

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 19 № 2 2019 Март–Апрель

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 19 No. 2 2019 March–April

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2019. Том 19, № 2

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

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

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических 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. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2019. Volume 19, No. 2

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

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

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

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

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 19, № 2, 2019

Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала <i>Д. Н. Салихов, В. В. Холоднов, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов</i>	191
Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири <i>В. Ф. Гришкевич, Н. Н. Гатина, А. О. Сидоренко, Е. В. Карпова</i>	209
Формирование и сохранность полигалитсодержащих пород в галогенных отложениях южного Приуралья <i>А. К. Вишняков, М. С. Вафина, В. И. Поклонов</i>	228
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала) <i>В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, А. В. Травин</i>	242
Систематика редкоземельных элементов, Y, Th, U и Mn в верхнедевонских конодонтах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (Южный Урал) <i>А. В. Маслов, О. В. Артюшкова, Р. Ч. Тагариева, Д. В. Киселева, М. В. Стрелецкая, М. В. Червяковская, Н. В. Чередниченко</i>	250
Элементы-примеси в минералах некоторых редко встречающихся пород Южного Урала <i>В. Г. Кориневский, К. А. Филиппова, В. А. Котляров, Е. В. Кориневский, Д. А. Артемьев</i>	269
Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск <i>В. С. Антипин, М. И. Кузьмин, А. С. Мехоношин, С. А. Язев</i>	293
Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан) <i>И. Ю. Анникова, А. Г. Владимиров, С. З. Смирнов, Т. А. Ойцева, Е. И. Михеев, Е. Н. Джес, А. В. Травин, Б. А. Дьячков, В. И. Маслов, И. Ф. Гертнер</i>	304
Золото и другие элементы-примеси в пирите Березовского месторождения, Средний Урал <i>Н. В. Сидорова, И. В. Викентьев, В. Д. Абрамова, Е. В. Ковальчук</i>	327

Хроника

О научном сопровождении Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации <i>В. Л. Яковлев, Е. В. Аникина, И. А. Козлова, С. В. Корнилов</i>	337
--	-----

Юбилей

Евгения Ивановна Богданова. К 80-летию со дня рождения	340
К сведению авторов	341

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 19, No. 2, 2019

Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals) <i>D. N. Salikhov, V. V. Kholodnov, V. N. Puchkov, I. R. Rakhimov</i>	191
A petrographic study of the genesis of anomalous sections in the Bazhenov Formation, the Imilor deposit, Western Siberia <i>V. F. Grishkevich, N. N. Gatina, A. O. Sidorenko, E. V. Karpova</i>	209
Formation and preservation of polyhalite-containing rocks in the halogen sediments of the Southern Cis-Urals <i>A. K. Vishnyakov, M. S. Vafina, V. I. Poklonov</i>	228
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals) <i>V. N. Smirnov, K. S. Ivanov, A. V. Travin</i>	242
REE, Y, Th, U and Mn systematics of Upper Devonian conodonts in the West Uralian Folded Zone (Southern Urals) <i>A. V. Maslov, O. V. Artyushkova, R. Ch. Tagarieva, D. V. Kiseleva, M. V. Streletskaya, M. V. Chervyakovskaya, N. V. Cherednichenko</i>	250
Trace-elements in minerals from unusual rocks of the Southern Urals <i>V. G. Korinevsky, K. A. Filippova, V. A. Kotlyarov, E. V. Korinevsky, D. A. Artemyev</i>	269
The variations of chemical composition and features of the distribution of rare elements in chondrites of fragments of the Chelyabinsk meteorite <i>V. S. Antipin, M. I. Kuzmin, A. S. Mekhonoshin, S. A. Yazev</i>	293
Geology and mineralogy of the Novo-Akhmirovskoe deposit of lithium topaz-zinnwaldite granites (East Kazakhstan) <i>I. Yu. Annikova, A. G. Vladimirov, S. Z. Smirnov, T. A. Oitseva, E. I. Mikheev, E. N. Jes, A. V. Travin, B. A. D'yachkov, V. I. Maslov, I. F. Gertner</i>	305
Gold and other impurity elements in pyrite from the Berezovskoe deposit in the Middle Urals <i>N. V. Sidorova, I. V. Vikent'ev, V. D. Abramova, E. V. Koval'chuk</i>	327

Chronicle

On scientific support of the Strategy for the development of the mineral resource base of the Russian Federation <i>V. L. Yakovlev, E. V. Anikina, I. A. Kozlova, S. V. Kornilkov</i>	337
--	-----

Jubilees

Evgeniya Ivanovna Bogdanova. 80-anniversary	340
Author's guide	341

Orders

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

УДК 552.31:553.061.2:(234.853)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала

© 2019 г. Д. Н. Салихов¹, В. В. Холоднов², В. Н. Пучков², И. Р. Рахимов¹¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 6/2, e-mail: magm@ufaras.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 25.05.2018 г., принята к печати 14.06.2018 г.

Объект исследований. В работе дана систематизация позднепалеозойских магматических образований Магнитогорской зоны Южного Урала в процессе последовательного приращения Магнитогорской палеодуги к краю Восточно-Европейского континента (ВЕК), с формированием в фане и карбоне активной континентальной окраины (АКО) Южно-Уральского аккреционно-коллизийного пояса. **Материалы и методы.** Проведено обобщение опубликованных и фондовых материалов, характеризующих магматизм и рудоносность Магнитогорской зоны в девон-карбон-пермское время, выполнены дополнительные исследования химического состава пород (XRF, ISP-MS), характеризующих процессы аккреции, субдукции и плюмовой активности, распределение в них микроэлементов, изучен состав породообразующих и акцессорных минералов (ЕРМА). **Результаты.** Установлено, что Южно-Уральский аккреционно-коллизийный пояс начал формироваться в заключительную фазу развития Магнитогорской островной дуги (МОД) в процессе ее коллизии с краем ВЕК с образованием в фане и карбоне активной континентальной окраины. Продукты позднеостроводужного вулканизма представлены порфириновой формацией, а в восточном обрамлении дуги – субщелочной монцитит-шошонит-латитовой вулкано-интрузивной ассоциацией пород с промежуточными характеристиками между надсубдукционными и внутриплитными образованиями. Синхронно этому в задуговой обстановке формировались вулканы пикритов и меймечитов – производные мантийного плюма. В процессе смены тектоно-магматического режима с островодужного на окраинно-континентальный формируются мантийные серии внутриплитного типа. В этот период происходит подъем горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккрезированной) окраинно-континентальной литосферы. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с надсубдукционными и промежуточными геохимическими характеристиками для этой геодинамической обстановки на Южном Урале свойственны и значительные объемы мантийно-коровых гранитоидов габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа. Формирование ГТГГ-батолитов происходило при многократном проявлении нижнекорового анатексиса в возрастном интервале 365–290 млн лет. В целом своеобразие геологической истории Магнитогорской зоны в девоне и карбоне, особенности образовавшихся здесь магматических комплексов различной геодинамической принадлежности, состава и генезиса делают эту зону чрезвычайно интересным и важным объектом для изучения процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия.

Ключевые слова: палеодуга, задуговая обстановка, плюм, коллизия, субдукция

Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals)

Delir N. Salikhov¹, Vladimir V. Kholodnov², Viktor N. Puchkov², Il'dar R. Rakhimov¹¹Institute of Geology UFRS of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: magm@ufaras.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 25.05.2018, accepted 14.06.2018

Subject. A systematization of Late-Paleozoic magmatic formations of the Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the process of an accretion of the Magnitogorsk paleoarc to the margin of the East European continent (EEC) with formation in Famienian and Carboniferous active continent margin of South-Uralian accretionary-collisional belt was given in the work. **Materials and methods.** A generalization of published and manuscript materials characterizing magmatism and ore-mineralization of Magnitogorsk zone for the Devonian-Carboniferous-Permian time carried out, additional investigations of chemical composition of rocks (XRF, ISP-MS) characterizing process of accretion, subduction and plume activity,

Для цитирования: Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, 19(2), 191–208. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

For citation: Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals). *Litosfera*, 19(2), 191–208. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

microelement distribution in them was made, the composition of rock-forming and accessory minerals (EPMA) was studied. *Results.* It is found that the South-Uralian accretionary-collisional belt was beginning to form in the late phase of the development of the Magnitogorsk island arc in the process its collision with EEC margin with formation in the Frasnian and Carboniferous of active continental margin. The products of Late-island-arc volcanism are represented by the porphyrite formation and in the eastern frame of the arc – by subalkaline monzonite-shoshonite-latitude volcanic-intrusive association with intermediate characteristics between the subductional and interplate formations. Synchronously with them, in the backarc setting, picrite and meymechite volcanics – derivatives of a mantle plume are formed. In process of substitution of tectonic-magmatic regime from island-arc to margin-continental intraplate-type mantle series were forming. During this period, hot asthenospheric diapirs (plumes) were rising to the bottom of new-formed (accreted) margin-continental lithosphere. Along with the magmatic associations of intraplate type and rock series of intermediate geochemical type, this geodynamic situation in the Southern Urals is characterized by a presence of great volumes of mantle-crust granitoids of gabbro-tonalite-granodiorite-granite type, that were formed with a manifold manifestation of anatexis in a time interval of 365–290 Ma. *Conclusion.* On the whole the originality of Magnitogorsk zone geological history in the Devonian and Carboniferous, peculiarities of magmatic complexes formed here due to various geodynamic settings, are making this zone an extraordinary interesting and important object to study of processes of plume-lithospheric and mantle-crust interaction.

Keywords: *paleo-arc, back-arc setting, plume, collision, subduction*

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the budget themes of UFITs RAS (No. 0252-2017-0.012, 0246-2019-0080 and 0252-2014-0002). The work, also received partial funding of the RAS Project 19.1 (No. 0246-2018-2061). In IGG UB RAS studies conducted in the framework of theme No. 0393-2016, No. of state registration AAAA A18-118052590029-6.

ПОЗДНЕОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕОДУГИ

Начало орогенеза на Южном Урале связано с развитием Магнитогорской островодужной системы в позднем девоне и раннем карбоне. Событийным в этом процессе было столкновение Магнитогорской островной дуги (МОД) с Восточно-Европейским континентом (ВЕК). МОД ко времени столкновения представляла собой территорию с активным андезибазальтовым вулканизмом.

Натриевые позднеостроводужные известково-щелочные базальты, андезибазальты и андезиты позднего франа и начала фамена, объединенные в бугодакскую свиту, являются типовыми для западной части МОД (рис. 1, табл. 1). Во внутренней части дуги они сменяются близкими по составу базальтами и андезитами аблязовской свиты, датированной также поздним франом и началом фамена [Артюшкова, 2014; Маслов и др., 1997]. В восточной части ареала аблязовской свиты появляются трахибазальты и трахиандезиты. Основной же объем вулканогенных пород представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами и их пирокластикой, как и в бугодакской свите. С аблязовскими вулканидами тесно связаны тела габбро и диоритов. Наиболее крупным и типичным среди них является Погорельский массив.

В Восточно-Магнитогорской подзоне (ВМП) и в Уйско-Новооренбургской шовной зоне (У-НШЗ) (см. рис. 1, табл. 1) вулканогенные разрезы позднего девона представлены шелудивогорской свитой субщелочных вулканидов [Маслов и др., 1997; Иванов, 1998; Тевелев, Кошелева, 2002; Артюшкова, 2014], которые отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой зоны островных

дуг [Мосейчук и др., 2000ф]. Выше залегают отложения новоивановской толщи, которая в ранних работах [Штейнберг и др., 1990ф] описывалась вместе с аблязовскими вулканидами в составе колтубанской или порфиритовой толщи франского яруса. В последнее время новоивановская свита стала датироваться фаменским веком. Установлено, что границы новоивановской свиты скользящие, а полный объем ее отвечает фамену от верхов губинского по чепчуговский горизонт включительно [Мосейчук и др., 2000ф]. Ее нижняя граница иногда может опускаться и во франский ярус [Мосейчук и др., 1990ф], а верхняя – подниматься к раннему карбону. В составе новоивановской свиты развиты вулканиды трахибазальтового и трахиандезитового состава, включая шошониты и абсарокиты, которые так же, как и образования шелудивогорской свиты, отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой части островной дуги, проявившиеся в широкоочаговом надсубдукционном геодинамическом режиме. Шумилинская свита сложена преимущественно туфами и туффитами, а в нижней пачке – трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, изредка риодацитами и трахириодацитами. Вместе с вулканидами нижележащей новоивановской свиты, образования шумилинского комплекса относятся к трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации шошонит-латитовой серии тыловых зон островной дуги и датируются фаменом–ранним турне [Пазухин, Артюшкова, 1989ф].

