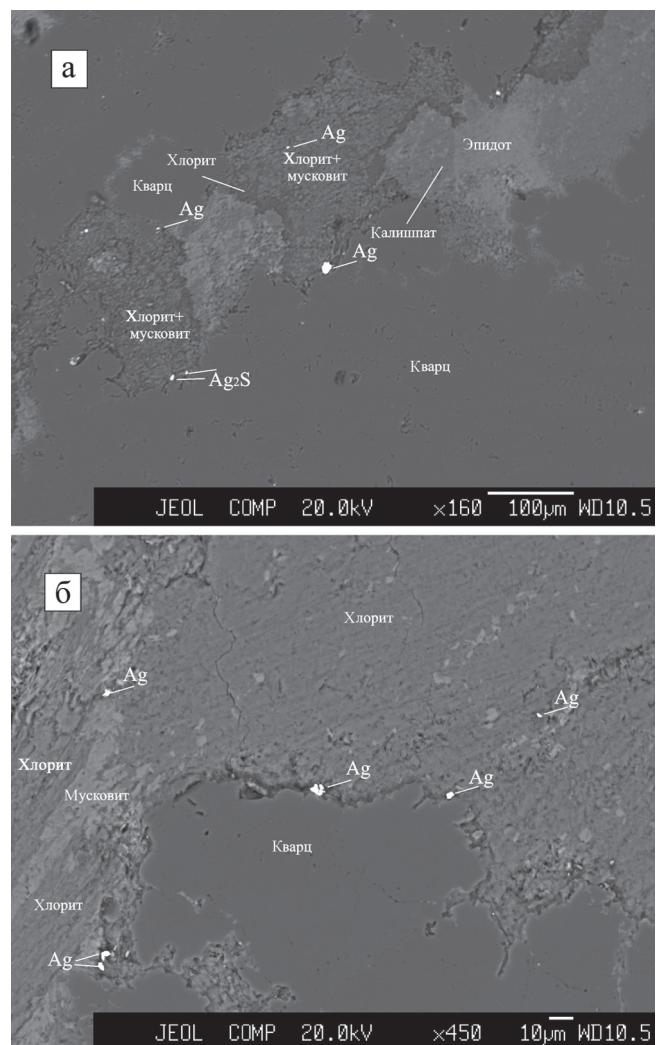


Рис. 7. Включения зерен самородного серебра и аргентита в яшме Широкопаднинской площа-ди, тяготеющие к зальбандам калишпат-хлорит-му сковитовых (с эпидотом) прожилков (а) и к контактам мусковит-хлоритовых и кварцевых участков породы (б).

Обр. Ш-86-23. Вид в отраженных электронах.

Fig. 7. Inclusions of grains of native silver and argentite in jasper of Shirokopadninskaya area, gravitating to the salvages of the kalisper-chlorite-muscovite (with epidote) veinlets (a) and to the contacts of muscovite-chlorite and quartz plots of the rock (б).

Sample Ш-86-23. View in the reflected electrons.

Таблица 4. Результаты изучения минералов благородных металлов в силишитах “глинисто-кремнистой толщи” Горной площади, рассчитанных системами минерализованных трещин, полученный с помощью рентгеноспектрального микронализатора, мас. %

Table 4. Results of the study of minerals of precious metals in silicates of the “clay-silicic bed” of Gor'naya area cut by the systems of the mineralized fractures using the X-ray-spectral microprobe, wt %

№ п.п.	Образец	O	Mg	Al	Si	S	Ca	Mn	Fe	Ni	Zn	Cu	Ag	Sb	Au	Pt	Сумма	Формула
1	Эв-01-13	20.47	0.35	1.48	12.75	7.90	4.53	1.08	0.89	0.93	0.57	0.76	98.94	49.09	24.60	100.42	Ag _{1.00}	
2		15.52	0.26	0.60	3.07	8.08	0.51	0.62	0.66	0.59	0.51	0.59	37.72	44.57	35.87	96.17	Ag _{1.95} S _{1.05}	
3	Эв-01-3	33.17	0.71	1.93	23.58	0.93	0.57	0.51	0.62	0.66						96.47	(Ag _{2.78} Cu _{0.10} Pb _{0.12}) _{3.00} Au _{1.00} S _{2.00}	
4		30.72	0.38	1.14	27.00	0.51	0.51	0.62	0.66							106.05	Pt _{0.96} Zn _{0.04}	
5		30.96	1.05	18.23	6.24											97.18	Pt _{1.00} *	
6		17.99	1.88	3.65	10.01											104.72	Ag _{1.09} S _{0.91}	
7		35.72	0.56	27.93												98.14	Ag _{1.99} S _{1.01} **	
8		24.51	22.13													97.42	Au _{1.00}	
9		25.42	1.18	1.76	15.73	7.04										97.56	Pt _{1.00}	
10	Эв-01-33	12.50	0.36	7.24												100.40	Ag _{1.98} S _{1.02}	
11		37.40	0.45	1.10	27.02	6.23										98.27	Ag _{1.99} Te _{0.01}	
12		34.81	0.54	1.37	24.70	6.15										99.26	Ag _{2.95} Sb _{0.86} S _{3.19}	
13		7.93	4.36	22.12												96.33	Ag _{3.05} Sb _{0.87} S _{3.08}	
14		5.64	0.47	2.08	22.62											100.43	(Cu _{16.94} Ag _{2.74} Fe _{2.05} Zn _{2.39}) _{24.14} (Sb _{6.89} As _{0.99}) _{7.88}	
15																98.46	(Cu _{16.48} Ag _{3.23} Fe _{2.54} Zn _{1.78}) _{24.03} (Sb _{7.60} As _{0.37}) _{7.97}	
16		15.91	1.11	7.24												100.16	Ag _{1.00}	
17	Эв-01-29	22.75	0.44	18.67												97.33	Ag _{1.89} Ni _{0.11}	
18		17.93	0.33	0.96	9.51	0.31										97.91	Ag _{1.88} Ni _{0.12}	
19		6.41	0.49	4.42												99.13	Ag _{1.89} Ni _{0.11}	
20		7.10	0.39	2.09												98.50	Ag _{1.88} Ni _{0.12}	
21		16.65		14.82												100.50	Ag _{1.89} Ni _{0.11}	
22		10.77		9.56												96.76	Ag _{1.90} Ni _{0.10}	

Примечание. В ан. 3, кроме того, 3.23 мас. % Pb и 0.32 Ti, ан. 5 – 0.28 K, ан. 11 – 0.75 Te, ан. 14 и 15 – 1.88 и 0.73 As. Минералы: серебро – 1, 16; сульфид Ag – 2, 6, 7, 10, 11; утено-гаардти – 3; платина – 4, 5, 9; золото – 8, 17–22; пираргирит – 12, 13; тетраэдрит – 14, 15.

*В минерале может присутствовать Fe, количество которого невозможно учесть при расчете формулы из-за наличия в анализе “прихваченных” чужеродных породообразующих элементов (в том числе и Fe). **Использована S, связанная, предположительно, с Zn в сфalerите.

Note. In addition, in analysis 3 there are 3.23 wt % Pb and 0.32 Ti, an. 5 – 0.28 K, an. 11 – 0.75 Te, an. 14 and 15 – 1.88 and 0.73 As. Minerals: silver – 1, 16; sulfide Ag – 2, 6, 7, 10, 11; utenbogaardite – 3; platinum – 4, 5, 9; gold – 8, 17–22; pyrargyrite – 12, 13; tetrahedrite – 14, 15.

*In the mineral, Fe may be present, whose amount is impossible to be taken into account in the formula calculation because of the availability in the analysis of the “seized up” allogenetic rock-forming elements (including also Fe). **Sulphur supposedly bound with Zn in sphalerite is excluded.

Яшмы обычно представляют собой радиолярии или глинисто-кремнистые породы с остатками радиолярий, содержащие рутил, гематит, гидрослюдю, титанит, апатит (иногда много) с включениями зерен монацита, барит, баритоцелестин, а также ксенотит, циркон, таусонит и другие минералы. Присутствуют прожилки Ва-содержащего калиевого полевого шпата. Яшмы и кремни, непосредственно вмещающие тела или отдельные прослои марганцево-силикатных пород, иногда обогащены Mn. Такие породы на Широкопаддинской и Горной площадях содержат многочисленные кристаллы пирофанита и спессартина (из-за относительно высокой температуры метаморфизма), а на Высокогорской – родохрозита (из-за низкой температуры метаморфизма). Характерным минералом является калиевый полевой шпат, слагающий мелкие (0.1 мм) гнезда и маломощные прожилковидные зонки и обычно содержащий небольшое количество (первые мас. %) Ва. Кроме того, нередко присутствуют альбит, гидрослюдя, биотит или хлорит. Обычными являются алланит, монацит, кассiterит, циркон и рутил. Встречаются также барит, оксид Zr и Sc и другие минералы. Спессартин образует россыпь мельчайших (микронной размерности) включений или гораздо более крупные, но редкие кристаллы, приуроченные к прожилкам и наиболее перекристаллизованным участкам породы. Особенностью яшм Высокогорской площади, наряду с интенсивным рассланцеванием и системами минерализованных трещин, является присутствие маломощных прослоев, изначально обогащенных дисперсным родохрозитом и образующих серию общей мощностью десятки см. Вследствие экзогенных процессов визуально они фиксируются как зоны значительного обогащения оксидами Mn в виде “прожилков” мощностью до 3 мм. Кремнистая масса тоже богата оксидами Mn, образующими скопления радиально-лучистой и более сложной формы.

Широкопаддинская площадь. Для систем минерализованных трещин и “восстановленных” участков в породах “кремневой толщи” характерно присутствие минералов Au и Ag. Минералы Pt пока не обнаружены, однако ее наличие установлено атомно-абсорбционным методом и подтверждено результатами изучения стекла, полученного при пробирной плавке яшм. Минералы Au представлены самородным Au, не содержащим примеси других элементов, Au-Ag твердым раствором, медиистым золотом и интерметаллическим соединением Ni₃Au (см. табл. 3). Кроме того, иногда встречается Au-содержащий самородный Ni. Минералы Ag представлены самородным Ag, сульфидалом Ag и тетраэдритом. Самородное золото без примеси других элементов встречается в виде мелких (диаметром до 1 мкм) рассеянных в прожилках и измененной породе кристаллов

(рис. 8а). Золотосеребряный твердый раствор с высокой пробой (970) в виде относительно крупных (диаметром десятые доли мм) зерен обнаружен лишь при шлиховании протолочек штуфных проб яшм. Кроме того, этот минерал образует мельчайшие зерна (рис. 8б). Медистое золото (рис. 8в) встречается в виде отдельных кристаллов размером до 1 × 2 мкм.

Зерна Au-содержащего Ni, иногда с небольшим количеством Co, неоднородны по составу. В них присутствуют мелкие включения богатой Au фазы (рис. 9а–в). Содержание золота в Au-содержащем Ni (после исключения “чужеродных” породообразующих элементов и нормирования анализов на 100 мас. %) изменяется от 4.93 (Co_{0.001}Au_{0.02}Ni_{0.98}) до 41.41 (Au_{0.17}Ni_{0.83}) мас. %. Возможно, верхний предел содержания Au завышен из-за присутствия в минерале субмикроскопических включений упомянутой выше фазы. Ее состав (см. табл. 3), определенный в наиболее крупном включении, почти точно отвечает формуле Ni₃Au (по анализу – Ni_{2.99}Au_{1.01}).

Основное количество Ag присутствует в самородном состоянии, а также в виде сульфида Ag, пиараэрита и в составе тетраэдрита. Сульфид Ag и самородное Ag наблюдались в виде зерен, нередко имеющих относительно крупные (до 15 × 15 мкм) размеры и приуроченных главным образом к зальбандам калишпат-хлорит-мусковитовых (±эпидот) прожилков (см. рис. 7а) или тяготеющих к контактам кварцевых и хлоритовых участков породы (см. рис. 7б). Кроме того, отмечались гнезда, выполненные кристаллами самородного Ag и барита, а также зерна, видимо представляющие собой тонкие срастания сульфида Ag и галенита. Иногда в анализах самородного Ag отмечается небольшое количество Cl, связанное, очевидно, с его замещением хлорараэритом в результате экзогенных процессов. Тетраэдрит встречается в виде отдельных мелких зерен и представлен богатой Ag разновидностью (см. табл. 3). В нем присутствует небольшое количество Zn и Fe и совсем нет As.

Горная площадь. Характерными минералами благородных металлов систем минерализованных трещин, секущих породы “кремневой толщи”, являются разнообразные соединения Au и Ag. Собственные минералы Pt, Pd и других элементов платиновой группы не установлены, однако в одном из анализов виоларита отмечен Pd (табл. 5). В яшмах присутствуют мельчайшие гнезда углеродистого вещества, в котором иногда содержится немного Ag и Cu. Отличительной особенностью яшм является постоянное присутствие очень мелких, но довольно многочисленных зерен и кристаллов самородного Au и медиистого золота. Самородное Au не содержит примеси других элементов или представлено твердыми растворами Au и Ag; Au, Ag и Bi; Au, Ag и Pb. Кроме того, характерной особенно-

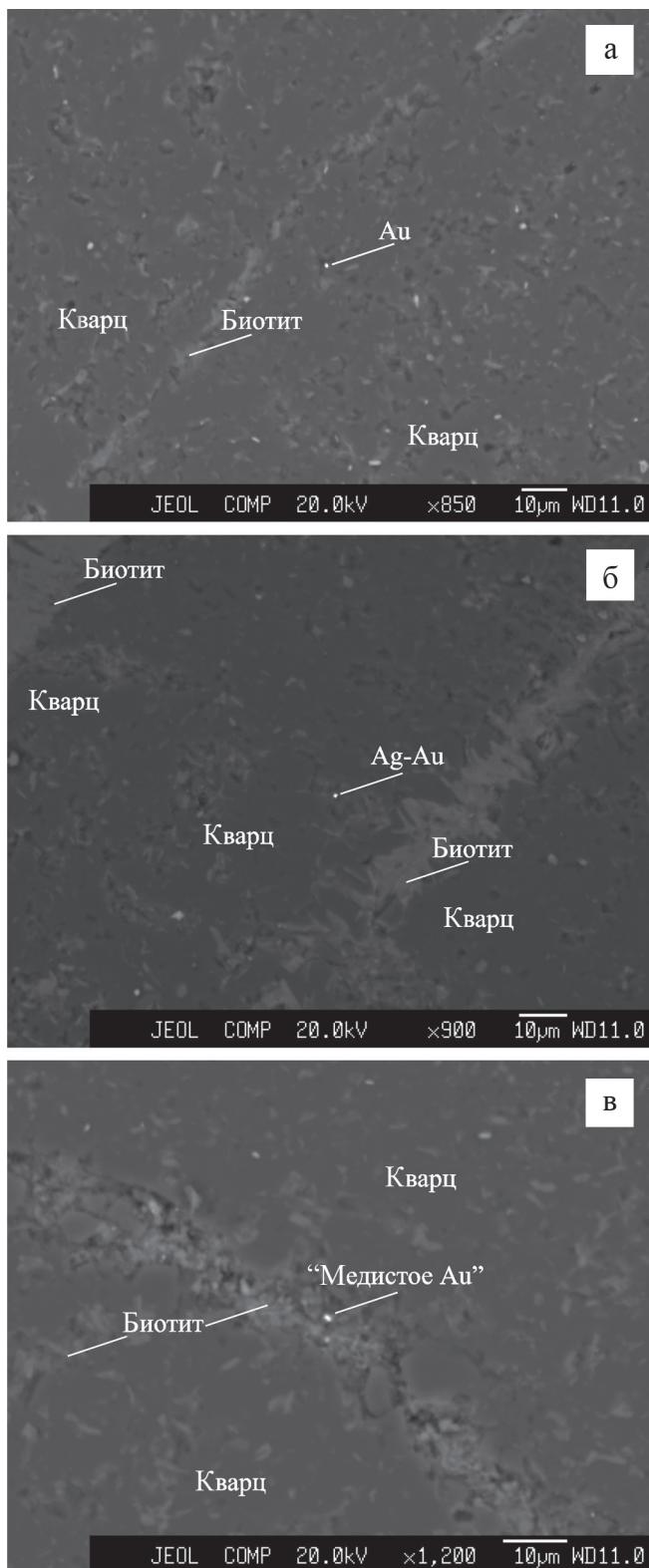


Рис. 8. Самородное золото без примесей (а), Au-Ag твердый раствор (б) и “медиистое золото” (в) в ассоциации с органическим веществом (темно-серое) в измененных яшмах с прожилками биотита.

Широкопаднинская площадь, обр. III-06-13. Вид в отраженных электронах.

Fig. 8. Native gold free of admixtures (а), Au-Ag solid solution (б), and cupriferous gold (в) in association with organic matter (dark-grey) in the altered jaspers with biotite streaks.

Shirokopadninskaya area, sample III-06-13. View in the reflected electrons.

стью яшм является почти постоянное присутствие никелистого Au. Самородное Au без примеси других элементов и Au-Ag твердый раствор образуют в породе отдельные кристаллы или их срастания диаметром до 4 мкм (рис. 10а). Иногда они наблюдаются в тесной ассоциации с органическим веществом (рис. 10б) или с самородными Cu или Fe в составе хлоритовых прожилков (рис. 10в). Реже эти минералы приурочены к зальбандам прожилков органического вещества (см. рис. 10б). Состав Au-Ag твердого раствора (см. табл. 5) большей частью отвечает формуле $Au_{0.76-0.87}Ag_{0.24-0.13}$. Иногда он содержит изоморфную примесь Ві или Pb ($Au_{0.84-0.78}Ag_{0.13-0.19}Pb_{0.02-0.03}$). Встречаются, кроме того, зерна, почти не содержащие Ag – $Au_{0.96}Ag_{0.04}$. Количество Ag в этом минерале непостоянно даже в одном аншилифе. Наряду с рассмотренными разновидностями самородного Au изредка встречается неупорядоченный твердый раствор Au, Cu и Ag, состав которого отвечает формуле $Au_{0.73}Cu_{0.15}Ag_{0.12}$.

Никелистое Au присутствует в виде относительно многочисленных зерен и изометрических кристаллов диаметром до 5 мкм. Его состав изменяется в небольших пределах – $Au_{0.91-0.88}Ni_{0.09-0.11}$.

Медистое золото встречается совместно с самородным Au и сопутствующими ему минералами. Оно слагает рассеянные в породе бесформенные зерна и кристаллы сечением от 1 × 1 до 2 × 3 мкм, иногда приуроченные к органическому веществу. Кроме того, встречаются агрегаты из кристаллов этого минерала сечением до 2 × 5 мкм. Медистое золото содержит немного Ag (см. табл. 5) и отличается непостоянством состава. Содержание Cu и Au в этом минерале изменяется довольно значительно. Из содержащих Ag минералов в яшмах Горной площади встречаются самородное Ag и сульфид Ag, как правило, вместе с самородным Au и медистым золотом, а также хлораргирит экзогенного происхождения. Самородное Ag, присутствующее в виде зерен диаметром до 10 мкм, содержит небольшую примесь Te (см. табл. 5). Кроме того, встречается медиастая разновидность этого минерала.

Сульфид Ag встречается в виде бесформенных зерен, кристаллов и их срастаний сечением до 8 × 15 мкм. Этот минерал иногда содержит немногого Te (см. табл. 5). Встречаются очень тонкие срастания зерен сульфида Ag и киновари. Хлораргирит образовался по зернам самородного Ag и, очевидно, имеет экзогенное происхождение.

Высокогорская площадь. Яшмы и другие породы “кремневой толщи” содержат маломощные

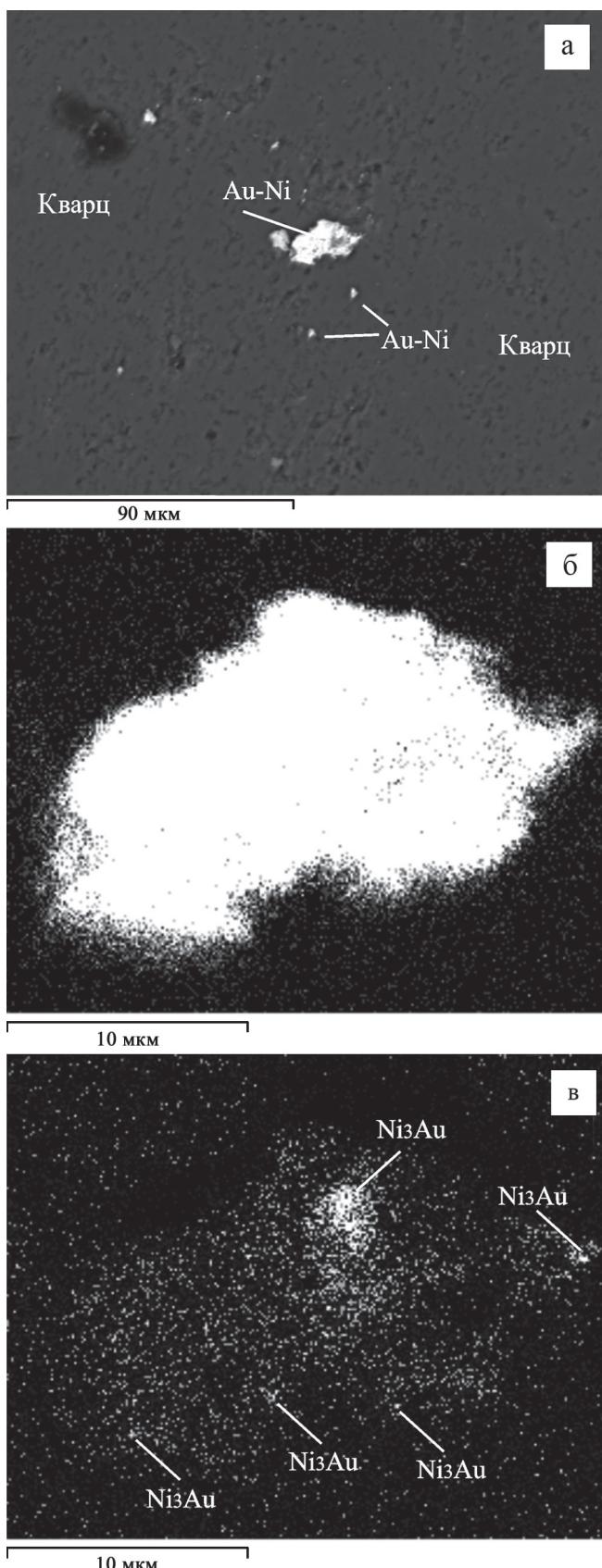


Рис. 9. Золотосодержащий самородный никель с включениями интерметаллического соединения

Ni₃Au в измененной яшме Широкопаднинской площади.

Вид в отраженных электронах (а), а также в характеристическом излучении Ni (б) и Au (в). Au-Ni – золотосодержащий самородный никель, Ni₃Au – интерметаллическое соединение.

Fig. 9. Gold-bearing native nickel with inclusions of the Ni₃Au intermetallic compound in the altered jasper of Shirokopadninskaya area.

View in the reflected electrons (a) and in the characteristic radiation of Ni (б) and Au (в). Au-Ni is a gold-bearing native nickel, Ni₃Au is an intermetallic compound.

прожилки и гнезда с органическим веществом, содержащим Cl и S и образующим лентоподобные (рис. 11а) и относительно изометричные выделения. В прожилках и в окружающей их измененной породе присутствуют самородные формы и интерметаллические соединения благородных и других элементов. Они обычно образуют мельчайшие (диаметром доли мкм–первые мкм) зерна и только в редких случаях – видимые невооруженным глазом кристаллы (рис. 12). Характерными минералами благородных металлов являются медистое золото, самородное Au, не содержащее примеси других элементов, Ag-Au твердый раствор, соединение Au₃Pd и сульфид Ag (табл. 6). Медистое золото присутствует в виде мелких, иногда многочисленных зерен диаметром до 4 мкм. Оно содержит Ag и характеризуется почти полным отсутствием Cu в “смешанной позиции” (0.00–0.11 ф.е.), более того, в двух случаях отмечался небольшой дефицит этого элемента в “основной позиции”. Иногда оно образует срастания с самородным Fe. Самородное Au представлено главным образом мелкими (диаметром до 3 мкм), но обильными зернами Ag-Au твердого раствора. Его состав изменчив, но в небольших пределах – Au_{0.92–0.83}Ag_{0.08–0.17}. Кроме того, присутствуют зерна самородного Au (\varnothing до 2.5 мкм), не содержащего примеси других элементов. Интерметаллическое соединение Au₃Pd встречается в виде единичных очень мелких зерен (см. рис. 11б). Состав этого минерала (см. табл. 6) отвечает формуле Au_{2.96–2.92}Pd_{1.04–1.08}. Самородное Ag иногда содержит немного Te (см. табл. 6). Его состав отвечает формуле Ag_{0.99–1.00}Te_{0.01–0.00}. В зернах сульфида Ag присутствуют включения киновари.

Минералогия систем минерализованных трещин в песчаниках

Горная площадь. Системы минерализованных трещин в песчаниках состоят из многочисленных прожилков, вдоль которых порода интенсивно изменена и содержит гнезда диаметром до нескольких см, выполненные экзогенными гидроокислами Mn и, в меньшей мере, Fe. Новообразованные

Таблица 5. Результаты изучения минералов благородных металлов в измененных яшмах и прожилках Горнойплощади с помощью рентгеноспектрального микронализатора, мас. %

Table 5. Results of the study of minerals of precious metals in the altered jaspers and veinlets of Gornaya area using the X-ray-spectral microprobe, wt %

№ п. п.	Образец	O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Cr	Fe	Ni	Cu	Ag	Au	Сумма	Минерал	Формула
1	Эк-06-18	3.93		0.71	2.60			0.57		1.36	26.80	6.60	57.90	100.47	"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Au}_{0.27}\text{Cu}_{0.24}\text{Ag}_{0.47})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
2		21.08	8.50	2.18	10.39	0.29		0.42	2.41	2.92			53.94	99.87	Золото	$\text{Au}_{1.00}$	
3		11.77	1.90	1.14	4.88	0.27		0.27	3.40		79.37	99.64	"—"	"—"	$\text{Au}_{0.89}\text{Ni}_{0.11}$		
4		29.29	1.30	2.59	22.44	0.59	0.31	3.93	4.44		65.05	98.82	"—"	"—"	$\text{Au}_{0.84}\text{Ag}_{0.16}$		
5										10.28	2.09	24.12	101.38		"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Au}_{0.42}\text{Cu}_{0.20}\text{Ag}_{0.38})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
6	Эк-06-24	4.40		0.52	2.02	1.08			0.42	1.52	24.28	5.04	50.02	101.88	Серебро	$\text{Ag}_{0.99}\text{Te}_{0.01}$	
7		8.81													"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Au}_{0.23}\text{Cu}_{0.36}\text{Ag}_{0.41})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
8		29.09	0.43	1.71	15.43	0.80		0.28	1.01	2.58	1.31		40.67	100.58	Золото	$\text{Au}_{0.89}\text{Ni}_{0.11}$	
9		32.05	0.49	1.86	16.30	0.28		0.42	3.45	1.87			43.93	101.06	"—"	$\text{Au}_{0.91}\text{Ni}_{0.09}$	
10		24.62	1.79	2.51	15.36	0.42					3.79	45.73	102.44	"—"	$\text{Au}_{0.87}\text{Ag}_{0.14}$		
11		21.99			17.85						7.08	52.41	101.01	"—"	$\text{Au}_{0.78}\text{Ag}_{0.19}\text{Pb}_{0.03}$		
12		6.91	0.40		0.63						2.87	89.27	101.96	Серебро	$\text{Ag}_{0.95}\text{Cu}_{0.05}$		
13		16.41		1.31	14.93	8.68					1.88	56.23	100.01	Сульфид Ag	$\text{Ag}_{1.97}\text{S}_{1.03}$		
14	Эк-06-17	20.16	0.33	9.94	0.32	0.88					1.57	5.55	63.56	100.40	Золото	$\text{Au}_{0.86}\text{Ag}_{0.14}$	
15		9.76	0.44	7.86		0.34		0.32	0.54		22.75	5.66	45.95	96.54	"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Cu}_{0.34}\text{Au}_{0.17}\text{Ag}_{0.49})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
16		22.28		0.62	3.76	0.32			0.45		10.45	58.78	96.66	Золото	$\text{Au}_{0.76}\text{Ag}_{0.24}$		
17		20.40		0.72	5.76	0.94		0.55	0.55		1.55	70.03	99.95	"—"	$\text{Au}_{0.96}\text{Ag}_{0.04}$		
18		24.41	1.60	2.59	17.46	0.41	0.31	0.31	4.28		12.91	3.50	32.47	100.34	"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Cu}_{0.04}\text{Au}_{0.47}\text{Ag}_{0.49})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
19		25.53		1.04	24.90	1.25	0.39				3.83	43.06	100.00	Золото	$\text{Au}_{0.86}\text{Ag}_{0.14}$		
20		22.32	0.88	0.94	17.20	1.10					4.48	52.05	99.99	"—"	$\text{Au}_{0.84}\text{Ag}_{0.13}\text{Pb}_{0.03}$		
21		19.55		4.82	10.86	2.41			1.16	17.27	4.53	39.00	100.48	"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Cu}_{0.19}\text{Au}_{0.32}\text{Ag}_{0.49})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$		
22		19.03			11.38						5.70	61.74	100.00	Золото	$\text{Au}_{0.84}\text{Ag}_{0.14}\text{Pb}_{0.02}$		
23		20.77	0.99	1.11	13.51						19.27	5.15	41.06	102.95	"Медистое Au"	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Cu}_{0.25}\text{Au}_{0.24}\text{Ag}_{0.51})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
24		22.75		2.10	20.46	0.33					14.17	3.42	36.78	100.01	То же	$\text{Cu}_{3.00}(\text{Cu}_{0.03}\text{Au}_{0.54}\text{Ag}_{0.43})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
25		11.56		8.56	9.35							63.77	95.57	98.55	Сульфид Ag	$\text{Ag}_{2.00}\text{S}_{1.00}$	
26		7.30		4.42	11.14	1.69		1.14				74.55		102.06	Виоларит	$(\text{Ni}_{1.68}\text{Fe}_{1.40}\text{Pd}_{0.02})_{3.10}\text{S}_{3.90}$	
27		17.05	0.82	1.31	14.65	27.89	0.32				17.44	22.04					

Примечание. В ан. 6 и 25, кроме того, 0.63 и 0.64 мас. % Te; в ан. 8, 9, 18 – 1.16, 1.25 и 0.40 Mn; ан. 10 – 1.47 Na и 1.43 Ti; ан. 11, 20, 22 – 1.68, 1.90 и 1.80 Pb; ан. 27 – 0.54 Pd.

Note. In addition, in analyses 6 and 25 there are 0.63 and 0.64 wt % Te; in an. 8, 9, 18 – 1.16, 1.25 and 0.40 Mn; an. 10 – 1.47 Na and 1.43 Ti; 11, 20, 22 – 1.68, 1.90 and 1.80 Pb; 27 – 0.54 Pd.

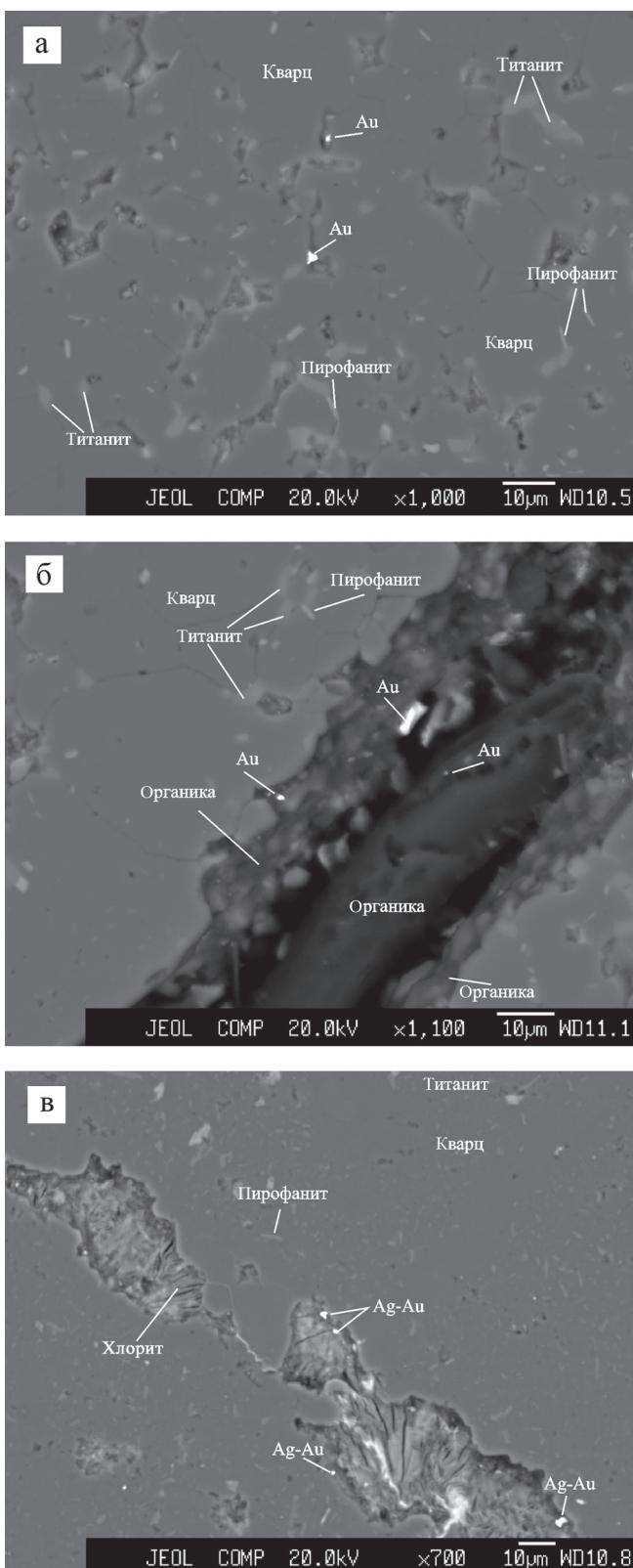


Рис. 10. Зерна самородного золота в измененной яшме Горной площади.