Вулканогенные образования трахибазит-шошонит-латитовой серии сопровождаются интрузивными образованиями верхнеуральского комплекса, сложенного габбро-монзонитами и кварцевыми сиенитами – аналогами шелудивогорской, ново-

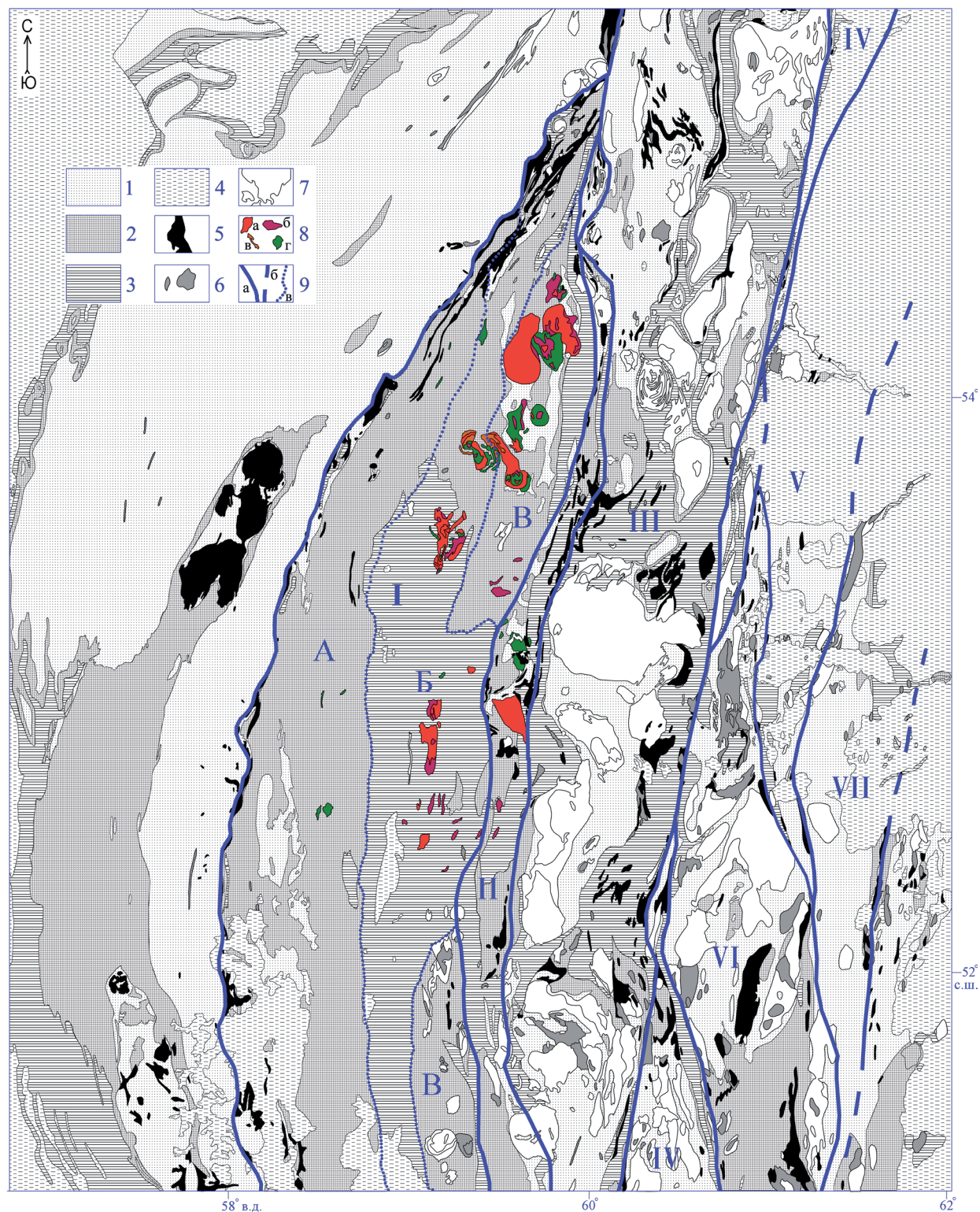


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южного Урала, по [Геологическая карта..., 1979].

1 – додевонские вулканогенно-осадочные образования, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы девона, 3 – вулканогенно-осадочные комплексы карбона, 4 – осадочные комплексы пермского возраста, 5 – гипербазиты, 6 – габброиды, 7 – гранитоиды, 8 – габбро-гранитные интрузии, описанные в данной работе, 9 – тектонические границы (а – разделяющие мегазоны, б – предположительно разделяющие мегазоны, в – разделяющие подзоны: А – Западно-Магнитогорская (ЗМП), Б – Центрально-Магнитогорская (ЦМП), В – Восточно-Магнитогорская (ВМП). I – Магнитогорская мегазона, II – Уйско-Новооренбургская сутура, III – Восточно-Уральская мегазона, IV – Копейская сутура, V – Троицкая зона, VI – Джетыгаринская зона, VII – Валерьяновская зона.

Fig. 1. Structural-geological scheme of the Southern Urals, after [Geologicheskaya karta..., 1979].

1 – pre-Devonian volcanogenic-sedimentary complexes, 2 – Devonian volcanogenic-sedimentary complexes, 3 – Carboniferous volcanogenic-sedimentary complexes, 4 – Permian sedimentary complexes, 5 – ultramafics, 6 – gabbroids, 7 – granitoids, 8 – gabbro-granite intrusions, described in this work, 9 – tektonic boundaries (a – dividing megazones, б – supposed, dividing megazones, в – dividing subzones: А – West Magnitogorsk, Б – Central Magnitogorsk, В – East Magnitogorsk. I – Magnitogorsk megazone, II – Uisk-Novooorenborg suture, III – East Uralian megazone, IV – Kopeisk suture, V – Troitsk zone, VI – Dzhetygara zone, VII – Valerianovka zone.

ивановской и шумилинской свит, датированных изотопными методами 362–361 млн лет [Салихов, Митрофанов, 1994]. Сравнение составов названных вулканогенных и интрузивных комплексов свидетельствует об их общности, а следовательно, о вулкано-интрузивном петрологическом единстве.

В ареале развития вулканогенных образований аблязовской свиты на юго-западе ВМП известна локально проявившаяся сара-тюбинская толща пикритоидов. Она залегает на франских вулканитах, образуя локальные ареалы, и перекрывается туфами и туффитами с прослоями известняков со слабоинформативными формами фораминифер турнейского яруса. В вулканитах сара-тюбинской толщи также известны фаунистические остатки фаменских брахиопод и раннетурнейских фораминифер. Сама же толща перекрыта фаунистически охарактеризованными породами кизеловского горизонта верхнего турне [Мосейчук и др., 2000ф]. Соответственно, сара-тюбинская толща датируется фамен-раннетурнейским временем, синхронно с субщелочной монцонит-шошонит-лагитовой формацией.

Таким образом, аблязовская свита и сара-тюбинская толща, ранее выделяемые в объеме единого геологического тела, связаны между собой последовательным (с небольшим временным перекрытием) внедрением самостоятельных порций расплавов. Необходимо отметить также, что сара-тюбинский вулканогенный комплекс сопровождается сахаринско-амамбайскими интрузивными образованиями верлит-вебстерит-габбровой группы пород, представляющих вместе габбро-пикритоидную магматическую вулкано-интрузивную формацию задугового магматизма. Пространственно пикритоиды сара-тюбинской толщи контролируются Уйско-Новоренбургской шовной зоной, т.е. находятся за пределами или на восточной границе МОД, отвечая задуговой области рифтогенного режима проявления. Исходная пикритоидная магма этой толщи образовалась при высокой степени плавления мантийного истощенного субстрата, близкого по составу к дунит-гарцбургиту. Это следует из высоких значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512668\text{--}0.512821$ [Сурин, 1997]. Генерация такого расплава, при невысокой его флюи-донасыщенности, происходила на достаточно глубинном уровне, соответствуя температуре выше 1200°C , и предельном давлении до 18 кбар. Это отвечает глубине в 70–75 км [Шинкарев, Иванников, 1993; Сурин, 1997]. По-видимому, источник рас-

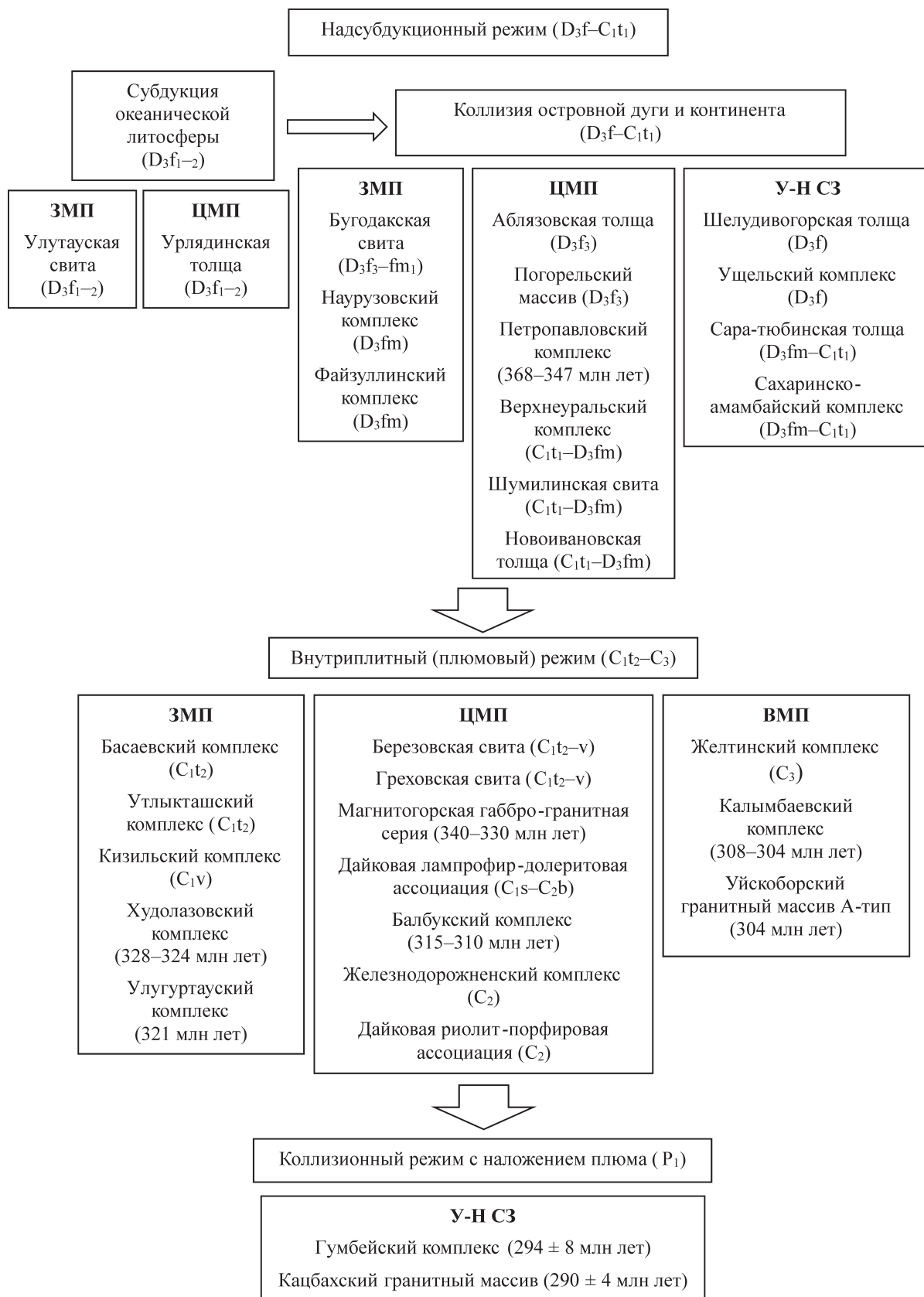
плава следует относить к мантийному задуговому плюму, проявившемуся в рифтогенном режиме. Это подтверждают геохимические данные: от островодужных вулканитов верхнего франа и низов фамена к высокомагнезиальным пикритоидам сара-тюбинской толщи происходит направленный рост содержания Nb и других высокочarged элементов. Этот тренд наглядно проявляется по Nb/Y и Zr/Y отношениям, характеризующим соотношение в магматических породах внутриплитного (плюм-зависимого) и субдукционного компонентов. В вулканитах бугодакской свиты Nb/Y отношение составляет 0.06–0.07, в порфиридах аблязовской свиты – 0.12–0.18, в вулканитах шошонитовой серии – 0.14–0.30, а в пикритоидах сара-тюбинской толщи – 0.35–0.60. При этом Zr/Y отношение остается близким для всех позднеостроводужных ассоциаций пород, варьируя в диапазоне 1–3.

МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИИ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И КОНТИНЕНТА

Рубеж $D_3\text{--}C_1$ соответствует началу формирования на Южном и Среднем Урале (в Восточно-Уральской мегазоне и на севере Магнитогорской мегазоны) крупных окраинно-континентальных полихронных мантийно-коровых батолитов, сложенных породами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) состава [Ферштатер, 2013]. Сложный геодинамический режим позднего девона и карбона определял длительный процесс (365–290 млн лет) и многоэтапность формирования всех наиболее крупных анатектических гранитоидных батолитов этого типа (Верхисетского, Челябинского, Пластовского, Сыростанского и др.). Геодинамическая ситуация формирования батолитов ГТГГ типа в целом была более близка к надсубдукционному окраинно-континентальному режиму (в таблице магматизм этого типа не показан). Для этого типа окраинно-континентального гранитоидного магматизма Урала разработана модель мантийно-корового взаимодействия, результатом которого является масштабная коровая магмогенерация (с рядом последовательных этапов анатексиса), продуцирующая функционирование центров длительной магматической активности (ЦДМА), продолжительностью до 70–80 млн лет и более [Ферштатер, 2013; и др.].

Начальный этап окраинно-континентального корового гранитоидного магматизма в северной

Таблица 1. Принципиальная схема эволюции геодинамики и магматизма Магнитогорской зоны в позднем палеозое
Table 1. Scheme of geodynamic and magmatic evolution of Magnitogorsk zone in the Late Paleozoic



части Магнитогорской мегазоны датируется изотопными методами возрастным диапазоном 360–347 млн лет. В этот период формируется Заматохинский массив гранитоидов и начинает образовываться Ахуновский массив. В последующий этап орогенеза (307–304 млн лет) становление Ахуновского и Карагайского массивов коровых гранитоидов завершается.

Особенностью центров ЦДМА на севере Магнитогорской зоны является наличие в их составе, наряду с коровыми батолитами (Заматохинский, Ахуновский и Карагайский массивы), сравнительно крупных и более сложных по составу многофазных габбро-гранитных интрузий (Петропавловский, Кассельский массивы), также характеризующих ранний этап (347–342 млн лет) гранитообразования этой зоны. Эти массивы выделяются высокой хлороносностью [Холоднов и др., 2009, 2013; и др.]. Завершает магматизм ЦДМА (304 млн лет) наиболее богатый калием Уйскоборский массив граносиенит-гранитного состава.

На дискриминационных диаграммах составы пород Петропавловского габбро-гранитного массива попадают в поле надсубдукционных образований и в то же время образуют на этих диаграммах свой обособленный рой составов, обогащенный Y и Yb, отличный от собственно корово-анатектических серий Ахуновского и Карагайского массивов. По составу породы Петропавловского массива отвечают типичной калий-натриевой известково-щелочной серии. Высокозарядные элементы (Nb, Hf, Zr, U, Th) присутствуют в этом массиве в сравнительно пониженных количествах, относительно невысоким является и содержание TiO_2 (до 1.0 мас. %). Вместе с тем, по соотношению Nb/Y и Zr/Y в породах, габбро-диориты Петропавловского массива попадают и в область магматических серий с возможным дополнительным плюмовым источником.

Дискретно-ареальный характер расположения центров ЦДМА на севере Магнитогорской мегазоны может свидетельствовать о том, что на глубине под ними длительное время функционировали дискретные магмопроводящие зоны (очаги, горячие магматические точки, прожигающие литосферу АКО). Эти дискретные магмопроводящие зоны над мантийными горячими точками, в свою очередь, в условиях блокового строения данной территории [Салихов, Яркова, 1992] контролировались, по-видимому, более крупной и протяженной субмеридиональной тектонической структурой (глубинным сдвиго-раздвиговым разломом). Вполне вероятно, что в раннем карбоне эта позднедевонская магмопроводящая северная структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, затем и в грабен Магнитогорско-Богдановского рифта.

Идея рифтогенеза для Магнитогорской мегазоны в ее Центрально-Магнитогорской подзоне в

различных вариантах нашла отражение в работах К.С. Иванова [1998], Д.Н. Салихова и А.В. Ярковой [1992], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], В.В. Холоднова и Т.Д. Бочарниковой [2007], В.Н. Пучкова [2010] и др. Некоторые из этих авторов считали, что образование Магнитогорской рифтовой структуры в раннем карбоне было обязано косой коллизии океанической и континентальной плит, с обстановками растяжения при сдвиге (типа pull-apart структур). Д.Н. Салихов и А.В. Яркова [1992] возникновение Магнитогорской рифтовой структуры связали со сдвиго-раздвиговыми дислокациями при косой коллизии зрелой девонской Магнитогорской палеодуги и тылового Восточно-Уральского микроконтинента, а несколько позднее к такому же выводу о косой коллизии островной дуги с континентом в визейском веке пришли также Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1998]. По их мнению [Бочкарев, Язева, 2000], раннекаменноугольный рифтогенный магматизм на Южном Урале по времени и геологической позиции отвечал граничным обстановкам между зрелым островодужным режимом и начальным окраинно-континентальным.

Движение МОД на запад в фамене-турне привело к приращению, а затем и к ее надвиганию на окраину ВЕК. Завершился этот процесс образованием Западно-Магнитогорской (ЗМП) и Центрально-Магнитогорской (ЦМП) подзон, отличающихся геологическим строением, составом фундамента и особенностями магматизма каменноугольного времени формирования (см. табл. 1). Граница между ЗМП и ЦМП отвечает Западно-Кизильскому разлому, который севернее переходит в Кирсинский разлом, а затем – в зону разломов восточной границы Имангуловской мульды и далее в зону ГУР. Фиксируемые на дневной поверхности разрывные нарушения являются отражением глубинной границы ВЕК, которая отвечает локальной сдвигово-раздвиговой зоне и образует “slab-window”, пропускающую горячие астеносферные диапиры (плюмы) к основанию литосферы [Салихов и др., 2016].

На западе Магнитогорской мегазоны (в границах ЗМП) в связи со сдвигово-раздвиговыми движениями в карбоне происходило образование субмеридиональной цепочки синклиналий структур – мульды, контролирующей размещение конформных интрузивов в этих структурах. Позиция мульды и конформных базитовых залежей отражает блоковость фундамента из вулканогенно-терригенных толщ девона и раннего турне, которая возникла благодаря тектоническим напряжениям в глубинной части шовной зоны при столкновении ВЕК и ЦМП. Важной составляющей деформаций является вероятное скольжение по глинистым прослоям в плотных кремнистых образованиях терригенных толщ. В результате скольжения происходило отслоение и образование пустот с дальнейшим выполнением их расплавом базитов. Так фор-

мировались конформные интрузивы силлов, лополитов и других согласных с вмещающими толщами интрузивных комплексов (файзуллинский, наурузовский, утыкташский и басаевский комплексы). Первые два из них обладают надсубдукционным химизмом и относятся к завершающему этапу коллизии островной дуги и континента. Химизм последующих комплексов этой зоны указывает на их внутриплитный характер с участием как мантийной, так и коровой компонент (наличие первичных очагов в мантии с последующими процессами анатексиса и контаминации в коре). Завершают формирование конформных тел габброидов диагональные дайки (СВ, СЗ и широтные) долеритов и тоналитов.

В последующий этап в зоне ЗМП формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов худолазовского комплекса. По составу они отвечают высокомагнезиальным с повышенным кальцием и натрием толеитовым долеритам и роговообманковым перидотитам (шприсгеймитам), а также в разной степени контаминированным базитам известково-щелочного состава. Эти интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, которые определяют их многоэтажность и частое соответствие правильным геометрическим формам, свидетельствуя о внедрении расплава синхронно с тектоническими напряжениями. Внутриплитная геодинамическая обстановка формирования этого комплекса связана с рифтогенно-плюмовым режимом в аккрезированной краевой области ВЕК. Важным обстоятельством является факт ассоциации определенного типа интрузий худолазовского комплекса с сульфидным медно-никелевым оруденением субплатформенного типа, которое в основном концентрируется в донных частях интрузивных тел. Исследования флюидного режима магматических комплексов ЗМП показали [Холоднов и др., 2015], что для пород худолазовского комплекса, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны акцессорные апатиты (в шприсгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими в ЗМП содержаниями сульфатной серы (до 0.65 мас. %) и хлора (до 1.50 мас. %). Время формирования худолазовского комплекса, которое определено изотопными методами как 328–324 млн лет, соответствует серпуховскому и башкирскому векам.

Завершает магматизм ЗМП дайковая серия основного состава (улугуртауский комплекс), получившая распространение в восточной части ЗМП. В составе дайковой серии выделяются роговообманковые долериты, долеритовые порфириды, габбродолериты, габбродиориты и лампрофиды (спессартиты и малхиты). Геодинамическая обстановка формирования серии по геохимическим показателям также близка внутриплитному режиму. Комплекс даек улугуртауского комплекса да-

тирован изотопным методом в 321 млн лет [Рахимов и др., 2014]. Дайковый комплекс сопровождается золото-кварцевым оруденением. Оно контролируется контактовыми зонами даек, в их числе золотое месторождение Тузан.

Таким образом, в границах ЗМП продукты позднепалеозойского магматизма формировались в три этапа, что подтверждено геологическими и изотопными датировками, а также реальными пересечениями магматических тел конкретных комплексов между собой. Все интрузивные и дайковые тела ЗМП по вещественному составу отвечают продуктам мантийной природы.

В Центрально-Магнитогорской подзоне (ЦМП) в режиме локальных трансенсивных раздвигов в раннем карбоне формировался Магнитогорско-Богдановский грабен, контролирующий трещинные излияния высокотитанистых калий-натриевых базальтов и флюидные тепловые потоки. Среди базальтов выделены два типа комплексов: греховский и березовский [Салихов и др., 2014]. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс – разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй – промежуточному типу между субщелочными и известково-щелочными базальтами. Их сопровождают значительные по масштабам проявления кислых вулканитов, которые в основном сконцентрированы в центральной и восточной частях грабена и отвечают субщелочной трахидацит-риолитовой ассоциации.

По соотношению микроэлементов базальты Магнитогорско-Богдановского грабена больше соответствуют внутриплитной геодинамической обстановке (см. табл. 1). В то же время на их состав заметное влияние оказывает островодужный субстрат и надсубдукционный флюид. Это отражают высокие концентрации в базальтах крупноионных литофильных микроэлементов, таких как Ba, Sr, Th, Rb, при наличии повышенных содержаний и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr и др.). Анализ отношений Nb/Y–Zr/Y в базальтах Магнитогорско-Богдановского грабена показал их рост от базальтов трещинного типа (греховской комплекс) к базальтам извержений центрального типа (березовский комплекс), соответственно, в первом комплексе Nb/Y и Zr/Y отношения составляют 0.18–0.28 и 5.1–6.1, а во втором – 0.28–0.46 и 6.1–7.4. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о возможно большей доле плюмового вещества в составе базальтов березовского типа. Подавляющее большинство кислых вулканитов грабена также отвечает калий-натровому типу. Все кислые вулканиты характеризуются относительно повышенной глиноземистостью. Общий состав микроэлементов здесь близок их спектру в базальтах.

Интрузивные образования Магнитогорско-Богдановского грабена выделены в Магнитогорскую габбро-гранитную серию, которая отражает новую рифтогенную тектоно-магматическую активизацию региона [Салихов и др., 2014]. Как и базальтам, габброидам Магнитогорской серии свойственны два различных геохимических типа пород, представленных куйбасовским и богдановским комплексами. Куйбасовский тип габброидов характеризуется наибольшим разнообразием в составе пород. В основном габброиды куйбасовского комплекса представлены битовнитовыми, иногда с биотитом, оливиновыми габброноритами. Значительный объем приходится здесь на кумулятивные образования. Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом кумулятивных пород. Среди них присутствуют тела сплошных титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас). Согласно геохимическим данным, габброиды богдановского и куйбасовского комплексов отвечают базитам внутриплитного (плюм-зависимого) типа. По величине Nb/Y отношений (0.18–0.33) они близки к базальтам березовского и греховского комплексов.

Собственно габбро-гранитные интрузивы Магнитогорской серии образуют два типа залежей – штокообразные и пластовые. Последние представляют собой обычно апофизы штокообразных тел. Большое количество глубоких скважин, пробуренных на массивах в связи с поисками железорудных месторождений, позволили детально изучить их внутреннее строение. Штоки являются расслоенными телами, нижняя часть которых сложена габброидами, а верхняя – гранитоидами. Пластовые тела сложены преимущественно гранитоидами. Внутреннее строение всех штоков однотипно. Судя по гравиметрическим и сейсмическим данным, они простираются до глубины более 10 км и имеют преимущественно габброидный состав. Их верхние 1000–1500 м сложены зоной эруптивных брекчий, которая внизу постепенно сменяется массивными габброидами, а сверху – граносиенитами и гранитами, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров. Эруптивные брекчии представлены обломками габброидов, диоритов, сиенодиоритов, сцементированных более кислым цементом. Состав этого цемента постепенно изменяется снизу вверх: в нижней части зоны брекчий габброиды сцементированы диоритом или сиенодиоритом, а сверху цемент постепенно меняет состав до гранитного и сливается с гранитной покрывкой. Одновременно снизу вверх сокращается и количество обломков.

В вертикальном разрезе штоков, таким образом, выделяются три зоны, каждой из которых соответствует свой комплекс пород (сверху вниз и от поздних к ранним): гранит-граносиенитовый (мощность до 200 м), габбро-гранитоидный (око-

ло 1000 м) и условно габбровый мощностью до 10 000 м [Ферштатер и др., 2005]. Состав нижней зоны в полном объеме неизвестен. Возникновение подобной расслоенности обязано в первую очередь кристаллизационной дифференциации базитового по составу расплава в магматической камере [Ферштатер и др., 1984]. С ранним габбровым комплексом ассоциировано титаномагнетитовое оруденение, с габбро-гранитным – скарново-магнетитовое. Гранит-граносиенитовый комплекс является пострудным по отношению к железоруденению, а это однозначно свидетельствует о том, что и титаномагнетитовое, и скарново-магнетитовое оруденение по возрасту совпадают с магматизмом и сформированы до его завершения.

Пластообразные гранитные интрузивы распространены лишь в северной части грабена в составе Магнитогорской (Московский массив – крупная апофиза Магнитогорского) и Карабулакской (массив Северные Борки) групп массивов. Эти массивы грубо согласны с залеганием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. Самый крупный из них – Московский, судя по сейсмическим данным, имеет мощность в центральной части около 1.5 км. Внутренняя структура пластовых plutонов более гомогенна по сравнению со штокообразными и не обладает ярко выраженными закономерностями. Габброиды в их составе отсутствуют, а гранитоиды повышенной основности (кварцевые сиенодиориты и гранодиориты) образуют небольшие блоки среди преобладающих граносиенитов и гранитов. Железоруденение в связи с пластовыми plutонами неизвестно, но появляется молибденитовая минерализация.

Габброиды в габбро-гранитоидном комплексе – это в основном лабрадоровые роговообманковые разновидности, в которых обычен реликтовый клинопироксен, а также биотит и ортоклаз. Гранитоиды в Магнитогорской серии представлены следующими типами, основанными на структурно-текстурных, петрографо-минералогических и геохимических особенностях, включая внешнюю окраску пород: натриевыми гранитами-плагиогранитами и тоналитами (узянский тип); калий-натриевыми гранитоидами нормальной щелочности – гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами (алексеевский тип); субщелочными калий-натриевыми гранитами, граносиенитами, сиенитами (московский тип); биотит-роговообманковыми гранитами с равными количествами натрия и калия (разборненский тип); умеренно-щелочными гранитами и граносиенитами (борковский тип); щелочными гранитами и граносиенитами (чекинский тип).