а, б – обр. Эк-06-17, в – обр. Эк-06-18. Вид в отраженных электронах.

Fig. 10. Grains of native gold in the altered jasper of Gornaya area.

а, б – sample Эк-06-17, в – sample Эк-06-18. View in the reflected electrons.

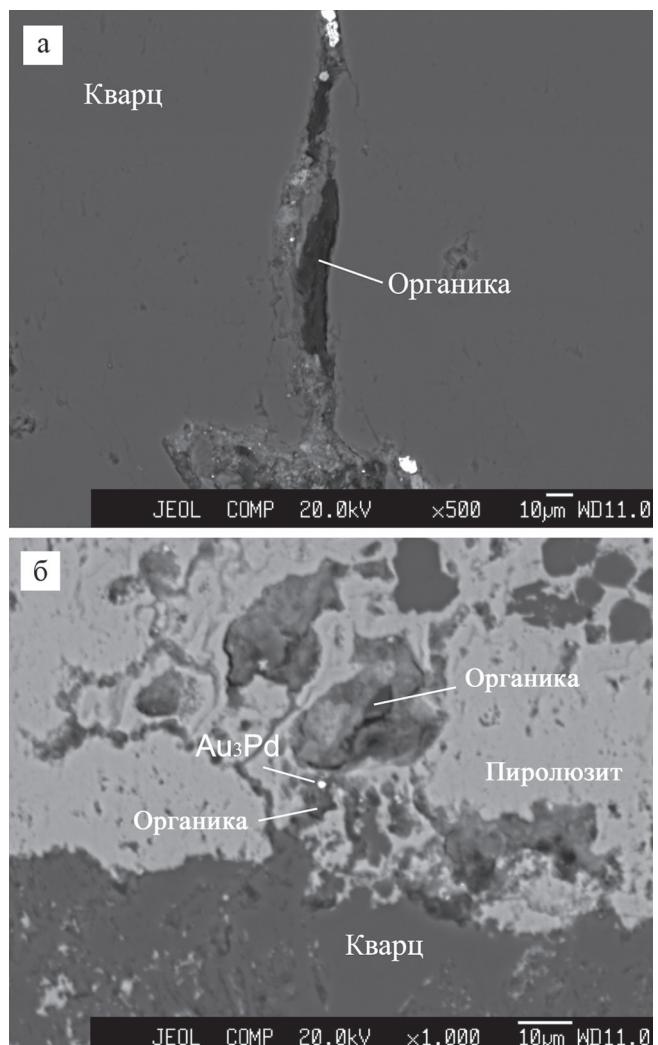


Рис. 11. Прожилок с органическим веществом и включениями рудных минералов (белое) (а) и включение соединения Au₃Pd (б) в измененной яшме Высокогорской площади.

Вид в отраженных электронах.

Fig. 11. A veinlet with organic matter and inclusions of ore minerals (white) (a) and the inclusion of the Au₃Pd compound (b) in the altered jasper of Vysokogorskaya area.

View in the reflected electrons.

минералы измененной породы и минералы прожилков представлены в основном хлоритом, мусковитом, амфиболом и Ba-содержащим калиевым полевым шпатом. В небольшом количестве присутствуют рутил, монацит, F-апатит, циркон и

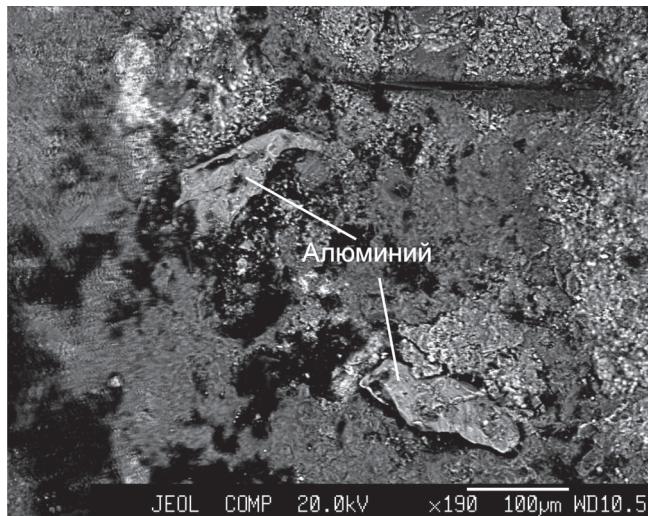


Рис. 12. Кристаллы самородного алюминия в гидротермально-измененной кремнистой породе Высокогорской площади (фото естественной поверхности образца).

Светло-серое – гидроксиды Mn, серое – кварц, черное – органика. В образце, кроме того, присутствуют самородные олово и железо. Вид в отраженных электронах.

Fig. 12. Crystals of native aluminium in the hydrothermally altered silicic rock of Vysokogorskaya area (photo of the natural surface of the sample).

The light-grey – Mn hydroxides, grey – quartz, black – organic matter. In addition, in the sample the native tin and iron are present. View in the reflected electrons.

Zn-содержащий барит. В виде мельчайших зерен встречаются разнообразные рудные минералы (см. табл. 2), в том числе самородные элементы и интерметаллические соединения. Присутствуют сульфид серебра и самородная платина. Самородная платина не содержит заметной примеси других элементов, кроме, возможно, небольшого количества Fe (см. табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ

Как видно из изложенного, метаморфизованные углеродистые силициты, а также ассоциирующие с ними осадочные породы, рассеченные системами минерализованных трещин, содержат Au-Ag-Pd-Pt минерализацию. Она отличается распространением Pb-, Cu-, или Zn-содержащих разновидностей самородных золота, серебра и платины, твердых растворов Au и Ni, редкого сульфида Au и Ag – ютенбогардита, сульфида Ag, пирагирита и богатого Ag тетраэдрита. Au-Ag-Pd-Pt минерализация ассоциирует с органическим веществом, самородными формами других металлов, интерметаллидами и неупорядоченными твердыми растворами Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Cu, Hg, Sn, Bi, As, Sb, Te, Se, Fe, Al и других элементов.

Ассоциации предельно восстановленных форм металлов являются характерной особенностью черносланцевых формаций и ассоциированных с ними разнообразных месторождений. Например, на крупнейшем золоторудном месторождении Сухой Лог в самородном состоянии присутствуют Au, Ag, Pt, Fe, Sn, Pb, Cu, Ti, W, Cr и Al. Кроме того, распространены неупорядоченные твердые растворы металлов и интерметаллические соединения [Дистлер и др., 1996]. Разнообразные металлы в самородном состоянии, в том числе Au, Cu и Al, выявлены в графитоносных метаморфитах Ханкайского террейна [Ханчук и др., 2007]. Широко представлены разнообразные самородные элементы и интерметаллические соединения в кимберлитах и алмазах [Горшков и др., 2003; Петровский и др., 2003, 2004; Тищенко, 2003, 2005; Титков и др., 2005, 2006]. Известны их находки в родингитах, серпентизированных гипербазитах и других продуктах изменения основных и ультраосновных пород [Ashley, 1975; Жмодик и др., 1998; Спиридовон, Плетнев, 2002; Кудрявцева, Кудрявцев, 2003; Дамдинов и др., 2004; Ерохин и др., 2004; Ерохин, Шагалов, 2005; Delura, 2005; Мурзин и др., 2006]. Обзор литературы свидетельствует о том, что разнообразные самородные элементы, неупорядоченные твердые растворы металлов и интерметаллические соединения распространены в черносланцевых формациях и ассоциирующих с ними месторождениях, в метеоритах, в продуктах гидротермального изменения ультраосновных пород и горения углей, в кимберлитах, алмазах, в лунном реголите, углях, гидротермальных рудах [Новгородова, 1983], корах выветривания [Park, 1981], зонах окисления [Clarc, Sillitoe, 1970] и в некоторых других породах и обстановках.

Самородные элементы, неупорядоченные твердые растворы металлов и интерметаллические соединения в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня, встречаются совместно с органическим веществом, что свидетельствует об активном участии углерода и, вероятно, водорода, обеспечивающих высокую и ультравосстановительный характер процессов минералообразования. С этим обстоятельством, по-видимому, связаны такие особенности Au-Ag-Pd-Pt минерализации, как широкое распространение Ni-, Cu- и Pb-содержащих разновидностей самородного Au и Zn-содержащей платины. Согласно приведенным данным, окислительно-восстановительные условия метаморфизма вблизи микротрещин и в остальном объеме осадочных пород, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами, резко различались. Можно полагать, что присутствие минеральных форм различных предельно восстановленных металлов обусловлено влиянием органического вещества “глинисто-кремнистой толщи”. Оно связано с удалением из

Таблица 6. Результаты изучения минералов благородных металлов в измененных яшмах и прожилках Кавалеровского и песчаниках Малиновского рудных районов с помощью рентгеноспектрального микронализатора, мас. %

Table 6. Results of the study of minerals of precious metals in the altered jaspers and veinlets of Kavalerovsky and in the sandstones of Malinovsky ore districts using the X-ray – spectral microprobe, wt %

№ п.п.	O	Mg	Al	Si	S	Ca	Mn	Fe	Cu	Pd	Ag	Au	Pt	Сумма	Минерал	Формула
1	29.22			23.52		4.59	11.75		2.42	30.48	55.60	101.98			$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.06}\text{Au}_{0.57}\text{Ag}_{0.37})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
2	13.82		0.65	3.50		0.63	15.32	6.15	1.03	19.44	10.57	5.13	46.69	100.09	Au_3Pd	
3	14.56		5.56	1.46		0.37	1.41	1.30			9.07	79.12	100.02		$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.11}\text{Au}_{0.41}\text{Ag}_{0.48})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
4	9.33		0.42	1.87		2.61	1.87	0.80			2.36	35.77	102.90		$\text{Au}_{0.83}\text{Ag}_{0.17}$	
5	32.56	0.53	0.69	20.89		1.86	1.25	0.75			71.89		100.30		$\text{Au}_{0.89}\text{Ag}_{0.11}$	
6	14.38	0.47	0.62	7.56									99.94		$\text{Au}_{1.00}$	
7	4.39		1.64			0.56									$\text{Ag}_{0.99}\text{Te}_{0.01}$	
8	20.98		2.01	10.48		1.47									$\text{Ag}_{1.96}\text{S}_{1.04}$	
9	40.51	1.17	2.77	30.66		1.73									$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.01}\text{Au}_{0.68}\text{Ag}_{0.31})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
10	23.29	3.23	4.45	17.32		0.66									$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.31}\text{Au}_{0.35}\text{Ag}_{0.34})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
11	35.73	3.23	4.14	9.19		1.21									$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.39}\text{Au}_{0.52}\text{Ag}_{0.09})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
12	21.45	0.30	0.54	16.72		0.30									$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.13}\text{Au}_{0.27}\text{Ag}_{0.60})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
13	21.58	0.89	2.27	23.21		1.56	0.73	2.29							$\text{Cu}_{1.00}(\text{Cu}_{0.18}\text{Au}_{0.52}\text{Ag}_{0.30})_{1.00}\text{Au}_{2.00}$	
14	30.98		3.36	26.32		0.49									$\text{Au}_{1.00}$	
15	30.25		0.95	13.78	6.83										$\text{Ag}_{1.93}\text{S}_{1.07}$	
16	1.99	0.33		2.57											$\text{Ag}_{1.00}$	
17	39.08	2.71	17.02	14.48	3.28	2.76									$(\text{Ag}_{1.61}\text{Cu}_{0.26})_{1.87}\text{S}_{1.13}$	
18	32.45	0.95	8.23	14.95											$\text{Pt}_{1.00}^*$	
19	31.41	0.94	8.04	15.49		2.04									$\text{Pt}_{1.00}^*$	
20	32.48	0.87	6.87	9.93	6.62										$\text{Ag}_{1.97}\text{S}_{1.03}$	

Примечание. В ан. 5, кроме того, 1.62 мас. % Ti; в ан. 6 – 1.26 Na; ан. 7 – 0.60 Te; ан. 9 – 0.26 K; ан. 10 – 0.35 K и 2.06 Cr; ан. 12 – 2.07 Cr; ан. 14, 18, 19, 20 – 1.25, 4.22, 3.82 и 3.00 K. Породы: 1–17 – яшма (1–8 – обогащенная Mn); 18–20 – песчаник. Образцы: 1–3 – BC-05-5(1); 4–8 – BC-05-5(2); 9–17 – BC-06-3(2); 18–20 – ЭВ-01-39.

* В минерале может присутствовать Fe, количество которого невозможно учесть при расчете формулы из-за наличия в анализе “прихваченных” чужеродных породообразующих элементов (в том числе и Fe).

Note. In addition, in analysis 5 there are 1.62 wt % Ti; an. 6 – 1.26 Na; 7 – 0.60 Te; an. 9 – 0.26 K and 2.06 Cr; 12 – 2.07 Cr; 14, 18, 19, 20 – 1.25, 4.22, 3.82 and 3.00 K. Rocks: 1–17 – jasper (1–8 – enriched in Mn); 18–20 – sandstone. Samples: 1–3 – BC-05-5(1); 4–8 – BC-05-5(2); 9–17 – BC-06-3(2); 18–20 – ЭВ-01-39.

* In the mineral, Fe may be present, whose amount is impossible to be taken into account in the formula calculation, because of the availability in the analysis of the “seized up” allogenetic rock-forming elements (including also Fe).

углеродистых пород при нагревании наиболее летучих компонентов, в первую очередь плохо связанный воды и углеводородов, и возникновению таким образом некоторого объема флюида с высокими ультравосстановительными способностями, мигрировавшего по трещинам в другие породы.

Источником металлов в минерализованных микротрещинах являлось, очевидно, органическое вещество “глинисто-кремнистой” толщи. Этот вывод подтверждается повышенными содержаниями “рудных” элементов в углеродистых силициатах [Волохин, Иванов, 2007] и присутствием в контактово-метаморфизованных аналогах углеродистых силициатов Au-Ag-Pd-Pt минерализации и предельно восстановленных форм различных металлов [Мирошниченко, Перевозникова, 2010], впоследствии обнаруженных и в углеродистых силициатах без явных признаков метаморфизма [Волохин, Карабцов, 2016].

Au-Ag-Pd-Pt минерализация является общей особенностью некоторых типов триасовых изначально осадочных образований Таухинского и Семаркинского террейнов Сихотэ-Алиня. Она существует в триасовых углеродистых силициатах и их метаморфизованных аналогах, в породах железорудных, полиметаллических и боросиликатного месторождений Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, традиционно относимых к скарнам, а также в залегающих непосредственно над углеродистыми силициатами (в стратиграфической колонке) метаморфизованных триасовых металлоносных осадках – марганцево-силикатных породах и силикатно-магнетитовых рудах [Казаченко и др., 2008; Перевозникова, 2010].

В триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадках Сихотэ-Алиня и скарнах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов (в статье используется традиционное название этих пород, несмотря на то что имеющиеся данные, как будет видно далее, противоречат генетическому содержанию термина) фиксируются геохимические и изотопные “метки” габброидов сергеевского, калиновского и владимира-александровского комплексов, офиолитов [Казаченко и др., 2015], а также вещества континентальной окраины, предположительно Ханкайского массива [Казаченко и др., 2016]. Габброиды этих комплексов слагали две цепочки островов, располагавшихся по меньшей мере с середины девона до конца триаса вблизи окраины Ханкайского массива. Триасовые метаморфизованные металлоносные осадки, скарны и яшмы Сихотэ-Алиня изначально являлись продуктами размыва латеритной коры выветривания (поздний анизий–конец триаса) островов, накапливавшимися в лагунах (в нынешнем виде скарны) и в прилегавших к островам акваториях (ящмы, марганцево-силикатные породы и силикатно-магнетитовые руды) [Казаченко и др., 2016]. Обогащение благород-

ными и другими металлами триасовых метаморфизованных металлоносных осадков, скарнов и триасовых углеродистых силициатов было обусловлено, вероятно, их сорбированием гидроксидами Mn и Fe, а также органическим веществом в процессе экзогенного выветривания габброидов. С учетом имеющихся в настоящее время данных [Reith et al., 2016] можно предполагать и участие биоты в переносе и накоплении металлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Au-Ag-Pd-Pt минерализация в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силициатами Сихотэ-Алиня, приурочена к системам минерализованных трещин и по многим особенностям аналогична благороднометалльному оруденению черносланцевых формаций. Она встречается совместно с самородными формами, неупорядоченными твердыми растворами и интерметаллическими соединениями различных металлов. Особенностью Au-Ag-Pd-Pt минерализации является широкое распространение Ni-, Cu- и Pb-содержащего золота и Zn-содержащей платины. Самородные элементы и интерметаллические соединения, в том числе и благородные металлы, нередко ассоциируют с органическим веществом, что может свидетельствовать об активном участии углерода и, вероятно, водорода, обеспечивших высоко- и ультравосстановительный характер процессов минералообразования.

Окислительно-восстановительные условия метаморфизма вблизи трещин и в остальном объеме осадочных пород, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силициатами, резко различались. Можно полагать, что присутствие минеральных форм различных предельно восстановленных металлов обусловлено влиянием органического вещества “глинисто-кремнистой толщи”. Оно связано с удалением из углеродистых пород при нагревании наиболее летучих компонентов, в первую очередь плохо связанный воды и углеводородов, и возникновению таким образом некоторого объема обогащенного металлами флюида с высокими ультравосстановительными способностями, мигрировавшего по трещинам в другие породы. Источником металлов являлось, очевидно, органическое вещество “глинисто-кремнистой” толщи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волохин Ю.Г., Иванов В.В. (2007) Геохимия и металлоносность углеродистых силициатов триаса Сихотэ-Алиня. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 406-425.
 Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. (2016) Минералы в углеродистых силициатах триаса Сихотэ-Алиня. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 465-484.
 Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. (2003) Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владиво-

- сток: Дальнаука, 252 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогенезия Востока России. Кн. 1 (Под ред. А.И. Ханчука). (2006) Владивосток: Дальнаука, 572 с.
- Горшков А.И., Бершов Л.В., Титков С.В., Винокуров С.Ф., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Тейлор В.Р. (2003) Особенности минеральных включений и примесей в алмазах из лампроитов трубы Аргайл (Западная Австралия). *Геохимия*, (12), 1251-1261.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. (2004) Благороднометалльная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна. *Геология и геофизика*, **45**(5), 577-587.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Семёкина Л.К., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Юдовская М.А. (1996) Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия). *Геология рудных месторождений*, **38**(6), 467-484.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Козлов П.С., Шагалов Е.С. (2004) Самородное железо из ультраосновных обломочных пород (Петровский рудник, Средний Урал). Уральская минералогическая школа-2004 “Под знаком щелочных пегматитов”. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. горн. ун-та, 84-85.
- Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С. (2005) Аваруит из Баженовского оphiолитового комплекса. VI Всерос. науч. чт. памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: Изд-во ИМиН УрО РАН, 23-26.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г., Агафонов Л.В., Очиров Ю.Ч. (1998) Новый тип олово-золото-(ртуть)-платинометалльной рудной минерализации в Восточном Саяне. *Докл. АН*, **361**(4), 510-513.
- Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Скосарева Н.В. (2015) Габброиды сергеевского и калиновского комплексов Сихотэ-Алиня: геохимия и изотопные отношения самария, неодима, стронция и свинца. *Вестн. Кольского науч. центра РАН*, **3**(22), 21-39.
- Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. (2008) Минеральные формы благородных металлов в металлоносных отложениях триасово-юрской углеродистой толщи Сихотэ-Алиня. *Докл. АН*, **421**(3), 383-386.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. (2016) Геохимические и изотопные “метки” древних габброидов в триасовых метаморфизованных металлоносных осадках, скарнах и рудах скарновых месторождений Сихотэ-Алиня. *Вестн. Кольского науч. центра РАН*, **4**(27), 16-36.
- Казаченко В.Т., Сапин В.И. (1990) Минералогия и генезис железо-марганцевого оруденения Прибрежной зоны Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 248 с.
- Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. (2003) Проявление медистого и серебристого золота в благороднометалльном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса. Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. *Геоэкология природной среды и общества*. Кызыл: ТувИКОР СО РАН, 45-48.
- Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. (2010) Интерметаллическое соединение Ni₃Au и твердые рас-творы золота и никеля в метаморфизованных металлоносных осадках трассовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. *Тихоокеан. геология*, **29**(1), 60-66.
- Мурzin В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. (2006). Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов. *Литосфера*, (1), 113-134.
- Новгородова М.И. (1983) Самородные минералы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 288 с.
- Перевозникова Е.В. (2010) Марганцевосиликатные породы Южного Сихотэ-Алиня: минералогия и генезис. Дис. ... канд. геол-мин. наук. Владивосток, 192 с.
- Петровский В.А., Карфункель И., Мартинс М., Лютоев В.П., Глухов Ю.В., Сухарев А.Е., Филиппов В.Н., Магазина Л.О. (2004) Морфологическое и субструктурное строение природных карбонатов. *Поверхность. Рентген. синхротрон. и нейтрон. исслед.*, (9), 73-85.
- Петровский В.А., Мартинс М., Карфункель И., Самойлович М.И., Белянкин А.Ф., Лютоев В.П., Сухарев А.Е., Глухов Ю.В. (2003) Карбонаты: физические свойства, минеральные включения и условия образования. *Высокие технологии в промышленности России (материалы и устройства электронной техники)*. Мат-лы 9 Междунар. науч.-техн. конф. Т. 2. Москва, 206-220.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая Гора (о “золотородингитовой” формации). М.: Науч. мир, 220 с.
- Титков С.В., Горшков А.И., Солодова Ю.П., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Гасанов М.Д., Самосоров Г.Г. (2005) Включения карбонатов в несовершенных алмазах из Якутских месторождений по данным аналитической электронной микроскопии. *“Минералогические исследования в решении геологических проблем”*. Мат-лы Годичного собрания МО РМО. М.: Изд-во ВИМС, 124-125.
- Титков С.В., Горшков А.И., Солодова Ю.П., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Гасанов М.Д., Седова Е.А., Самосоров Г.Г. (2006) Минеральные микроВключения в алмазах кубического габитуса из месторождений Якутии по данным аналитической электронной микроскопии. *Докл. АН*, **410**(2), 255-258.
- Тищенко А.И. (2003) Самородные металлы в кимберлитах Восточного Приазовья. *Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований*. Тез. докл. Всерос. совещ., посвящ. 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова. Новосибирск: Филиал ГЕО, 329-330.
- Тищенко А.И. (2005) Находка самородного алюминия в Украине. *Минерал. журнал*, **27**(1), 38-43.
- Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. (2007) Самородные металлы в графитоносных породах Ханкайского террейна. *“Чтения, посвященные памяти академика К.В. Симакова”*. Тез. докл. Всерос. конф. Магадан, 107-108.
- Ashley P.M. (1975) Opaque mineral assemblage formed during serpentinitization in the Coolac ultramafic belt, New South Wales. *J. Geol. Soc. Australia*, **22**, 91-102.
- Clarke A.H., Sillitoe R.H. (1970) Native Zn and α-Cu, Zn from mina Dulcinea de Llampos, Copiapo, Chile. *Amer. Miner.*, **55**(5-6), 1019-1021.

- Delura K. (2005) Magnetite-nickel sulphides-awaruite associations in serpentinites from Braszowice-Brzeznica massif (Sudetic ophiolite, SW Poland). 12 Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland. "Crystalline Rocks of the East-European Craton", Scientific Communications. Krakow: Univ. SI, 147-150.
- Park J. (1981) Occurrence of Native Zinc at Hape Creek, Thames. *Trans. N.Z. Inst.*, **XXIV**, 386.
- Reith F., Zammit C.M., Shar S.S. et al. (2016) Biological role in the transformation of platinum-group mineral grains. *Nat. Geosci.*, **9**(4), 294.

REFERENCES

- Ashley P.M. (1975) Opaque mineral assemblage formed during serpentinization in the Coolac ultramafic belt, New South Wales. *J. Geol. Soc. Australia*, **22**, 91-102.
- Clar A.H., Sillitoe R.H. (1970) Native Zn and α -Cu, Zn from mina Dulcinea de Llamos, Copiapo, Chile. *Amer. Miner.*, **55**(5-6), 1019-1021.
- Damdinov B.B., Zhmodik S.M., Mironov A.G., Ochirov Yu.Ch. (2004) Precious-metal mineralization in rodingites of the southwestern part of the East Sayan. *Geol. Geofiz.*, **45**(5), 577-587. (In Russian)
- Delura K. (2005) Magnetite-nickel sulphides-awaruite associations in serpentinites from Braszowice-Brzeznica massif (Sudetic ophiolite, SW Poland). 12 Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland. "Crystalline Rocks of the East-European Craton", Scientific Communications. Krakow, Univ. SI, 147-150.
- Distler V.V., Mitrofanov G.L., Semeikina L.K., Nemirov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Yudovskaya M.A. (1996) Forms of occurrence of the platinum group metals and their genesis at the Sukhoy Log gold deposit (Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(6), 467-484. (In Russian)
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Kozlov P.S., Shagalov E.S. (2004). Native iron from ultrabasic detrital rocks (Petrovsky mine, the Middle Urals). *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2004 "Pod znakom shchelochnykh pegmatitov"* [Urals Mineralogical School-44 "Under Signe of alkaline pegmatites"]. Ekaterinburg, Urals St. Univ. Publ., 84-85. (In Russian)
- Erokhin Yu.V., Shagalov E.S. (2005). Awaruite from the Bazhenovo ophiolite complex. *VI Vserossiiskie nauchnye chteniya pamyati Il'menskogo mineraloga V.O. Polyakova* [IV All-Russian sci. Conf. in memory Ilmeny mineralogist V.O. Polyakov]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 23-26. (In Russian)
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii* [Geodynamics, magmatism, and metallogeny of East Russia]. (2006) Book 1 (Ed. A.I. Khanchuk). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 572 p. (In Russian)
- Gorshkov A.I., Bershov L.V., Titkov S.V., Vinokurov S.F., Ryabchikov I.D., Magazina L.O., Sivtsov A.V., Teilor V.R. (2003) Features of mineral inclusions and admixtures in diamonds from lamproites of Argail Pipe (West Australia). *Geokhimiya*, (12), 1251-1261. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Lavrik S.N., Perevoznikova E.V., Skosareva N.V. (2015) Gabbroids of the Sergeevsky and Kalinovsky complexes of the Sikhote-Alin: geochemistry and isotope ratios of samarium, neodymium, strontium, and lead. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*, **3**(22), 21-39. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Miroshnichenko N.V., Perevoznikova E.V., Karabtsov A.A. (2008) Mineral forms of precious metals in metal-bearing deposits of the Triassic-Jurassic carbonaceous bed of the Sikhote-Alin. *Dokl. Akad. Nauk*, **421**(3), 383-386. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Lavrik S.N. (2016) Geochemical and isotopic "marks" of ancient gabbroids in the Triassic metamorphosed metal-bearing sediments, skarns, and ores of skarn deposits of the Sikhote-Alin. *Vestn. Kol'skogo NTs RAN*, **4**(27), 16-36. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Sapin V.I. (1990) *Mineralogiya i genesis zhelezo-margantsevogo orudieniya Pribrezhnoi zony Primorya* [Mineralogy and genesis of the iron-manganese mineralization of Pribrezhnaya zone of Primorye]. Vladivostok, DVO AN SSSR Publ., 248 p. (In Russian)
- Khanchuk A.I., Plyusnina L.P., Molchanov V.P., Medvedev E.I. (2007) Native metals in graphite rocks of Khanka terrane. *Chteniya, posvyashchennye pamyati akademika K.V. Simakova*. Tezisy dokl. Vserossiiskoi konf. [Conf. in memory Academician K.V. Simakov. Thesis of reports]. Magadan, 107-108. (In Russian)
- Kudryavtseva A.I., Kudryavtsev V.I. (2003) Occurrence of copper and silver gold in precious-metal mineralization of the South Tuva ultrabasite belt. *Geoecologiya prirodnoi sredy i obshchestva* [Geoecology of the natural environment and society]. Kyzyl, TuvIKOPR, SO RAN Publ., 45-48. (In Russian)
- Miroshnichenko N.V., Perevoznikova E.V. (2010) Ni₃Au intermetallic compound and solid solutions of gold and nickel in the metamorphosed metal-bearing sediments of the Triassic silicic formation of the Sikhote-Alin. *Tikhookean. Geol.*, **29**(1), 60-66. (In Russian)
- Murzin V.V., Sazonov V.N., Varlamov D.A., Shanina S.I. (2006) Gold mineralization in rodingites of the massifs of alpine-type ultrabasites. *Litosfera*, (1), 113-134. (In Russian)
- Novgorodova M.I. (1983) *Samorodnye mineraly v gidrotermalnykh rudakh* [Native minerals in hydrothermal ores]. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russian)
- Park J. (1981) Occurrence of Native Zinc at Hape Creek, Thames. *Trans. N.Z. Inst.*, **XXIV**, 386.
- Perevoznikova E.V. (2010) *Margantsevosilikatnye porody Yuzhnogo Sikhote-Alinya: mineralogiya i genesis*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Manganese-silicated rocks of the South Sikhote-Alin: mineralogy and genesis. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Vladivostok, 192 p. (In Russian)
- Petrovskii V.A., Karfunkel' I., Martins M., Lyutoev V.P., Glukhov Yu.V., Sukharev A.E., Filippov V.N., Magazina L.O. (2004) Morphological and substructural structure of natural carbonado. *Poverkhnost'. Rent., sikhrotron. neitron. issled.*, (9), 73-85. (In Russian)
- Petrovskii V.A., Martins M., Karfunkel' I., Samoilovich M.I., Belyankin A.F., Lyutoev V.P., Sukharev A.E., Glukhov Yu.V. (2003) Carbonado: physical properties, mineral inclusions, and formation conditions. *"Vysokie tekhnologii v promyshlennosti Rossii (materialy i ustroistva elektronnoi tekhniki)"*: Materialy IX Mezhdunarodnoi nauchno-tehnicheskoi konferentsii ["High technologies in the industry of Russia (materials and devices of electronic equipment)". Materials 9 Intern. scientific-techn. Conf. V. 2]. Moscow, 206-220. (In Russian)

- Reith F., Zammit C.M., Shar S.S. et al. (2016) Biological role in the transformation of platinum-group mineral grains. *Nat. Geosci.*, **9**(4), 294.
- Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) *Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya gora (o "zoloto-rodingitovoi" formatsii)* [Zolotaya Gora copper-gold deposit (about "gold-rodingite" formation)]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 220 p. (In Russian)
- Titkov S.V., Gorshkov A.I., Solodova Yu.P., Ryabchikov I.D., Magazina L.O., Sivtsov A.V., Gasanov M.D., Samosorov G.G. (2005) Carbonate inclusions in imperfect diamonds from the Yakutia deposits on the data of the analytical electron microscopy. "Mineralogicheskie issledovaniya v reshenii geologicheskikh problem". Materialy Godichnogo sobraniya MO RMO [Mineralogical researches in the solution of geological problems. Materials of the Annual Meeting of Moscow Department Russ. Mineral. Soc.]. Moscow, VIMS Publ., 124-125. (In Russian)
- Titkov S.V., Gorshkov A.I., Solodova Yu.P., Ryabchikov I.D., Magazina L.O., Sivtsov A.V., Gasanov M.D., Sedova E.A., Samosorov G.G. (2006) Mineral microinclusions in diamonds of cubic habit from the deposits of Yakutia from the data of the analytical electron microscopy. *Dokl. Akad. Nauk*, **410**(2), 255-258. (In Russian)
- Tishchenko A.I. (2003) Native metals in kimberlites of the East Azov area. "Sovremennye problemy formatsionnogo analiza, petrologiya i rudonosnost' magmaticeskikh obrazovanii". Tezisy dokl. Vserossiiskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 100-letiyu so dnya rozhdeniya akademika Ju.A. Kuznetsova [Modern problems of formation analysis, petrology and ore-bearing magmatic formations. Abstracts of rep. All-Russia Conf., dedicated 100th anniversary of the birth of Academician Yu.A. Kuznetsov]. Novosibirsk, Branch of GEO Publ., 329-330. (In Russian)
- Tishchenko A.I. (2005) Finding of native aluminium in Ukraine. *Mineralogicheskiy zhurnal*, **27**(10), 38-43. (In Russian)
- Volokhin Yu.G., Ivanov V.V. (2007) Geochemistry and metal content of the Triassic carbonaceous silicites of the Sikhote-Alin. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 406-425. (In Russian)
- Volokhin Yu.G., Karabtsov A.A. (2016) Minerals in the Triassic carbonaceous silicites of the Sikhote-Alin. *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 465-484. (In Russian)
- Volokhin Yu.G., Mikhailik E.V., Buriy G.I. (2003). *Triasovaya kremnevaya formatsiya Sikhote-Aliny* [The Triassic silicic formation of the Sikhote-Alin]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 252 p. (In Russian)
- Zhmodik S.M., Mironov A.G., Derevenets V.G., Agafonov L.V., Ochiroy Yu.Ch. (1998) A new type of the tin-gold-(mercury)-platinum-bearing ore mineralization in the East Sayan. *Dokl. Akad. Nauk*, **361**(4), 510-513. (In Russian)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА ТУРГОЯК (ЮЖНЫЙ УРАЛ) В ГОЛОЦЕНЕ

© 2018 г. А. В. Масленникова¹, В. Н. Удачин², В. В. Дерягин³, М. В. Штенберг¹

¹Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник,
e-mail: adenophora@inbox.ru

²Южно-Уральский государственный университет, 454080, Челябинская обл., г. Челябинск,
просп. Ленина, 76

³Южно-Уральский государственный гуманитарно-педагогический университет, 454080,
Челябинская область, г. Челябинск, просп. Ленина, 69

Поступила в редакцию 12.08.2017 г., принята к печати 03.10.2017 г.

Объект исследования. В статье приведены данные комплексного исследования колонки донных отложений (265 см) оз. Тургояк в целях реконструкции основных этапов его развития и оценки роли палеоклимата голоценена в изменении физико-химических параметров воды озера. *Материалы и методы.* Для реконструкций использованы геохимические данные, данные радиоуглеродного датирования и результаты диатомового анализа колонки донных отложений. В статье предложены геохимические индексы, полученные на основе статистического анализа данных химического состава поверхностных отложений и гидрохимии 56 озер Южного и Среднего Урала: показатель содержания органического вещества ($OM = LOI_{550^{\circ}C}/(Al_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O)$) и модуль минерализации озерной воды ($MM = LOI_{550^{\circ}C}/LOI_{550^{\circ}C}$). *Результаты.* На основе радиоуглеродного датирования определено, что осадконакопление в оз. Тургояк началось более 12 тыс. к.л.н. (калиброванных лет назад). Установлена связь изменений литологии и геохимии колонки донных отложений оз. Тургояк с глобальными (11.8, 11.2, 8.2 тыс. к.л.н.) и региональными (12, 10.3 тыс. к.л.н.) климатическими событиями Северного полушария в голоцене. Реконструировано четыре основных этапа развития озера: 1) начало озерного осадконакопления (>12.1 тыс. к.л.н.); 2) этап мелководного озера с повышенной минерализацией (12.1–11.2 тыс. к.л.н.); 3) этап возрастания глубины и снижения минерализации (11.2–8.0 тыс. к.л.н.); 4) этап устойчивого увеличения содержания органического вещества в воде (<8.0 тыс. к.л.н.). *Выводы.* На основе оценки значений модуля минерализации и концентраций диатомей-мезогалобов в колонке донных отложений сделан вывод о резком возрастании минерализации воды озера в результате потепления климата в раннем голоцене (11.8–11.2 тыс. к.л.н.). С помощью анализа показателя содержания органического вещества и индекса сапробности Пантле–Букка установлено начало возрастания содержания органического вещества в воде в ответ на потепление климата, начавшееся около 9–8 тыс. к.л.н. Таким образом, реконструированы неоднократные изменения физико-химических параметров оз. Тургояк в голоцене и неодинаковая реакция озерной экосистемы на потепление климата на разных этапах развития озера.

Ключевые слова: озеро Тургояк, колонка донных отложений, реконструкция, голоцен, геохимический модуль, диатомеи, база данных озер Южного и Среднего Урала

RECONSTRUCTION OF TURGOYAK LAKE (THE SOUTHERN URALS) ECOSYSTEM CHANGES IN HOLOCENE

Anna V. Maslennikova¹, Valerii N. Udachin², Vladimir V. Deryagin³, Mikhail V. Shtenberg¹

¹Institute of Mineralogy UB RAS, Ilmeny State reserve, Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia,
e-mail: adenophora@inbox.ru

²South Ural State University, 76 Lenin av., Chelyabinsk 454080, Russia

³South Ural State Humanitarian Pedagogical University, 69 Lenin av., Chelyabinsk 454080, Russia

Received 12.08.2017, accepted 03.10.2017

Object. Multi-proxy analysis of 265 cm long sediments core of Lake Turgoyak, one of the deepest lakes of the Southern Urals, is presented. *Materials and methods.* The lake ecosystem changes was reconstructed based on diatom, radiocarbon dating and geochemical analysis. Statistical treatment of the surface sediments composition and hydrochemistry data of 56 lakes from Southern and Middle Urals lakes database allowed to obtain geochemical indexes for reconstruction of water parameters: index of organic matter content ($OM = LOI_{550^{\circ}C}/(Al_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O)$) and index of salinity

Для цитирования: Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В. (2018) Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене. *Литосфера*, **18**(6), 914–927. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927

For citation: Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Shtenberg M.V. (2018) Reconstruction of Turgoyak Lake (the Southern Urals) ecosystem changes in Holocene. *Litosfera*, **18**(6), 914–927. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927

($MM = LOI_{950^{\circ}C}/LOI_{550^{\circ}C}$). *Results.* Radiocarbon dating shows that sedimentation in Lake Turgojak was began more than 12 cal kyr BP ago. Each of six lithological units of sediments core is characterized by its own geochemical features and associated with global (11.8, 11.2, 8.2 cal kyr BP) and regional (12, 10.3 cal kyr BP) climate events of the Northern Hemisphere. Four main stages of Lake ecosystem development were identified: 1) the beginning of lake sedimentation (>12.1 cal kyr BP); 2) the stage of a subsaline shallow-water lake (12.1–11.2 cal kyr BP); 3) the stage of a freshwater lake with increased water-level (11.2–8.0 cal kyr BP); 4) the stage of water organic matter increase (<8.0 cal kyr BP). *Conclusions.* High content of mesohalobic diatoms and salinity module values showed significant increase of lake water salinity as response to Early Holocene climate warming (11.8–11.2 cal kyr BP). Pantle-Buck's Saprobity Index and OM values pointed to the lake water organic matter increase due to the next climate warming since 9–8 cal kyr BP. Thus, Lake Turgojak water parameters were repeatedly changed during the Holocene. However the response of lake ecosystem was different in different periods of its development.

Keywords: Lake Turgojak, sediments core, reconstruction, Holocene, geochemical index, diatoms, Southern and Middle Urals lakes database

Acknowledgments

The authors are grateful to M.N. Malyarenok, G.F. Lonshchakova, L.G. Udachina, N.I. Valizer, Yu.F. Melnova, T.V. Semenova, K.A. Filippova, M.S. Svirenko for their help in the analysis of bottom sediments and waters of the investigated lakes.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project No. 16-35-00103 мол_а. Construction of the age model and silicate analysis of the Lake Turgojak sediments core. Turgojak was carried out with the financial support of the complex program of basic research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (project No. 18-5-5-43).

ВВЕДЕНИЕ

Озеро Тургояк обладает статусом памятника природы областного значения с 1961 г. Однако исследования, проведенные в 1990–1996 гг., зафиксировали тенденцию потери озером олиготрофности в сравнении с 1963 г. Предполагаемые причины – забор воды для водоснабжения предприятий и возросшая рекреационная нагрузка [Ткачев и др., 1997; Рогозин, 1998]. Влияние климатических изменений на трансформацию озера не оценивалось. Между тем для прогноза реакции оз. Тургояк на антропогенное воздействие в условиях климатических флюктуаций важно исследовать его изменение в ответ на природные факторы. Целью настоящего исследования является реконструкция изменений физико-химических параметров оз. Тургояк в связи с колебаниями климата голоцена на основе палеолимнологического изучения колонки донных отложений.

Реконструкции условий голоцена и позднеледниковых Южного Урала позволили выделить несколько важных рубежей, фиксирующих наибольшие изменения обстановок осадконакопления: 12.0–11.7, 11.2–11.0, 9.8–10.3, 9.0–8.0, 6.3–5.6, 4.2 тыс. к.л.н. [Масленникова и др., 2012, 2014; Maslennikova et al., 2016]. Палеолимнологические исследования Южного Урала показали различную реакцию двух малых озер, расположенных на небольшом расстоянии, на одни и те же климатические колебания [Maslennikova, Udachin, 2017]. В нашем исследовании предполагается изучение особенностей реакции на климатические события голоцена озера Тургояк, которое в настоящее время характеризуется значи-

тельной глубиной и термической инертностью [Рогозин и др., 1998].

Сегодня для реконструкции обстановок осадконакопления применяется большое количество геохимических индикаторов. При исследовании терригенных пород используется целая система литохимических модулей, дающая возможность расшифровывать физико-химические и геодинамические особенности обстановок осадконакопления [Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005]. Однако в ней не учитываются биохемогенные процессы, играющие важнейшую роль в формировании донных отложений озер, что вызывает сложности в интерпретации литохимических модулей. Поэтому для некоторых территорий вычислены геохимические индексы, позволяющие реконструировать условия осадконакопления по озерным осадкам. Так, согласно исследованиям, проведенным на севере Китая, величины отношений $(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)/(Fe_2O_3 + MnO)$ и K_2O/Na_2O связаны с аридизацией и гумидизацией климата [Liu et al., 2002], а уменьшение величины $(CaO + MgO + Na_2O)/Al_2O_3$ в озерной глине – с возрастанием химического выветривания [Sun et al., 2010]. Проверка данных индексов на донных отложениях озер Южного и Среднего Урала выявила необходимость регионального подхода в поиске информативных геохимических палеоиндикаторов. Для получения специфических геохимических модулей, пригодных для палеолимнологических реконструкций Южного и Среднего Урала, необходимо выявление связи геохимии донных отложений и физико-химических параметров обстановок осадконакопления. Для этого в работе использована база данных донных отложений и вод 56 озер Среднего и Южного Урала (рис. 1).

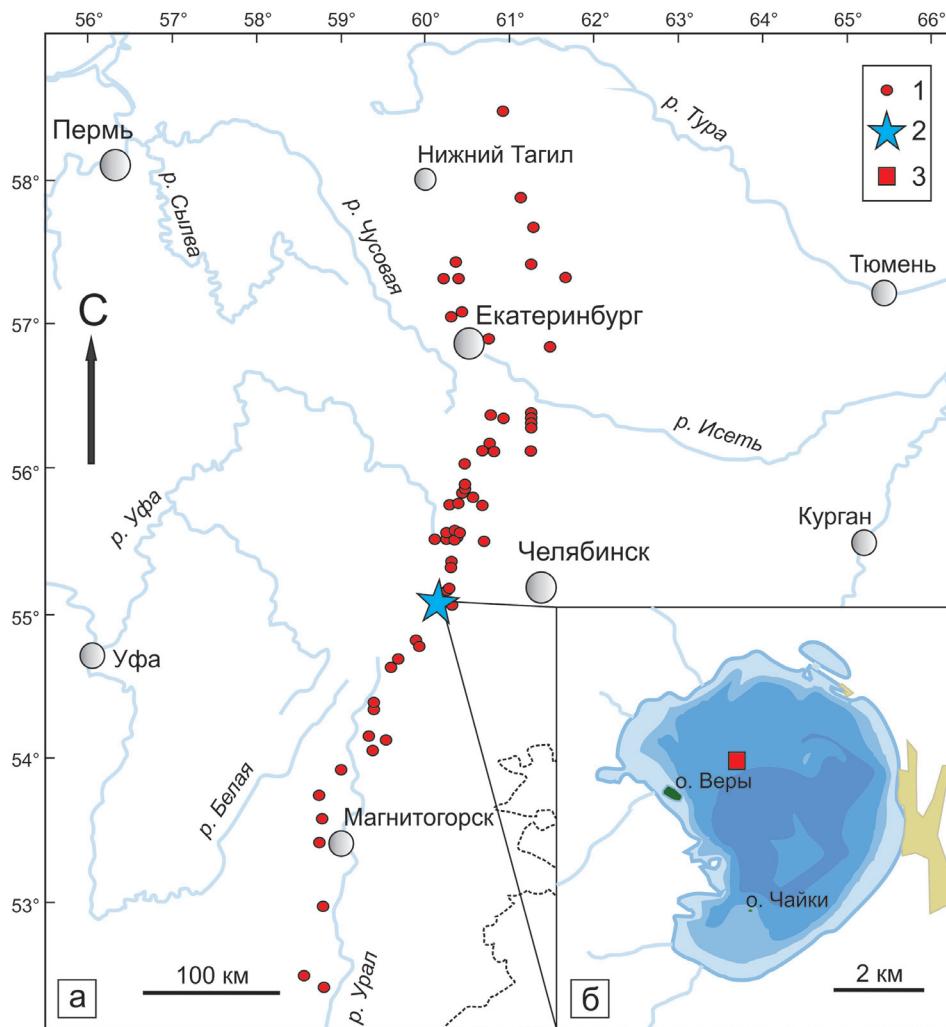


Рис. 1. Расположение озер из базы данных поверхностных озерных отложений Южного и Среднего Урала (а) и оз. Тургояк (б):

1 – озера Урала; 2 – оз. Тургояк; 3 – место отбора колонки донных отложений оз. Тургояк.

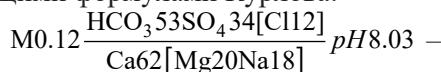
Fig. 1. Location of lakes from the Southern and Middle Urals surficial lake sediments and water database (a) and Lake Turgojyak (б):

1 – Urals lakes; 2 – Lake Turgojyak; 3 – a place of the lake sediments core selection.

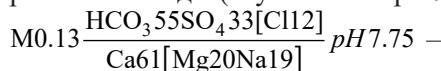
Озеро Тургояк

Озеро Тургояк ($55^{\circ}09'$ с.ш. $60^{\circ}04'$ в.д., 320 м над уровнем моря) имеет тектоническое происхождение. Площадь водного зеркала – 26.4 км^2 , средняя глубина – 19.1 м, максимальная глубина – 32.5 м [Андреева, 1973]. Озеро Тургояк является проточным, в него впадает несколько рек (Липовка, Бобровка, Кулешка, Пугачевка) и вытекает р. Исток. Озеро обладает большой термической инертностью. Сильное ветровое воздействие способствует интенсивному турбулентному перемешиванию, что удлиняет периоды гомотермии, в результате чего водная толща летом стратифицирована только с июля по сентябрь [Рогозин, Ткачев, 1998].

Вода озера имеет высокую прозрачность по диску Секи, варьирующую по различным данным от 8.5 до 17.5 м (1940–1960 гг. – 8.5–17.5, 1994 г. – 9.9–11.3, в 2011 г. – 14–15 м) [Балабанова, 1964; Рогозин, Ткачев, 1998; Баянов, 2012]. Вода сульфатно-гидрокарбонатная магниево-кальциевая, пресная, с низкой минерализацией. Химический состав воды оз. Тургояк, по данным на 2005 г., характеризуется следующими формулами Курлова:



для поверхности воды (глубина отбора 0.2 м),



для придонной воды (глубина отбора 28 м).

Озеро Тургояк локализовано в Тургоякском массиве, сложенном гранодиоритами, редко кварцевыми диоритами первой фазы и гранитами – второй. Вблизи Тургоякского массива распространены антигоритовые серпентиниты, кремнистые и кварцитовые сланцы, амфиболиты и известняки. Небольшие тела метаморфизованных ультрамафитов залегают к югу и северу от оз. Тургояк [Геологическая карта..., 1967; Петров и др., 2003].

База данных озер Южного и Среднего Урала

В ходе исследования проанализированы донные отложения 56 озер Свердловской и Челябинской областей, а также Республики Башкортостан (см. рис. 1). Самое южное, оз. Култубан, находится на широте 52°37'45", самое северное – Шайтанское – располагается на широте 58°18'24". Озера находятся в различных ландшафтно-климатических зонах и характеризуются широкой вариацией минерализации (54–2065 мг·л⁻¹), жесткости (0.53–10.47 ммоль·л⁻¹), кислотности (рН = 6.7–9.4), цветности (13–410° по Cr–Сo шкале), катионно-анионного состава вод и химического состава донных отложений (табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые работы

В апреле 2014 г. на глубине 21 м со льда была отобрана колонка донных отложений оз. Тургояк. Неконсолидированные донные отложения отбирались пробоотборником гравитационного типа

па, остальную часть колонки извлекали поршневой трубкой с гидрозатвором (внутренний диаметр – 10 см). В зависимости от литологии колонки донных отложений интервал между образцами составлял от 1 до 5 см.

В июне 2014–2016 гг. были взяты пробы воды и поверхностных слоев отложений 56 озер. Придонные воды и донные отложения отбирались с помощью пробоотборника гравитационного типа с закрывающейся диафрагмой, а поверхностные воды – пластиковой бутылкой с глубины 0.5 м. На месте отбора проведено измерение ряда физико-химических параметров воды (рН, электропроводности (ЕС), температуры, содержания растворенного кислорода). Для измерений использованы откалиброванные портативные приборы: милливольтметр Yokogawa-82, оксиметр Hanna-9300, кондуктометр Hanna-Instrument.

Аналитические работы

Состав донных отложений и воды. Силикатный анализ выполнен из малых навесок 1.2 г по общепринятой методике [Унифицированные методы..., 1979]. Для оценки содержания органического вещества и карбонатов использовался метод определения потерь при прокаливании (LOI) [Dean, 1964; Heiri et al., 2001]. Анализ катионов и анионов выполнен в соответствии с традиционными методами гидрохимического анализа: сульфаты – гравиметрическим методом осаждения с BaCl₂; хлориды – титрованием с AgNO₃; гидрокарбонат-ион – титрометрией; Ca, Mg – атомно-абсорбционным методом в режиме ацетилен-воздух, K и Na – в эмисси-

Таблица 1. Содержание основных оксидов, серы сульфатов и потери при прокаливании (%) донных отложений оз. Тургояк и озер из базы данных, мас. %

Table 1. Content of main oxides, sulfates and losses on ignition of sediments of Lake Turgoyak and lakes from the database, wt %

Компонент	U1		U2		U3		U4		U5		U6		База данных озер
	Медиана	SD	Медиана	SD									
	n = 10		n = 5		n = 3		n = 6		n = 2		n = 2		n = 31–60
SiO ₂	38.97	2.53	48.82	2.30	37.86	4.26	11.89	8.36	28.70	1.67	63.42	0.76	8.6–60
TiO ₂	0.49	0.04	0.64	0.06	0.53	0.07	0.16	0.14	0.26	0.01	0.65	0.06	0.01–0.9
Al ₂ O ₃	9.48	0.57	12.47	0.84	9.45	1.37	2.25	2.81	5.76	1.56	14.58	0.45	0.4–15.4
Fe ₂ O ₃	5.69	1.23	6.70	0.43	4.76	0.55	2.10	1.17	3.14	0.17	4.87	0.76	1–11.2
MnO	0.09	0.02	0.13	0.03	0.16	0.02	0.14	0.02	0.12	0.01	0.08	0.01	0.07–1.7
MgO	1.85	0.24	2.64	0.24	2.32	0.05	2.38	0.48	1.15	0.18	1.81	0.08	0.6–5.2
CaO	1.56	0.26	1.72	2.91	8.35	5.04	38.12	8.77	11.41	8.56	1.89	0.30	0.8–34
Na ₂ O	0.84	0.28	0.93	0.15	0.86	0.09	0.34	0.18	1.02	0.74	2.65	0.02	0.09–3.04
K ₂ O	1.45	0.12	2.08	0.21	1.76	0.20	0.50	0.49	1.13	0.27	2.48	0.18	0.13–1.86
P ₂ O ₅	0.27	0.06	0.22	0.02	0.25	0.08	0.21	0.03	0.20	0.03	0.16	0.04	<0–0.73
SO ₃	0.37	0.22	0.62	0.11	1.06	0.39	2.31	1.03	2.40	1.66	0.44	0.11	0.06–2.26
LOI _{950°C}	0.09	0.09	0.35	1.88	4.57	2.47	27.23	9.06	6.92	6.78	0.11	0.02	0.76–24.5
LOI _{550°C}	31.54	3.05	11.37	4.32	17.02	5.02	9.78	3.48	33.18	11.03	2.76	0.28	6.7–82

Примечание. n – количество образцов, U1–U6 – литологические единицы колонки донных отложений, SD – стандартное отклонение.

Note. n – number of samples, U1–U6 – lithologic units of sediment core, SD – standard deviation.

онном режиме (атомно-абсорбционный спектрофотометр Perkin Elmer 3110, США). Определение содержания биогенного кремнезема в донных отложениях оз. Тургояк проведено методом инфракрасной Фурье спектроскопии. Препараты подготовлены путем прессования ≈ 1.8 мг навески вещества в таблетки с KBr. Спектры регистрировались на ИК Фурье спектрометре Nicolet 6700 Thermo Scientific (параметры съемки: диапазон 400–4000 cm^{-1} , разрешение 4 cm^{-1} , 32 скана). Оценка содержания биогенного кремнезема проведена по классической методике [Chester, Elderfield, 1968; Столповская и др., 2006]. Проба чистых диатомовых водорослей и стандартных смесей были любезно предоставлены Э.П. Солотчиной (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). Погрешность определения составила $\pm 5\%$.

Диатомовый анализ. Приготовление препаратов для диатомового анализа осуществлялось нагреванием со смесью азотной и хлорной кислот с последующей декантацией, 3-кратным промыванием и центрифугированием. Препараты для светового микроскопа готовились с использованием среды Эльяшева ($n = 1.67$ – 1.68) [Диатомовые водоросли..., 1974]. Подсчет и определение видов диатомовых водорослей осуществлялся на световом микроскопе Микмед-6 вар. 7 при увеличении 1000 раз. За редким исключением (очень низкое содер-

жание диатомей), подсчитывалось не менее 500 створок в препарате. Разделение видов на экологические группы по галобности и ацидофильности основано на классификациях Ф. Хустедта [Hustedt, 1939, 1957]. Индекс сапробности Пантле–Букка в модификации Сладечека использован для оценки изменений содержания органических веществ в воде в различные периоды развития озера [Pantle, Buck, 1955; Sládeček, 1967].

Хронология

Хронология колонки донных отложений оз. Тургояк определена на основе ускорительной масс-спектрометрии ($\text{AMS } ^{14}\text{C}$), выполненной для пяти образцов (лаборатория радиоуглеродного датирования университета г. Лунд, Швеция) (табл. 2). Расчет календарного возраста произведен с помощью калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013]. Исходя из данных анализа профиля активности ^{210}Pb короткой колонки донных отложений оз. Тургояк, отобранный в 2010 г., нижняя граница индустриального периода оценена приблизительно в 17 см [Удачин и др., 2014]. Вся хронологическая информация включена в модель возраст–глубина, построенную в программном комплексе Bacon (version 2.2) [Blaauw, Christen, 2011] (рис. 2).

Таблица 2. Данные AMS ^{14}C датирования донных отложений оз. Тургояк. Интервал калиброванного возраста приведен с 95.4%-й вероятностью

Table 2. AMS ^{14}C measurements from Lake Turgoyak. Calibrated ages are given with 95.4% probability

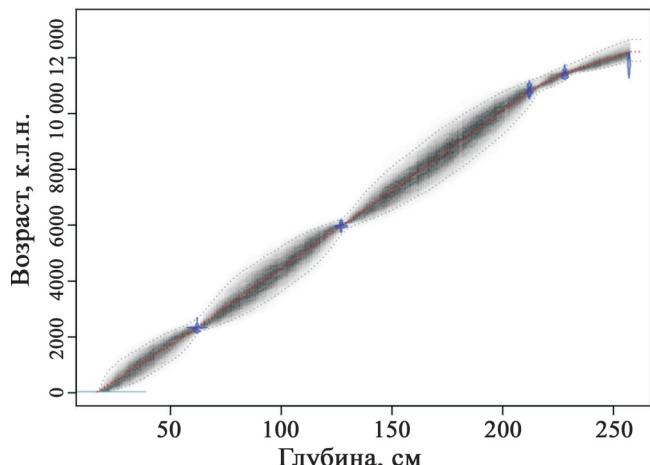
Глубина, см	Лабораторный номер	Датированный материал	AMS ^{14}C возраст, ^{14}C л.н.	Калиброванный возраст, к.л.н.
62	LuS 11128	Сапропель	2315 ± 35	2180–2423
128	LuS 11127	Фрагмент растения	5195 ± 45	5769–6152
212	LuS 12094	Сапропель	9505 ± 55	9588–11090
228	LuS 11125	Фрагмент растения	9945 ± 50	11228–11701
257	LuS 11124	То же	1013 ± 80	11404–12027

Рис. 2. Модель возраст–глубина колонки донных отложений оз. Тургояк, полученная с помощью программного комплекса Bacon (версия 2.0) [Blaauw, Christen, 2011].

Красная центральная кривая соответствует “наилучшей” модели, построенной на основе среднего взвешенного возраста. Затенение вокруг центральной кривой показывает все возможные модели возраст–глубина.

Fig. 2. Age–depth model of Lake Turgoyak sediment core produced by the Bacon software package [Blaauw, Christen, 2011].

Grey shading indicates all likely age–depth models; red central curve shows single “best” model based on the mean weighted age for each depth.



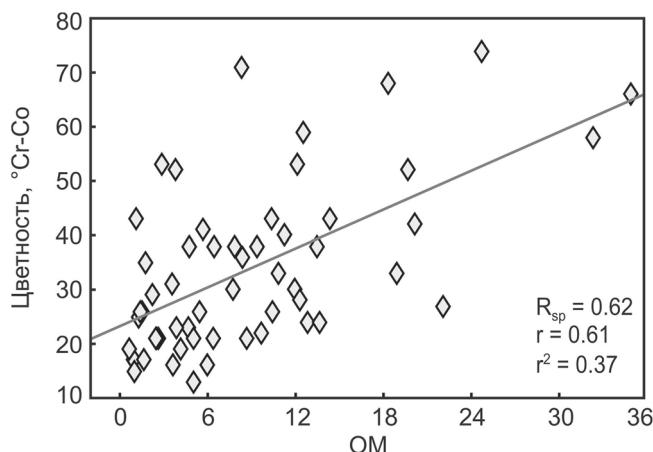


Рис. 3. Диаграмма рассеяния, показывающая корреляцию цветности озерных вод и показателя содержания органического вещества (ОМ).

Fig. 3. Scatter plot of water color against values of organic matter content index (OM).

Статистический анализ

Статистическая обработка данных по физико-химическим параметрам вод и химическому составу донных отложений озер состояла в выполнении параметрического и непараметрического корреляционного анализа в программе Statistica 10.0. Для этого использованы результаты силикатного анализа, определения потерь при прокаливании при 550 и 950°C и данные гидрохимического анализа. На основе расчета ранговых коэффициентов корреляции Спирмена (R_{sp}) определялась связь между переменными. Для индикаторных модулей рассчитаны также коэффициенты корреляции Пирсона (r) и коэффициенты детерминации (r^2). Визуализация данных проведена с помощью диаграмм рассеяния.

Оценка изменений химического состава донных отложений оз. Тургояк выполнена с помощью анализа главных компонент (PCA) [Ter Braak, Prentice, 1988] в программе CANOCO 4.5 [Ter Braak, Smilauer, 2002]. Геохимические данные были логарифмически трансформированы по формуле, приведенной в работе [Leps, Smilauer, 2003]. Полученные координаты для разновозрастных образцов (sample score) в PCA-ординационном пространстве отображались в стратиграфическом порядке в виде графиков в программе C2 [Juggins, 2016] (рис. 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поиск индикаторных модулей

В результате сравнения состава донных отложений и параметров вод 56 озер Южного и Среднего Урала определена корреляция цветности вод озер с перманганатной окисляемостью ($R_{sp} = 0.54$),

содержанием NH_4^+ ($R_{sp} = 0.67$) и PO_4^{+2} ($R_{sp} = 0.5$) в воде. Кроме того, установлено, что цветность вод, перманганатная окисляемость и содержание NH_4^+ характеризуются отрицательной корреляцией ($R_{sp} = -0.5 \dots -0.6$) с содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O и имеют положительную связь с $\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$ ($R_{sp} = 0.4 \dots 0.61$) озерных отложений. На основе полученных данных предложен показатель содержания органических веществ в воде: $\text{OM} = \text{LOI}_{550^\circ\text{C}} / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. В результате визуализации данных корреляционного анализа в виде диаграммы рассеяния обнаружены и исключены выбросы, уменьшающие (озера Исетское, Щитовское, Молтаево) и увеличивающие (вдхр. Аятское) корреляцию. Для данных озер характерна цветность, превышающая 180 градусов по Cr–Со шкале.

Показатель содержания органического вещества (ОМ) характеризуется значимой положительной связью с цветностью вод ($R_{sp} = 0.62$, $r = 0.61$, $r^2 = 0.37$) (см. рис. 3), перманганатной окисляемостью ($R_{sp} = 0.47$, $r = 0.4$, $r^2 = 0.16$), содержанием NH_4^+ в поверхностной ($R_{sp} = 0.48$, $r = 0.41$, $r^2 = 0.17$) и придонной ($R_{sp} = 0.67$, $r = 0.63$, $r^2 = 0.39$) воде.

В оз. Тургояк отмечаются горизонты с повышенным содержанием карбонатов и очень низким содержанием химических элементов литофильной ассоциации. Показатель содержания органического вещества для таких отложений часто завышается. Поэтому для карбонатных отложений было решено включить $\text{LOI}_{950^\circ\text{C}}$ в формулу расчета показателя содержания органического вещества.

В базе данных, по которой рассчитывался ОМ, донные отложения были представлены в основном сапропелем с различной зольностью. Торфянистые осадки отмечены только у вдхр. Аятское, которое отнесли к "выбросам" в результате визуализации данных корреляционного анализа. Для отложений вдхр. Аятское была отмечена завышенная величина ОМ в сравнении с цветностью и другими показателями содержания органического вещества в воде.

Для минерализации озерных вод отмечается прямая связь с содержанием карбонатов в донных отложениях $\text{LOI}_{950^\circ\text{C}}$ ($R_{sp} = 0.56$) и обратная с $\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$ ($R_{sp} = -0.55$). Выбросами, уменьшающими корреляцию, являются данные по озерам с минерализацией больше 1000 mg l^{-1} (озера Б. Сунгуль, Б. Куюш, Червяное, Карагуз, Атавды). Исходя из этих данных, получен модуль минерализации вод для озер с минерализацией меньше 1000 mg l^{-1} : $\text{MM} = \text{LOI}_{950^\circ\text{C}} / \text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$ ($R_{sp} = 0.74$, $r = 0.68$, $r^2 = 0.46$) (рис. 4). При интерпретации данных необходимо учитывать, что MM карбонатных отложений может быть завышен. Так, модуль минерализации вод оз. Карабалык, в котором накапливается карбонатный сапропель, по составу близкий к контрастно-слоистому сапропелю оз. Тургояк (U4), завышен в сравнении с другими озерами с такой же минерализацией.