Главным фемическим минералом гранитоидов, вне зависимости от кремнекислотности пород, является низкожелезистая ($Fe/(Fe + Mg) = 0.30–0.33$), низкоглиноземистая роговая обманка [Ферштатер, Бородин, 1975]. Состав плагиоклаза варьирует от

андезина до олигоклаза. Щелочной полевой шпат представлен анортоклазом, который часто образует оторочки вокруг плагиоклаза, а также гранофировые срастания с кварцем. Часть массивов Магнитогорской серии содержит щелочные эгириновые или арфведсонитовые граниты и гранит-порфиры в качестве поздних членов. Эти породы являются самыми молодыми и образуют либо небольшие изолированные массивы (например, Чекинский), либо интрузивные тела и дайки во вмещающих вулканитах и в штокообразных и пластовых интрузивах. Соответственно, в гранитоидах выделенных типов нарастает суммарное содержание щелочей: от 6–7 мас. % в узьянском и алексеевском типах до 8 мас. % в мосовском, борковском и разборненском типах и далее до 9 мас. % и более в чекинском типе. Гранитоиды магнитогорской серии по общим геохимическим признакам близки к предшествующим им во времени габброидам и бимодальным вулканитам (базальтам и риолитам). Они характеризуются высокими содержаниями как крупноионных – Cs, Rb, Ba, Th, так и высоkozарядных – Zr, Hf, Nb, Ta, Y, элементов при существенном росте содержаний последних: от менее щелочных типов гранитоидов к более щелочным. Гранитоиды Магнитогорской серии, как и кислые вулканиты Магнитогорско-Богдановского грабена, также могут быть отнесены к внутриплитной плюм-зависимой ассоциации пород [Ernst, 2014; Пучков, 2018].

Таким образом, в раннем–среднем карбоне в ЦМП образовалась рифтогенная бимодальная вулcano-интрузивная ассоциация пород, для которой характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных (плюмовых) и надсубдукционных известково-щелочных образований. Специфической особенностью интрузивных пород этой ассоциации являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах, что отражают данные по аксессуарным апатитам [Холоднов, Бушляков, 2002; и др.]. Эти высокие концентрации Cl в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации [Ферштатер и др., 2005] определяют массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм внутриплитного типа с формированием крупных месторождений скарново-магнетитовых и титаномангнетитовых руд.

Завершают интрузивный габбро-гранитный магматизм в ЦМП в среднем и в начале позднего карбона дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров с изотопными датировками 321–310 млн лет [Салихов и др., 2014]. Ассоциация долеритов является здесь близким возрастным аналогом долеритов ЗМП. Изучение петрохимических и геохимических особенностей дайковых образований риолит-порфировой, долерит-лампрофировой и других ассоциаций показало, что независимо от их возраста

последовательности и состава часть из них несет в себе преимущественно надсубдукционные характеристики (железнодороженский комплекс), а часть и отчетливо внутриплитные (плюмовые). К этой группе относятся дайки риолит-порфировой ассоциации в составе родникового, спасского и петропавловского комплексов, а также частично дайки и малые интрузивные тела сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса. Дайки и малые интрузии последнего сопровождаются золото-сульфидно-кварцевым оруденением.

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех последовательно формирующихся ассоциаций даек Магнитогорской зоны свидетельствует о том, что независимо от их относительно го возраста и позиции они сформировались преимущественно во внутриплитном геодинамическом режиме (см. табл. 1). Плюмовый диапир, контролировавший магмогенерацию даек базальтового, субщелочного и гранитного состава, проявился на разных гипсометрических уровнях мантийно-корового разреза.

В последующую фазу позднекаменноугольного магматизма в границах Восточно-Магнитогорской подзоны (ВМП) формируется калымбаевский комплекс лампрофиров и лампроитов и желтинской комплекс субщелочных габбро-порфиров и ультракалиевых гранит-порфиров. Лампроиты и лампрофиры калымбаевского комплекса в Магнитогорской мегазоне изучены в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас. Здесь они представлены поздними дайками, рассекающими нижнекаменноугольный рудоносный габбро-гранитный комплекс пород Магнитогорской серии. Второй район их распространения – Шеинский карьер вблизи г. Челябинск, где они рассекают девонские карбонатные породы, а третий район – у г. Троицк, где дайки секут каменноугольные адамеллиты Нижне-Санарского окраинно-континентального массива. Все эти породы, располагаясь в разных структурных зонах Урала, характеризуются близким возрастом, минеральным и химическим составом [Прибавкин, 2017].

Геохронологические данные, характеризующие изотопный возраст лампроитов и лампрофиров Урала, неоднозначны. Они могут быть разделены на две группы значений [Прибавкин, 2017]. Первая группа объединяет возрастные значения 197–208–221 и 230–293 млн лет (Rb-Sr и K-Ar методы). На основании этих значений возраст калымбаевского комплекса принят как среднетриасовый [Сурин, 1999; Пужаков и др., 2013]. Вторая группа значений указывает на то, что лампроиты и лампрофиры калымбаевского комплекса сформировались в позднем карбоне, возраст данной группы (Ar-Ar метод) – 303–308 млн лет. Близкий возраст – 308 млн лет – для лампрофиров калымбаевского комплекса в Магнитогорской мегазоне полу-

чен Rb-Sr методом Б.В. Беляцким [Мосейчук и др., 2000ф].

Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей и количеству кремнезема отвечают субщелочным породам, а лампроиты занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами [Богатилов и др., 1985; Шарыгин, 1997]. Щелочность лампроитов – калиевая, а лампрофиров – натриевая и калий-натриевая. В породах калымбаевского комплекса наблюдаются высокие содержания редких щелочей (Li, Rb, Cs), крупноионных литофилов (Ba, Sr, U, Th) и повышенные количества редкоземельных и высоkozарядных (Ta, Nb, Hf, Zr, Y) элементов. По данным [Прибавкин, 2017], породы калымбаевского комплекса больше соответствуют характеристикам шошонитов активных континентальных окраин и орогенным лампроитам складчатых областей, чем анорогенным лампроитам платформ. По соотношениям Nb/Y и Zr/Y, характеризующим количество в магматических породах плюм-зависимой составляющей, породы калымбаевского комплекса близки к породам Башкирского среднерифейского плюма, в результате внедрения которого в докембрийскую литосферу западного склона Южного Урала была образована крупная изверженная провинция [Холоднов и др., 2017б]. Наиболее высокая доля плюмового вещества (Nb/Y – 0.73) в калымбаевском комплексе характерна для лампроитов ультраосновного состава. Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений (Nb/Y – 0.41–1.16). Изотопные данные свидетельствуют о формировании пород калымбаевского комплекса из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с DM резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической коры (ЕМ-II), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (ЕМ-I) [Попов и др., 2003]. Таким образом, изотопно-геохимические данные характеризуют лампроиты и лапрофиры Урала метками не только внутриплитных (рифтогенно-плюмовых) образований, но и метками окраинно-континентальной обстановки.

По современным представлениям, лампроитовая магма формируется в результате частичного плавления обогащенного мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами в восстановительных (буфер – углерод–вода) условиях и в присутствии флюида, обогащенного водой [Mitchell, Bergman, 1991]. Согласно сохранившимся в породах высокомагнезиальным оливинам и высокохромистым шпинелям реститовой природы, генерация первичного расплава происходила в условиях шпинелевой фазии глубинности. Образование данного парагенезиса указывает на следующие параметры: P – 20–25 кбар, T – 1350–1400°C. Наличие же высокоглиноземистого моноклинного пироксена свиде-

тельствует о том, что температура расплава могла быть и ниже 1300°C. Восстановительная среда подтверждается находками самородного серебра, теллуридов железа, а также муассанита и железистого армоколита [Сурин, 1999].

Габбро-гранит-порфировая ассоциация даек желтинского комплекса условно датируется поздним карбоном и ранней пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиров с повышенной щелочностью (ранняя фаза), а также ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Ультракалиевые граниты имеют пониженное содержание глинозема. В породах ранней фазы отмечается сравнительно высокое содержание TiO_2 (до 2.5 мас. %). Наблюдается обогащенность пород крупноионными литофильными компонентами (Cs, Rb, Sr, Ba), а ультракалиевых гранитов – U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf. Распределение микроэлементов в породах отражает связь с гетерогенными магматическими источниками. По составу микроэлементов наиболее близким аналогом для долеритов желтинского комплекса являются сиенодиориты и диорит-порфириты железнородорожного комплекса. Nb/Y отношение в породах первой фазы желтинского комплекса – 0.12–0.14, в железнородорожном комплексе – 0.22. Это свидетельствует о том, что состав магматического источника, как и в случае железнородорожного комплекса, отвечал расплавам, образованным в результате интенсивного мантийно-корового взаимодействия с участием и надсубдукционного (островодужного) субстрата. Доля плюмового компонента в источнике была при этом относительно невелика. В то же время гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высоkozарядных редких элементов Nb, Zr, Y и других близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых более вероятна связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом, расплавами.

Синхронно с магматизмом внутриплитного плюм-зависимого типа (калымбаевский комплекс лампроитов и лампрофиров) в позднем карбоне (307–304 млн лет) на севере Магнитогорской мегазоны в составе ЦДМА завершают свое формирование Ахуновский и Карагайский корово-анатектические гранитоидные батолиты. Наличие единых трендов в эволюции состава пород и минералов [Холоднов и др., 2017а] отражает комагматизм пород (биотит-амфиболовых гранодиоритов, адамеллитов, гранит-порфиров) Ахуновского и Карагайского массивов, а также роль кристаллизационной дифференциации в формировании состава интрузивных и дайковых образований единого ахуново-карагайского интрузивного комплекса. По петрохимическому составу гранитоиды ахуново-карагайского комплекса относятся к породам с нормальной и слабо повышенной (часть даек Аху-

новского и Карагайского массивов) щелочностью. В составе щелочей преобладает натрий, породы этих массивов высокоглиноземистые. К наиболее важным геохимическим характеристикам гранитоидов ахуново-карагайского комплекса относятся повышенные содержания Sr, Ba и Li. Породы этого комплекса бедны высокозарядными элементами – Nb, Zr, U, Th, а также Y и редкоземельными элементами иттриевой группы. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород этого комплекса попадают в поле надсубдукционных образований.

По многим геохимическим параметрам и возрасту формирования Ахуновский и Карагайский массивы близки к породам золотоносного Шарташского массива на Среднем Урале. Эта близость проявляется и в режиме элементов-минерализаторов (галогенов и серы). Для золотоносных массивов ГТГГ типа характерны флюиды с высокой концентрацией в них сульфатной серы на фоне сравнительно низкой активности во флюидах хлора [Холоднов и др., 2012]. Это определяет общие перспективы массивов ахуново-карагайского комплекса на возможное дополнительное обнаружение в связи с ними золотой и золото-шеелитовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами ахуново-карагайского комплекса кварц-жильной золото-шеелитовой (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.) и полиметаллической минерализации.

Практически одновременно с Ахуновским и Карагайским массивами коровых гранитоидов в Ахуновско-Петропавловском ЦДМА завершает свое формирование (304 млн лет) и богатый калием Уйскоборский граносиенит-гранитный массив. Как свидетельствуют геохимические данные, для Уйскоборского массива, по составу близкого к гранитам А-типа, характерны самые высокие в данном ЦДМА содержания Nb, Ta, Y, Y-земель, U, Th, Zr, а также Rb, Pb, Li. Соответственно, в породах, обогащенных U и Th и РЗЭ, появляются собственные редкоземельные (монацит, ксенотим), а также торий и урансодержащие акцессорные минералы. Другой важной геохимической особенностью пород Уйскоборского массива являются низкие содержания Sr и Ba. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород Уйскоборского массива, относительно других массивов Ахуново-Петропавловского ЦДМА, отличаются наиболее высокими содержаниями Rb, Ta и Nb. R. Ernst [2014] выделяет особые кремнекислые крупные плюмовые магматические провинции (LIPs), в которых граниты имеют характер переходных от известково-щелочных гранитов I-типа к гранитам А-типа. Нередко они расположены на палео- и со-

временных континентальных границах и являются результатом анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных несубдукционными и неорогеническими условиями, а также андерплейтингом вследствие воздействия плюма. Возможно Уйскоборский массив в какой-то мере отвечает подобным условиям своего формирования. По времени формирования и магматическому источнику богатый калием Уйскоборский гранитный массив может быть близким аналогом ультракалиевых гранит-порфиров и микрогранитов желтинского габбро-гранит-порфирового комплекса.

В заключительный этап развития магматизма в Магнитогорской зоне в ее восточном обрамлении формировался монцодиорит-сиенит-гранитный гумбейский комплекс. Он датируется по циркону возрастом 294–290 млн лет. Этот комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, наиболее крупными из них являются Новобуранный и Балканский массивы, вытянутые в субширотном направлении. Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность. Это монцодиориты, монциты, реже – сиениты и кварцевые разновидности последних, еще реже – монцогаббро (шонкиниты). Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами. В минеральном составе пород первой фазы присутствуют оливин (гиалосидерит), клинопироксен, авгит и эгирин-авгит, полевой шпат, высокотитанистый биотит, титаномagnetит с повышенным количеством хрома и магния. По химическому составу породы гумбейского комплекса характеризуются широким диапазоном вариаций по кремнезему (43.0–71.0%) и глинозему (6.90–19.0%). По общей щелочности наиболее магнезиальные породы первой фазы отвечают щелочным пикритами, в которых отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Содержание MgO варьирует в диапазоне 17.8–1.20%. Умеренно повышенные содержания характерны также для TiO_2 и P_2O_5 . В породах гумбейского комплекса высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы. Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) также присутствуют в повышенных количествах. Согласно этим данным, состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по видимому, внутриплитному плюмовому источнику. Это подтверждает и сравнительно высокое отношение Nb/Y (0.54–0.58). Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией, он сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

КОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА

Продукты данного этапа получили широкое распространение только в границах Восточно-Уральской мегазоны (ВУЗ). В составе Магнитогорской мегазоны они не получили своего развития. Западной границей их распространения является Уйско-Новооренбургская шовная зона, разделяющая Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны.

В ВУЗ в пермское время практически синхронно формировались два типа богатых калием гранитоидных серий (или ассоциаций). Одна из них представлена анатектическими коллизийными гранитными батолитами Южного и Среднего Урала, которые соответственно образуют джабыкско-санарский и мурзинско-адуйский гранитные комплексы, другая на Южном Урале – мантийнокоровой монцодиорит-гранитной Степнинской серией. Породы джабыкско-санарского комплекса на примере сложного и гетерогенного по составу, но наиболее изученного Джабыкского батолита датируются интервалом 289 ± 4.4 – 276.6 ± 2.6 млн лет [Тевелев и др., 2006]. Монцогаббро и граносиениты Мочагинского и Восточно-Ольховского массивов в границах Джабыкского батолита по составу близкие степнинскому комплексу, датированы периодом 281 ± 2.8 – 276 ± 2.3 млн лет [Осипова и др., 2008]. Сам Степнинский монцодиорит-гранитный массив имеет возраст 281.6 ± 6 – 290.3 ± 7 млн лет [Bea et al., 2005].

Монцодиорит-гранитные интрузии степнинского типа на Южном Урале в некоторых случаях образуют дугообразные цепочки и пересекают все его современные структурно-тектонические зоны. На основании особенностей состава и геологической позиции интрузий степнинского комплекса было высказано предположение о плюмовом характере магматизма этого типа [Пучков, 2018].

В средней перми на территории ВУЗ продолжается синколлизийный гранитоидный магматизм, на Среднем Урале завершается формирование крупного редкометалльного Адуйского массива, образуются (возможно, постколлизийные) рудоносные (Мо, W, Be и др.) лейкогранитные высококалиевые массивы (Кременкульский, Малышевский и др.) с изотопными датировками 265 ± 1.4 , 264 ± 1.4 , 260 ± 3 млн лет [Тевелев и др., 2006; Каллистов, 2011].

В границах Уйско-Новооренбургской шовной зоны известен пермский Кацбахский гранитный батолит, вытянутый в северо-западном направлении на 20 км. Время его формирования датировано значением 290 ± 4 млн лет [Ферштатер, 2013]. Массиву соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести клиновидной формы, почти полностью повторяющая в плане форму самого массива.

Выделяются две фазы становления пород этого массива. Граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты первой фазы слагают краевые его части. Они имеют крупнозернистые порфировидные структуры. Умеренно-щелочные биотитовые граниты отвечают породам второй фазы. По химическому составу граниты Кацбахского массива соответствуют субщелочным калий-натриевым породам, пересыщенным глиноземом. В некоторых типах пород этого массива повышена роль высокозарядных элементов и легких РЗЭ, а также Li, Sr и Cs. По геохимическим параметрам гранитоиды Кацбахского массива, в первую очередь биотитовые граниты второй фазы, близки к породам джабыкского гранитного комплекса, который имеет и близкий возраст формирования. В Кацбахском массиве широко развиты пегматиты. Для них характерны сфен, магнетит, гранат, ильменит, рутил, анатаз, в протоочках отмечаются торит, пирит, колумбит, ксенотим, золото, флюорит, турмалин, кинит, монацит. В кварцевых жилах отмечаются шеллит, вольфрамит, флюорит.

Таким образом, в пермский тектоно-магматический этап (290–260 млн лет) гранитоидный магматизм на Урале концентрируется в основном в границах Восточно-Уральской мегазоны и завершает здесь формирование Главного гранитного пояса Урала. Это происходит в условиях жесткой коллизии (гиперколлизии) литосферных плит (ВЕК и Казахстанского континента), завершившей формирование всего Уральского коллизийного орогена (подвижного пояса). В триасе начинается принципиально иная геодинамическая обстановка, проявившаяся в магматической деятельности, отвечающей уже платформенному режиму [Иванов, 1998], с излиянием (250 млн лет) трапповых базальтов и кислых вулканитов в грабенах триасового возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магнитогорская зона Южного Урала представляет собой уникальное образование, реликт одной из наиболее хорошо сохранившихся при коллизийных процессах палеозойских островных дуг Урала. К позднему палеозою Магнитогорская палеодуга вполне сформировалась. В ее составе в конце девона наряду с типичными позднеостроводужными порфирами (бугаковский комплекс) и сопровождающими их интрузивными фациями (аблязовский комплекс) получила развитие субщелочная монцонит-шошонит-латитовая вулканогинтрузивная формация переходного от надсубдукционного к внутриплитному режиму, а в граничной зоне с ВУЗ – меймечит-верлит-вебстерит-габбровая ассоциация, близкая по геохимическим признакам к плюмовым образованиям.

В конце девона и в раннем карбоне произошла коллизия МОД с пассивной окраиной Восточно-

Европейского континента. Аккреционно-коллизийные процессы в Магнитогорской дуге в течение позднего девона и раннего карбона сопровождались входом в зону субдукции утоненного края ВЕК. Это привело в каменноугольной эпохе к расширению этого континента на восток за счет приключившейся дуги. В дальнейшем, после начала коллизийных процессов Магнитогорской палеодуги с более восточными террейнами, сформировалась Уйско-Новооренбургская сутурная зона, которая разделяет современные Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны Южного Урала.

В данной работе дана петрологическая и геодинамическая типизация магматических комплексов Магнитогорской мегазоны Южного Урала, их флюидного режима и рудоносности, образующихся (поздний девон–карбон) последовательно в процессе приключения Магнитогорской палеодуги и более восточного гетерогенного аккреционного ансамбля Восточно-Уральской мегазоны к краю Восточно-Европейской платформы, с формированием в карбоне сначала активной, а затем и трансформной (скольжение плит) континентальной окраины ВЕК. Установлено, что в связи с этим на постостроводужном этапе эволюции Магнитогорской мегазоны наступает качественно новый этап в эволюции магматизма, флюидного режима и рудогенеза. Субдукция в результате тектонических событий этого этапа затормозилась, зона субдукции заклинилась, произошел разрыв слэба с неоднократным подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) в область мантийного клина и нижней коры. Наиболее интенсивный этап деструктивных рифтогенно-плюмовых процессов в Магнитогорской мегазоне датируется диапазоном 340–315 млн лет. В этот период внутриплитный плюм-зависимый магматизм (см. табл. 1) проявился на обширной территории, но наиболее интенсивно в ЦМП, с миграцией его в западном направлении, к границам с ВЕК, с образованием ЗМП.

На западе Магнитогорской мегазоны (в ЗМП), частично надвинутой на ВЕК, в связи усилением трансформных сдвиго-раздвиговых дислокаций происходит образование субмеридиональной цепочки синклинальных структур – мульд. В бортах таких мульд на раннем этапе формировались конформные залежи габброидов. Затем в Худолазовской мульде вслед за басаевским и кизильским комплексами формируется многофазный худолазовский комплекс роговообманковых перидотитов, габбродолеритов и габбродиоритов, датируемый периодом 328–324 млн лет. Худолазовский комплекс контролирует сульфидные медно-никелевые рудопроявления. Вслед за этим (321 млн лет) происходит внедрение даек габбродолеритов, долеритов и спессартитов улугуртауского комплекса, в контактовых зонах которых образуются рудопроявления

золото-кварцевого типа, в их числе месторождение Тукал.

В ЦМП в раннем карбоне образуется бимодальная вулcano-плутоническая ассоциация, для которой наряду с субдукционными характерны и геохимические характеристики внутриплитных образований. К продуктам этой ассоциации относится Магнитогорская рудоносная габбро-гранитная серия, которая образовалась вслед за бимодальным вулканизмом в пределах крупного Магнитогорско-Богдановского трансформно-рифтогенного грабена. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций Ti, Fe, P и высокочargedных Nb, Ta, Zr, Y, Yb и других элементов, являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах. В условиях окислительного режима магнетитовой феррофации, характерной для Магнитогорской интрузивной серии, высокие концентрации Cl в расплавах и флюидах определяют массовую экстракцию Fe рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа, с формированием крупных скарново-магнетитовых (Магнитогорское) и титаномагнетитовых (Малый Куйбас) месторождений. Завершает рифтогенный габбро-гранитный магматизм Магнитогорской серии ассоциация даек и малых интрузий основного, субщелочного и кислого состава, которые на севере ЦМП и ВМП вновь контролируют (балбукский комплекс) золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Заключительный этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской мегазоне датируется поздним карбоном–ранней пермью. Начинается этот этап с формирования калымбаевского комплекса лампроитов и лампрофиров, датируемых возрастом 308–305 млн лет и желтинского комплекса ультракалевых гранит-порфиров, условно датируемых С₃. В Ахуново-Петропавловском ЦДМА на севере Магнитогорской мегазоны на этом этапе формируется наиболее богатый калием Уйско-Борский граносиенит-гранитный массив, близкий к гранитам А-типа. В заключительный тектономагматический этап рифтогенно-плюмового магматизма в ВМЗ формировался и монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс, датируемый периодом 294–290 млн лет. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией, он сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-щелочными штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Особое место в истории формирования Магнитогорской и более восточных (Восточно-Уральской и др.) зон Урала в позднем девоне и карбоне занимают окраинно-континентальные корово-анатектические гранитоидные батолиты ГТГГ типа как отражение длительного по времени (365–300 млн лет) процесса надсубдукционного анатексиса в низах коры.

Этот процесс начался (365 млн лет) на стадии аккреции и коллизии островной дуги и более восточных террейнов с Восточно-Европейским континентом, а позже, по-видимому, был связан и с плюмовым магматизмом по типу SLIPs [Ernst, 2014].

Установлено, что длительность и прерывистость формирования окраинно-континентальных корово-анатектических гранитоидных батолитов ГТГГ типа отражает закономерные постостроводужные аккреционно-коллизийные этапы формирования новообразованной континентальной коры Магнитогорской зоны и в целом всего Уральско-го орогена [Холоднов и др., 2016]. При этом важно отметить, что окраинно-континентальный корово-анатектический гранитоидный магматизм в позднем девоне и карбоне был ведущим типом магмообразования во всех более восточных районах Урала. В то же время в Магнитогорской зоне по масштабу своего проявления над ним заметно доминировал деструктивный (по отношению к новообразованной коре) многоэтапный плюм-зависимый рифтогенный магматизм, несущий в себе изотопные метки сильно деплетированного мантийного субстрата.

Пермский коллизийный коровый гранитоидный магматизм был связан с процессами дальнейшего анатексиса, но уже в утолщенной процессами тектонического скучивания и более зрелой новообразованной коре континентального типа. В Магнитогорской мегазоне он практически не проявился. В виде крупных пермских анатектических гранитных батолитов он наиболее характерен для Главной гранитной оси Урала. На пермском коллизийном этапе дискретно нарастала активность фтора, в связи с чем усиливалась специализация поздних гранитоидных комплексов на редкометальное оруденение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех мегазонах Урала, которые содержали в своем фундаменте и блоки древней допалеозойской континентальной коры. Пермский коллизийный магматизм лишь краем “зацепил” зону восточного граничного Уйско-Новооренбургского меланжа Магнитогорской мегазоны – в виде Кацбахского гранитного массива. В этой же граничной шовной структуре появляется и другой генетический тип пермского гранитоидного магматизма, представленный плюм-зависимыми монцодиорит-гранитными массивами степнинского типа, такими как Уйский и Вандышевский.

В целом своеобразие геологической истории Магнитогорской зоны и особенности образовавшихся здесь магматических комплексов различной геодинамической принадлежности, состава и генезиса делают эту зону чрезвычайно интересным и важным объектом для изучения процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия. Эти процессы проявляются здесь на фоне аккреции, коллизии, окраинно-

континентальной субдукции с образованием проницаемых зон slab-window, рифтогенезом и грабенообразованием. Последнее, в свою очередь, тесно связано с трансформными сдвиго-раздвиговыми дислокациями, обусловленными скольжением литосферных плит, а также с интенсивными по масштабам и очень длительными по времени корово-анатектическими гранитообразующими процессами (365–300 млн лет), проявляющимися в нижних частях новообразованной коры. С этим разнообразием геодинамических процессов и магматических источников коррелируют особенности состава и режима флюидов и результирующие рудогенетические процессы.