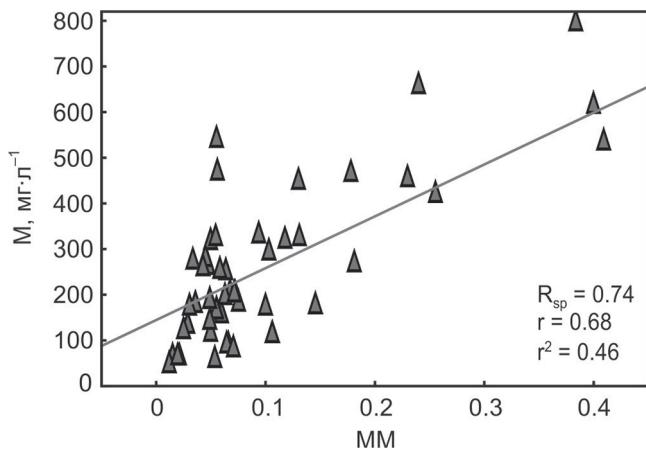


Рис. 4. Диаграмма рассеяния, показывающая корреляцию минерализации (M) озерных вод и показателя минерализации (MM).

Fig. 4. Scatter plot of lakes water salinity (M) against values of salinity index (MM).

Геохимия колонки донных отложений оз. Тургояк

Особенности литологии колонки донных отложений оз. Тургояк отражаются в изменениях концентрации трех групп химических элементов. Первая ассоциация связана с терригенным сносом и включает Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 и S. Наибольший коэффициент ранговой корреляции Спирмена характерен для Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O ($R_{sp} = 0.94$). Fe_2O_3 ассоциирует с TiO_2 ($R_{sp} = 0.8$) и серой сульфидов ($R_{sp} = 0.78$), Na_2O с K_2O ($R_{sp} = 0.78$), а SiO_2 с Al_2O_3 ($R_{sp} = 0.89$). Вторая ассоциация связана с карбонатонакоплением и включает и себя CaO , MgO , MnO , $\text{LOI}_{950^\circ\text{C}}$ и серу сульфатов. Карбонаты характеризуются наибольшей связью с серой сульфатов ($R_{sp} = 0.85$) и CaO ($R_{sp} = 0.81$), MgO с MnO ($R_{sp} = 0.57$), а MnO с $\text{LOI}_{950^\circ\text{C}}$ ($R_{sp} = 0.65$). Для третьей ассоциации, включающей $\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$ и P_2O_5 ($R_{sp} = 0.65$), характерна отрицательная связь со второй группой (рис. 5).

Нижняя часть колонки донных отложений, представленная глиной (U6) (табл. 3), характеризуется высоким содержанием химических элементов первой ассоциации, особенно Na_2O и K_2O (см. табл. 1). Показатель содержания органического вещества (OM) и содержание биогенного кремнезема характеризуются минимальными значениями (см. рис. 5).

Черный торфянистый сапропель (U5), так же как и контрастно-слоистый карбонатный сапропель с раковинами (U4), отличается возрастанием роли второй геохимической ассоциации. Увеличиваются концентрации MnO , CaO , $\text{LOI}_{950^\circ\text{C}}$, серы сульфатов и снижаются содержания литофильных элементов. Кроме того, для торфянистого сапропеля характерно резкое возрастание содержания ор-

ганики ($\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$), биогенного кремнезема, повышение концентрации сульфидной серы.

Контрастно-слоистый сапропель (U4) отличается максимальным содержанием CaO , углерода карбонатов, серы сульфатов и резким повышением показателя минерализации вод (MM).

Неясно-слоистый сапропель (U3) отличается снижением величины MM, содержания CaO , карбонатов, серы сульфатов, возрастанием значения OM, содержания органического вещества, серы сульфидов, Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O и K_2O .

Для серого сапропеля (U2) характерно еще большее, в сравнении с U4, снижение значений MM, содержания CaO , CO_2 , серы сульфатов, возрастание роли сульфидной серы, Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 и Fe_2O_3 .

Буровато-оливковый сапропель (U1) отличается повышением содержания органического вещества, биогенного кремнезема и максимальной величиной OM.

Диатомовый анализ колонки донных отложений оз. Тургояк

В результате диатомового анализа образцов сапропеля из различных горизонтов колонки донных отложений определено 83 вида и разновидности диатомовых водорослей (табл. 4). Они представлены в основном алкалифильными индифферентными бентосными диатомеями. Обнаружено большое количество северо-альпийских видов, что связано с холодноводностью оз. Тургояк. По отношению к содержанию органического вещества в воде по системе Ватанабе [Watanabe, 1990] виды представлены в основном сапроксенами и в меньшей степени эврисапробами. Индекс сапробности Пантле–Букка варьирует от 0.8 до 1.26, что соответствует олигосапробной зоне самоочищения [Оксюк и др., 1993; Баринов и др., 2006].

В нижней части колонки донных отложений (U6) диатомовых водорослей не обнаружено. В торфянистом сапропеле (U5) доминирует *Pseudostaurosira brevistriata* (Grunow) D.M. Williams & Round, обнаруженная также в большом количестве в донных отложениях начала голоценена озер Уфимское [Maslennikova, Udachin, 2017] и Иткуль [Масленникова и др., 2014]. Кроме того, в большом количестве встречаются бентосные диатомеи *Staurosira construens f. venter* (Ehrenberg) Bukhtiyarova, *Cocconeis placentula* Ehrenberg, *Amphora pediculus* (Kützing) Grunow ex A. Schmidt и *Amphora inariensis* Krammer. Величина индекса сапробности (S) составляет 0.8.

В контрастно-слоистом сапропеле (U4) доминирует *Gomphonema dichotomum* Kützing. Наибольшее обилие данного вида в комплексе с *Gomphonema angustum*, согласно нашим данным по озерам Южного Урала, отмечалось в озерах с минерализацией 400–500 мг/л. В данном горизонте существенно воз-

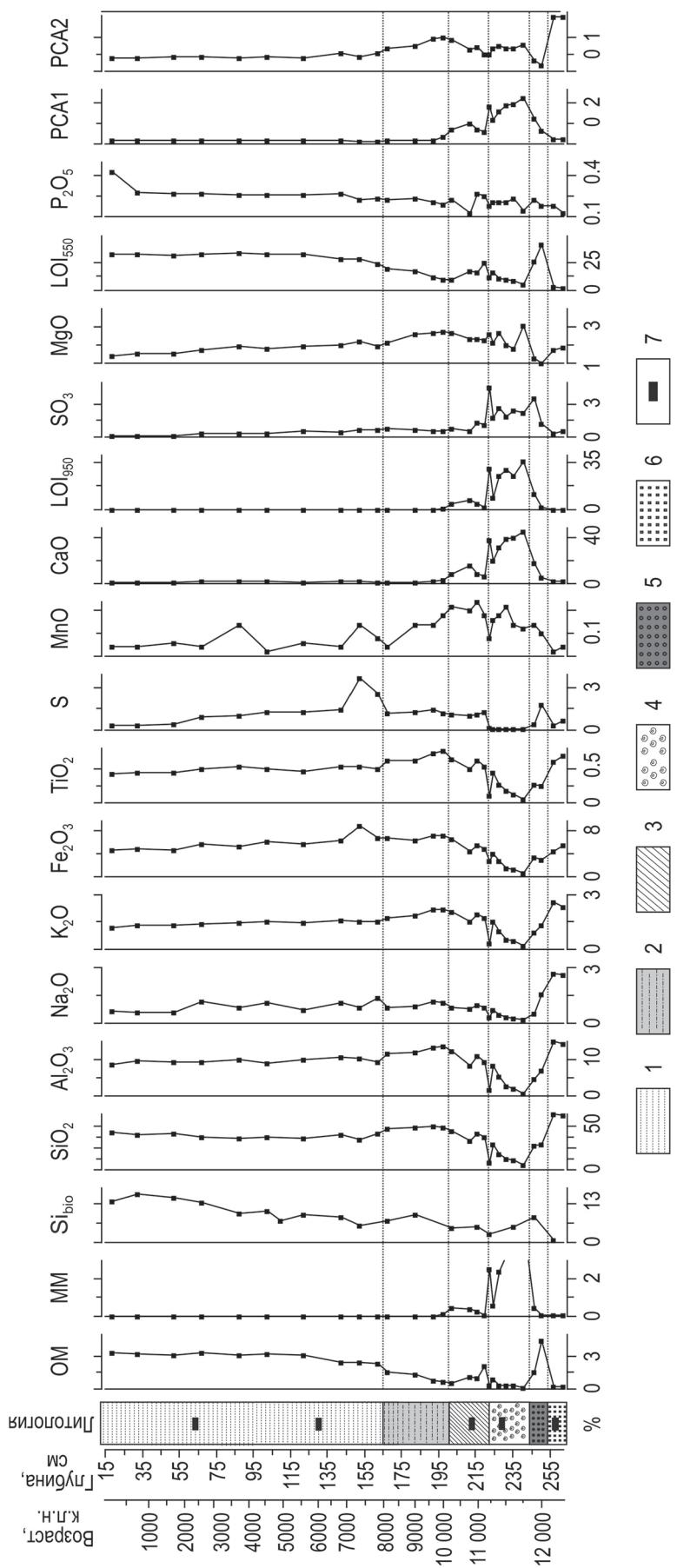


Рис. 5. Литология и геохимия донных отложений оз. Тургояк, совмещенные с графиками осей PCA1, 2, объясняющими соответственно 84 и 8.5% от дисперсии.
 1–6 – литологические единицы U1–U6 (см. табл. 3); 7 – место отбора проб для AMS ¹⁴C датирования.

Fig. 5. Lithology and geochemistry of the Lake Turgojak sediment core and PCA axis 1, 2 sample scores.
 1–6 – lithological units U1–U6 (see Table 3); 7 – radiocarbon dated (AMS ¹⁴C, BP) sediment samples.

Таблица 3. Литология колонки донных отложений оз. Тургояк**Table 3.** Lithology of the Lake Turgoyak sediments core

Название	Глубина, см	Возраст, к.л.н.	Описание							
U1	0–165	0–8100	Буровато-оливковый, оливковый сапропель. В нижней части с заметным осветлением							
U2	165–205	8100–10 300	Серый, оливково-серый пелит, переходящий к концу интервала в серый алеврит							
U3	205–222	10 300–11 200	Неясно-слоистый сапропель с чередованием торфянистых и серых минерализованных слоев мощностью 2–4 мм							
U4	222–244	11 200–11 800	Контрастно слоистый сапропель с чередованием серовато-бурого, темно-серого, светло-серого. На всем интервале с раковинами							
U5	244–254	11 800–12 100	Черный торфянистый сапропель с раковинами и макроостатками растений							
U6	254–265	12 100–12 400	Глина с остатками макрофитов							

Таблица 4. Относительное содержание основных видов диатомовых водорослей в донных отложениях оз. Тургояк**Table 4.** Diatoms of the Lake Turgoyak sediments core

Литологическая единица	U5	U4	U3	U2	U1				
Глубина, см	246	235	222	216	167	152	122	55	19
Возраст, к.л.н.	11942	11667	11247	10996	8232	7374	5725	1950	60
<i>Ellerbeckia arenaria</i> (G. Moore ex Ralfs) R.M. Crawford	—	—	1.63	15.81	26.51	17.42	4.06	5.50	19.31
<i>Puncticulata radiososa</i> (Grunow) Håkansson	0.18	0.20	1.02	—	0.18	0.32	—	3.59	3.46
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grunow) D.M. Williams & Round	62.15	19.08	8.94	46.98	37.54	7.10	19.27	20.30	30.28
<i>Staurosira construens</i> Ehrenberg	—	—	—	4.65	1.78	2.26	1.01	—	0.61
<i>Staurosira construens f. venter</i> (Ehrenberg) Bukhtiyarova	7.22	0.60	1.42	1.50	4.45	5.16	25.35	25.79	11.18
<i>Staurosirella laponica</i> (Grunow) D.M. Williams & Round	—	0.40	—	3.26	1.42	10	33.87	25.16	10.57
<i>Staurosirella pinnata</i> (Ehrenberg) D.M. Williams & Round	1.58	—	—	1.50	1.42	1.29	0.41	0.42	8.74
<i>Cocconeis neodiminuta</i> Krammer	—	—	—	1.86	0.71	—	1.83	1.27	2.85
<i>Cocconeis neothumensis</i> Krammer	—	—	—	—	—	26.77	0.20	0.21	—
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg	3.52	1.20	9.76	—	—	—	—	—	—
<i>Karayevia clevei</i> (Grunow) Round & Bukhtiyarova	—	0.40	0.61	4.65	21.89	13.87	—	—	0.41
<i>Amphora pediculus</i> (Kützing) Grunow ex A. Schmidt	5.28	3.82	4.27	9.30	1.78	4.84	5.07	2.75	3.25
<i>Amphora inariensis</i> Krammer	2.46	1.00	0.41	—	—	1.94	3.45	0.85	—
<i>Cymbella affinis</i> Kützing	0.53	3.01	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cymbella cymbiformis</i> C. Agardh	—	—	2.03	—	—	—	—	—	—
<i>Gomphonema dichotomum</i> Kützing	0.53	30.72	53.86	0.93	—	0.65	—	—	—
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (C. Agardh) Lange-Bertalot	—	2.61	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (Kützing) Rabenhorst	—	—	—	1.86	1.96	2.90	2.03	0.42	1.42
<i>Mastogloia smithii</i> Thwaites ex W. Smith	1.94	6.83	3.66	0.47	—	0.32	—	—	—
<i>Mastogloia elliptica</i> (C. Agardh) Cleve	0.70	7.63	2.64	—	—	—	—	—	—
<i>Navicula oblonga</i> Kützing	1.94	1.41	5.08	—	—	—	—	—	—
<i>Denticula kuetzingii</i> Grunow	1.58	3.61	0.20	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia argus</i> (Ehrenberg) Kützing	0.88	8.03	1.63	—	—	—	—	—	—

растает роль диатомей-мезогалобов (рис. 6), представленных *Mastogloia smithii* Thwaites ex W. Smith и *Mastogloia elliptica* (C. Agardh) Cleve. Индекс сапробности немного возрастает (0.98–1.08) (рис. 7).

В неясно-слоистом (U3) и сером сапропеле (U2) преобладает *Pseudostaurosira brevistriata*, а также *Ellerbeckia arenaria* (G. Moore ex Ralfs)

R.M. Crawford, часто обитающая на камнях, скалах и в горных потоках. Резко уменьшается роль диатомей-мезогалобов. Для U2 отмечено возрастание индекса сапробности до 1.24.

Диатомовые сообщества буровато-оливкового сапропеля (U1) характеризуются доминированием *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira construens*

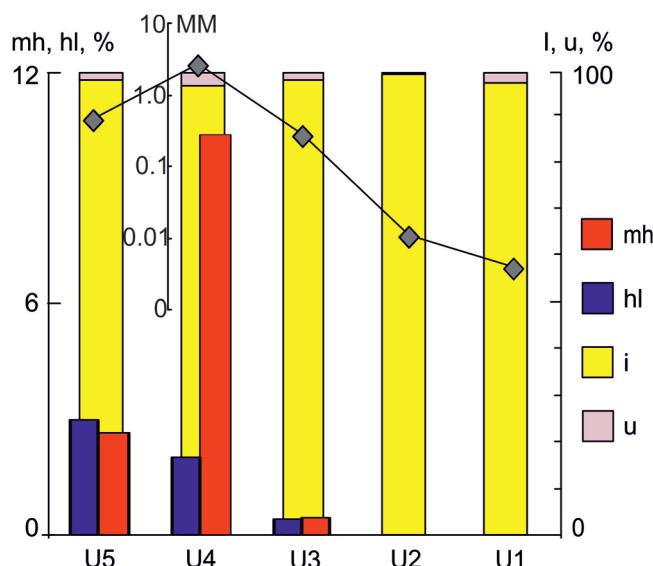


Рис. 6. Соответствие изменений значений модуля минерализации (ММ) относительным содержаниям различных групп диатомовых водорослей: mh – мезогалобы, hl – галофилы, i – индифференты, u – виды с неизвестной экологией.

U1–U5 – литологические единицы колонки донных отложений оз. Тургояк (см. табл. 3). На линейном графике показано изменение величины модуля минерализации (ММ) (логарифмическая шкала).

Fig. 6. The changes of salinity index values (MM) and proportions of various groups of diatoms: mh – mesohalobic diatoms, hl – halophills, i – indifferents, u – species with unknown ecology.

U1–U5 – lithological units (see Table 3). The linear graph shows changes in the magnitude of the salintiy index (MM) (logarithmic scale).

f. *venter* и *Staurosirella lapponica* (Grunow) D.M. Williams & Round. Индекс сапробности составляет 1.22–1.26.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Индикаторы физико-химических параметров озер Южного и Среднего Урала

Сравнение индекса сапробности Пантле–Букка, рассчитанного на основе данных диатомового анализа донных отложений оз. Тургояк, и предложенного нами показателя содержания органического вещества в воде (ОМ), полученного по результатам статистического анализа базы данных 56 озер Южного и Среднего Урала, показало их удовлетворительное соответствие. Нарушение соответствия может быть связано как с недостатками метода расчета индекса сапробности [Шитиков и др., 2003], так и с относительно слабой изменчивостью содержания

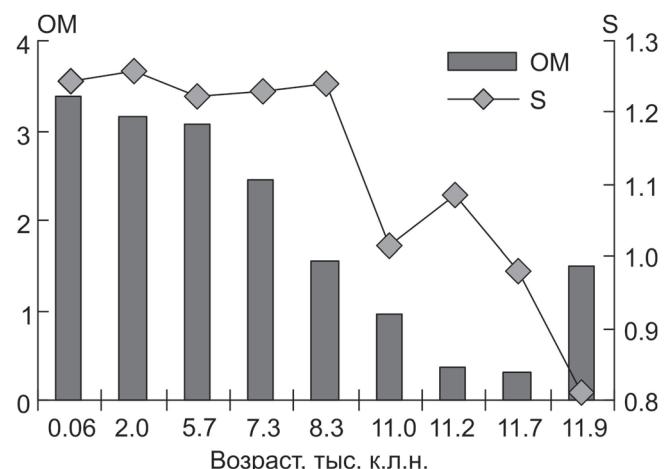


Рис. 7. Соответствие изменений значения модуля содержания органического вещества в воде (ОМ) индексу сапробности Пантле–Букка в модификации Сладечека (S).

Fig. 7. The matches of values of index of the content of organic matter in water (OM) and the Pantle–Buck's Saprobity index in the Sládeček modification (S).

ния органического вещества в оз. Тургояк. Так, в течение всей истории развития озера вода в нем относилась к олигосапропной зоне. Кроме того, отмечено, что величина показателя содержания органического вещества в воде для торфянистого сапропеля оз. Тургояк завышена (11.9 тыс. к.л.н.) (см. рис. 7).

Сопоставление изменений значений показателя минерализации вод (ММ) оз. Тургояк с процентным соотношением различных групп галобности диатомовых водорослей, позволило сделать вывод о соответствии содержания мезогалобов и величины ММ. Содержание галофилов, которые действительно тяготеют к озерам с повышенной электропроводностью и минерализацией (*Cyclotella meneghiniana* Kützing, *Ctenophora pulchella* (Ralfs ex Kützing) D.M. Williams et Round, *Anomoeoneis sphaerophora* Pfitzer), изменялось в соответствии с ММ. *Staurosira pinnata* также относится к галофилам, однако на ее содержание оказывают большее влияние другие факторы [Schmidt et al., 2004], поэтому ее присутствие в группе галофилов нарушило соответствие с ММ.

Основные этапы развития озера Тургояк

Применение РСА-анализа позволило определить суммарные изменения химического состава донных отложений оз. Тургояк и выявить их соответствие литологическим единицам колонки (см. рис. 5). Определено четыре этапа развития озера:

Начало озерного осадконакопления (>12.1 тыс. к.л.н.).

В это время в озере накапливается глина с высоким содержанием лиофильных элементов (Al, Na, K, Si) и низкой концентрацией органического вещества и биогенного кремнезема.

Мелководное озеро с повышенной минерализацией (12.1–11.2 тыс. к.л.н.).

Около 12 тыс. к.л.н. начинается накопление торфянистого сапропеля, появляются диатомовые водоросли и возрастает концентрация биогенного кремнезема. Данный возраст границы между сапропелем и глиной отмечен также для оз. Уфимское [Maslennikova, Udachin, 2017].

В интервале 11.8–11.2 тыс. к.л.н. накапливается слоистый сапропель с высоким содержанием кальцита, характеризующийся наибольшим показателем минерализации воды и максимальным количеством диатомей-мезогалобов (см. рис. 6). Граница 11.8 тыс. к.л.н. отмечена на диатомовой диаграмме оз. Уфимское, причем изменения диатомовых комплексов свидетельствуют о потеплении климата [Maslennikova, Udachin, 2017].

Возрастание глубины и снижение минерализации (11.2–8.0 тыс. к.л.н.).

Граница 11.2 тыс. к.л.н. отражена в палинологических летописях многих озер Южного и Среднего Урала [Масленникова и др., 2014]. Синхронные изменения растительности достаточно обширной территории свидетельствуют о резком изменении климата, в результате которого в оз. Тургояк начинает накапливаться неясно-слоистый сапропель. Чередование слоев связано с нестабильностью палеоклимата, а возрастание содержания лиофильных элементов, уменьшение показателя минерализации и содержания диатомей-мезогалобов свидетельствуют о повышении уровня водоема. С этим же процессом связано и возрастание содержания органического вещества в воде, определяемое по увеличению значений индекса сапробности и ОМ.

Граница 10.3–10.4 тыс. к.л.н., фиксирующая в оз. Тургояк начало накопления серого сапропеля с повышенным содержанием лиофильных элементов, была отмечена ранее для колонки донных отложений озер Сырыткуль и Таватуй и связывалась с аридизацией климата [Масленникова и др., 2016; Maslennikova et al., 2016]. Кроме того, исследование торфяников Среднего Урала выявило существование сухих и теплых условий около 10.2–9.5 и 9.4–8.9 тыс. к.л.н. [Антипина и др., 1924; Зарапская и др., 2014; Panova, Antipina, 2015]. Однако, согласно данным по оз. Тургояк, в это время, скорее, происходит похолодание климата, поскольку показатель содержания органического вещества в воде и индекс сапробности характеризуются минимальными значениями (см. рис. 7), снижается величина показателя минерализации воды и исчезают диатомеи-мезогалобы (см. рис. 6). Около 9.2–9.0 тыс. к.л.н. возрастает содержание органического вещества в осадке и ОМ. Эти изменения, судя

по всему, отражают начало потепления, зафиксированного не только по донным отложениям озер Южного Урала [Maslennikova, Udachin, 2017], но и в различных палеолетописях Северного полушария [Marcott et al., 2013].

Возрастание содержания органического вещества в воде (<8.0 тыс. к.л.н.).

В это время накапливается буро-оливковый сапропель, характеризующийся повышением содержания органического вещества и биогенного кремнезема, максимальным значением ОМ и индекса сапробности. Эти изменения являются ответом на продолжающееся потепление климата, наиболее четко отмеченное по спорово-пыльцевым спектрам колонки донных отложений оз. Таватуй [Масленникова и др., 2016].

ВЫВОДЫ

1. На основе палеолимнологических исследований оз. Тургояк, проведенных для реконструкции отклика физико-химических параметров его водной массы на изменения климата голоцен, определено уменьшение минерализации озера в результате гумидизации климата около 11.2–11.0 тыс. к.л.н. и увеличение содержания органического вещества в воде в периоды потепления и увлажнения климата. На основе оценки суммарных изменений химического состава донных отложений оз. Тургояк определено их соответствие литологическим единицам колонки и выделено четыре этапа развития озера, начало которых связано с климатическими изменениями 11.8, 11.2–11.0, 8.2–8.0 тыс. к.л.н.

2. Сравнение полученных значений по оз. Тургояк и созданной для 56 озер Среднего и Южного Урала базы данных позволили тестиовать предложенные на ее основе специфические геохимические палеоиндикаторы для озер с цветностью вод <80° по Cr–Сo шкале и минерализацией <1000 мг·л⁻¹: показатель содержания органического вещества в воде ($OM = LOI_{550^{\circ}C}/(Al_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O)$) и модуль минерализации озерной воды ($MM = LOI_{950^{\circ}C}/LOI_{550^{\circ}C}$) с удовлетворительным результатом.

Авторы выражают благодарность М.Н. Маляренок, Г.Ф. Лонщаковой, Л.Г. Удачиной, Н.И. Вализер, Ю.Ф. Мельновой, Т.В. Семеновой, К.А. Филипповой, М.С. Свиренко за помощь в анализе донных отложений и вод исследованных озер.

Работа выполнена при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00103 мол_а. Построение возрастной модели и силикатный анализ колонки донных отложений оз. Тургояк выполнены при финансовой поддержке комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 18-5-5-43).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева М.А. (1973) Озера Среднего и Южного Урала. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 272 с.
- Антипина Т.Г., Панова Н.К., Чайкина Н.М. (2013) Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI разреза Горбуновского торфяника. *Известия КоМи НЦ УрО РАН*, 4(16), 89-97.
- Балабанова З.М. (1964) Горное озеро Тургояк. *Труды Уральского отделения ГосНИОРХ*, 6, 61-83.
- Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006) Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: PiliesStudio, 498 с.
- Баянов Н.Г. (2012) Трофический статус и экологическое состояние некоторых озер Челябинской области. *Проблемы географии Урала и сопредельных территорий*. Челябинск: Край Ра, 60-67.
- Геологическая карта Урала. 1 : 200 000. (1967) Лист N41VIIIG (Ред. И.Д. Соболев). ГУГК.
- Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. (1974) (Ред. А.И. Прошкина-Лавренко). Л.: Наука, Т. 1, 373 с.
- Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. (2014) Геохронология, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 22(6), 84-108.
- Масленникова А.В., Дерягин В.В., Удачин В.Н. (2012) Реконструкция условий голоценовой озерной седиментации на восточном склоне Южного Урала. *Литосфера*, (2), 21-32.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014) Палеэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Пирогов Д.В., Хворов П.В. (2016) Реконструкция обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковые и голоцене Среднего Урала. *Литосфера*, (6), 166-176.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Оксюк О.П., Жукинский В.Н., Брагинский Л.П., Линник П.Н., Кузьменко М.И. (1993) Комплексная экологическая классификация качества поверхностных вод суши. *Гидробиол. журнал*, 29(4), 62-77.
- Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Горлова Л.И., Забелкина Л.Г., Григорова Т.Б., Никольский В.Ю., Шалагинова В.И., Петрова А.С., Середа В.В. (2003) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-VII (объяснительная записка). Челябинск: МПР России по Челябинской области. 167 с.
- Рогозин А.Г., Такачев В.А. (1998) О некоторых гидрологических особенностях озера Тургояк. *Изв. Челябинского научного центра*, 1, 70-75.
- Рогозин А.Г. (1998) Сравнительная сапробиологическая характеристика озер Тургояк и Большое Миассово. *Изв. Челябинского научного центра*, 1, 75-81.
- Столповская В.Н., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. (2006). Количественный анализ неглинистных минералов донных осадков озер Байкал и Хубсугул методом ИК-спектроскопии (в связи с палеоклиматическими реконструкциями). *Геология и геофизика*, 47(6), 778-788.
- Ткачев Б.А., Рогозин А.Г., Гавриликина С.В., Миронов Б.А., Гордиенко Н.С., Митюхляев Д.В., Кривопалова Т.Ф., Танаева Г.В. (1997) Состояние экосистем оз. Тургояк. *Проблемы экологии и экологического образования в Челябинской области*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 64-65.
- Удачин В.Н., Аминов П.Г., Филиппова К.А. (2014) Геохимия горнопромышленного техногенеза Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Унифицированные методы анализа силикатных горных пород с применением комплексонометрии. Инструкция № 163-Х. (1979) М.: Мин-во геол. СССР, 43 с.
- Шитиков В.К., Розенберг Г.С., Зинченко Т.Д. (2003) Количественная гидроэкология: методы системной идентификации. Тольятти: ИЭВБ РАН, 463 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 480 с.
- Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.
- Chester R., Elderfield H. (1968) The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (32), 1128-1140.
- Dean W.E.Jr. (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.*, 44, 242-248.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.*, 25, 101-110.
- Hustedt F. (1939) Systematisch und okologische Untersuchungen über die Diatomeenflora von Java, Bali und Sumatra. *Archive für Hydrobiologie*, 16, 274-394.
- Hustedt F. (1957) Die Diatomeenflora des Flussystems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. *Abhandlungen Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen*, 34, 181-440.
- Juggins S. (2016) C2 Version 1.7. Unpublished program available at: <https://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/software/C2Home.htm>
- Leps J., Smilauer P. (2003) Multivariate analysis of ecological data using CANOCO. Cambridge: Cambridge University press, 267 p.
- Liu H., Xu B., Cui H. (2002) Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in northern China. *Quat. Res.*, 57(2), 259-270.
- Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339, 1198-1201.
- Maslenikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, 420(28), 65-75.
- Maslenikova A.V., Udachin V.N. (2017) Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies. *The Holocene*, 27(6), 847-859.
- Panova N.K., Antipina T.G. (2015) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quat. Int.*, 420(28), 76-89.

- Pantle F., Buck H. (1955) Die biologische Überwachung der Gewässer und die Darstellung der Ergebnisse. *Gas und Wasserfach*, **18**, 1-604.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Back J.W. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4), 1869-1887.
- Schmidt R., Kamenik C., Lange-Bertalot H., Klee R. (2004) Fragilaria and Staurosira (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for paleoceanography. *J. Limnol.*, **63**(2), 171-189.
- Sladecák V. (1967) System of water quality from the biological point of view. *Archiv für Hydrobiologie*, **7**, 1-218.
- Sun Q., Wang S., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xiuping X., Wu F., Chen P. (2010) Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene. *J. Paleolimnol.*, **43**, 75-87.
- Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. (1988) A theory of gradient analysis. *Adv. Ecol. Res.*, **18**, 271-317.
- Ter Braak C.J.F., Smilauer P. (2002) CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (Version 4.5). Ithaca: Microcomputer Power, 500 p.
- Watanabe T. (1990) Attached diatoms in Lake Mashuu and its value of the diatom assemblage index of organic water pollution (DAIp). *Diatom.*, **5**, 21-31.
- REFERENCES**
- Andreeva M.A. (1973) *Ozera Srednego i Juzhnogo Urala* [Lakes of the Middle and Southern Urals]. Chelyabinsk, Southern Urals books press Publ., 272 p. (In Russian)
- Antipina T.G., Panova N.K., Chairkina N.M. (2013) The dynamics of the environment in the Holocene according to the multi-proxy analysis of the VI section of Gorbunovo Peat Bog. *Izvestiya Komi NTs UrO RAN*, **4**(16), 89-97. (In Russian)
- Balabanova Z.M. (1964) Mountain Lake Turgoyak. *Trudy Ural'skogo otdeleniya GosNIORKh*, **6**, 61-83. (In Russian)
- Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anissimova O.V. (2006) *Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhayushchei sredy* [Diversity of Algal Indicators in Environmental Assessment]. Tel'Aviv, Pilies Studio Press, 418 p. (In Russian)
- Bayanov N.G. (2012) Trophic and ecological status of several lakes in the Chelyabinsk region. *Problemy geografii Urala i sopredel'nykh territorii* [Problems of the geography of the Urals and adjacent territories]. Chelyabinsk, Krai Ra Publ., 60-67. (In Russian)
- Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6**(3), 457-474.
- Chester R., Elderfield H. (1968) The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **(32)**, 1128-1140.
- Dean W.E.Jr. (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.*, **44**, 242-248.
- Diatomovye vodorosli SSSR. Iskopaemye i sovremennye*. (1974) (Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko) [Diatoms of the USSR. Fossil and modern (Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko)]. St-Petersburg, Nauka Publ., V. 1, 373 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Urala*. (1967) 1 : 200 000. List N-41-VIIG (Red. I.D. Sobolev) [Geological map of the Urals. 1 : 200 000. List N-41-VIIG (Ed. I.D. Sobolev)]. GUGK. (In Russian)
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.*, **(25)**, 101-110.
- Hustedt F. (1939) Systematisch und ökologische Untersuchungen über die Diatomeenflora von Java, Bali und Sumatra [Systematic and ecological studies on the diatom flora of Java, Bali and Sumatra]. *Archive für Hydrobiologie*, **16**, 274-394. (In German)
- Hustedt F. (1957) Die Diatomeenflora des Flussystems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen [The diatom flora of the river system of the Weser in the territory of the Bremen City]. *Abhandlungen Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen*, **34**, 181-440. (in German)
- Juggins S. (2016) C2 Version 1.7. Unpublished program available at: <https://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/software/C2Home.htm>
- Leps J., Smilauer P. (2003) Multivariate analysis of ecological data using CANOCO. Cambridge: Cambridge University press, 267 p.
- Liu H., Xu B., Cui H. (2002) Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in northern China. *Quat. Res.*, **57**(2), 259-270.
- Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, **339**, 1198-1201.
- Maslennikova A.V., Deryagin V.V., Udachin V.N. (2012) Reconstruction of Holocene lake sedimentation conditions of Southern Urals east slope. *Litosfera*, **(2)**, 21-32. (In Russian)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N. (2017) Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies. *The Holocene*, **27**(6), 847-859.
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, **420**(28), 65-75.
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014) *Paleoekologiya i geokhimiya ozernoi sedimentatsii golotsena Urala* [Palaeoecology and geochemistry of lakes sedimentation of Holocene in Urals]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 136 p. (In Russian)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Pirogov D.V., Khvorov P.V. (2016) Paleolimnological reconstruction of Late Glacial and Holocene environments of Middle Urals. *Litosfera*, **(6)**, 166-176. (In Russian)
- Maslov A.V. (2005) *Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh* [Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data]. Ekaterinburg, USMU Press Publ., 289 p. (In Russian)
- Oksiyuk O.P., Zhukinskii V.N., Braginskii L.P., Linnik P.N., Kuz'menko M.I. (1993) Complex ecological classification of surface water quality. *Gidrobiologicheskii Zhurnal*, **29**(4), 62-77. (In Russian)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2015) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quat. Int.*, **420**(28), 76-89.