Работа осуществлялась в рамках бюджетных тем ИГ УФИЦ РАН (№ 0252-2017-0.012, 0246-2019-0080 и 0252-2014-0002), а также получила частичное финансирование в рамках Проекта РАН 19.1 (№ 0246-2018-2061). В ИГГ УрО РАН исследования проведены в рамках темы № 0393-2016, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 152 с.
- Богатиков О.А., Махоткин И.Д., Кононова В.А. (1985) Лампроиты и их место в систематике высокомагнетических калиевых пород. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 3-10.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Геологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000, лист N-40, 41. Ред. И.Д. Соболев (1979).
- Иванов К.С. (1998) Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого–Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов. *Проблемы петрогенезиса и рудообразования*. Екатеринбург: УрО РАН, 75-78.
- Каллистов Г.М. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Маслов В.А., Яркова А.В., Артюшкова О.В., Мосейчук В.В., Кузнецов Г.П., Кашина Л.В., Нурмухаметов Э.М. (1997) Корреляция вулканогенных комплексов Магнитогорской мегазоны. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. IV Уральск. петрограф. совещ.* Екатеринбург, ч. 2, 31-33.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. (2000) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (новая серия). Магнитогорская площадь. Кн. 1. Челябинск, ТГФ.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Поплавская Л.В. (1990) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-

- геофизической партией в 1985–90 гг. Листы N-40-95-A-a, б, в. Т. 1–9. Челябинск, ТГФ.
- Осипова Т.А., Тевелев Ал.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2008) Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал). *Докл. АН*, **418**(5), 670–675.
- Пазухин В.Н., Артющкова О.В. (1989) Биостратиграфия девонских и каменноугольных отложений Магнитогорского рудного поля по фауне конодонтов. Отчет по хозяйственной теме: Стратиграфическое расчленение и палеонтологическое обоснование по фауне конодонтов, фораминифер, остракод разрезов девона и карбона Челябинской области за 1987–89 гг. Т. 1. Уфа, Фонды Института геологии БНЦ УрО РАН.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. (2003) Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора–мантия. *Записки ВМО, СХХХII*(3), 16–38.
- Прибавкин С.В. (2017) Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации. *Литосфера*, (1), 53–67.
- Пузаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41-Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 415 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692–706.
- Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. (2014) Башкирский Sr-Nd возраст завершающей стадии коллизийного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Докл. АН*, **457**(4), 445–450.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014) Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера*, (5), 33–55.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. (2016) Магматизм и оруденение (карбон-пермь) в эволюции аккреционно-коллизийного складчатого пояса Южного Урала. *Литосфера*, (5), 35–57.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. (1992) Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УрО РАН, 138 с.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 309 с.
- Сурин Т.Н. (1999) Триасовые лампроиты и лампрофиты (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия, петрогенез. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 127 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И. А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Густова А.С. (2006) Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. *Тр. лаборатории геологии складчатых поясов*. Вып. 4. М., 293 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 287 с.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. (1984) Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 264 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д. (2005) Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала. *Геол. рудн. месторожд.*, **47**(5), 421–443.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д. (2007) Режим галогенов и эволюция крупных железоносных рудно-магматических центров в условиях надсубдукционного рифтогенеза (Магнитогорская мегазона, Ю. Урал). *Эндогенное оруденение в подвижных поясах*. XIII Чтения пам. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 79–83.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. (2012) Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудоге-незе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне. *Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы*. Мат-лы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения пам. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 269–272.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С. (2016) Гранитоидный магматизм и рудоносность Урала и Горного Алтая как отражение особенностей формирования и эволюции континентальной коры. *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения*. Мат-лы Третьей Междунар. науч. конф. Новосибирск: Ин-т геологии и минералогии СО РАН, 198–200.
- Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия*, (3), 45–61.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) *Литосфера*, (2), 5–27.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. (2009) Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и ме-

- таллогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.). *Вестн. Урал. отд. Российского минералог. общества*, (6). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 3-29.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Коновалова Е.В. (2017) Минералогические и геохимические признаки связи интрузивных и дайковых образований Ахуновского и Карагайского гранитных массивов (Южный Урал). *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 183-190.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д. Н. (2013) Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) в эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны. *Ежегодник-2012*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160, 167-175.
- Шарыгин В.В. (1997) Физико-химические особенности кристаллизации лампроитов по данным изучения включений в минералах. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИМП СО РАН, 48 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. (1993) Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 271 с.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н., Абдулин Р.З. (1990) Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапещей N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геологосъемочным отрядом в 1985–1990 гг. Т. 1–7. Челябинск, ТГФ.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, 203 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, (81), 209-233.
- Mitchell R.H., Bergman S.C. (1991) *Petrology of lamproites*. N.Y.: Plenum Publ. Co., 447 p.
- Ernst R. (2014) *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 653 p.
- Ernst R. (2014) *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 653 p.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [The Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 368 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala)* [Petrology of magmatic granitoids (at the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Borodina N.S., Bocharnikova T.D. (2005) Riftogenic magmatism and ore mineralization in the Southern Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 47(5), 421-443. (In Russian)
- Fershtater G.B., Malakhova L.V., Borodina N.S., Rapoport M.S., Smirnov V.N. (1984) *Evgeosinklinal'nye gabbro-granitnye serii* [Eugeosynclinal gabbro-granite series]. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Urala masshtab 1 : 500 000*. Listy N-40, 41 [Geological map of the Urals, 1 : 500 000 scale, sheets N-40, 41] (1979) Ed. I.D. Sobolev. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) The Main Uralian Fault as a Zavaritsky-Benioff paleozone: tectonics and petrogenesis of the main rock complexes. *Problemy petrogenеза i rudobrazovaniya* [Problems of petrogenesis and ore genesis]. Ekaterinburg, UB RAS, 75-78. (In Russian)
- Kallistov G.M. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabinskogo massiva*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk massif. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, UB RAS. 23 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D. (2007) Regime of halogens and evolution of large iron-bearing ore-magmatic centers with over-subduction rifting condition (Magnitogorsk megazone, the Southern Urals). *Endogennoe orudenenie v podvizhnykh poiyasakh (XIII Chteniya pamyati A.N. Zavaritskogo)* [Endogenous mineralization in mobile belts (XIII Readings of memory A.N. Zavaritsky)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 79-83. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S., Kononova E.V. (2012) Elements-mineralizers (halogens and sulfur) in the granitoid magmatism and ore genesis, their evolution through stages of change of geodynamic regimes: Magnitogorsk megazone in the Late Devonian and Carboniferous. *Geodinamika, rudnye mestorozhdeniya i glubinnoe stroenie litosfery. Materialy Vserossiyskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem. XV Chteniya A.N. Zavaritskogo* [Geodynamics, ore deposits and deep structure of lithosphere. Materials All-Russian Sci. Conf. with internat. participation XV Readings of A.N. Zavaritsky]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 269-272. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenno-rudobrazovaniy* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Sharda-kova G.Yu. (2017) Riphean magmatism and ore formation, previous to opening of Ural Paleo-Ocean (West slope of Southern Urals). *Litosfera*, 17(2), 5-27. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Kruk N.N., Petrov G.A., Shagalov E.S. (2016) Granitoid magmatism and ore-mineralization of Urals and Gornyy Altay as reflection of formation fea-

REFERENCES

- Artiushkova O.V. (2014) *Devonskie konodonty iz vulkanogenno-kremnistykh otlozhenii Magnitogorskoй megazonы Yuzhnogo Urala* [Devonian conodonts from volcanogenic-cherty deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPress Publ., 152 p. (In Russian)
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, (81), 209-233.
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) *Subshchelochnoi magmatizm Urala* [Subalkaline magmatism of the Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 256 p. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Makhotkin I.D., Kononova V.F. (1985) Lamproites and their place in the systematics of high-magnesian potassic rocks. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* (1), 3-10. (In Russian)

- tures and evolution of continental crust. Correlation of altaids and uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny. *Materialy Tret'ei Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii* [Materials of Third international science conference]. Novosibirsk, IGM SB RAS, 198-200. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Rakhimov I.R. (2015) The halogen and sulfur role in the apatites with value of potential ore-mineralization of Late-Paleozoic gabbroids in the West-Magnitogorsk Zone (the Southern Urals) for Cu-Ni, Fe-Ti and Au ore-mineralization. *Mineralogy*, (3), 45-61. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Borodina N.S. (2009) Granitoid magmatism of Northern part of Magnitogorsk megazone: petrogeny, geochemical and metallogeny evolution (Au, Mo, W et al.). *Vestn. Ural Branch Rus. Mineral. Association*, (6), 3-29. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A., Konovalova E.V. (2017a) Mineralogical and geochemical signs of connections of intrusive and dyke formations in the Akhunovo and Karagay granite massifs (Southern Urals). *Ezhegodnik-2016*. Tr. IGG UrO RAN. V. 164. 183-190. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Zamyatin D.A., Salikhov D.N. (2013) Fluid elements-mineralizers (halogens and sulfur) in the evolution of composition and potential ore-mineralization of large Akhunovo-Petropavlovka Areal of orogenic granitoid magmatism in the North of Magnitogorsk megazone. *Ezhegodnik-2012*. Tr. IGG UrO RAN. V. 160, 167-175. (In Russian)
- Maslov V.A., Yarkova A.V., Artyushkova O.V., Moseichuk V.V., Kuznetsov G.P., Kashina L.V., Nurmukhametov E.M. (1997) Correlation of volcanogenic complexes of the Magnitogorsk zone. *Magmatism, metamorfizm i glubinnoe stroenie Urala. Tezisy dokladov IV Ural'skogo petrograficheskogo soveshchaniya*. T. 2 [Magmatism, metamorphism and deep structure of the Urals. Proc. of the IV Uralian Petrogr. Meeting V. 2]. Ekaterinburg, UB RAS, 31-33. (In Russian)
- Mitchell R. H., Bergman S.C. (1991) Petrology of lamproites. N.Y., Plenum Publ. Co., 447 p.
- Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Poplavskaya L.V. (1990) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1 : 25 000, srednemashtabnom glubinnom geologicheskoy kartirovaniy i obshchikh poiskakh zheleznykh rud na Magnitogorskoj ploshchadi, vypolnennykh Geologo-geofizicheskoy partiei v 1985-90 gg. Listy N-40-95-A-a, b, v. T. 1-9* [Report on geological re-study by scale 1 : 25 000, middle-scale deep geological mapping and common search of iron ores in the Magnitogorsk area, carried out by Geological-geophysics party during 1985-90 years. Sheets N-40-95-A-a, b, v. V. 1-9]. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G. (2000) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1 : 200 000 listov N-40-XXIV, XXX (novaya seriya) Magnitogorskaya ploshchad'* [Report on geological re-study by scale 1 : 200 000 of sheets N-40-XXIV, XXX (new series). Magnitogorsk area]. Kn. 1. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Osipova T.A., Tevelev A.I., Popov V.S., Belyatskii B.V. (2008) Sm-Nd and Rb-Sr age of gabbroid rocks in the Jabyk batholith (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, 418(5), 670-675. (In Russian)
- Pazukhin V.N., Artyushkova O.V. (1989) *Biostratigrafiya devonskikh i kamennougol'nykh otlozhenii Magnitogorskogo rudnogo polya po faune konodontov*. T. 1 [Biostratigraphy of Devonian and Carboniferous sediments of Magnitogorsk ore field based fauna of conodonts. V. 1]. Ufa, Fondy IG BSC UB RAS. (In Russian, unpublished)
- Popov V.S., Tevelev A.I., Belyatskii B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. (2003) Isotopic composition of Sr and Nd in the Urals granites as an evidence for the mantle-crust interaction. *Zapiski VMO*, CXXXII (3), 16-38. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2017) Lamproites of the Southern Urals: problems of nomenclature, age geodynamic interpretation. *Litosfera*, 17(1), 53-67. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPolygrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2018) Plume-depending granite-rhyolite magmatism. *Litosfera*, 18(5), 692-706.
- Puzhakov B.A., Savel'ev V.P., Kuznetsov N.S., Shokh N.D. (2013) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000, tret'e pokolenie. Seriya Ural'skaya. List N-41-Chelyabinsk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [The State Geological map of Russian Federation, 1 : 1 000 000 scale (the third generation). Ser. Uralian, Sheet N-41 Chelyabinsk. Explanatory notes]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 415 p. (In Russian)
- Rakhimov I.R., Salikhov D.N., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Kholodnov V.V. (2014) Bashkirian Sr-Nd age of the concluding stage of the collision magmatism of the West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, 457(4), 445-450. (In Russian)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. (2016) Magmatism and ore potential (Carboniferous-Permian) in the evolution of accretionary-collisional fold belt of the Southern Urals. *Litosfera*, (5), 35-57. (In Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) *Intruzivnyi magmatizm verkhnego devona-nizhnego karbona Magnitogorskogo megasinklinoriya (Yuzhnyi Ural)* [The intrusive magmatism of the Upper Devonian-Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasynclinorium (Southern Urals)]. Ufa, USC RAS, 142 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Moseichuk V.V., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. (2014) The Carboniferous volcano-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben in the light of new geologo-geochemical data. *Litosfera*, (5), 33-55. (In Russian)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V. (1992) *Nizhnepaleozoicheskii vulkanizm Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Early Carboniferous volcanism of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa, UB RAS, 138 p. (In Russian)
- Sharygin V.V. (1997) *Fiziko-khimicheskie osobennosti kristallizatsii lamproitov po dannym izucheniya vkhlyucheniya v mineralakh*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Physico-chemical features of crystallization of lamproites after data of inclusions in minerals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, IMP SO RAN, 48 p. (In Russian)

- Shinkarev N.F., Ivannikov V.V. (1993) *Fiziko-khimicheskaya petrologiya izverzhennykh porod* [Physico-chemical petrology of magmatic rocks]. St.Petersburg, Nedra Publ., 271 p. (In Russian).
- Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdulin R.Z. (1990) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii poverkhnosti paleozoiskogo fundamenta masshtaba 1 : 25 000, srednemashtabnom ob'emnom geologicheskoy kartirovani i obshchikh poiskakh mednokolchedannykh rud na Orlovskoy ploshchadi v predelakh trapetsii N-40-71-G, N-40-83-B, provedennykh Orlovskim geologos'emochnym otryadom v 1985–1990 gg.* T. 1–7 [Report on geological re-study of surface of Paleozoic foundation by scale 1 : 25 000, middle-scale volumetric geological mapping and common search of copper-pyrite ores in the Orlovskaya area within trapezium N-40-71-G, N-40-83-B, carried out by Orlovskii geological survey unit during 1985–1990 years]. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Surin T.N. (1997) *Petrologo-mineralogicheskie issledovaniya magmatitov Vostochno-Magnitogorskogo poyasa (Yuzhnyi Ural)* [Petrologic and mineralogical studies of magmatites of the East-Magnitogorsk belt]. Miass, Geotur Publ., 309 p. (In Russian)
- Surin T.N. (1999) *Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (Kalymbaevskii kompleks) Vostochno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya, petrogenez* [Triassic lamproitoids and lamprophyres (Kalymbaevsky complex) of the East Magnitogorsk zone of the Southern Urals: Mineralogy, Geochemistry, Petrogenesis]. Ufa, IG USC RAS, 127 p. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A. (2002) *Geologicheskoe stroenie i istoriya razvitiya Yuzhnogo Urala (Vostochno-Ural'skoe podnyatie i Zaural'e)* [Geological structure and history of the development of the Southern Urals (East Ural uplift and Trans-Urals)]. Moscow, Moscow St Univ. Publ., 2002, 123 p. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Popov V.S., Kuznetsov I.E., Osipova T.A., Pravikova N.V., Gustova A.S. (2006) *Paleozoidy zony sochleneniya Vostochnogo Urala i Zaural'ya* [Paleozoids of the conjunction zone of the Eastern Urals and Transuralian area]. Tr. laboratorii geologii skladchatykh poyasov (vyp. 4). Moscow, 293 p. (In Russian)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (an experience of geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, UB RAS, 203 p. (In Russian)

УДК 552.578.2(571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227

Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири

© 2019 г. В. Ф. Гришкевич¹, Н. Н. Гатина², А. О. Сидоренко², Е. В. Карпова³

¹Филиал ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг” “КогалымНИПИНефть” в г. Тюмень, 625000, г. Тюмень, ул. Республики, 41, e-mail: GrishkevichVF@tmn.lukoil.com

²ЗАО “Моделирование и мониторинг геологических объектов”, 111123, Москва, шоссе Энтузиастов, 21, e-mail: nn.gatina@gmail.com

³Московский государственный университет, геологический факультет, 119234, Москва, Ленинские горы, e-mail: karpoff_2002@mail.ru

Поступила в редакцию 05.04.2018 г., принята к печати 24.05.2018 г.