- Pantle F., Buck H. (1955) Die biologische Überwachung der Gewässer und die Darstellung der Ergebnisse [The biological monitoring of the waters and the presentation of the results]. *Gas und Wasserfach.*, **18**, 1-604. (In German)
- Petrov V.I., Shalaginov A.E., Punegov B.N., Gorlova L.I., Zabelkina L.G., Grigorova T.B., Nikol'skii V.YU., Shalaginova V.I., Petrova A.S., Sereda V.V. (2003) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000. List N-41-VII (ob'yasnitel'naya zapiska)* [State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1: 200 000. List N-41-VII]. Chelyabinsk, MPR Rossii po Chelyabinskoi oblasti Publ., 167 p. (In Russian)
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. Back J.W. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4), 1869-1887.
- Rogozin A.G. (1998) Comparative saprobiological characteristics of the lakes Turgoyak and Bolshoe Miassovo. *Izvestiya Chelyabinskogo nauchnogo tsentra*, (1), 75-81. (In Russian)
- Rogozin A.G., Tkachev B.A. (1998) About some hydrological features of Lake Turgoyak. *Izvestiya Chelyabinskogo nauchnogo tsentra*, (1), 70-75. (In Russian)
- Schmidt R., Kamenik C., Lange-Bertalot H. Klee R. et al. (2004) Fragilaria and Staurosira (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for palaeoclimatology. *J. Limnol.*, **63**(2), 171-189.
- Shitikov V.K., Rozenberg G.S., Zinchenko T.D. (2003) *Kolichestvennaya gidroekologiya: metody sistemnoi identifikatsii* [Quantitative hydroecology: methods of system identification]. Tol'yatti, IEVB RAS Publ., 463 p. (In Russian)
- Sladecek V. (1967) System of water quality from the biological point of view. *Archiv für Hydrobiologie*, **7**, 1-218.
- Stolpovskaya V.N., Solotchina E.P., Zhdanova A.N. (2006) Quantitative IR spectroscopic analysis of non-clay minerals from bottom sediments of lakes Baikal and Hovsgol (in relation to paleoclimatic reconstructions. *Geol. Korrel.*, **22**(6), 632-654. (In Russian)
- Geofis.*, **47**(6), 778-788. (In Russian)
- Sun Q., Wang S., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xiuping X., Wu F., Chen P. (2010) Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene. *J. Paleolimnol.*, (43), 75-87.
- Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. (1988) A theory of gradient analysis. *Adv. Ecol. Res.*, **18**, 271-317.
- Ter Braak C.J.F., Smilauer P. (2002) CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (Version 4.5). Ithaca, Microcomputer Power, 500 p.
- Tkachev B.A., Rogozin A.G., Gavrlikina S.V., Mironov B.A., Gordienko N.S., Mityukhlyev D.V., Krivopavlova T.F., Tanaeva G.V. (1997) State of the ecosystems of the Lake Turgoyak. *Problemy ekologii i ekologicheskogo obrazovaniya v Chelyabinskoi oblasti*. Miass, IGZ UrO RAN Publ., 64-65. (In Russian)
- Udachin V.N., Aminov P.G., Filippova K.A. (2014) *Geokhimiya gornopromyshlennogo tekhnogeneza Yuzhno-Urala* [Geochemistry of mining technogenesis in the Southern Urals]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 252 p. (In Russian)
- Unifitsirovannye metody analiza silikatnykh gornykh porod s primeneniem kompleksometrii. Instruktsiya № 163-X* [Uniform methods of analysis of silicate rocks using plex mesurement. Instruction number 163-X]. Min. Geol. SSSR Publ., 43 p. (In Russian)
- Watanabe T. (1990) Attached diatoms in Lake Mashuu and its value of the diatom assemblage index of organic water pollution (DAIp). *Diatom.*, **5**, 21-31.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 480 p. (In Russian)
- Zaretskaya N.E., Panova N.K., Zhilin M.G., Antipina T.G., Uspenskaya O.N., Savchenko S.N. (2014) Geochronology, Stratigraphy, and Evolution of Middle Uralian Peatlands during the Holocene (Exemplified by the Shigir and Gorbunovo Peat Bogs). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(6), 632-654. (In Russian)

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРУНТОВЫХ ВОД И СПЕЛЕОТЕМЫ “ЛУННОЕ МОЛОКО” В КАРСТОВОЙ ПЕЩЕРЕ ПРОЩАЛЬНАЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

© 2018 г. Л. М. Кондратьева¹, О. С. Полевская¹, Е. М. Голубева²,
А. В. Штарева², Н. С. Коновалова²

¹Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, 680000,
Россия, e-mail: oksasha.polevskaya@mail.ru

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,
680000, Россия

Поступила в редакцию 30.11.2017 г., принята к печати 27.02.2018 г.

Объект исследования. Целью работы являлся сравнительный анализ элементного состава грунтовых вод (капельной, трещинной), воды из внутреннего водотока, в карстовой пещере Прощальная (Хабаровский край) и поверхностных вод ближайшей реки Сагды-Селанка. Большой интерес представляло исследование спелеотемы (натечно-го образования) “лунное молоко” (*moonmilk*) в пещере Прощальная. **Материалы и методы.** Натечное образование “лунное молоко” исследовалось с помощью сканирующей электронной микроскопии (EVO-40HV, CarlZeiss, Германия) и кремний-дрейфового рентгеновского детектора X-MAX 80 mm^2 . Методом ICP-MS проведен сравнительный анализ элементного состава грунтовых вод (капельной, трещинной), воды из внутреннего водотока в пещере Прощальная и поверхностных вод р. Сагды-Селанка. **Результаты.** Максимальные концентрации кальция, железа и марганца были установлены в весенний период в капельной воде, а магния – в проточных водах (внутренний водоток пещеры и р. Сагды-Селанка). Определено, что визуально пластичная и гомогенная масса спелеотемы “лунное молоко” гетерогенна и содержит различные микроструктуры. Трубчатые микроструктуры представлены более богатым элементным составом (C, O, Ca, Fe, Mn, Si, Al и S) по сравнению с булавовидными образованиями (C, O, Ca и Na). Связующей матрицей в составе “лунного молока” были сетчатые структуры, подобные мицелию актиномицетов и бактериальным пленкам. **Выводы.** Результаты проведенных исследований в условиях муссонного кли-матика могут быть интересны при изучении карстовых процессов в других климатических зонах.

Ключевые слова: карст, капельная вода, трещинная вода, натечное образование “лунное молоко”

ELEMENT COMPOSITION OF GROUND WATER AND SPELEOTHEM “MOON MILK” IN A KARST CAVE PROSHCHAL’NAYA (FAR EAST)

Lubov' M. Kondratyeva¹, Oksana S. Polevskaya¹, Evgeniya M. Golubeva²,
Anna V. Shtareva², Natal'ya S. Konovalova²

¹Institute of water and ecological problems, Far East Branch of RAS, 65 Kim-Yu-Chen st., Khabarovsk 680000,
Russia, e-mail: oksasha.polevskaya@mail.ru

²Yu.A.Kosygin Institute of tectonics and geophysics, Far East Branch of RAS, 65 Kim-Yu-Chen st., Khabarovsk
680000, Russia

Received 30.11.2017, accepted 27.02.2018

Object of research. The aim of this work was the comparative analysis of element composition of groundwater (drip, fracture), water from the interior of the watercourse in a karst cave Proshchal'naya (Khabarovsk Territory) and the surface water of the nearest river Sagdy-Selanka. The great interest was the study of speleothem (dropstones) “moon milk” in the cave Proshchal'naya. **Materials and methods.** Speleothem “moon milk” was investigated with a scanning electron microscope (EVO-40HV, CarlZeiss, Germany) and silicon-drift x-ray detector X-MAX 80 mm^2 . By ICP-MS method a comparative analysis of element composition of groundwater (drip, fracture), water from an internal stream in the cave Proshchal'naya and surface water of the river Sagdy-Selenka were carried out. **Results.** Maximum concentrations of calcium, iron and manganese were installed in the spring, between drip and fracture water and magnesium – in flowing waters (inland watercourse caves and Sagdy-Selanka R.). It was determined that visually plastic and homogeneous mass of speleothem “moon milk” is heterogeneous and contains various microstructures. Tubular microstructures were represented by richer elemental compo-

Для цитирования: Кондратьева Л.М., Полевская О.С., Голубева Е.М., Штарева А.В., Коновалова Н.С. (2018) Элементный состав грунтовых вод и спелеотемы “лунное молоко” в карстовой пещере Прощальная (Дальний Восток). *Литосфера*, **18**(6), 928–941. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-928-941

For citation: Kondratyeva L.M., Polevskaya O.S., Golubeva E.M., Shtareva A.V., Konovalova N.S. (2018) Element composition of ground water and speleothem “moon milk” in a karst cave Proshchal’naya (Far East). *Litosfera*, **18**(6), 928–941. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-928-941

sition (C, O, Ca, Fe, Mn, Si, Al, and S) compared with club-shaped formations (C, O, Ca, and Na). The binding matrix in the composition of the “moon milk” were reticular structures similar to actinomycete mycelium and bacterial films. *Findings.* The results of studies conducted in a monsoon climate may be interesting for researchers which study karst processes in other climatic zones.

Keywords: karst, drip water, water of fracturing, dropstones, “moondust”

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное изменение климата и антропогенная нагрузка влияют на устойчивость всех природных систем, в том числе на динамику современных геологических процессов [Шварцев, 2012]. Многочисленные исследования взаимодействия подземных вод с горными породами показали, что для системы вода–порода характерно равновесно-неравновесное состояние, при котором в результате испарения формируется вторичный минеральный комплекс и изменяется состав воды [Шварцев и др., 2007; Кадебская, 2016].

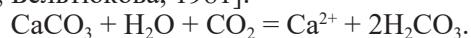
Карст – это геологический процесс и связанные с ним явления, которые развиваются в результате взаимодействия воды с растворимыми горными породами. Известняки являются плотной водонепроницаемой породой, циркуляция воды в них может происходить только по трещинам. Трещиноватость горных пород является основным фактором, который приводит к развитию карста [Дублянский, Дублянская, 2004]. Обязательным условием карстообразования является дренаж воды, интенсивность которого напрямую зависит от климата. Карстовые пещеры выступают в качестве автономных подземных экосистем, которые могут быстро откликаться на изменение климатических условий и состояния окружающей среды [Vesper et al., 2001; Musgrove, Banner, 2004].

Экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что цикл углерода и динамика карстовых процессов тесным образом связаны не только с изменением климата. Так, общий сток углерода с карстовых водосборов в значительной степени определяется поведением HCO_3^- , которое зависит от карбонатного выветривания горных пород и происходящих изменений в землепользовании [Liu et al., 2015; Zeng et al., 2016].

Химически активные карстовые воды образуются при смешении поверхностной воды, содержащей кислород и углекислоту, с подземными водами. При миграции этих кислых вод растворяются известняки и доломиты. Однако доломит, самый стабильный карбонатный минерал, генезис которого до настоящего времени считается дискуссионным [Zhang et al., 2012], широко распространен в древних осадочных породах и редко встречается среди современных отложений.

На начальном этапе карстообразования происходит насыщение углекислотой дождевых и талых

вод при инфильтрации их через почву (и некарстующиеся породы). С течением времени устанавливается равновесие в содержании углекислоты в проточной или капающей с потолка воде и воздухе пещеры. При избытке свободной углекислоты в воде при ее соприкосновении с карбонатными породами (CaCO_3) происходит их растворение. Если содержание свободной углекислоты в воде уменьшается, наступает литогенетическая стадия – происходит вторичное осаждение CaCO_3 . Основное уравнение карстового процесса в известняках, представляющего собой единство растворения и осаждения карбоната кальция, имеет следующий вид [Максимович, Бельтюкова, 1981]:



Формирование и развитие порового пространства карбонатных пород тесно связано с процессами их растворения и выщелачивания. Вынос части минеральных соединений в растворенном состоянии является причиной образования пор, каверн и пустот, а также расширения полостей трещин и формирования пористо-кавернозных пластов в природных резервуарах. Различные степень и характер обогащенности известняков нерастворимыми примесями приводят к селективному растворению и обуславливают микронеоднородность структуры, сочетание тонкопористых, плотных и кавернозных участков, а также разную степень насыщенности химическими элементами трещинной воды [Багринцева, 1999]. Геохимический состав воды зависит от температурного режима и особенностей растворяющихся пород, с которыми взаимодействуют ее потоки [Кадебская, 2016]. При прохождении дождевой воды через почвенно-растительный слой происходит снижение pH за счет гуминовых кислот, CO_2 и обменного водорода, соответственно, растет их агрессивность по отношению к карбонатным породам [Жабинская, 2003].

Капельная вода формируется за счет поровых вод и участвует в образовании различных натечных образований (спелеотем). Растворенные минеральные вещества через некоторое время выкристаллизовываются на сводах и стенах пещер в виде массивных корок или специфичных для каждой пещеры спелеотем [Дублянский, Дублянская, 2004], к которым относятся сталактиты, сталагмиты различной формы, колонны, драпировки, кальцитовые плотины пещерных озер (гурьи). Формирование большинства спелеотем в пещерах связано с

водой, которая может течь, капать и передвигаться тонкими пленками [Hill, Forti, 2007].

Особый интерес среди разнообразных спелеотем вызывает “лунное молоко” (*moonmilk*), которое формируется на вертикальных и горизонтальных поверхностях карстовых пещер [Sanchez-Morral et al., 2012]. “Лунное молоко” – широко распространенное натечное образование, обнаруженное в пещерах по всему миру и при различных климатических условиях. Считают, что это вторично отложенный пластичный материал, гидратированной губчатой или пастообразной творожистой или сухой массы белого (реже палево-кремового) цвета. Принято считать, что “лунное молоко” состоит из тонких кристаллических агрегатов карбонатных минералов (кальцит, гидромагнезит, арагонит, гипс) [Blyth, Frisia, 2008; Richter, 2008; Мазина, Семиколеных, 2010] и некарбонатных минералов (силикаты, фосфаты, сульфаты [Lacelle et al., 2004] с высоким содержанием воды (60–90%). Генезис и консистенция спелеотемы “лунное молоко” зависят от интенсивности инфильтрации и элементного состава природных вод. Наряду с физико-химическими факторами на формирование вторичных минералов, существенное влияние могут оказывать микроорганизмы, которые служат биокатализитическими центрами аккумуляции и кристаллизации многих элементов [Benzerara et al., 2011; Konhauser, Riding, 2012]. Происхождение и состав “лунного молока” остаются спорными из-за сложного минерологического состава, атипичной морфологии и размеров кристаллов, входящих в его состав [Canaveras, 2006; Bindschedler et al., 2012, 2014].

Принято считать, что большинство спелеотем в пещерах во всем мире представлены кальцитами с низким содержанием магния. Кальцит обладает низким диагенетическим потенциалом. Основная его форма CaCO_3 довольно стабильна, поэтому большинство исследователей палеоклимата используют кальцитовые сталагмиты для обоснования температурного режима и количества выпавших осадков. Вторым наиболее распространенным карбонатным минералом натечных образований является арагонит, который может быть стабильным на протяжении многих тысяч лет в зависимости от местных условий. Так, при изменении условий на поверхности Земли арагонит может превращаться в кальцит. Чаще всего арагонит встречали в пещерах, среди доломитовых пород, особенно в районах теплого климата. Однако совсем недавно австрийские исследователи показали, что арагонит может встречаться в альпийских пещерах при низких температурах [Spötl et al., 2016].

На специфику вторичного осаждения кальцитов существенное влияние оказывает элементный состав капельной воды. Например, в присутствии Mg, Sr и Ba изменяются параметры осаждения CaCO_3 .

Кроме того при повышении температуры воздуха, активизации биогеохимических процессов в поверхностных отложениях может увеличиваться количество выделяемого CO_2 и наблюдаться повторное растворение карбонатов и, как следствие, изменение химического состава капельной воды [Wasenbourg et al., 2012]. Процессы, влияющие на соотношение Mg/Ca в капельной воде, включают время взаимодействия карстовых вод с породами, несогласованное растворение доломита и селективное выщелачивание Mg по отношению к Ca [Fairchild et al., 2000]. Вторичное осаждение кальцита происходит, когда вода взаимодействует с газовой фазой с более низким парциальным давлением CO_2 . В пределах карстового водоносного горизонта пространство, занимаемое газом, увеличивается в более засушливых условиях. При изменении климата лимитирующее значение приобретает соотношение Mg/Ca, влияющее на динамический процесс взаимных переходов кальцит–аргонит–кальцит [Wong et al., 2011; Wasenbourg et al., 2012]. Многие исследователи считают, что древние арагонитовые спелеотемы следует тщательно изучать в сравнении с современными кальцитами, чтобы более точно интерпретировать экологические и климатические изменения в геологические периоды Земли.

Важно подчеркнуть, что исследование особенностей формирования спелеотем в форме “лунного молока” представляет интерес не только для выявления и понимания механизмов биоминерализации, которые могут иметь применение в промышленности, а также потому, что эти биогенные минералы потенциально могут быть сохранены в геологической среде в течение миллиардов лет, становясь полезными биосигналами (биомаркерами) для поиска ранней жизни на Земле и на других планетах [Tisato et al., 2015].

Цель настоящего исследования состояла в определении особенностей элементного состава грунтовых вод (капельной, трещинной), воды из гидрологической системы внутреннего водотока – р. Сагды-Селанка и изnanoструктур натечного образования “лунное молоко” в карстовой пещере Прощальная (Хабаровский край).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сихотэ-Алинская гидрогеологическая складчатая область характеризуется развитием трещинных вод с достаточно высокой скоростью водообмена и, как правило, невысокой минерализацией [Гресов и др., 2009]. Карстовые воды Дальнего Востока по химическому составу относятся преимущественно к гидрокарбонатно-кальциевым, реже – хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевым со средней степенью минерализации. Гидрокарбонатные воды находятся преимущественно в зоне активного водообмена [Багринцева, 1999]. В районе массива пещеры Про-

щальная наблюдается медленное движение карстовых вод в сторону дрены (дебит до 10 л/с) [Берсенев, 1989].

Пещера Прощальная – ландшафтный памятник природы краевого значения, находится на юге Хабаровского края, в районе имени Лазо (300 км от Хабаровска), в центральной части горной системы Сихотэ-Алинь (Хорская карстовая подзона), в бассейне р. Кафэн. Вход расположен на правом склоне долины р. Сагды-Селанка на высоте 50 м от его подножия [Берсенев, 1989]. Пещера расположена в 50 км от пос. Солонцовский, ближайшая гидрометеорологическая станция находится в с. Гвасюги (рис. 1).

Низкогорный рельеф бассейна р. Сагды-Селанка сильно расчленен эрозионно-денудационными процессами. Здесь широко распространены палеозойские породы, состоящие из песчаников, алевролитов, кремнистых пород и органогенных известняков [Петров и др., 2000]. В долине среднего и нижнего течения реки, в ее правом крутом борту, сложенном мраморированными известняками, широко развиты карстовые процессы [Махинов, 2016].

Пещера Прощальная относится к коррозионному, коррозионно-эрзационному типу формирования, она заложена в известняках предположительно в позднекайнозойское время в условиях более теплого климата. Пещера представляет собой трехмерный лабиринт, состоящий из крупных (длиной до 120 м) залов, ходов, галерей и колодцев. Общая протяженность ходов около 6 км. На входе в пещеру имеется озеро, на дне которого под слоем воды

залегает лед, не тающий в течение всего года. В целом пещера вытянута в северо-восточном направлении и имеет три явно выраженных яруса, которые, в свою очередь, состоят из 6–8 этажей. Верхний ярус находится в обвальной стадии развития с большим количеством обвальных отложений. Средний ярус – место широкого распространения натечных образований. Нижний ярус частично обводнен. В паводок многие ходы подтопляются или полностью затапливаются. Значительную моделирующую роль в пещере играют конденсационные и инфильтрационные воды [Берсенев, 1989].

Пробы грунтовых вод, воды из внутреннего водотока и натечного образования “лунное молоко” (ЛМ) из пещеры Прощальная и р. Сагды-Селанка были отобраны в мае 2015–2017 гг. и ноябре 2015 г. в ходе экспедиций СЭТК “Оникс ДВГУПС” под руководством В.О. Шадрина общепринятыми в гидрохимии методами. Температура воздуха в пещере на момент отбора проб составляла 1–4°C.

Внутренний водоток в пещере Прощальная служил индикатором активности инфильтрации грунтовых и поверхностных вод, а водоток р. Сагды-Селанка использовался для общей характеристики гидрометеорологической обстановки на территории местонахождения пещеры в период отбора проб.

Определение элементного состава в природных водах и натечном образовании “лунное молоко” проводили в Хабаровском инновационно-аналитическом центре коллективного пользования ИТИГ ДВО РАН методом Total Quant на ICP-MS фирмы PerkinElmer (США) в соответствии со стандартными методиками. Микроструктура натечного образования была исследована с помощью сканирующего электронного микроскопа (EVO-40HV, CarlZeiss, Германия) в режиме вторичных электронов с напылением платины. Для определения их элементного состава использовали кремний-дрейфовый рентгеновский детектор X-MAX 80 мм².

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По гидрометеорологическим данным, в районе исследования в мае среднее количество выпавших осадков составило в 2015 г. – 105 мм, в 2016 г. – 136 мм и в 2017 г. – 48 мм. Известно, что часть стока р. Сагды-Селанка у подножья пещеры Прощальная теряется под землей [Махинов и др., 2016]; сезонные наблюдения, подтвержденные химическим анализом, показали, что направление водотока может изменяться, в зависимости от уровня поверхностных вод. За время циркуляции воды в пещере внутренний водоток обогащается ионами кальция и в зависимости от сезона оказывает влияние на химический состав поверхностных вод р. Сагды-Селанка.

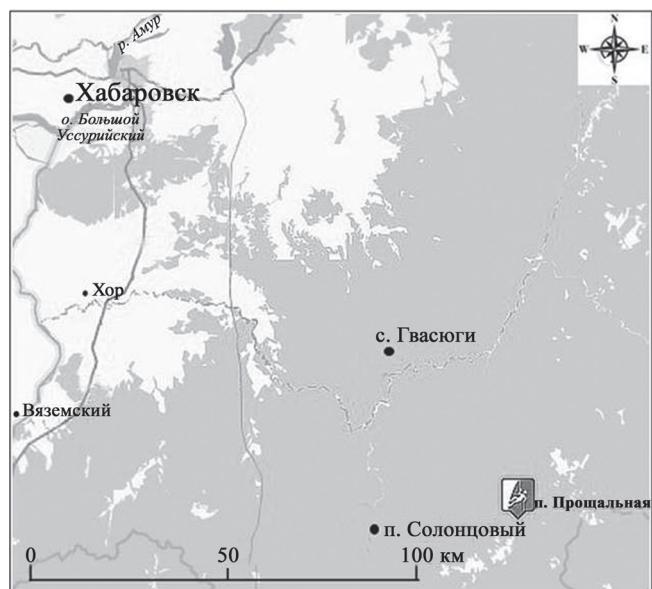


Рис. 1. Карта-схема расположения пещеры Прощальная.

Fig. 1. Map of location of cave Proshchal'naya.

Например, в осенний период 2015 г. было установлено, что содержание индикаторного элемента кальция в воде р. Сагды-Селанка было выше, чем весной. Это может быть связано с весенним разбавлением поверхностного водотока во время снеготаяния, а в период межени – с выносом воды с повышенным содержанием кальция из внутреннего водотока пещеры в реку.

Элементный состав грунтовых вод

Проведенные исследования показали, что содержание Ca в капельной и трещиноватой водах зависело от поступления талых вод и количества дождевых осадков. Так, его максимальное количество отметили в мае 2016 г. (рис. 2а), когда количество выпавших осадков было фактически в 3 раза больше, чем в 2017 г. Высокое содержание кальция связано с процессами растворения кальцийс-

одержащих пород при взаимодействии с природными водами, особенно при увеличении их кислотности и присутствии органических веществ.

Ранее нами было показано, что при избытке карбоната кальция и в присутствии примесей азотсодержащих органических веществ *in vitro* процесс растворения кристаллов CaCO_3 ускорялся. Определяющую роль играли присутствующие в воде микроорганизмы, способные синтезировать полимерный матрикс. В результате обильного бактериального слизеобразования формировались биопленки, синтезирующие органические кислоты, которые способствовали растворению карбонатов кальция [Кондратьева, Полевская, 2017].

Содержание Mn в отобранных образцах воды изменялось более существенно в зависимости от их генезиса. В капельной воде его содержание было максимальным в мае 2016 г. и отражало интенсивность выпавших осадков, соответствую тренду

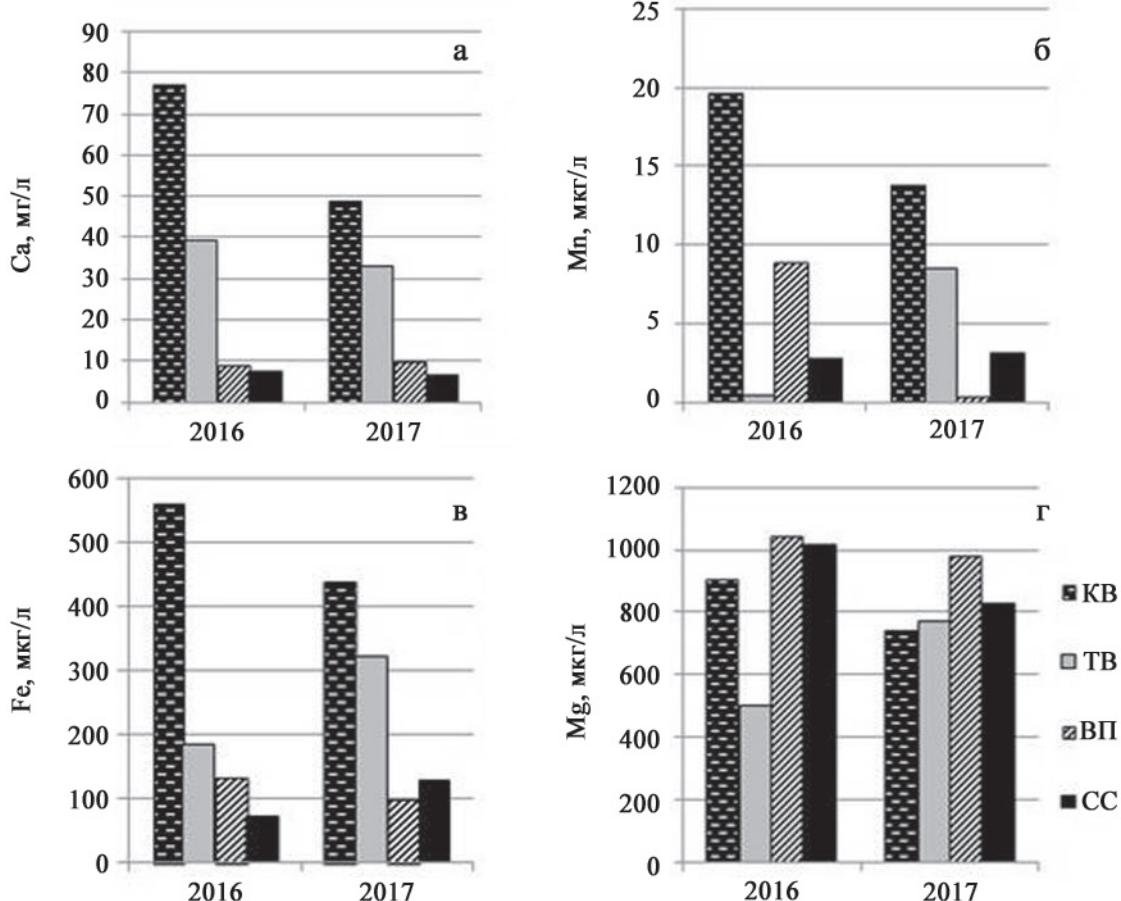


Рис. 2. Содержание кальция (а), марганца (б), железа (в) и магния (г) в природных водах различного генезиса в весенний период 2016 и 2017 гг.

KB – капельная вода, TB – трещинная вода, ВП – водоток в пещере Прощальная, CC – вода из р. Сагды-Селанка.

Fig. 2. Content of calcium (a), manganese (b), iron (v) and magnesium (g) in natural waters of different genesis in the spring period 2016 and 2017.

KB – drip water, TB – water of fracturing, ВП – watercourse in the Proshchal'naya cave, CC – water from the Sagdy-Selanka River.

кальция за период наблюдений (рис. 2б). В ноябре концентрация марганца была значительно ниже. В трещинной воде, наоборот, максимальный уровень Mn отметили в осенний период, а минимальный – в весенний. В р. Сагды-Селанка содержание марганца оставалось довольно стабильным и характерным для поверхностных вод региона.

В течение двух лет была установлена асинхронность в содержании марганца в трещинной воде и внутреннем водотоке. При обильных осадках в 2016 г. концентрация марганца в трещинной воде была ниже, чем в водотоке. В 2017 г., наоборот, во внутреннем водотоке зафиксировано значительно большее содержание металла, чем в трещинной воде. Это может быть связано со скоростью течения воды в каналах разного генезиса, что отражается на интенсивности протекающих реакций в зоне взаимодействия “вода–порода”. В карбонатных породах марганец находится в более устойчивой форме. Такое состояние является термодинамически наиболее равновесным, и поэтому извлечь из него марганец гораздо труднее [Крайнов и др., 2012]. Для перехода марганца из состояния равновесия необходимо снижение уровня pH среды в результате реакций в системе “вода–порода”

Как видно из рис. 2б, в концентрации железа и марганца в капельной воде достаточно тесно связанны с сезонными выпадениями осадков, вынос элементов с территории водосбора происходит значительно интенсивнее при увеличении их количества. Обогащение природных вод железом идет как вследствие выщелачивания и растворения железистых минералов и пород, так и в результате обменных реакций в поровых растворах глинистых пород [Кулаков и др., 2010].

В подземных водах железо может находиться в растворенной и коллоидной формах [Крайнов и др., 2012]. Известно, что из неупорядоченной коллоидной фазы микроорганизмы способны формировать минералы. Первоначально образуется низко кристаллизованный ферригидрит, который в дальнейшем трансформируется в кристаллический оксид железа – магнетит, который является предшественником природного и синтезированного гетита [Yang et al., 2006].

Известно, что содержание магния в подземных водах зависит от степени доломитизации карбонатных пород [Абрахманов, Попов, 2010]. Существуют разные точки зрения относительно появления доломита: одни исследователи считают вторичный пещерный доломит результатом изменений других карбонатных минералов (гидромагнезита, гунтита или арагонита), другие предполагают его прямое осаждение из подземных вод с высоким содержанием магния [Hill, Forti, 2007]. В пещере Прощальная в весенний период ионы Mg присутствовали во всех водах разного генезиса (рис. 2г). Причем при низком количестве осадков

в 2017 г. его содержание в трещинной воде увеличивалось, а капельной уменьшалось. Максимальное содержание магния было установлено в 2016 г. в проточных водах (внутренний водоток пещеры и р. Сагды-Селанка).

Капельная вода является важным источником информации о динамике температуры в пещерах, характере их охлаждения, вентиляции и скорости поступления природных вод извне. Соотношение между температурой воздуха и температурой капельной воды имеет большое значение для реконструкции палеоклимата. Наблюдения за капельной водой позволяют прогнозировать краткосрочные гидрологические события, скорость осаждения карбонатов в спелеотемах и анализировать динамику карстовых процессов [Cuthbert et al., 2014; Smith et al., 2015]. Если считать, что в формировании спелеотемы “лунное молоко” основная доля приходится на кальций, тогда именно капельная вода в период обильных осадков вносила существенный вклад в его поступление и осаждение.

Элементный состав спелеотемы “лунное молоко”

В формировании микроструктур натечных образований большое значение имеет качественный состав поступающих поверхностных и подземных вод, который зависит от климатических и сезонных условий. Например, в пещерах Италии в спелеотеме “лунное молоко” кроме кальция были определены органические углерод и азот, а также алюминий, кремний и железо [Summers et al., 2013]. Однако их генезис не обсуждается, хотя авторы считают, что элементный состав в значительной степени определяется поступающей водой. В пещерах Красноярского края (Большая Орешная, Геологов-2) в составе натечного образования “лунное молоко” были определены карбонаты. В качестве обоснования был использован тот факт, что сезонный цикл влажности воздуха в пещере – “увлажнение–просыхание” – приводит к растворению поверхности коренной породы с немедленной рекристаллизацией карбоната в иную кристаллическую форму [Мазина, Семиколенных, 2010].

Основываясь на предыдущих исследованиях, проведенных в пещере Снежная (Абхазия) [Kondratyeva et al., 2016; Кондратьева, Полевская, 2017], была выдвинута гипотеза о том, что элементный состав “лунного молока”, формирующегося в пещере Прощальная, должен определяться составом грунтовых вод, содержащих ионы кальция, магния, железа и марганца.

Анализ электронных изображений образца “лунного молока” из пещеры Прощальная показал, что его микроструктура была представлена игольчато-трубчатыми кристаллами, образующими рыхлую пространственную сеть (рис. 3).

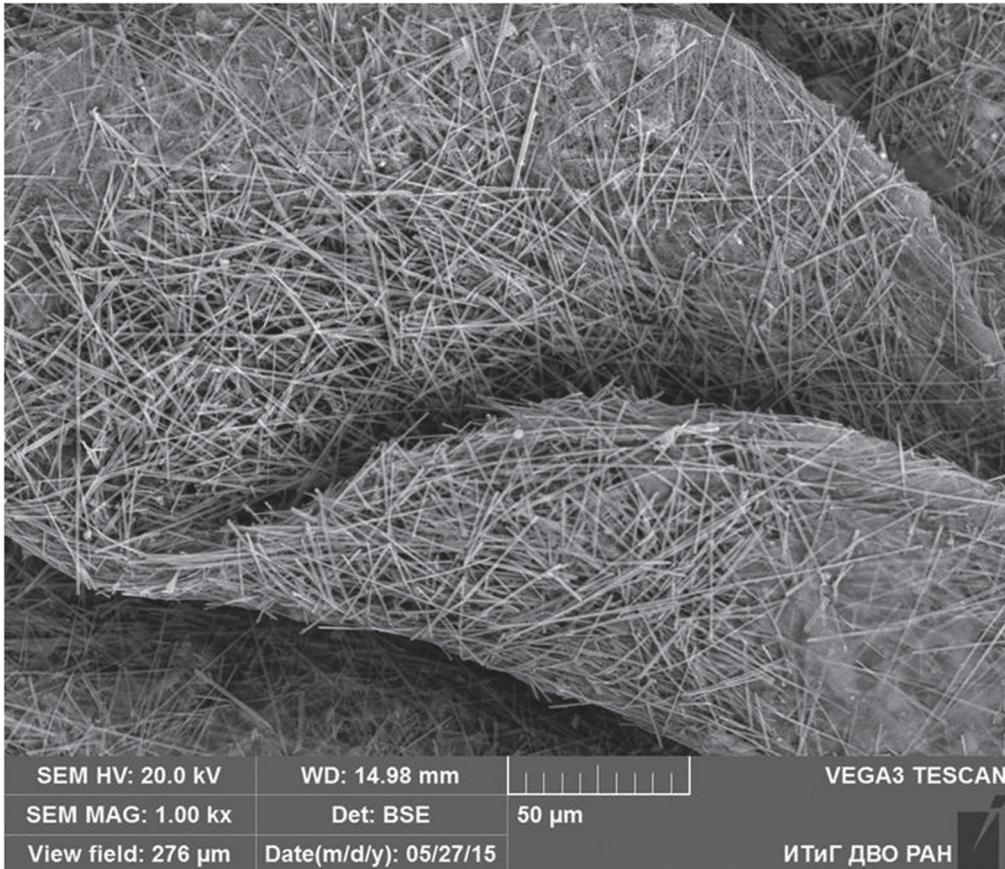


Рис. 3. СЭМ изображение общего вида массы “лунного молока” из пещеры Прощальная.

Увел. 1 тыс. раз.

Fig. 3. SEM image of the mass of “moon milk” from the Proshchal’naya cave.

An increase of 1 thousand times.

При электронном сканировании наноструктур, входящих в состав “лунного молока” пещеры Прощальная, были выявлены различимые морфологически микроструктуры, отличающиеся своим элементным составом. Обнаруженные трубчатые структуры (рис. 4) имеют довольно богатый химический состав. Кроме основных элементов, характеризующих их карбонатный генезис (С, О, Ca), в них стабильно присутствуют Al, Si и Fe, изредка встречается Mn. Только в одном из локусов содержатся микропримеси магния и серы.

Локальная аккумуляция нерастворимых форм железа в природных системах может свидетельствовать о микробиологической активности [Потехина, 2006]. Гидроксиды Fe часто называют биогенными, они создают высокореакционную поверхность, ответственную за вторичное отложение широкого спектра других микроэлементов [Fru et al., 2012].

Алюминий и кремний в виде SiO_2 и Al_2O_3 в качестве примесей могут содержаться в доломите ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), который часто представлен в ви-

де включений в кальците. Доломит, как пещерный минерал, распространен менее широко, чем кальцит или арагонит, но был определен во многих пещерах мира обычно как составная часть тонкозернистых отложений, в том числе в “лунном молоке” [Hill, Forti, 2007].

С использованием сканирующей электронной микроскопии в образцах триасовых, протерозойских и архейских доломитов обнаружены наносфероиды, которые придают современным доломитам гранулированную структуру. Доказано, что зарождение наноглобул происходит в тесной связи с поверхностью бактериальных клеток. Эти микроструктуры могут быть сохранены в геологических записях и выступать в качестве микробиологических индикаторов древних доломитов, а также других карбонатных минералов [Aloisi et al., 2006; Sánchez-Román et al., 2008].

Обнаруженные окаменелые бактерии в некоторых древних кристаллах доломита свидетельствуют о том, что его осаждение может начаться с накопления равных количеств Ca^{2+} и Mg^{2+} во внешних

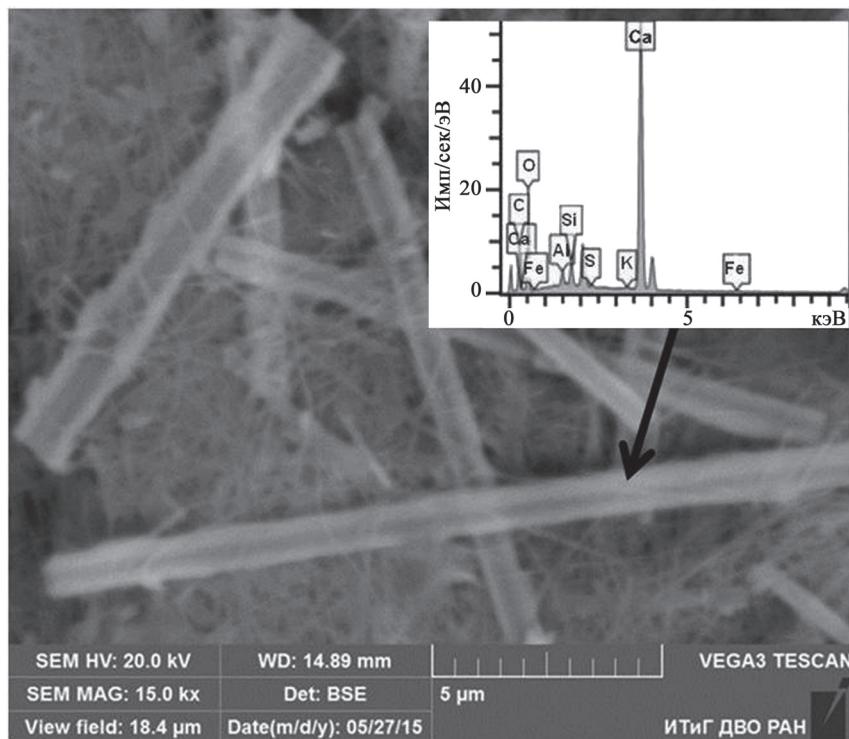


Рис. 4. СЭМ изображение трубчатых микроструктур “лунного молока” и их элементный состав.

Увел. 15 тыс. раз.

Fig. 4. SEM image of tubular structures of “moon milk” and their chemical composition.

An increase of 15 thousand times.

бактериальных клеточных оболочках и/или в органической матрице полимеров. Причем такие процессы с участием экзополимерного матрикса могут происходить как в аэробных, так и анаэробных условиях [Bontognali et al., 2008].

Ранее в результате сканирующей электронной микроскопии “лунного молока” из пещеры Снежная (Абхазия) нами было установлено, что элементный состав определяется микроструктурами, в которых происходит концентрирование отдельных элементов. Так, в нем были обнаружены микроструктуры в виде пластинок с высоким содержанием Mg (около 22 мас. %), кубические кристаллы с высоким содержанием Fe. Доля Ca в этих микроструктурах была невысокой [Kondratyeva et al., 2016]. В Бельгии в одной из пещер (*Collembola*) структура “лунного молока” характеризовалась наличием обильных, случайно ориентированных, по терминологии авторов, монокристаллических стержней и поликристаллических волокон кальцита [Maciejewska et al., 2015, 2017].

Нами было обнаружено высокое сходство электронных изображений между трубчатыми структурами, погруженными в сетчатый матрикс (см. рис. 4) в “лунном молоке” из пещеры Прощальная и микроструктурами, называемыми в литературе

разными терминами: “кальцитовые нановолокна” (*calcitic nanofibres*), игольчатые волокна кальциита (*needle fibre calcite*), трубчатые и нитевидные структуры (*tubular- and filament-like structure*).

Следует отметить, что так называемые кальцитовые нановолокна, которые повсеместно распространены при взаимодействии воды с карбонатными породами, считают вторичными карбонатами. Их генезис до сих остается спорным, предполагают разные механизмы образования нановолокон. Так в результате физико-химических процессов могла происходить минерализация палочковидных бактерий или осаждение кристаллов кальциита на органических матрицах, а также кальцинирование мицелия грибов или актинобактерий [Bindschedler et al., 2014; Maciejewska et al., 2017]. Типичным вторичным кальцитом также считают игольчатые волокна кальциита (*needle fiber calcite*) [Cailleau et al., 2009]. Однако проведенный изотопный анализ показал различие в строении нановолокон, что внесло еще больше путаницы в понимание их происхождения. Поэтому разграничение природы разных ультраструктурных кальцитов имеет большое значение для понимания процессов, с которым они могут быть связаны [Dupraz et al., 2009]. Некоторые специалисты считают, что присутствие нановолок-

на или игольчатых волокон кальцита во вторичных отложениях CaCO_3 можно использовать для характеристики палеоклимата и оценки экологической обстановки [Shankar, Achyuthan, 2007]. Их соотношение может свидетельствовать о чередовании засушливых и полузасушливых климатических условий, хотя обе эти формы кальцитов могут встречаться и при влажном климате [Bindschedler et al., 2012].

Известны случаи, когда среди кристаллов древних кальцитов обнаруживают игольчатые структуры арагонита. Предполагают, что в зависимости от условий внешней среды может происходить последовательное осаждение кальцит–арagonит–кальцит. Образование арагонита в спелеотемах связано с высоким отношением Mg/Ca в капельной воде, так как известно, что Mg является ингибитором роста кальцита. Лабораторные эксперименты по осаждению арагонитов позволили выявить более сложный набор контролирующих факторов. Оказалось,

что осаждение арагонита было обусловлено снижением количества осадков. Поэтому арагонит осаждается в доломитовых пещерах при увеличении соотношения Mg/Ca в капельной воде, тогда как при снижении количества осадков происходит осаждение кальцита в известковых пещерах [Wassenburg et al., 2012]. Причем форма образуемых кристаллов существенным образом зависела от присутствия примесей отдельных элементов (Sr, Mg, Ba, Al, Ti, Th). Похожие игольчатые структуры под названием “nanofibres” (нановолокна) были обнаружены среди ризосферы и отнесены также к вторичным кальцитам. Недавно были проведены сложные экспериментальные исследования, направленные на доказательство того, что рассматриваемые наноструктуры могут иметь отношение к трансформированному мицелию грибов [Bindschedler et al., 2014].

Впервые в массе “лунного молока” в пещере Прощальная нами обнаружены булавовидные наноструктуры (рис. 5). По сравнению с трубчатыми

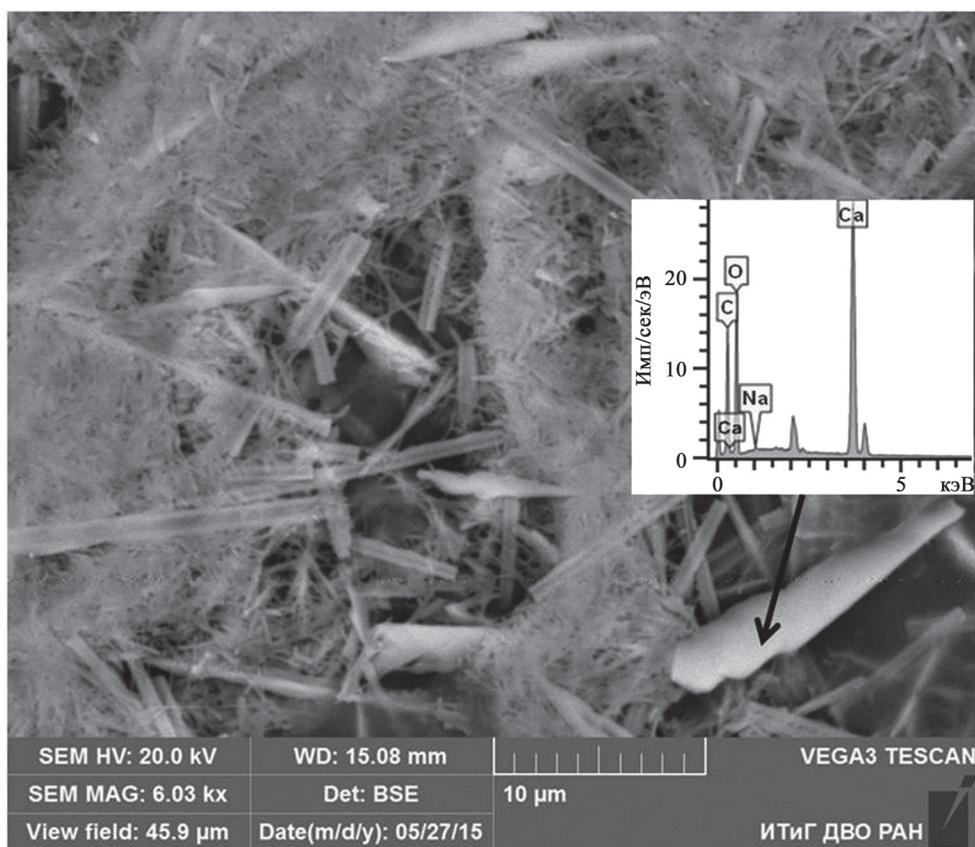


Рис. 5. СЭМ изображение и элементный состав булавовидных структур, окруженных мицелиальной массой в натечном образовании “лунное молоко” в пещере Прощальная.

Увел. 6 тыс. раз.

Fig. 5. SEM image and chemical composition of mace structures, surrounded by a filamentous mass in the sarcophagus “moon milk” in the Proshchal’naya cave.

An increase of 6 thousand times.

Таблица 1. Элементный состав наноструктур “лунного молока” в пещере Прощальная

Table 1. Element composition of nanosstructures from “moon milk” of cave Proshchal’naya

Элемент	Атомный вес, %		
	Трубчатые наноструктуры	Булавовидные наноструктуры	Мицелиальные формы
C	18–20	20–24	20–23
O	58–60	62–68	62–66
Ca	15–20	6–13	10–15
Na	H. o.	0.15–0.5	0.5–1.32
Fe	0.18–0.26	H. o.	H. o.
Mn	0.10–0.11	H. o.	H. o.
Si	0.7–1.04	H. o.	0.08–0.19
Al	0.53–0.73	H. o.	H. o.
Mg	H. o.	H. o.	H. o.
S	0.05–0.07	H. o.	0.26–0.75

Примечание. Н. о. – элемент не обнаружен.

Note. H. o. – element not found.

структурами они существенно обеднены по составу (табл. 1). Доминирующим компонентом в булавовидных наноструктурах выступает кальций, хотя его доля значительно ниже, чем в трубчатых структурах. Из всех обследованных микроструктур, входящих в состав “лунного молока” только в этих булавовидных образованиях отмечена повышенная доля натрия, изредка встречаются примеси серы.

Стоит также подчеркнуть, что в обнаруженных нами нанотрубках и булавовидных наноструктурах микропримеси магния встречались крайне редко. На этом основании можно предположить, что в период формирования массы “лунного молока” на фоне снижения количества осадков происходило в основном осаждение кальцитов, не содержащих магний, несмотря на его присутствие в грунтовых водах.

На скорость и стадии образования массы “лунного молока” может влиять формирование биопленок в поровом пространстве водоносного горизонта. Ранее нами было показано, что “цементация” порового пространства может происходить за счет переотложения различных элементов (кальция, магния, железа) на поверхности бактериальных клеток и в продуцируемом ими экзогенном полимерном матриксе [Кондратьева, Литвиненко, 2014]. Изменение физико-химических условий в поровом пространстве, поступление органических веществ с инфильтрующимися водами могут регулировать переотложение ионов кальция на горных породах. Как следствие может происходить кальцинирование порового пространства, прекращение инфильтрации природных вод (трещиноватой и капельной) и прекращение нарастания массы “лунного молока”.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В районе пещеры Прощальная происходит постоянное взаимодействие подземных и поверхностных вод. Основными факторами формирования элементного состава карстовых вод разного генезиса являются климатические условия и биогеохимические процессы, происходящие в зоне взаимодействия воды с породами. Показателем активной фильтрации поверхностных и подземных вод в пещерах является формирование натечного образования “лунное молоко”. Прекращение развития массы “лунного молока”, изменение его текстуры и переход в твердые вторичные минералы можно использовать в качестве показателя нарушения водного дренажа, который в пещерах в значительной степени зависит от сезонных гидрометеорологических условий и многолетних изменений климата.

Биогенез полимерного матрикса выступает мощным биогеохимическим фактором сорбции различных элементов в массе “лунного молока”. Формирование сложных микробных консорциумов, состоящих из различных физиологических групп микроорганизмов, продуцирование ими высокомолекулярных экзополимеров объясняет механизмы сорбции различных элементов в натечных образованиях.

Исходя из проведенных исследований, можно предположить, что формирование натечного образования “лунное молоко” в пещере Прощальная в значительной степени зависит от соотношения всех элементов, которые могут поступать с капельной и трещинной водой. Обнаруженные в его составе специфические кальцийсодержащие микроструктуры (трубчатые, булавовидные и мицелиальные) также могут отражать сложные динамические биогеохимические процессы, происходящие в настоящее время под влиянием гидрологических и климатических факторов. Они определяют объемы поступления грунтовых вод, длительность их взаимодействия с горными породами и структуру микробных комплексов, участвующих в формировании натечного образования “лунное молоко” и отвечающих за его микроструктуру и элементный состав.

В настоящее время продолжается дискуссия о происхождении вторичных кальцитов, встречающихся в осадочных породах. Среди гипотез, предложенных для обоснования происхождения кальцитовых наноструктур, обсуждаются: а) чисто физико-химические процессы; б) минерализация палочковидных бактерий, кальцинирование мицелия грибов и актиномицетов; в) участие органической матрицы в качестве усилителя зарождения и/или модификатора роста кристаллов.

Однако можно предположить, что все эти процессы, назовем их биогеохимическими, могут протекать одновременно или, в крайнем случае, по-

следовательно с учетом важной роли микроорганизмов-продуцентов полимерных субстанций. Известно, что они способны играть роль первоосновенцев на скальных породах и центров кристаллизации биоминералов. Более того, необходимо принять во внимание целый ряд публикаций, связывающих происхождение кальцитовых “нановолокон” с учетом данных сравнительного анализа их морфологии и размеров с условиями “нанобактериями”, которые были обнаружены в геологических образцах плейстоцена и голоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. (2010) Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: АН РБ, Гилем, 420 с.
- Багринцева К.И. (1999) Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ (П), 285 с.
- Берсенев Ю.И. (1989) Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 172 с.
- Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. (2004) Карстоведение. Ч. I. Общее карстоведение. Пермь: Пермский гос. университет, 306 с.
- Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В., Шакиров Р.Б. (2009) Метаноность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов бассейнов юга Дальнего Востока. *Тихоокеан. геология*, **28**(2), 103-116.
- Жабинская Т.Б. (2003) Формирование химического состава подземных вод Воронцовского карстового массива (Западный Кавказ). *Записки горного института*, **155**(2), 27-29.
- Кадебская О.И. (2016) Процессы современного минералообразования в карбонатных пещерах Урала, связанные с различными микроклиматическими обстановками. *Географ. вестник*, **1**(36), 5-17.
- Кондратьева Л.М., Литвиненко З.Н. (2014) Формирование биопленок микробными комплексами подземных вод *in vitro*. *Биотехнология*, **3**, 73-82.
- Кондратьева Л.М., Полевская О.С. (2017) Микроорганизмы и образование спелеоетомы “лунное молоко” в карстовых пещерах. *Биосфера*, **9**(2), 152-165.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. (2012) Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 672 с.
- Кулаков В.В., Кондратьева Л.М., Голубева Е.М. (2010) Геологические и биогеохимические условия формирования повышенного содержания железа и марганца в воде р. Амур. *Тихоокеан. геология*, **29**(6), 66-76.
- Мазина С.Е., Семиколенных А.А. (2010) Различные формы лунного молока пещер России в свете проблемы генезиса. Пермь. *Пещеры*. Вып. 33, 34-44.
- Максимович Н.Г., Бельтюкова Н.В. (1981) Вторичные минералы карбонатных карстовых пещер. Пермь. *Пещеры*. Вып. 18, 59-70.
- Махинов А.Н., Крюкова М.В., Махинова А.Ф. (2015) Роль карстовых явлений в формировании долинного ландшафта реки Сагды-Селанка (центральный Сихотэ-Алинь). *Вестн. ДВО РАН*, **(5)**, 86-93.
- Петров Е.С., Новорождий П.В., Леншин В.Т. (2000) Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток: Дальнаука, 173 с.
- Потехина Ж.С. (2006) Метаболизм Fe(III) восстанавливающих бактерий. Тольятти: ИЭВБ РАН, 225 с.
- Шварцев С.Л. (2010) Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода. *Вестник РАН*, **(3)**, 242-251.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. (2007) Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 389 с.
- Aloisi G., Gloter A., Krüger M., Wallmann K., Guyot F., Zuddas P. (2006) Nucleation of calcium carbonate on bacterial nanoglobules. *Geology*, **34**, 1017-1020.
- Benzerara K., Miot J., Morin G., Ona-Nguema G., Skouri-Panet F., Ferard C. (2011) Significance, mechanisms and environmental implications of microbial Biomineralization. *C. R. Geosci.*, **343**(2-3), 160-167.
- Bindschedler S., Cailleau G., Braissant O., Millière L., Job D., Verrecchia E.P. (2014) Unravelling the enigmatic origin of calcitic nanofibres in soils and caves: purely physicochemical or biogenic processes? *Biogeosci.*, **11**, 2809-2825.
- Bindschedler S., Millière L., Cailleau G., Job D., Verrecchia E.P. (2012) An ultrastructural approach to analogies between fungal structures and needle fibre calcite. *Geomicrobiol. J.*, **29**, 301-313.
- Blyth A.J., Frisia S. (2008) Molecular evidence for bacterial mediation of calcite formation in cold highaltitude caves. *Geomicrobiol. J.*, **25**, 101-111.
- Bontognali T.R., Vasconcelos C., Warthmann R., Dupraz C., Bernasconi S.M., McKenzie J.A. (2008) Microbes produce nanobacteria-like structures, avoiding cell entombment. *Geology*, **36**, 663-666.
- Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O., Emmanuel L. (2009) The biogenic origin of needle fibre calcite. *Sedimentol.*, **56**, 1858-1875.
- Canaveras J.C., Cuevva S., Sanchez-Moral S., Lario J., Laiz L., Gonzalez J.M., Saiz-Jimenez C. (2006) On the origin of fiber calcite crystals in moonmilk deposits. *Naturwissenschaften*, **93**, 27-32.
- Cuthbert M.O., Rau G.C., Andersen M.S., Roshan H., Rutledge H., Marjo C.E., Markowska M., Jex C.N., Graham P.W., Mariethoz G., Acworth R.I., Baker A. (2014) Evaporative cooling of speleothem drip water. *Sci. Rep.*, **4**: 5162. doi: 10.1038/srep05162.
- Dupraz C., Reid R.P., Braissant O., Decho A.W., Norman R.S., Visscher P.T. (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.*, **96**, 141-162.
- Fairchild I.J., Borsato A., Tooth A.F., Frisia S., Hawkesworth C.J., Huang Y.M., McDermott F., Spiro B. (2000) Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chem. Geol.*, **166**, 255-269.
- Fru E.C., Piccinelli P., Fortin D. (2012) Insights into the Global Microbial Community Structure Associated with Iron Oxyhydroxide Minerals Deposited in the Aerobic Biogeosphere. *Geomicrobiol. J.*, **29**(7), 587-610.
- Hill C.A., Forti P. (2007) Cave mineralogy and the NSS: past, present, future. *J. Cave Karst Stud.*, **69**, 35-45.
- Konhauser K., Riding R. (2012) Bacterial Biomineralization. *Fundamentals of Geobiology*. (Eds H. Knoll, D.E. Can-

- field, K.O. Konhauser). John Wiley & Sons, Ltd., 105-130.
- Kondratyeva L.M., Polevskaya O.S., Litvinenko Z.N., Golubeva E.M., Konovalova N.S. (2016) Role of the Microbial Community in Formation of Speleothem (Moonmilk) in the Snezhnaya Carst Cave (Abkhaziya). *Microbiol.*, **85**(5), 629-637.
- Lacelle D., Lauriol B., Ian D. (2004) Seasonal isotopic imprint in moonmilk from Caverne de l'Ours (Quebec, Canada): implications for climatic reconstruction. *Canadian J. Earth Sci.*, **41**(12), 1411-1423.
- Liu H., Liu Z., Macpherson G.L., Yang R., Chen B., Sun H. (2015) Diurnal hydrochemical variations in a karst spring and two ponds, Maolan Karst Experimental Site, China: Biological pump effects. *J. Hydrol.*, **522**, 407-417.
- Maciejewska M., Pessi I.S., Arguelles-Arias A., Noirfaliise P., Luis G., Ongena M., Barton H., Carnol M., Rigali S. (2015) Streptomyces lunaelactis sp. nov., a novel ferroverdin A-producing Streptomyces species isolated from a moonmilk speleothem. (Antonie van Leeuwenhoek). *J. Microbiol.*, **107**(2), 519-531.
- Maciejewska M., Adam D., Naômé A., Martinet L., Tenconi E., Całusińska M., Delfosse P., Hanikenne M., Bau-rain D., Compère P., Carnol M., Barton H.A., Rigali S. (2017) Assessment of the Potential Role of Streptomyces in Cave Moonmilk Formation. *Front. Microbiol.*, **8**, 1181-1199.
- Musgrove M., Banner J.L. (2004) Controls on the spatial and temporal variability of vadose-dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(5), 1007-1020.
- Richter D.K., Immenhauser A., Neuser R.D. (2008) Electron backscatter diffraction documents randomly orientated c-axes in moonmilk calcite fibres: evidence for biologically induced precipitation. *Sedimentol.*, **55**, 487-497.
- Sanchez-Moral S., Portillo M.C., Janices I., Cuevza S., Fernandez-Cortes A., Cañaveras J.C., Gonzalez J.M. (2012) The role of microorganisms in the formation of calcitic moonmilk deposits and speleothems in Altamira. Cave. *Geomorphol.*, **139**(2), 285-292.
- Sánchez-Román M., Vasconcelos C., Schmid T., Dittrich M., McKenzie J.A., Zenobi R., Rivadeneyra M.A. (2008) Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record. *Geology*, **36**(11), 879-882.
- Shankar N., Achyuthan H. (2007) Genesis of calcic and petrocalcic horizons from Coimbatore, Tamil Nadu: Micromorphology and geochemical studies. *Quaternary International*, **175**, 140-154.
- Smith A.C., Wynn P.M., Barker P.A., Leng M.J. (2015) Drip water electrical conductivity as an indicator of cave ventilation at the event scale. *Sci. Total Environ.*, **1**(532), 517-527.
- Spötl C., Fohlmeister J., Cheng H., Boch R. (2016) Modern aragonite formation at near-freezing conditions in an alpine cave, Carnic Alps, Austria. *Chem. Geol.*, **435**, 60-70.
- Summers E.A., Paoletti M.G., Beggio M., Dorigo L., Pammio A., Gomiero T., Furlan C., Brilli M., Dreon A.L., Bertoni R., Squartini A. (2013) Comparative microbial community composition from secondary carbonate (moonmilk) deposits: implications for the Cansiliella servadeii cave hygropetric food web. *Int. J. Speleol.*, **42**(3), 181-192.
- Tisato N., Torriani S.F., Monteux S., Sauro F., De Waele J., Tavagna M.L., De Angeli I.M., Chailloux D., Renda M., Eglington T.I., Bontognali T.R. (2015) Microbial mediation of complex subterranean mineral structures. *Sci. Rep.*, **5**:15525. doi: 10.1038/srep15525.
- Vesper D.J., Loop C.M., White W.B. (2001) Contaminant transport in karst aquifers. *Theoret. Appl. Karstol.*, **13**-14), 101-111.
- Wassenburg J.A., Immenhauser A., Richter D.K., Jo-chum K.P., Fietzke J., Deininger M., Goos M., Scholz D., Sabaoui A. (2012) Climate and cave control on Pleistocene/Holocene calcite-to-aragonite transitions in speleothems from Morocco: Elemental and isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **92**, 23-47.
- Wong C.I., Banner J.L., Musgrove M. (2011) Seasonal drip water Mg/Ca and Sr/Ca variations driven by cave ventilation: implications for and modeling of speleothem paleoclimate records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 3514-3529.
- Yang H., Lu R., Downs R.T., Costin G. (2006) Goethite, α -FeO(OH), from single-crystal data. *Acta Crystallograph.*, **62**, 250-252.
- Zeng C., Liu Z., Zhao M., Yang R. (2016) Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China. *J. Hydrol.*, **533**, 74-90.
- Zhang F., Xu H., Konishi H., Shelobolina E.S., Roden E. (2012) Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite: A potential precursor of sedimentary dolomite. *Amer. Miner.*, **97**(4), 556-567.

REFERENCES

- Abdrakhmanov R.F., Popov V.G. (2010) *Geokhimiya i formirovanie podzemnykh vod Yuzhnogo Urala* [Geochemistry and formation of groundwater in the South Urals]. (Ed. V.N. Puchkov). Ufa, AN RB, Gilem Publ., 420 p. (In Russian)
- Aloisi G., Gloter A., Krüger M., Wallmann K., Guyot F., Zuddas P. (2006) Nucleation of calcium carbonate on bacterial nanoglobules. *Geology*, **34**, 1017-1020.
- Bagrintseva K.I. (1999) *Usloviya formirovaniya i svoistva karbonatnykh kollektorov nefti i gaza* [Conditions of formation and properties of carbonate reservoirs of oil and gas]. Moscow, RGGU. Publ. (II), 285 p. (In Russian)
- Benzerara K., Miot J., Morin G., Ona-Nguema G., Skourian-Panet F., Ferard C. (2011) Significance, mechanisms and environmental implications of microbial Biomineralization. *C. R. Geosci.*, **343**(2-3), 160-167.
- Bersenev Yu.I. (1989) *Karst Dal'nego Vostoka* [Karst of the Far East]. Moscow, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)
- Bindschedler S., Cailleau G., Braissant O., Millière L., Job D., Verrecchia E.P. (2014) Unravelling the enigmatic origin of calcitic nanofibres in soils and caves: purely physicochemical or biogenic processes? *Biogeosci.*, **11**, 2809-2825.
- Bindschedler S., Millière L., Cailleau G., Job D., Verrecchia E.P. (2012) An ultrastructural approach to analogies between fungal structures and needle fibre calcite. *Geomicrobiol. J.*, **29**, 301-313.
- Blyth A.J., Frisia S. (2008) Molecular evidence for bacterial mediation of calcite formation in cold highaltitude caves. *Geomicrobiol. J.*, **25**, 101-111.