Объект и цель исследований. Аномальные разрезы нефтематеринской баженовской свиты (АРБ) в центральных районах Западно-Сибирского бассейна рассматриваются как результат внедрения оползневых масс с седиментационного склона в слаболифтифицированные осадки у его основания. Целью работы является оценка состояния отложений на момент формирования АРБ по особенностям состава и текстуры пород на макро- и микроуровне. **Материалы и методы.** Исследовались разрезы опорных скважин Имилорской площади, взаимодействие пород с песчано-глинистой оползневой пульпой, их объемный вес, пластичность или хрупкость, обусловленные наличием или отсутствием непрерывного минерального каркаса. **Результаты.** В стратотипическом разрезе месторождения по керну и каротажным данным выделено девять региональных пачек. Максимальная глубина стратиграфического проникновения естественного гидроразрыва пород обусловлена их высокой объемной плотностью. Латеральные перемещение основных объемов оползневой массы происходило на уровне первой и второй пачек баженовской свиты, так как эти слои обладали нуль-плавушностью по отношению к внедряющейся пульпе при примерном равенстве их объемных плотностей. Следы таких интенсивных перемещений обнаружены в шлифах на стенках горизонтальных проводящих трещин в виде глинистых примазок толщиной около 0.1 мм со строгой ориентацией всех микрокристаллов вдоль стенок и потока. Показано, что для инкластов баженитов внутри АРБ в целом сохраняется их исходная стратиграфическая последовательность, что подтверждает механизм последовательного расщепления пластин протобаженита в процессе ее всплывания на растущем седиментационном склоне. При расщеплении литифицированных и нелитифицированных прослоев радиоляритов первые крошились из-за знакопеременных нагрузок, а вторые – подвижные радиоляриты – выступали в качестве жидкости их гидроразрыва наряду с песками-плывунами. **Выводы.** Детальное литологическое изучение керна из интервалов ненарушенного залегания баженовской и георгиевской свит и аномальных разрезов позволило произвести их послойное сопоставление, подтвердить оползневую гипотезу и извлечь информацию о степени литификации слоев толщи на момент формирования аномальных разрезов.

Ключевые слова: баженовская свита, аномальный разрез, силицит, карбонат, гидроразрыв

A petrographic study of the genesis of anomalous sections in the Bazhenov Formation, the Imilor deposit, Western Siberia

Vladimir F. Grishkevich¹, Nadezhda N. Gatina², Anna O. Sidorenko², Evgeniya V. Karpova³

¹ООО “KogalymNIPINeft” branch of “LUKOIL-Engineering” in Tyumen, 41 Respubliki st., Tyumen 625000, Russia, e-mail: GrishkevichVF@tmn.lukoil.com

²V.A. Dvurechensky Closed joint-stock company “Modeling and monitoring geological objects by” (CJSC “MiMGO”), 21 Entusiastov hw, Moscow 111123, Russia, e-mail: nn.gatina@gmail.com

³Lomonosov Moscow State University, geological faculty, Leninskiye Gory, Moscow 119991, Russia, e-mail: karpoff_2002@mail.ru

Received 05.04.2018, accepted 24.05.2018

Research subject. Anomalous sections present in the oil- and bituminous-bearing Bazhenov Formation (BF), in the central areas of the West Siberian basin, are considered to have emerged due to the injection of plastic pulp masses from the

Для цитирования: Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О., Карпова Е.В. (2019) Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири. *Литосфера*, 19(2), 209–227. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227

For citation: Grishkevich V.F., Gatina N.N., Sidorenko A.O., Karpova E.V. (2019) A petrographic study of the genesis of anomalous sections in the Bazhenov Formation, the Imilor deposit, Western Siberia. *Litosfera*, 19(2), 209–227. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227

sedimentation slope into weakly lithified basal deposits. The aim of this research was to evaluate the as-emerged rocks by analyzing their composition and structure at the macro- and micro- levels. *Materials and methods.* We investigated reference well sections in the Imilor deposit to elucidate the interaction of the rocks with sandy-clay landslide pulp, their volumetric weight, ductility or brittleness, caused by the presence or absence of a continuous mineral frame. *Results.* According to core and well logging data, nine regional packs were distinguished in the BF stratotype. The maximal depth of the natural hydraulic fracturing of the rocks is explained by their high bulk density. The lateral movement of the main slump mass is found to have occurred on the stratigraphic level of the first and second BF packs, since these layers possessed zero-buoyancy with regard to the injected pulp under their approximate equality in terms of bulk density. The traces of such active movements were revealed in rock samples from the walls of horizontal cracks in the form of clay intrusions having a thickness of about 0.1 mm and strict orientation of all micro-crystals along the walls and the flow. It is shown that inclusions of the rocks under investigation (bazhenits) in BF are generally characterized by their initial stratigraphic sequence, which is confirmed by the sequential disintegration of proto-bazhenit plates during the process of BF up-floating on a growing sedimentation slope. During the disintegration of the lithified and non-lithified layers of radiolarites, the former crumbled due to alternating loads, while the latter – mobile radiolarites – were represented by the hydraulic fracturing liquid, along with quicksand. *Conclusion.* A detailed petrographic study of core samples from intact deposits of the Bazhenov and George Formations and their anomalous sections have allowed their layer-by-layer comparison to be confirmed the landslide hypothesis and to be derived the information on the degree of lithification of the BF strata during the formation of its anomalous sections.

Keywords: *Bazhenov Formation, abnormal sequences, silicilith, limestone, hydraulic fracturing*

Acknowledgments

The authors expressed appreciation for Ivan Panchenko that made many very useful comments about this paper.

Одним из наиболее изучаемых объектов Западно-Сибирского осадочного бассейна является нефтематеринская битуминозная баженовская свита, стратиграфически залегающая на границе юры и мела. Структура и состав ее отложений подробно описаны во многих публикациях (от [Браду-чан и др., 1986] до [Эдер и др., 2017]). В последней работе расчленение классического ненарушенного разреза георгиевской и баженовской свит осуществлялось на основе региональной литолого-стратиграфической модели [Панченко, Немова, 2015; Панченко и др., 2016] ввиду ее высокой детальности: в общей сложности в ней описано 8 пачек или 13 слоев. Но на 70%-й части территории Имилорского месторождения битуминозный конденсированный разрез осложнен внедрением в него песчано-глинистых осадков, обычно называемых “аномальным разрезом баженовской свиты” (АР), что потребовало определиться с моделью его образования. В качестве рабочей гипотезы была принята оползневая модель формирования АР [Нежданов, 2004; Гришкевич и др., 2017a]. Детальное литологическое изучение керн из интервалов ненарушенного залегания баженовской и георгиевской свит и их аномальных разрезов позволило не только произвести их послойное сопоставление, но и извлечь информацию о степени литификации слоев толщи на момент схода оползня.

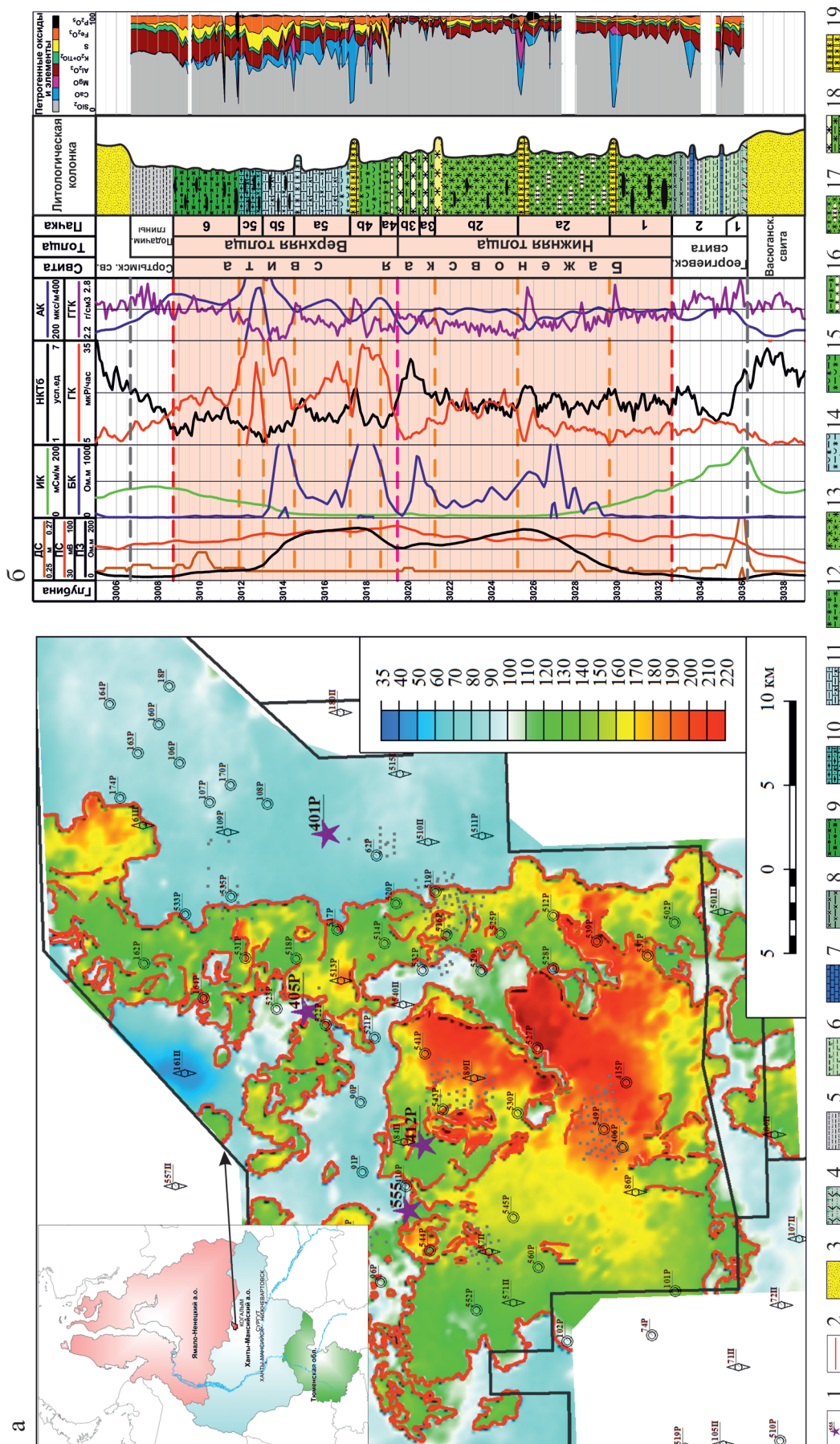
ХАРАКТЕРИСТИКА “КЛАССИЧЕСКОГО” РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ ИМИЛОРСКОЙ ПЛОЩАДИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Для опорного георгиевско-баженовского разреза Имилорской площади выбрана скв. 401Р (рис. 1),

в которой этот интервал охарактеризован сплошным отбором керн. Стратификация разреза получена на основе комплекса палеонтологических, литологических и геохимических данных при увязке с каротажом.

Георгиевская свита представлена преимущественно серыми и темно-серыми глинами аргилитоподобными неравномерно кремнистыми, местами слабо углеродистыми с непостоянной примесью глауконита. Характерно присутствие карбонатных конкреций – известняков, неоднородно доломитизированных, а также сидеритово-фосфатных конкреционных образований. Свита разделена на две пачки. Нижняя – барабинская пачка – песчаники и алевролиты зеленовато-серые биотурбидитовые с аутигенным глауконитом, пиритом, сидеритово-фосфатными конкрециями и рострами белемнитов. Мощность – до 0.5 м. Верхняя пачка представлена глинами аргилитоподобными серыми и темно-серыми в нижней части – со значительной примесью глауконита (до 30%), количество которого вверх по разрезу существенно сокращается. Вверх по разрезу также возникает и растет кремнистая составляющая, вплоть до появления глинистых силицитов. Мощность второй пачки – первые (в среднем 3–5) метры.

Баженовская свита контрастно выделяется аномально высоким содержанием сапропелевого органического вещества ($C_{орг}$), высоким содержанием биогенного кремнезема, повышенной радиоактивностью. Мощность “классических” разрезов баженовской свиты на Имилорском месторождении составляет в среднем 25–30 м. Свита расчленена на 2 толщи, в каждой из которых выделено по 3 пачки (см. рис. 1). Граница толщ отчетливо идентифицируется по радиоактивному каротажу. Ниж-



няя толща имеет преимущественно высокие показатели НКТ и относительно низкие значения ГК, верхняя толща – наоборот. Граница толщ уверенно проводится по инверсии значений указанных кривых. Мощности нижней и верхней толщ примерно равны.

Нижняя толща сложена преимущественно кремнисто-глинистыми углеродистыми отложениями, в которых преобладает биогенный кремнезем радиолярий. Карбонатный биогенный материал практически отсутствует, однако широко развиты вторичные доломиты и известняки, замещающие высококремнистые (или же наименее глинистые) породы. Верхняя толща состоит из карбонатно-глинисто-кремнистых высокоуглеродистых пород с переменным составом компонентов, повышенным содержанием пирита и большим количеством биогенного карбоната, связанного с остатками двустворок и кокколитофорид. Глинистость в верхней толще существенно выше.