- Bontognali T.R., Vasconcelos C., Warthmann R., Dupraz C., Bernasconi S.M., McKenzie J.A. (2008) Microbes produce nanobacteria-like structures, avoiding cell entombment. *Geology*, **36**, 663-666.
- Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O., Emmanuel L. (2009) The biogenic origin of needle fibre calcite. *Sedimentol.*, **56**, 1858-1875.
- Canaveras J.C., Cuevza S., Sanchez-Moral S., Lario J., Laiz L., Gonzalez J.M., Saiz-Jimenez C. (2006) On the origin of fiber calcite crystals in moonmilk deposits. *Naturwissenschaften*, **93**, 27-32.
- Cuthbert M.O., Rau G.C., Andersen M.S., Roshan H., Rutledge H., Marjo C.E., Markowska M., Jex C.N., Graham P.W., Mariethoz G., Acworth R.I., Baker A. (2014) Evaporative cooling of speleothem drip water. *Sci. Rep.*, **4**:5162. doi: 10.1038/srep05162.
- Dublyanskii V.N., Dublinskaya G.N. (2004) *Karstovedenie. Ch. I [Karstology. Pt I]*. Perm, Perm. Stat. Univ. Publ., 306 p. (In Russian)
- Dupraz C., Reid R.P., Braissant O., Decho A.W., Norman R.S., Visscher P.T. (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.*, **96**, 141-162.
- Fairchild I.J., Borsato A., Tooth A.F., Frisia S., Hawkesworth C.J., Huang Y.M., McDermott F., Spiro B. (2000) Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chem. Geol.*, **166**, 255-269.
- Fru E.C., Piccinelli P., Fortin D. (2012) Insights into the Global Microbial Community Structure Associated with Iron Oxyhydroxide Minerals Deposited in the Aerobic Biogeosphere. *Geomicrobiol. J.*, **29**(7), 587-610.
- Gresov A.I., Obzhirov A.I., Korovitskaya Ye.V., Shakirov R.B. (2009) Methane-bearing and prospects of methane resources development from coal layers in the south of Far East basins. *Tikhocean. Geol.*, **28**(2), 103-116. (In Russian)
- Hill C.A., Forti P. (2007) Cave mineralogy and the NSS: past, present, future. *J. Cave Karst Stud.*, **69**, 35-45.
- Kadebskaya O.I. (2016) Processes of modern mineral formation in the carbonate caves of the Urals, associated with various microclimatic conditions. *Geogr. Vestn.*, **1**(36), 5-17. (In Russian).
- Kondrat'eva L.M., Litvinenko Z.N. (2014) Formation of biofilms by microbial complexes of groundwater in vitro. *Biotehnol.*, (3), 73-82. (In Russian)
- Kondrat'eva L.M., Polevskaya O.S. (2017) Microorganisms and the formation of speleothem "moonmilk" in karst caves. *Biosfera*, **9**(2), 152-165. (In Russian)
- Kondrat'eva L.M., Polevskaya O.S., Litvinenko Z.N., Golubeva E.M., Konovalova N.S. (2016) Role of the Microbial Community in Formation of Speleothem (Moonmilk) in the Snezhnaya Carst Cave (Abkhazia). *Microbiol.*, **85**(5), 629-637.
- Konhauser K., Riding R. (2012) Bacterial Biomineralization. *Fundamentals of Geobiology*. (Eds H. Knoll, D.E. Canfield, K.O. Konhauser). John Wiley & Sons, Ltd., 105-130.
- Kraynov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. (2012) *Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskie, prikladnye i ekologicheskie aspekty* [Geochemistry of groundwater. Theoretical, applied and environmental aspects]. Moscow, TsentrLitNefteGaz Publ., 672 p. (In Russian)
- Kulakov V.V., Kondrat'eva L.M., Golubeva E.M. (2010) Geological and biogeochemical conditions for the formation of a high content of iron and manganese in the water of the Amur River. *Tikhocean. Geol.*, **29**(6), 66-76. (In Russian)
- Lacelle D., Lauriol B., Ian D. (2004) Seasonal isotopic imprint in moonmilk from Caverne de l'Ours (Quebec, Canada): implications for climatic reconstruction. *Can. J. Earth Sci.*, **41**(12), 1411-1423.
- Liu H., Liu Z., Macpherson G.L., Yang R., Chen B., Sun H. (2015) Diurnal hydrochemical variations in a karst spring and two ponds, Maolan Karst Experimental Site, China: Biological pump effects. *J. Hydrol.*, **522**, 407-417.
- Maciejewska M., Adam D., Naomé A., Martinet L., Tenconi E., Całusinska M., Delfosse P., Hanikenne M., Bau-rain D., Compère P., Carnol M., Barton H.A., Rigali S. (2017) Assessment of the Potential Role of Streptomyces in Cave Moonmilk Formation Front. *Microbiol.*, **8**, 1181-1199.
- Maciejewska M., Pessi I.S., Arguelles-Arias A., Noirfalise P., Luis G., Ongena M., Barton H., Carnol M., Rigali S. (2015) Streptomyces lunaelactis sp. nov., a novel ferroverdin A-producing Streptomyces species isolated from a moonmilk speleothem. (Antonie van Leeuwenhoek). *J. Microbiol.*, **107**(2), 519-531.
- Makhinov A.N., Kryukova M.V., Makhinova A.F. (2016) The role of karst phenomena in the formation of the valley landscape of the Sagdi-Selanka River (central Sikhote-Alin). *Vestn. DVO RAN*, (5), 86-93. (In Russian)
- Maksimovich N.G., Bel'tyukova N.V. (1981) Secondary minerals of carbonate karst caves. Perm. *Peshchery*. V. 18, 59-70. (In Russian)
- Mazina S., Semikolennykh A. (2010) Different forms of moonmilk of the caves of Russia in the light of the problem of genesis. Perm. *Peshchery*. V. 33, 34-44. (In Russian)
- Musgrove M., Banner J.L. (2004) Controls on the spatial and temporal variability of vadose-dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(5), 1007-1020.
- Petrov E.S., Novotrotzkii P.V., Lenshin V.T. (2000) *Klimat Khabarovskogo kraya i Evreyskoi avtonomnoi oblasti* [The climate of the Khabarovsk Territory and the Jewish Autonomous Region]. Vladivostok; Khabarovsk, Dal'nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Potekhina Zh.S. (2006) *Metabolizm Fe(III) vosstanavlivayushchikh bakterii* [The Metabolism of Fe (III)-reducing bacteria]. Tol'yatti, IEVB RAN, 225 p. (In Russian)
- Richter D.K., Immenhauser A., Neuser R.D. (2008) Electron backscatter diffraction documents randomly orientated c-axes in moonmilk calcite fibres: evidence for biologically induced precipitation. *Sedimentol.*, **55**, 487-497.
- Sanchez-Moral S., Portillo M.C., Janices I., Cuevza S., Fernandez-Cortes A., Cañaveras J.C., Gonzalez J.M. (2012) The role of microorganisms in the formation of calcitic moonmilk deposits and speleothems in Altamira. Cave. *Geomorphology*, **139**(2), 285-292.
- Sánchez-Román M., Vasconcelos C., Schmid T., Dittrich M., McKenzie J.A., Zenobi R., Rivadeneyra M.A. (2008) Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record. *Geology*, **36**(11), 879-882.
- Shankar N., Achyuthan H. (2007) Genesis of calcic and petrocalcic horizons from Coimbatore, Tamil Nadu: Micromorphology and geochemical studies. *Quat. Int.*, **175**,

140-154.

- Shvartsev S.L. (2012) Internal evolution of the geological water-rock system. *Vestn. Ross. Akad. Nauk*, (3), 242-251. (In Russian)
- Shvartsev S.L., Ryzhenko B.N., Alekseyev V.A. (2007) *Geologicheskaya evolyutsiya i samoorganizatsiya sistemy voda-poroda* [Geological evolution and self-organization of the water-rock system]. Novosibirsk, SO RAN Publ., 389 p. (In Russian).
- Smith A.C., Wynn P.M., Barker P.A., Leng M.J. (2015) Drip water electrical conductivity as an indicator of cave ventilation at the event scale. *Sci. Total Environ.*, **1**(532), 517-527.
- Spötl C., Fohlmeister J., Cheng H., Boch R. (2016) Modern aragonite formation at near-freezing conditions in an alpine cave, Carnic Alps, Austria. *Chem. Geol.*, **435**, 60-70.
- Summers E.A., Paoletti M.G., Beggio M., Dorigo L., Pammio A., Gomiero T., Furlan C., Brilli M., Dreon A.L., Bertoni R., Squartini A. (2013) Comparative microbial community composition from secondary carbonate (moonmilk) deposits: implications for the *Cansiliella servadeii* cave hygropetric food web. *Int. J. Speleol.*, **42**(3), 181-192.
- Tisato N., Torriani S.F., Monteux S., Sauro F., De Waele J., Tavagna M.L., De Angeli I.M., Chailloux D., Renda M., Eglinton T.I., Bontognali T.R. (2015) Microbial mediation of complex subterranean mineral structures. *Sci. Rep.*, 5:15525. doi: 10.1038/srep15525.
- Vesper D.J., Loop C.M., White W.B. (2001) Contaminant transport in karst aquifers. *Theoret. Appl. Karstol.*, (13-14), 101-111.
- Wassenburg J.A., Immenhauser A., Richter D.K., Joachum K.P., Fietzke J., Deininger M., Goos M., Scholz D., Sabaoui A. (2012) Climate and cave control on Pleistocene/Holocene calcite-to-aragonite transitions in speleothems from Morocco: Elemental and isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **92**, 23-47.
- Wong C.I., Banner J.L., Musgrove M. (2011) Seasonal drip water Mg/Ca and Sr/Ca variations driven by cave ventilation: implications for and modeling of speleothem paleoclimate records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 3514-3529.
- Yang H., Lu R., Downs R.T., Costin G. (2006) Goethite, α -FeO(OH), from single-crystal data. *Acta Crystallographica*, **62**, 250-252.
- Zeng C., Liu Z., Zhao M., Yang R. (2016) Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China. *J. Hydrol.*, **533**, 74-90.
- Zhabinskaya T.B. (2003) Formation of the chemical composition of the ground waters of the Vorontsov karst massif (Western Caucasus). *Zapiski Gornogo Instituta*, **155**(2), 27-29. (In Russian)
- Zhang F., Xu H., Konishi H., Shelobolina E.S., Roden E. (2012) Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite: A potential precursor of sedimentary dolomite. *Amer. Miner.*, **97**(4), 556-567.

ХРОНИКА

V МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ “УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ”

V Международная конференция “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал” прошла 2–6 сентября 2017 г. в отеле “Байкальская ривьера” в с. Гремячинск Прибайкальского района Республики Бурятия. Она была проведена Геологическим институтом СО РАН, Геологическим факультетом Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и Бурятским государственным университетом. Поддержку оказали Федеральное агентство научных организаций, Российский фонд фундаментальных исследований (проект № 17-05-20383-г), Российский научный фонд (проект № 16-17-10129) и ОАО “Хиагда”.

В конференции участвовали 48 специалистов из Улан-Удэ, Владивостока, Хабаровска, Иркутска, Томска, Новосибирска, Екатеринбурга, Москвы, Черноголовки, Петрозаводска, Апатитов, Оттавы (Канада). Среди соавторов и заочных участников

были представители Австралии, Азербайджана, Бразилии, Ирана, Польши, США, Украины. Было представлено 50 докладов, в том числе студентами, магистрантами и аспирантами. В сборнике материалов конференции опубликовано 96 статей (см. http://geo.stbur.ru/doc/conf-2017-09/Reports_1709.pdf).

Конференция открылась школой-семинаром “Механизмы формирования расслоенности и рудной минерализации ультрамафит-мафитовых массивов”. А.А. Аристин (МГУ, Москва) продемонстрировал признаки экстракции расплавов из магматической камеры и геохимические особенности малосульфидных горизонтов Йоко-Довыренского массива. А.Э. Изох (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) показал разнообразие ультрамафит-мафитовых интрузивов различных геодинамических обстановок Центральной Азии. Большой интерес вызвала



Рис. 1. Участники конференции.

лекция Д.В. Короста (МГУ, Москва) о методах компьютерной томографии. Обзор Э.М. Спирионова (МГУ, Москва), посвященный геохимии и минералогии элементов платиновой группы, сопровождался мастер-классом “Магматическое сульфидное минералообразование” с демонстрацией образцов.

Секция “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геохимия, петрология, геодинамика” открылась тремя пленарными докладами. Р.Е. Эрнст (Карлтонский университет, Оттава, Канада; Томский госуниверситет) показал, что ультрамафит-мафитовые интрузивы – часть подводящих каналов Крупных изверженных провинций, рассмотрел металлогенические следствия этого. В.Ф. Смолькин (ГГМ РАН, Москва) продемонстрировал масштабный музейный проект “Планета Земля”. О.К. Иванов (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) представил новую неравновесную парадигму образования магматических пород.

Значительная часть докладов была посвящена объектам Центральной Азии. А.В. Асеева (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток) показала, что мегакристы и ультраосновные включения щелочных базальтоидов вулкана Шаварын-Царам – разные фазы кристаллизации глубинного щелочноультраосновного комплекса. Т.Т. Врублевская (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) рассказала об условиях кристаллизации шошонитовых известково-щелочных лампрофиров Гусиноозерской дайки. Б.Б. Дамдинов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) предложил объединить Бельско-Дугдинский и Шишихидский пояса в единый офиолитовый пояс, сформированный в задуговом бассейне 800–600 млн лет назад. А.В. Лавренчук (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) показал, что Цаган-Забинский вулканический и Бирхинский плутонический комплекс составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Г.С. Рипп (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) пришел к выводу, что серпентиниты Саяно-Байкальской складчатой области наследуют изотопный состав кислорода ультрабазитов, флюидная фаза нефритов мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента, а в формировании лиственитов участвовал метаморфогеный источник. Во втором докладе он показал, что габбро-сиенит-гранитная серия Ошурковского массива сформирована в близком возрастном интервале при различных источниках вещества в результате плавления под влиянием базитового расплава.

Много докладов было посвящено Карело-Кольскому региону. М.М. Богина (ИГЕМ РАН, Москва) раскрыла источники расплавов и эволюцию Мончегорского мафит-ультрамафитового plutona. С.В. Ёгорова (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) представила данные по долеритовым дайкам северной части Кольской провинции Фенноскандинавского щита. К.Г. Ерофеева (ИГЕМ РАН, Москва) показала особенности формирования палео-

протерозойских высокомагнезиальных базитовых даек и силлов северной части Кольской провинции. Н.М. Кудряшов (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) разделил архейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона на два этапа: мезоархейские габбро-анортозиты (2.93–2.92 млрд лет) Патчеварекского и Северного массивов и габбро-анортозитовые массивы неоархейского возраста (2.68–2.66 млрд лет), обрамляющие Кейвский террейн. З.П. Рыбникова (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) показала, что для мезоархейских дифференцированных лавовых потоков коматитов Свдозерской структуры характерен геохимически гетерогенный состав первичных расплавов.

Г.В. Леднева (ГИН РАН, Москва) обосновала ранне-среднетриасовый возраст поздних даек диабазов Усть-Бельского террейна.

На секции “Месторождения и рудопроявления, связанные с ультрамафит-мафитовыми комплексами, рудная геохимия и минералогия” было представлено пять пленарных докладов. Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) рассмотрел минерально-сырьевую базу нефрита, предложил меры по ее декриминализации, развитию и дальнейшему освоению. А.Б. Макеев (ИГЕМ РАН, Москва) сравнил минералы группы платины из россыпей и коренных месторождений Полярного, Приполярного, Северного Урала и Тимана, показал разницу между альпинотипными и концентрически-зональными геолого-промышленными типами гипербазитов. А.С. Мехонюшин (ИГХ СО РАН, Иркутск) предложил модель рудообразования и геодинамический сценарий формирования платиноидно-медно-никелевых месторождений структур складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона. В.Ф. Смолькин (ГГМ РАН, Москва) продемонстрировал эволюционные особенности металлогении хрома в истории Земли. Е.В. Шарков (ИГЕМ РАН, Москва) показал, что Елетьозерский титаноносный сиенит-габбровый комплекс сформирован в две интрузивные фазы.

В.А. Гурьянов (ИТИГ ДВО РАН, г. Хабаровск) привел результаты исследований мафит-ультрамафитов даек Кун-Маньёнского рудного поля. О.Н. Киселева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) показала первые данные об ЭПГ минерализации в хромититах гипербазитового массива Улан-Сарыдаг. А.В. Мокрушин (ГИН КНЦ РАН, г. Апатиты) проанализировал сульфидную и благородно-металлическую минерализацию мезоархейского Патчеварекского габбро-анортозитового массива.

Секцию “Исследования Норильского рудного района” открыл пленарный доклад Э.М. Спирионова (МГУ, Москва), посвященный синтрапповой магматогенной и посттрапповой эпигенетической метаморфогенно-гидротермальной стадиям минерализации. В.М. Калугин (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) выяснил окислительно-восстановительные



Рис. 2. Рабочий момент конференции.

условия кристаллизации восточного фланга Талнахского интрузива. С.Ф. Служеникин (ИГЕМ РАН, Москва) охарактеризовал интрузивы нижнеталнахского типа, принадлежащие к меланократовым базит-гипербазитовым интрузивам. А.Я. Шевко (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) обнаружены бораты магния и железа во включениях в оливине в такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1.

Секцию “Исследования Йоко-Довыренского массива” начали два пленарных доклада. А.А. Аристкин (МГУ, Москва) представил минералогические и геохимические сигналы фракционирования минералов тугоплавких платиноидов на ранних стадиях эволюции магмы. Э.М. Спиридонов (МГУ, Москва) выделил три генетических типа акцессорных минералов благородных металлов сульфиноносных плагиолерцолитов: раннемагматический, пневматолитовый, метаморфогенно-гидротермальный. И.В. Пшеницын (МГУ, Москва) представил результаты исследований сульфидных капель, часть которых имеет главное сферическое тело и окружающее его гало. А.Г. Симакин (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) показал роль флюида в рудообразовании. Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) показал, что ультрамафит-мафитовые

комpleксы Центральной экологической зоны Байкальской природной территории могут быть использованы в целях туризма и рекреации. Г.С. Николаев (ГЕОХИ РАН, Москва) представил термодинамическое моделирование совместной кристаллизации оливина, шпинелида и сульфида. Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) продемонстрировал возможности использования вскрышных пород мафит-ультрамафитовых комплексов в производстве бетонов и асфальтобетонов.

В секции “Методы моделирования и изучения минералов, пород и руд” было представлено три устных доклада. Б.А. Базылев (ГЕОХИ РАН, Москва) исследовал геохимию захваченных дунитами расплавов, связал формирование дунитов с островодужными субщелочными пикритобазальтами. Н.И. Брянчанинова (ГГМ РАН, Москва) продемонстрировала возможности современного термографического метода для изучения серпентинов. А.А. Дорошков (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) показал динамическую модель структуры данных геологических исследований.

Прошла также стендовая секция. Заседания сопровождались дискуссиями, вызванными различными взглядами участников конференции на проблемы возрастных и генетических взаимоотношений расслоенных интрузивов, рудообразующих процессов, последовательности формирования рудных ассоциаций.

Участники конференции отметили возросшее количество докладов, посвященных металлогенезу, рудообразующим процессам и современным методам исследований, а также непреходящий интерес к таким типоморфным объектам, как Норильский рудный район и Йоко-Довыренский расслоенный массив. Отмечены доклады студентов, магистрантов, аспирантов и молодых специалистов. Молодые авторы лучших докладов награждены пятью травел-грантами Общества экономических геологов (SEG).

Значительная часть работ, представленных в докладах, поддержана грантами. Приведены ссылки о поддержке работ: РФФИ – 44, РНФ – 15, программами Президиума РАН – 3, ОНЗ – 2, интеграционными проектами СО РАН – 2, Фондом ДВО РАН и Фондом развития отечественной геологии.

Е.В. Кислов,
заведующий лабораторией ГИН СО РАН

ХРОНИКА

**VII ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН С.Н. ИВАНОВА
(хроника проведения Чтений памяти С.Н. Иванова и вручение почетных
серебряных медалей его имени)**

Со 2 по 4 октября 2018 г. в Екатеринбурге, в Институте геологии и геохимии УрО РАН, прошли очередные, уже VII Чтения памяти член-корр. С.Н. Иванова. Конференция имела всероссийский статус и проводилась в честь 70-летия основания Уральского отделения Российского минералогического общества. Организаторы – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральская секция Национального совета по проблемам тектоники и геодинамики и Уральское отделение Российского минералогического общества. Председателем Оргкомитета был академик В.А. Коротеев, зам. председателя – доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов. Финансовая поддержка Чтений осуществлялась Институтом геологии и геохимии УрО РАН. К началу мероприятия был издан сборник материалов конференции объемом более 20 печатных листов.

На Чтениях было заявлено 74 доклада от почти 110 участников, за два дня было представлено 35 устных докладов, т.е. программа конференции была очень плотной и насыщенной. Чтения включали в себя 5 секций: 1) Глубинное строение, тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ; 2) Геология и минералогия колчеданных месторождений; 3) Геология и минералогия рудных месторождений; 4) Природа офиолитовых комплексов; 5) Общие вопросы минералогии и минерагении. Тематическое разнообразие конференции полностью отражало разносторонние научные интересы С.Н. Иванова. На конференцию в Екатеринбург съехались участники из Москвы, Санкт-Петербурга, Миасса, Перми, Сыктывкара, Уфы, Севастополя и других городов России.

Чтения памяти член-корр. С.Н. Иванова существуют уже более 13 лет, впервые они были проведены 18 февраля 2005 г. На тот момент прошло полтора года, как ушел из жизни патриарх уральской геологической науки, член-корреспондент АН СССР и РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии СССР, лауреат премии Правительства Российской Федерации, кавалер многих орденов и медалей Советского Союза Святослав Несторович Иванов. Исходя из этого, руководство Института геологии и геохимии УрО РАН, в стенах которого С.Н. Иванов работал на протяжении 63 лет, постановило проводить ежегодные научные конференции, посвященные его памяти. Позднее, в 2006 г., было принято решение чередовать эти конференции с Чте-

ниями памяти академика А.Н. Заварицкого, также проводимой в стенах ИГГ УрО РАН. Кстати, именно по инициативе С.Н. Иванова осенью 1997 г. научный совет Института геологии и геохимии принял решение возродить Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого, сделав их регулярным научным мероприятием.

I Чтения памяти член-корр. С.Н. Иванова “Геодинамика и рудные месторождения” отражали тематику наиболее ранних научных интересов Святослава Несторовича. Конференция проводилась в один день и состояла из заказных докладов А.И. Русина “Идеи С.Н. Иванова в фундаменте геологических знаний”, В.Н. Пучкова “Палеоуральский океан: альтернативные модели развития”, В.В. Масленникова “Вклад С.Н. Иванова в теорию колчеданообразования”, В.В. Зайкова “Проблемы геодинамики и рудообразования в палеоокеанических структурах Сибири (в контексте идей С.Н. Иванова)”, Ю.А. Волченко с коллегами “Структурная и вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала” и К.С. Иванова с коллегами “О восточной границе Уральского орогена”. К Чтениям был издан небольшой сборник научных трудов, куда вошли и воспоминания коллег С.Н. Иванова.

II Чтения памяти С.Н. Иванова прошли на следующий год, 16–17 февраля 2006 г., и были приурочены к 95-летию со дня рождения выдающегося уральского геолога. Тема Международной научной конференции – “Метаморфизм и геодинамика”. Было заявлено более 50 докладов, в том числе 32 для устного оглашения, всего участников около 100 человек, из них 62 иногородних. К Чтениям был издан сборник научных трудов объемом 20 печатных листов.

III Чтения уже прошли 14–16 мая 2008 г., т.е. через два года. Эта Международная конференция имела название “Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов”. Было заявлено более 60 докладов, в том числе 38 для устного оглашения, всего участников около 90 человек, из них 60 иногородних. Сборник научных трудов, изданных к III Чтениям, имел объем 25 печатных листов.

IV Чтения памяти член-корр. С.Н. Иванова прошли 24–26 мая 2011 г., т.е. в год его 100-летия. Тема Всероссийской научной конференции – “Тектоника, рудные месторождения и глубинное стро-

ение земной коры". В работе конференции приняли участие около 140 человек из ведущих научных центров и высших учебных заведений нашей страны. Объем сборника научных трудов составил 33 печатных листа.

В Чтения "Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд" прошли 1–5 октября 2013 г. и были приурочены к открытию V Горнопромышленного форума, проходившего в г. Екатеринбурге. В рамках конференции, в работе которой приняли участие около 100 человек, состоялась геологическая экскурсия в действующий карьер Сафьяновского медноколчеданного месторождения и выпущен объемный сборник материалов.

VI Чтения, приуроченные к 105-летию со дня рождения С.Н. Иванова, прошли 23 сентября 2016 г. Конференция под названием "Современные проблемы геологии и геофизики" проводилась в форме заказных докладов. Открыл ее директор ИГГ УрО РАН В.В. Масленников вступительным словом, а затем и докладом "С.Н. Иванов и развитие теории колчеданообразования". В докладе А.И. Русина с коллегами были отражены основные этапы творческого пути С.Н. Иванова. Доклад К.С. Иванова был посвящен развитию идей С.Н. Иванова в геологии и геофизике. В рамках конференции состоялось первое вручение почетных серебряных медалей имени член-корр. РАН С.Н. Иванова "За выдающие достижения в области наук о Земле и достоинство". Первыми лауреатами стали член-корр. РАН **Виктор Николаевич Пучков** (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа), доктор геол.-мин. наук **Владимир Борисович Писецкий** (УГГУ, г. Екатеринбург), кандидат геол.-мин. наук **Владимир Андреевич Волков** (НАЦ РН, г. Тюмень) и доктор геол.-мин. наук **Виктор Григорьевич Кориневский** (ИМин УрО РАН, г. Миасс). Самы же лауреаты выступили с научными докладами.

В 2017 г. традиция вручения почетных серебряных медалей имени член-корр. РАН С.Н. Иванова продолжилась и очередными лауреатами стали доктор геол.-мин. наук **Владимир Николаевич Бородкин**, член-корр. РАН **Аркадий Романович Курчиков** (оба из ИНГГ СО РАН, г. Тюмень), доктор геол.-мин. наук **Владимир Александрович Симонов** (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и доктор геол.-мин. наук **Ахмет Иссаакович Тимурзиев** (ЦГЭ, Москва).

В рамках VII Чтений также состоялось вручение почетных серебряных медалей имени член-корр. РАН С.Н. Иванова "За выдающие достижения в области наук о Земле и достоинство" за 2018 г. В этом году медали получили доктор геол.-мин. наук **Ольга Викторовна Артюшкова** (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) и кандидат геол.-мин. наук **Галина Николаевна Бороздина** (УГСЭ, г. Екатеринбург) – "За выдающийся вклад в изучение стратиграфии Урала на основе исследований конодонтов". Кандидат

геол.-мин. наук **Петр Михайлович Вализер** (ИГЗ, г. Миасс), долгое время работавший директором Ильменского государственного заповедника, был удостоен медали "За многолетнюю плодотворную природоохранную деятельность и исследования минералогии метаморфических комплексов". Кандидат геол.-мин. наук **Лев Васильевич Смирнов** (СНИИГГиМС, г. Новосибирск) был награжден медалью "За цикл работ по геологии и нефтеносности Западной Сибири и создание ряда геологических карт ее фундамента".

Открытие работы VII Чтений памяти член-корр. С.Н. Иванова состоялось 2 октября с приветственного слова и.о. директора Института геологии и геохимии УрО РАН Е.В. Аникиной. Пленарное заседание открылось докладом академика В.А. Коротеева (с соавторами Е.И. Богдановой и А.И. Русиным), который поведал о научном пути С.Н. Иванова. Член-корреспондент В.Н. Пучков (ИГГ УрО РАН) сделал доклад об международной наземной опорной системе отсчета и глобальной геодинамике. Далее д.г.-м.н. К.С. Иванов (ИГГ УрО РАН) проанализировал данные и идеи о возможной максимальной глубине нахождения месторождений нефти на примере Ямала и Западной Сибири, д.г.-м.н. В.Н. Огородников (УГГУ, г. Екатеринбург; с соавторами Ю.А. Поленовым и А.Н. Савичевым) рассказал о карбонатитах Уфалейского метаморфического комплекса. Д.г.-м.н. А.И. Русин (ИГГ УрО РАН; с соавторами В.А. Коротеевым, и Е.Н. Волчек) сделал доклад о позднедокембрийской предыстории коллизионных орогенов фанерозоя, д.г.-м.н. О.В. Артюшкова (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) – о стратиграфии девона восточного склона Южного Урала. Закончилось пленарное заседание выступлением к.г.-м.н. А.П. Мотова ("Полиметалл", г. Санкт-Петербург; с соавтором В.Н. Несис) о еще не вскрытых ресурсах колчеданной минерализации Среднего и Южного Урала.

Вечером 2 октября были заслушаны доклады к.г.-м.н. А.М. Косарева (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа; в соавторстве с И.Б. Серавкиным) о вулканизме и колчеданном оруденении среднедевонского этапа развития Магнитогорской мегазоны Южного Урала; д.г.-м.н. А.Ю. Кисина (ИГГ УрО) о тектонических "псевдогальках" – индикаторах квазипластического течения пород; д.г.-м.н. С.Е. Знаменского (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа; в соавторстве с Н.М. Знаменской) об условиях образования месторождений золота в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. В докладе к.г.-м.н. В.Н. Смирнова (ИГГ УрО; с соавтором К.С. Ивановым) были приведены новые данные о возрасте деформаций пород в баженовской шовной зоне на Среднем Урале. Были заслушаны также доклады к.г.-м.н. А.М. Косарева (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа; в соавторстве с С.Е. Знаменским и И.Б. Серавкиным), к.г.-м.н. Н.В. Вахрушевой (ИГГ УрО; с соавтором



Рис. 1. Выступление вице-президента РМО, профессора СПбГУ, д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховского.

П.Б. Ширяевым), к.т.н. Н.П. Кострова (ИГГ УрО; с соавтором К.С. Ивановым) к.г.-м.н. О.Б. Азовской (ИГГ УрО; с соавторами М.Ю. Ровнушкиным и Е.И. Сорокой), к.г.н. В.И. Лысенко (филиал МГУ, г. Севастополь), аспиранта О.В. Аликина (СПбГУ, г. Санкт-Петербург; с соавторами Н.С. Рудашевским, А.В. Антоновым, В.Н. Рудашевским и А.И. Заболоцким), д.г.-м.н. Ю.В. Хачая (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург; с соавтором О.А. Хачай).

Второй день конференции (3 октября) посвящался 70-летию основания Уральского отделения Российской минералогической общества. С приветствиями выступили вице-президент РМО Ю.Л. Войтеховский, а также председатель Ильменского отделения РМО С.С. Потапов и председатель Уральского отделения РМО Ю.В. Ерохин. Пленарное заседание открылось докладом к.г.-м.н. Ю.В. Ерохина (ИГГ УрО; с соавтором Ю.А. Поленовым) о 70-летней истории становления и развития Уральского отделения РМО, д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) сделал доклад о главных вопросах минералогии, а к.г.-м.н. С.С. Потапов (ИМин УрО РАН, г. Миасс; с соавторами О.Я. Червяцовой, Е.В. Трофимовым и И.И. Мусабировым) о криогенных минеральных образованиях Аскинской пещеры. О факторах, определяющих размерность индивидов в магматических породах, рассказал д.г.-м.н. О.К. Иванова (ИГГ УрО). Закончилось пленарное заседание выступлением к.г.-м.н. И.А. Бакшеева (МГУ, Москва; с соавторами Е.А. Власовым, Ю.Н. Николаевым и Ю.Н. Хабибулиной) о минералогии Au-Ag-Te-Hg руд проявления Туманное (Западная Чукотка) и докладом

член-корр. В.В. Масленникова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) о гидротермальных биоморфозах в древних и современных колчеданных системах.