В **нижебаженовской толще** выделены три пачки.

Пачка 1. Темно-буровато-серые силициты малоглинистые и низкоуглеродистые ($C_{\text{орг}}$ в среднем 2–5%) однородные и в тонком (3–15 см) переслаивании с пиритизированными линзовидными радиоляритами. Толщина линз от 1–2 до 5 см. В кровле пачки – единичный прослой радиолярита, как правило вторично доломитизированного, мощностью менее 0.5 м.

На кривых ГИС интервал первой пачки соответствует спаду (снизу вверх) значений ИК, слабому подъему БК и ГК. Многочисленные тонкие прослои пиритизированных радиоляритов находят отражение в зубчатой записи кривых ГИС. Мощность пачки около 2 м.

Породы **пачки 2** более кремнистые, содержат линзы кремнистых радиоляритов, повышенное содержание $C_{\text{орг}}$ (до 10%). Суммарная мощность пачки 2 баженовской свиты на месторождении составляет около 10 м.

Пачка 3 – “радиоляритовая”. Представлена тонким (первые сантиметры) чередованием высококремнистых силицитов и радиоляритов, иногда вторично карбонатизированных. $C_{\text{орг}}$ пониженный по отношению к ниже- и вышележащим породам (около 5%). Остатки макрофауны редки, характерны исключительно нектонные формы (рыбы и онихитес). Скелеты радиолярий здесь наиболее крупные, высококонические и насчитывают максимально большое количество камер (до 10–15), что хорошо диагностируется даже в петрографических шлифах. Мощность радиоляритовой пачки в среднем около 2 м.

В **верхнебаженовской толще** также выделяют три пачки.

Пачка 4 – “высокоуглеродистая” – контрастно выделяется аномально высокими содержаниями

органического вещества и радиоактивностью, повышенной глинистостью, выдержанностью по латерали. Нижний *слой (4a)* – темно-серовато-бурые силициты глинистые высокоуглеродистые ($C_{\text{орг}}$ – 10% и более) с тонкими (первые сантиметры) прослойками кремнистых радиоляритов, с редкими двустворками (*Buchia* и *Inoceramus*) и аммонитами. Верхний *слой (4b)* – “иноцерамовый” – аналогичные силициты с большим количеством иноцерамов (монородовые скопления), вплоть до образования ракушняка.

Пачка 5 – “кокколитофоридовая” – силициты карбонатно-глинистые высокоуглеродистые. Подошва пачки отбивается по появлению карбонатистых слоев, насыщенных *Buchia*. С этого интервала породы становятся неоднородно насыщенными биогенным карбонатом – остатками кокколитофорид, в больших количествах появляется фрамбoidalный пирит. Мощность пачки около 5 м.

Пачка 6 – “пиритовая” – сложена тонко-горизонтально-слоистыми углеродистыми кремнистыми глинами с редкими мелкими конкрециями баритового состава, с постоянным присутствием остатков рыб, диагностируемых макроскопически и в петрографических шлифах. На каротажных кривых “пиритовая” пачка выделяется отчетливым понижением значений ГК по отношению к ниже- и вышележащим отложениям. Нейтронный каротаж имеет выдержанные значения. Индукционный и плотностной каротаж снизу вверх показывают плавный подъем значений.

Баженовская свита перекрывается пачкой “подачимовских” глин. Граница очень постепенная, но выше нее происходит качественное изменение большинства геохимических параметров (соотношение петрогенных оксидов, возрастание роли оксидов калия и титана, глинозема и железа, не связанного с серой), существенно снижается $C_{\text{орг}}$ (до кларкового). В подачимовских глинах крайне редки радиолярии, но она насыщена остатками рыб, велико и количество древесного детрита.

ВОПРОС О ГЛУБИНЕ ПРОНИКНОВЕНИЯ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОТОКОВ В РАЗРЕЗ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Из приведенного выше описания следует, что породы георгиевской и баженовской свит образовались из осадков, представлявших смесь главным образом четырех компонентов: флоккул глинистых частиц, силикатных (опаловых) и карбонатных раковин организмов, рассеянного органического вещества (РОВ), кластической (обломочной) примеси алевритовой размерности.

После первоначального уплотнения (обезвоживания) на глубинах до 1–2 м в осадках формируется каркас, принимающий на себя геостатическое давление. При этом в чистых глинистых илах обра-

зуется каркас пелитового типа – за счет перекрытия сольватных оболочек (двойных электрических слоев) и вандерваальсовского взаимодействия (молекулярного притяжения) сближенных субпараллельных частиц. Присутствие любых примесей делает пелитовый каркас нерегулярным, уменьшает его прочность. Принципиально иной механический каркас породы образуется за счет упругих контактов твердых кластических частиц или раковин, когда содержание глин мало и отдельные глинистые глобулы располагаются в порах этого скелета, не образуя единого односвязного тела. Малоглинистые (чистые) радиоляриты обладали таким механическим каркасом контактного типа. Их первоначальная карбонатизация и силицитизация происходили внутри опаловых оболочек, что увеличивало объемный вес породы, но не изменяло механических свойств каркаса. Только на втором этапе, с началом пятнистой карбонатизации (силицитизации), выходящей за пределы раковин, они оказывались соединенными минеральными новообразованиями, теряли свою относительную подвижность, постепенно образуя новый монолитный скелет породы.

Само накопление и диагенетическое преобразование осадков георгиевской и баженовской свит, включая подачимовскую пачку, протекало около 15 млн лет, в этом масштабе времени оползни, формирующие АР, являются очень быстрыми событиями [Деев и др., 2012]

Образование новой зоны АР начиналось с мгновенного события – разрыва подачимовских глин и верхних слоев баженовской свиты оползнем пластового скольжения глинистой покрывки над плывуном ачимовского песчаного пласта, спровоцированного землетрясением [Микуленко, Острый, 1968; Гришкевич и др., 2017а] (рис. 2).

Глубина проникновения трещины-сейсмита определялась положением в разрезе первого сверху протяженного вязко-пластичного слоя, не способного передать вниз напряжение, необходимое для разрыва. Традиционно считается, что среди литологических разностей в разрезе баженовской свиты долго не литифицируются и остаются самыми слабыми глинистые породы с повышенным содержанием органического вещества [Брадучан и др. 1986], а чисто кремнистые породы, сложенные радиоляриями, литифицируются очень быстро – окремневевают или карбонатизируются. Далее по тексту это предположение будет проверено.

Относительная прочность слоев чистого радиолярита и высокоуглеродистого глинистого силицита сравнивается на примере границ карбонатов, залегающих в разрезе скв. 412Р, глубина 3014.47–3015.0 м (рис. 3, 4). Эта граница деформирована – единственная в толще ровно и четко горизонтально слоистых отложений.

По характеру верхней границы слоя (см. рис. 3) видно, что он выступал в качестве подвижной сре-

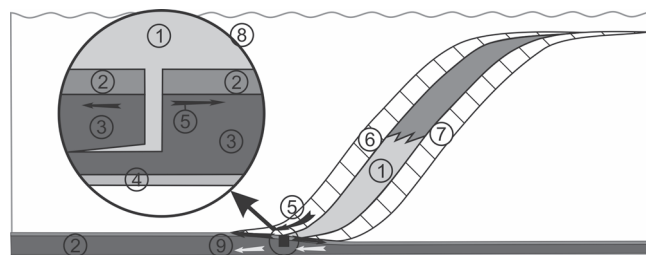


Рис. 2. Геомеханическая модель формирования АРБ. Стадия оползня пластового скольжения.

1 – зыбучий песок, 2 – подачимовские глины, 3 – протобаженит, 4 – георгиевские глины, 5 – напряжение разрыва, 6 – активный блок оползня скольжения (глины), 7 – неподвижное основание оползня, 8 – место и глубина разрыва основания оползня, 9 – направление отжима седиментационных вод баженовских отложений.

Fig. 2. Geomechanical model of Bazhenov abnormal sequence's generation. Stage of slipping slide, braking under-achimovsky clay and protobazhenit.

1 – flowing sand, 2 – Under-Achimov clays, 3 – protobazhenit, 4 – Georgiev clay, 5 – brake stress, 6 – active slipping slide's block (clay), 7 – unmoved slide basement, 8 – down-tagged brake cracks, 9 – Bazhenov sedimentary water flow direction.

ды, деформирующей и перерабатывающей выше-лежащий более прочный глинистый высокоуглеродистый силицит (оба анализируемых прослоя принадлежат “кокколитофоридовой” пачке 5). Из этого карбонатного слоя отобрано три образца. Вещественный состав породы более чем на 80% представлен кальцитом. Согласно петрографическому описанию шлифов, известняки биоморфные, по радиоляритам и целлюлозной клетчатке водорослей, перекристаллизованные, но карбонат преимущественно первичный – кокколитофоридовый. Породы обогащены остаточным скрытокристаллическим кремнеземом при практически полном отсутствии глинистой примеси. Аналогичные карбонатные слои с деформированными границами встречаются в разрезе баженовской свиты и на других площадях.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ ПРОВОДЯЩИХ КАНАЛОВ, ОБЕСПЕЧИВШИХ ПРОДВИЖЕНИЕ ПЕСЧАНО- АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ ПОТОКОВ (НАПОРНОЙ ПУЛЬПЫ)

После возникновения зияющей трещины относительно тяжелые пески-плывуны ачимовского пласта (объемная плотность 1.75–1.8 г/см³) получали возможность растекания под относительно легкими протобаженитами, образуя с их мягкими нелитифицированными разностями разнообразные текстуры пластических деформаций и растрескивая из-за возникающих упругих деформаций

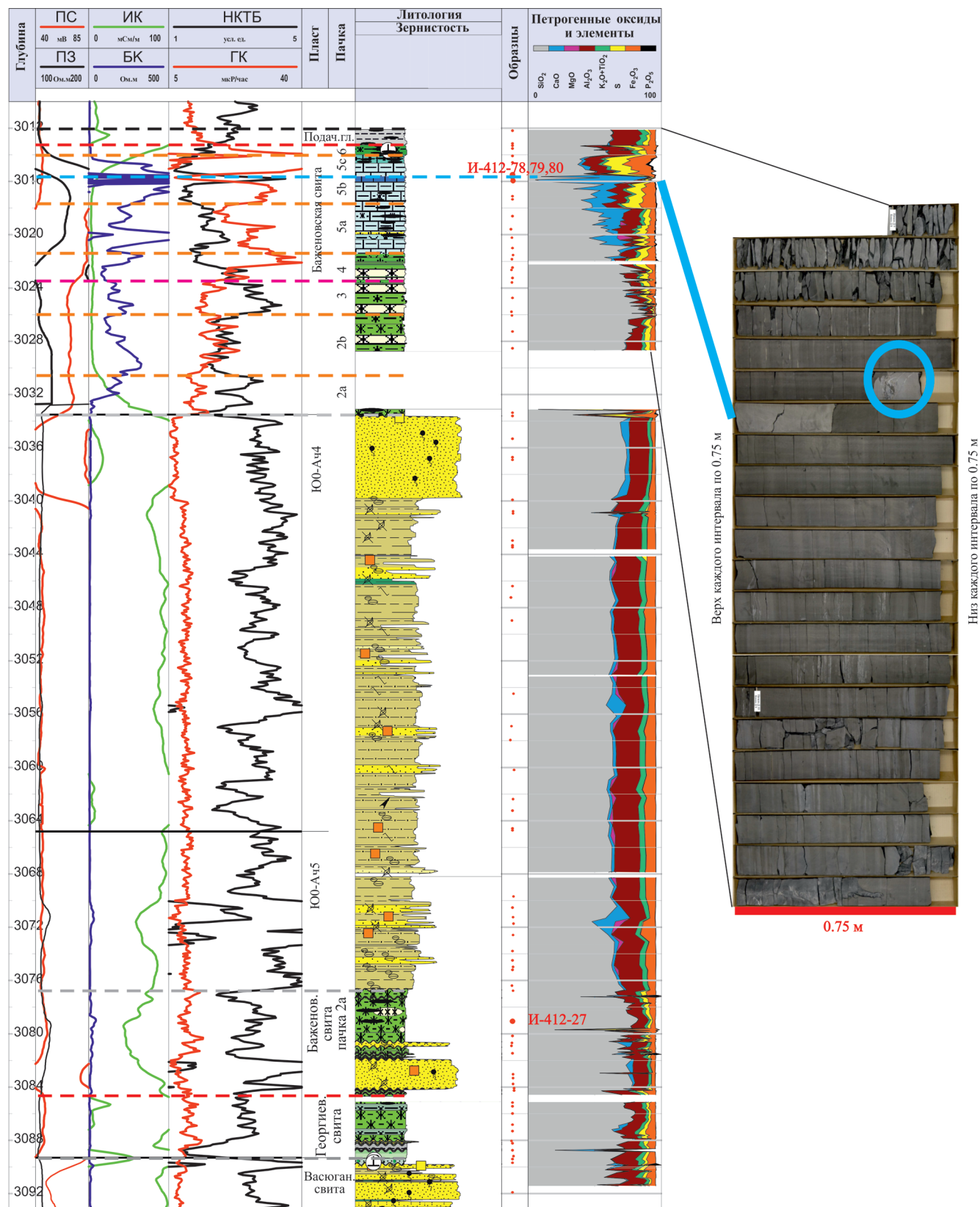


Рис. 3. Стратиграфический разрез скв. 412Р (условные обозначения – см. рис. 1) с фрагментом фотографии керна в дневном свете (помечена кровля карбонатного прослоя).

Fig. 3. Stratigraphical section of well 412R (see legend on Fig. 1) and photos of core in day light (carbonate layer's top is pointed).