Вечернее заседание 3 октября было посвящено докладам д.г.-м.н. Ю.А. Поленова (УГГУ, г. Екатеринбург) об уникальном альманахе “Уральцы на Колыме и Чукотке”, П.Б. Ширяева (ИГГ УрО; с соавтором Н.В. Вахрушевой) о вещественном составе и условиях образования хромититов Полярного Урала, г.-м.н. И.Ю. Мелекесцевой (ИМин УрО РАН, г. Миасс) о накоплении элементов-примесей в субмаринных гипергенных минералах сульфидных гидротермальных полей, к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой (ИМин УрО РАН, г. Миасс; в соавторстве с К.А. Новоселовым и Д.А. Артемьевым) о минералого-geoхимических особенностях магнетитовых руд Глубоченского железорудного месторождения (Тургайский пояс, Россия), к.г.-м.н. Н.П. Сафиной (ИМин УрО РАН, г. Миасс; в соавторстве с Н.Н. Анкушевой) о находке флюорита в гидротермальных рудных фациях Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал), к.г.-м.н. В.С. Пономарева (ИГГ УрО; в соавторстве с В.В. Хиллер и Ю.В. Ерохиным) о возрасте метаморфизма пород иткульской свиты Сысертского метаморфического комплекса (Средний Урал), на Среднем Урале рассказал научный сотрудник А.В. Захарова (ИГГ УрО) о вещественном составе, типи-



Рис. 2. Рабочий момент конференции: вопрос задает доцент МГУ к.г.-м.н. И.А. Бакшев.



Рис. 3. Участники конференции в районе Дегтярского медноколчеданного месторождения.

зации и возрасте гранитных пегматитов Липовского жильного поля, аспиранта А.А. Горбунова (ГИ УрО РАН, г. Пермь) о минеральном составе псевдоморфоз по уваровиту Сарановского месторождения, аспиранта А.С. Целуйко (ИМин УрО РАН, г. Миасс) о редких минералах в рудных фациях Юбилейного медноколчеданного месторождения, аспиранта Р.А. Обоскалова (ИГГ УрО; с соавтором М.П. Поповым) о находке полихромных турмалинов на Медведевском редкометалльном месторождении (Средний Урал). Заключительное устное сообщение вечернего заседания – “Об особенностях состава газово-жидких включений в кварце из мрамора Светлинского месторождения золота” – было сделано М.Е. Притчиным (ИГГ УрО). Далее последовала общая дискуссия, принятие решения конференции и проведена стендовая сессия.

В процессе дискуссии и в материалах конференции особый акцент был сделан на исследовании колчеданных и нефтяных месторождений России, изучение состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы России, а также общие и прикладные вопросы минералогии. Большинство докладов продемонстрировало высокий уровень проводимых в стране минералогических ис-

следований, основанных на использовании современных технических средств и методов. Рассмотренные материалы свидетельствуют о сохранении научного кадрового потенциала в геологических и минералогических организациях из различных регионов страны. В то же время в ряде сообщений отмечалось, что результаты работ обычно не находят поддержки у государственных структур и частных предпринимателей. Собрание приняло следующее решение.

1. Участники конференции обращаются к Правительству РФ с просьбой более внимательного рассмотрения и принятия законов, касающихся разработки и охраны недр нашей Родины. Очень важно не применять карательные меры по отношению к различным профессиональным и любительским коллективам, занимающимся коллекционированием и поиском поделочных и полудрагоценных камней. Применение этих мер грозит снижением интереса к горному делу и в конечном счете к упадку горных предприятий, вузов и НИИ.

2. Участники мероприятия предлагают руководству ИГГ УрО РАН опубликовать избранные доклады VII Чтений памяти член-корр. С.Н. Иванова в журнале “Литосфера”.

3. На основании изданных материалов конференции и сделанных докладов выбрать наиболее интересные из них и издать расширенный сборник статей.

4. Проводить Чтения памяти член-корр. РАН С.Н. Иванова каждые два года и ставить данную конференцию в план мероприятий ИГГ УрО РАН.

Участники конференции выражают благодарность руководству Уральского отделения РАН, Института геологии и геохимии УрО РАН, Уральской секции научного совета по проблемам тектоники и

геодинамики и Уральского отделения РМО за хорошую организацию конференции.

На третий день конференции (4 октября) участники конференции совершили геологическую экскурсию на Дегтярское медноколчеданное месторождение. Гости конференции увидели зону окисления, где смогли отобрать эффектные образцы гетита с кристаллами барита, фрагменты колчеданной залежи и посетили рудный склад месторождения, а также получили удовольствие от красивой уральской природы и дружеского общения.

B.A. Коротеев, K.C. Иванов, Ю.В. Ерохин

ХРОНИКА**УРАЛЬСКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ БИЕННАЛЕ-2018**

В третьей декаде октября 2018 г. в столице Урала прошли 12-е Уральское литологическое совещание “Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра” и 3-я Всероссийская школа студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии – “Литология и я: от идеи до выводов”, получившие с легкой руки члена-корреспондента РАН А.В. Маслова общее название “Уральское литологическое биеннале”. Оба мероприятия были подготовлены лабораторией литологии Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН и кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых Уральского государственного горного университета (УГГУ) при финансовой поддержке РФФИ.

С каждым годом количество желающих принять участие в работе и Совещания и Школы растет. В этом году мероприятие посетили более 120 специалистов из 15 городов России, при этом 60% слушателей составили молодые литологи из научных и производственных организаций, а также аспиранты, магистранты и студенты из крупнейших вузов нашей страны и ряда институтов РАН. К началу биеннале оргкомитетами Совещания и Школы были подготовлены два сборника материалов, содержащие в общей сложности тезисы более 160 сообщений, почти половина из них была представлена в устной форме.

Все пять дней утренние заседания начинались пленарными докладами (30 минут на Совещании и 40 – на Школе), сделать которые организаторы пригласили ведущих российских литологов. Вечерние заседания включали устные сообщения участников (10 минут на Совещании, что, как оказалось, многими было встречено одобрительно, и 15 – на Школе), на Школе это были исключительно молодежные выступления. Все они так или иначе отвечали пяти тематическим разделам – “Современные проблемы литологии Урала”, “Актуальные вопросы литологии сопредельных с Уралом регионов”, “Нефтегазовая литология”, “Общие вопросы литологии” и “Современные проблемы литологии регионов России и стран ближнего зарубежья”.

На пленарных докладах остановимся чуть подробнее. В этом году по замыслу Оргкомитета они должны были представить собравшимся общую картину литологических исследований в ряде макрорегионов Урала. Совещание уже традиционно открывало сообщение А.И. Антошкиной (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар), посвященное ран-

непалеозойской истории севера Западного Урала, в котором были освещены актуальные вопросы литологии, стратиграфии, палеогеографии и литогеодинамики этого региона. Г.А. Мизенс (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) рассказал об основных чертах литологии и палеогеографии осадочных комплексов верхнего палеозоя Среднего Урала. В докладе Ю.О. Гаврилова (ГИН РАН, Москва) речь шла о конседиментационной сейсмичности и литогенезе в бассейнах подвижных областей. Е.Н. Горожанина (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) подробно охарактеризовала развитие осадочных бассейнов юго-востока палеозойского шельфа Восточно-Европейской платформы (Оренбургское и Башкирское Приуралье). О моделировании аккомодационного пространства осадочных бассейнов (на примере юрских терригенных комплексов востока Русской плиты) рассказала С.О. Зорина (КФУ, г. Казань). А.А. Нежданов (ИТЦ Газпромгеолоразведка, г. Тюмень) осветил актуальные вопросы геологии восточного склона Урала и западных районов Западной Сибири. Сообщение В.Н. Пучкова (ИГГ УрО РАН) было посвящено роли плюмов в образовании и развитии внутри- и периконтинентальных осадочных бассейнов. В.А. Салдин (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) охарактеризовал осадконакопление в позднем палеозое на севере Урала и Пай-Хоя. И.И. Чайковский (ГИ УрО РАН, г. Пермь) рассказал об основных этапах формирования и изменения эвaporитов Соликамской впадины.

Авторов лекций на Школе в этом году Оргкомитет ориентировал на рассмотрение полного цикла исследования – от возникновения замысла/осознания проблемы и осмысливания цели и задач, которые необходимо решить для ее достижения, через поиск/подбор/сбор фактического материала к его анализу и получению выводов. Иногда, как все мы знаем, такой цикл не занимает много времени, иногда растягивается на годы. Увы, не все здесь получилось так, как предполагалось, но в том и состоит суть Школы, что в ней учатся не только слушатели, но и организаторы.

В результате во многих лекциях на конкретных примерах их авторами было наглядно показано, как реально идет процесс исследования, приоткрыта дверь в “творческую лабораторию”, оттенены важные и второстепенные детали, шаги, приемы, т. е. все то, что осознанно или неосознанно приводит к успеху или отрицательному результату. Сообщение А.В. Маслова (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) было посвящено литологической характеристи-



Рис. 1. Рабочий момент совещания.

ке верхнедокембрийских осадочных ассоциаций западного склона Южного Урала, истории их исследований, современным результатам и возможным будущим направлениям работы. Ю.О. Гаврилов (ГИН РАН, Москва) подробно, шаг за шагом, методично и весьма наглядно рассказал о диагенетическом конкрециообразовании в отложениях разного типа. Т.В. Романюк (ИФЗ РАН, г. Москва) также предельно доступно осветила методику “TerraneChron®”, основанную на детальном анализе изотопно-геохимических особенностей обломочных цирконов и позволяющую во многих случаях принципиально по-иному представить особенности формирования осадочных толщ различных регионов. В.П. Алексеев (УГГУ, г. Екатеринбург) представил собравшимся доклад о традиционном пути познания, о необходимости саморазвития, подчеркнув важность переноса полученных при этом знаний, навыков и умений на новые объекты, необходимость глубокого проникновения в сущность изучаемого объекта, установления новых связей и генерирования новой информации. Е.Ф. Летникова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) подробно представила собравшимся путь от идеи до создания алгоритма диагностики продуктов щелочного вулканизма в осадочных последовательностях Сибирской платформы, что позволяет в итоге реконструировать этапы тектоно-магматической внутриплитной активизации в ее пределах. Д.В. Гражданкин (ИНГ СО РАН, г. Новосибирск) рассказал о своем опыте комплексных исследований верхневендских отложений Юго-Восточного Беломорья и о той сумме конкретных фактов и размышлений, что в итоге должна привести к разработке фациальной модели инундитов (паводковых отложений) для относительно изолированных эпиконтинентальных морей, а также о ее взаимоотношениях с моделью темпеститов (штормовых отложений). М.И. Тучковой (ГИН РАН, Москва) были охарак-

теризованы новообразованные глинистые минералы и на примере триасовых отложений Чукотской складчатой области продемонстрирована методика определения $P-T$ параметров складчатости по их кристаллохимическому составу. Выступление Н.В. Прониной (МГУ, Москва) было посвящено роли органической петрологии в современной нефтяной геологии. На большом и весьма наглядном фактическом материале ей удалось сжато и доходчиво продемонстрировать участникам Школы историю трансформации классической углепетрографии, отмечающей в 2019 г. свой столетний юбилей, в органическую петрологию. В.П. Шевченко (ИО РАН, Москва) представил участникам Школы детальную характеристику рассеянного осадочного вещества в дрейфующих морских льдах Арктики. Эта, казалось бы, далекая от прикладного использования работа, на самом деле позволяет глубже понять процессы современного осадконакопления и выполнить экологическую оценку акватории, оказывающей огромное влияние на природную среду нашей планеты. Лекция С.В. Рудько (ГИН РАН, Москва) была посвящена изучению проградационных структур в складчатых поясах. В ней показано, как установление фактов присутствия последних в осадочных последовательностях позволило по-новому взглянуть на структурный план киммерийского комплекса Горного Крыма и на историю всего позднеюрско-раннемелового осадочного бассейна.

В целом представленные на Уральском литологическом биеннале доклады отражают современный уровень исследований по многим направлениям осадочной геологии, а тесное общение специалистов разного профиля позволило наметиться, смеем на это надеяться, и новым научным коллaborациям (что, несомненно, будет способствовать формированию новых и развитию существующих направлений работы), а также расширят возможно-



Рис. 2. Пленарный доклад В.П. Алексеева.

сти практического применения результатов фундаментальных исследований.

Традиционно по решению жюри, в состав которого входили шесть профессоров/докторов наук из различных институтов РАН и вузов России (О.Ю. Гаврилов, М.И. Тучкова, В.П. Морозов, Д.В. Гражданкин, Е.Ф. Летникова и В.П. Алексеев), было выбрано три лучших доклада. Диплом 1-й степени получил аспирант Максим Соломон, представляющий Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, и уже не первый раз приезжающий в Екатеринбург на Школу. Его сообщение было посвящено калийным и калийно-магниевым солям хлоридного и сульфатного типа погожской ритмопачки северо-западной и северо-восточной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. Диплом 2-й степени за сообщение о генетическом анализе и фациальной интерпретации отложений верхней части викуловской свиты на севере Красноленинского свода присужден Марине Натчук, ведущему геологу ТО “СургутНИПИнефть”. Диплом 3-й степени получил студент Новосибирского государственного университета Олжас Жарасбаев, описавший на примере хатыспытской свиты верхнего венда Оленекского поднятия литологические особенности микробиально индуцированных морфотектур в карбонатных породах. Все слушатели Школы также участвовали в аттестации докладчиков и наградили “Призом зрительских симпатий” Ната-

лью Темную, студентку Казанского (Приволжского) федерального университета, с докладом “Фациальные особенности и седиментогенез нефтесносных карбонатных пород башкирского яруса в Волго-Уральском регионе”.

В решении совещания отмечены актуальность поднимавшихся вопросов и соответствие их тематики основным направлениям литологических работ в нашей стране; хорошая методическая основа многих прозвучавших докладов и активное использование их авторами разнообразных современных методов и подходов; стойкое исчезновение явного “возрастного провала” между докладчиками разных поколений, а также хорошая его организация мероприятия. Отмечено, что представленные на Школе доклады молодых литологов отвечают современным направлениям исследований и сделаны на достаточном профессиональном уровне. Участники биеннале были единодушны во мнении о необходимости продолжения в будущем практики подобных мероприятий в г. Екатеринбурге на базе ИГГ УрО РАН и Уральского государственного горного университета.

Сборники материалов Уральского литологического биеннале, включая фотоархив и видеозаписи лекций Школы, будут храниться на сайте конференций УрО РАН www.confuran.ru в разделе биеннале, а также на специализированном сайте www.lithology.ru.

Л.В. Бадида

ЮБИЛЕИ

**ВАЛЕРИЙ ПОРФИРЬЕВИЧ АЛЕКСЕЕВ.
К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ**



12 октября 2018 г. исполнилось 70 лет Валерию Порфириевичу Алексееву – известному специалисту в области угольной и нефтяной геологии, доктору геолого-минералогических наук, профессору Уральского государственного горного университета.

Валерий Порфириевич родился в г. Челябинске в семье служащих. Школу закончил с золотой медалью и поступил в Свердловский орден Трудового Красного Знамени горный институт им. В.В. Вахрушева (СГИ), который с отличием окончил в 1971 г. по специальности “Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых”. После окончания института в 1971–1976 гг. работал в Южно-Якутской комплексной экспедиции (с 1972 г. в должности старшего геолога геологоразведочной партии), участвовал в разведке и передаче в промышленную эксплуатацию одного из крупнейших в России Нерюнгринского месторождения коксующихся углей. В 1976 г. он вернулся

ся в альма-матер, где поступил в аспирантуру (сначала заочную). После ее окончания В.П. Алексеев работал в СГИ/УГГА/УГГУ в должностях старшего научного сотрудника (1978–1987 гг.), доцента (1987–1989 гг.), проректора по учебной работе (1989–2000 гг.), главного научного сотрудника (2000–2002 гг.).

Кандидатскую диссертацию на тему “Литология и условия формирования нерюнгринской свиты Южно-Якутского каменноугольного бассейна” Валерий Порфириевич защитил в 1979 г. в Москве, в Геологическом институте АН СССР. Через 11 лет (1990 г.) в Ленинграде, во ВСЕГЕИ, им была защищена докторская диссертация, темой которой стали внутренеконтинентальные раннемезозойские угленосные отложения азиатской части СССР.

В 2002 г. в стенах родного вуза он организовал и возглавил кафедру “Литологии и геологии горючих ископаемых”. Основной целью кафедры стала подготовка высококвалифицированных специалистов-литологов для производственных и сервисных компаний Западной Сибири и Приуралья. Для Екатеринбурга, без преувеличения, это было подвигом, так как традиционно нефть и газ не были здесь в числе приоритетных объектов не только для исследования, но и для подготовки специалистов.

С 2012 г. В.П. Алексеев занимает должность профессора этой же кафедры. С 2008 г. Валерий Порфириевич является также главным специалистом центра ПиМ ГРР филиала ООО “ЛУКОЙЛ-Инжениринг”, ООО “КогалымНИПИнефть” в г. Тюмени, а в 2009–2011 гг. он был также профессором кафедры геологии и петрографии Тюменского государственного нефтегазового университета.

В настоящее время Валерий Порфириевич является автором и соавтором более 400 научных и учебно-методических работ, в том числе 20 учебных пособий и монографий (“Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения”¹, 1991 г.; “Литологические этюды”, 2006 г.; “Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)”², 2006 г.; “Состав и генезис

¹ Эта монография подготовлена в соавторстве с Л.Н. Ботвинкиной.

² Серия работ по геологии и литологии осадочных комплексов Шаймского НГР написана юбиляром совместно с екатеринбургскими и тюменскими геологами-нефтяниками.

отложений тюменской свиты Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)”, 2007 г.; “Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии”, 2007 г.; “Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)”, 2008 г.; “Узелки на линиях”, 2008 г.; “Геология нефти и газа”, 2010 г.; “Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь)”, 2010 г.; “Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения”, 2011 г.; “Геология и нефть”, 2011 г.; “Соединяя нить времен”, 2013 г.; “Нелинейно-литологическое эссе”, 2013 г.; “Атлас субаквальных фаций нижненемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-ЮГРА)”, 2014 г.; “Хрустальный нефтегаз”, 2017 г.; “Седиментологические основы эндолитологии”³, 2017 г.; множества выпусков межвузовских сборников под общим названием “Литология и геология горючих ископаемых” и др.).

В Уральском горном сейчас В.П. Алексеев читает курсы лекций “Нефтегазовая литология”, “Формационный анализ”, “Геолого-экономическая оценка месторождений горючих ископаемых” и др., будучи одновременно и “грозой” и “отцом-матерью” для студентов практически всех курсов, а ранее его потоковый курс “Литология” был настоящим оселком для студентов, только после сда-

³ Совместно с Э.О. Амоном.

чи которого, как и после сдачи сопромата, можно было жениться.

В настоящее время В.П. Алексеев является членом редколлегии журнала “Литосфера” и Научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при Отделении наук о Земле РАН. Много сил он вложил также в подготовку специалистов высшей квалификации, являясь членом ряда диссертационных советов при УГГУ и Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Валерий Порфириевич – почетный работник топливно-энергетического комплекса РФ (1999 г.), почетный работник высшего профессионального образования РФ (2005 г.), награжден знаком “Шахтерская слава” III степени (2002 г.). В 2010 г. ему присвоено почетное звание “Заслуженный геолог Российской Федерации”.

Сфера научных интересов Валерия Порфириевича связана в последние годы с созданием основ нелинейной седиментологии (изучение самоорганизации, автомодельности и эквифинальности в процессах осадконакопления). Результаты его комплексных литологических работ на разных территориях Западно-Сибирского осадочного мегабассейна используются для совершенствования методики фациально-циклического анализа терригенных отложений, включающих весь спектр горючих ископаемых (нефть, газ, уголь).

От всей души поздравляем Валерия Порфириевича с юбилеем, желаем ему доброго здоровья и новых творческих свершений.

Коллеги, друзья

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ за 2018 г.

- Антошкина А.И., Шмелёва Л.А.** Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. № 4, стр. 543.
- Анфилогов В.Н.** см. Кабанова Л.Я.
- Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М.** Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа. № 5, стр. 706.
- Аристов В.В.** см. Савчук Ю.С.
- Артемьев Д.А.** см. Целуйко А.С.
- Баданина И.Ю.** см. Малич К.Н.
- Бадида Л.В.** Уральское литологическое биеннале-2018. № 6, стр. 950.
- Бадмацыренова Р.А.** см. Ласточкин Е.И.
- Баталин Г.А.** см. Мизенс Г.А.
- Беа Ф.** см. Ферштатер Г.Б.
- Беленицкая Г.А.** Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 1. Природные соляно-щелочные ассоциации. № 2, стр. 153.
- Белковский А.И., Несторов А.Р.** Минералогия марганцевых скарнов, генетически связанных со щелочными гранитами (на примере Уфимского рудника, Южный Урал). № 1, стр. 127.
- Белогуб Е.В.** см. Паленова Е.Е.
- Беляцкий Б.В.** см. Недосекова И.Л.
- Берзин С.В.** см. Иванов К.С.
- Блинов И.А.** см. Паленова Е.Е.
- Бородина Н.С.** см. Ферштатер Г.Б.
- Буртман В.С., Дворова А.В.** Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях. № 2, стр. 314.
- Вализер П.М.** см. Краснобаев А.А.
- Вапник Е.** см. Юдалевич З.
- Вахрушева Н.В.** см. Иванов К.С.
- Волков А.В.** см. Савчук Ю.С.
- Волков А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А., Муравьев К.Ю., Сидорова Н.В.** Геохимические особенности и условия образования медиистых песчаников Оренбургского Предуралья. № 4, стр. 593.
- Волчек Е.Н.** см. Коротеев В.А.
- Высоцкий С.И.** см. Ковалев С.Г.
- Гареев Б.И.** см. Мизенс Г.А.
- Голубева Е.М.** см. Кондратьева Л.М.
- Готтман И.А.** см. Прибавкин С.В.
- Гражданкин Д.В.** см. Маслов А.В.
- Григорьева С.Д.** см. Паленова Е.Е.
- Дворова А.В.** см. Буртман В.С.
- Дерягин В.В.** см. Масленникова А.В.
- Дубровский М.И.** Альбитовый термальный барьер и щелочная гранит-сиенит-нефелин-сиенитовая породная ассоциация (серия, формация, сообщество). № 6, стр. 797.
- Ерохин Ю.В.** см. Коротеев В.А., см. Попов М.П.
- Замятин Д.А.** см. Мичурин С.В.
- Знаменский С.Е., Холоднов В.В.** Петролого-geoхимические особенностиrudovмещающих эфузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). № 4, стр. 607.
- Иванов А.А.** см. Климовская Е.Е.
- Иванов К.С.** см. Иванов С.Н., см. Коротеев В.А.
- Иванов К.С., Берзин С.В., Вахрушева Н.В., Костров Н.П., Погромская О.Э.** Геологическое строение доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири. № 6, стр. 839.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.** Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения). № 4, стр. 500.
- Иванов Ю.К.** см. Ястребов А.А.
- Игуменцева М.А.** см. Кабанова Л.Я.
- Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Игуменцева М.А., Котляров В.А.** Петрография гранатсодержащих пород Уфалейского блока, Южный Урал. № 6, стр. 859.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В.** Au-Ag-Pd-Pt минерализация в осадочных породах, ассоциирующих с триасовыми углеродистыми силицитами Сихотэ-Алиня. № 6, стр. 892.
- Киселев В.И.** см. Максимов С.О.
- Кислов Е.В.** V Международная конференция “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”. № 6, стр. 942.
- Климовская Е.Е., Иванов А.А.** Минералого-петрографические особенности метакоматитов Костомушкиской зеленокаменной структуры (Карелия). № 6, стр. 870.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.** Благороднометалльная geoхимическая специализация мезопротерозойских магматических комплексов Башкирского мегантиклиниория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. № 2, стр. 295.
- Ковалев С.С.** см. Ковалев С.Г.
- Колесников А.В.** см. Маслов А.В.
- Кондратьева Л.М., Полевская О.С., Голубева Е.М., Штарева А.В., Коновалова Н.С.** Элементный состав грунтовых вод и спелеотемы “лунное молоко” в карстовой пещере Прощальная (Дальний Восток). № 6, стр. 928.
- Коновалова Н.С.** см. Кондратьева Л.М.
- Коровко А.В.** см. Прибавкин С.В.
- Коротеев В.А.** см. Недосекова И.Л.
- Коротеев В.А., Иванов К.С., Ерохин Ю.В.** VII Чтения памяти члена-корреспондента РАН С.Н. Иванова. № 6, стр. 945.
- Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Волчек Е.Н.** Террейны основных геодинамических типов в структурах Урало-Тиманского ареала и Северо-Восточного сегмента Евразии. № 6, стр. 779.
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженгина С.Ю., Шафигуллина Г.Т.** Бонинитовые вариолиты бурибайско-

- го вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. № 2, стр. 246.
- Костров Н.П.** см. Иванов К.С.
- Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф.** Особенности вещественного состава и перспективы использования отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков. № 1, стр. 133.
- Котляров В.А.** см. Кабанова Л.Я.
- Котов А.Б.** см. Кузьмин М.И.
- Краснобаев А.А.** см. Анфилогов В.Н., см. Коротеев В.А.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М.** Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал). № 4, стр. 574.
- Крупенин М.Т.** см. Мичурин С.В.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б.** Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы. № 5, стр. 653.
- Курчавов А.М.** Кремнекислый вулканизм различных геотектонических обстановок (на примере орогенных вулканических поясов Азии). № 3, стр. 327.
- Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Орсоев Д.А., Бадмацырева Р.А., Хубанов В.Б.** Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье). № 4, стр. 566.
- Лепехина Е.Н.** см. Недосекова И.Л.
- Лукьянова Л.И.** см. Шарпенок Л.Н.
- Максимов С.О., Неволин П.Л., Киселев В.И.** Геологические и изотопно-геохимические критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья. № 3, стр. 390.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю.** Изотопный состав гафния цирконов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Охотское море, Россия). № 4, стр. 585.
- Масленников В.В.** см. Целуйко А.С.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В.** Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене. № 6, стр. 914.
- Маслов А.В.** Кларки концентрации ряда элементов-примесей в глинистых породах верхнего рифея Башкирского мегантиклиниория (Южный Урал). № 2, стр. 208.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В.** Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты. № 4, стр. 520.
- Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Садриев Ф.Ф.** Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы. № 6, стр. 819.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А.** Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал). № 1, стр. 61.
- Монтеро П.** см. Ферштатер Г.Б.
- Морозова Л.Н.** Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров). № 1, стр. 82.
- Мурашов К.Ю.** см. Волков А.В.
- Мусина А.М.** см. Мичурин С.В.
- Неволин П.Л.** см. Максимов С.О.
- Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Беляцкий Б.В., Шарыгин В.В., Лепехина Е.Н., Прибавкин С.В.** У-Рb датирование рудных ниобиевых минералов группы пирохлора (ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс, Южный Урал). № 5, стр. 758.
- Нестеров А.Р.** см. Белковский А.И.
- Нечеухин В.М.** см. Коротеев В.А.
- Новиков И.А.** см. Волков А.В.
- Новоселов К.А.** см. Паленова Е.Е.
- Огородников В.Н., Савичев А.Н., Поленов Ю.А.** Геолого-структурное положение кварцево-жильных образований Уфалейского гнейсо-магматитового комплекса (Южный Урал) как результат полихронного и полигенного генезиса. № 1, стр. 99.
- Орсоев Д.А.** см. Ласточкин Е.И.
- Паленова Е.Е., Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Блиннов И.А., Григорьева С.Д.** Минералогия аллювиальных отложений Авзянского золоторудного района (Южный Урал). № 3, стр. 459.
- Перевозникова Е.В.** см. Казаченко В.Т.
- Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л.** Новые данные о геохимических особенностях, флюидном режиме, возрасте и потенциальной рудоносности гранитоидов Ишеримского антиклиниория (Северный Урал). № 3, стр. 416.
- Петров О.В.** см. Шарпенок Л.Н.
- Пещевицкая Е.Б., Решетова С.А., Синица С.М.** Палинологическая характеристика среднеюрских отложений из местонахождения Кулинда (Забайкалье): биостратиграфический и биофациальный анализ. № 3, стр. 382.
- Погромская О.Э.** см. Иванов К.С.
- Подковыров В.Н.** см. Маслов А.В.
- Полевская О.С.** см. Кондратьева Л.М.
- Поленов Ю.А.** см. Огородников В.Н.
- Попов В.А.** см. Мичурин С.В.
- Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.** Висмут-никелевая минерализация в хромититах Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи). № 3, стр. 435.
- Прибавкин С.В.** см. Недосекова И.Л.
- Прибавкин С.В., Готтман И.А., Коровко А.В.** Петрология Ялуниногорского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал). № 1, стр. 46.
- Прибавкин С.В., Суставов С.Г., Готтман И.А.** Сульфосоли висмута Березовского рудного района: химический состав и минеральные ассоциации. № 3, стр. 445.
- Пучков В.Н.** Плюм-зависимый гранит-риолитовыймагматизм. № 5, стр. 692.
- Пучков В.Н.** Плюмы – новое слово в геологии Урала. № 4, стр. 483.
- Разумовский А.А.** см. Волков А.В.
- Решетова С.А.** см. Пещевицкая Е.Б.
- Рипп Г.С.** см. Ласточкин Е.И.
- Ронкин Ю.Л.** см. Петров Г.А.

- Рыжков В.М.** см. Анфилогов В.Н.
Рябинин В.Ф. см. Котельникова А.Л.
- Савичев А.Н.** см. Огородников В.Н.
Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В. Перспективы золотоносности докембрийских комплексов Приполярного Урала. № 2, стр. 280.
Садриев Ф.Ф. см. Мизенс Г.А.
Самыгин С.Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое. № 1, стр. 5.
Светов С.А. см. Косарев А.М.
Сидорова Н.В. см. Волков А.В.
Синица С.М. см. Пещевицкая Е.Б.
Соболев Д.Б., Соболева М.А. Отражение глобальных событий франского века в разрезе западного склона Полярного Урала. № 3, стр. 341.
Соболева М.А. см. Соболев Д.Б.
Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем. № 1, стр. 20.
Сунгатуллин Р.Х. см. Мизенс Г.А.
Сунгатуллина Г.М. см. Мизенс Г.А.
Суставов О.А. Кварцевые жилы южной части Адыча-Эльгинского антиклиниория и зоны Адыча-Тарынского разлома, Якутия. № 1, стр. 111.
Суставов С.Г. см. Прибавкин С.В.
- Трапезников Д.Е.** Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины. № 2, стр. 223.
- Удачин В.Н.** см. Масленникова А.В.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.** Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного plutона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования. № 5, стр. 672.
Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П. Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала) № 2, стр. 177.
- Хиллер В.В.** см. Попов М.П.
Холоднов В. В. см. Знаменский С. Е., см. Петров Г.А.
Хубанов В.Б. см. Ласточкин Е.И.
- Целуйко А.С., Масленников В.В., Артемьев Д.А.** Микротопохимия конкреций пирита в кремнистых алевропелитах Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным LA-ICP-MS. № 4, стр. 621.
- Чаженгина С.Ю.** см. Косарев А.М.
Черных В.В. Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья I. Характеристика конодонтовых комплексов. № 2, стр. 235.
Черных В.В. Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья II. Стратиграфическое распределение конодонтов. № 3, стр. 363.
- Шарипова А.А.** см. Мичурин С.В.
Шарпенок Л.Н., Лукьянова Л.И., Петров О.В. Геолого-петрологическая модель формирования алмазоносных флюидоэксплозивных брекчийевых структур (уральский тип). № 5, стр. 743.
Шарыгин В.В. см. Недосекова И.Л.
Шафигуллина Г.Т. см. Косарев А.М.
Шмелёва Л.А. см. Антошкина А.И.
Штарева А.В. см. Кондратьева Л.М.
Штенберг М.В. см. Масленникова А.В.
- Юдалевич З., Вапник Е.** Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамона (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования. № 5, стр. 718.
- Ярмолюк В.В.** см. Кузьмин М.И.
Ястребов А.А., Иванов Ю.К. Гидрогоеокологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов № 1, стр. 140.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присыпаются 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 250–350 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 литературыдается 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 романсском 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, включющие 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. 16). 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 помечать 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 department; 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 250, but not exceeding 350 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, б), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 16). 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 18 № 6

Ноябрь–Декабрь 2018

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
Корректор Н.М. Катаева
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 93 Подписано в печать 26.12.2018 Формат 60 × 84½
Печать офсетная Усл. печ. л. 23 Уч.-изд. л. 23 Тираж 250 Заказ
Усл. печ. л. 23 Уч.-изд. л. 23 Тираж 250 Заказ

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru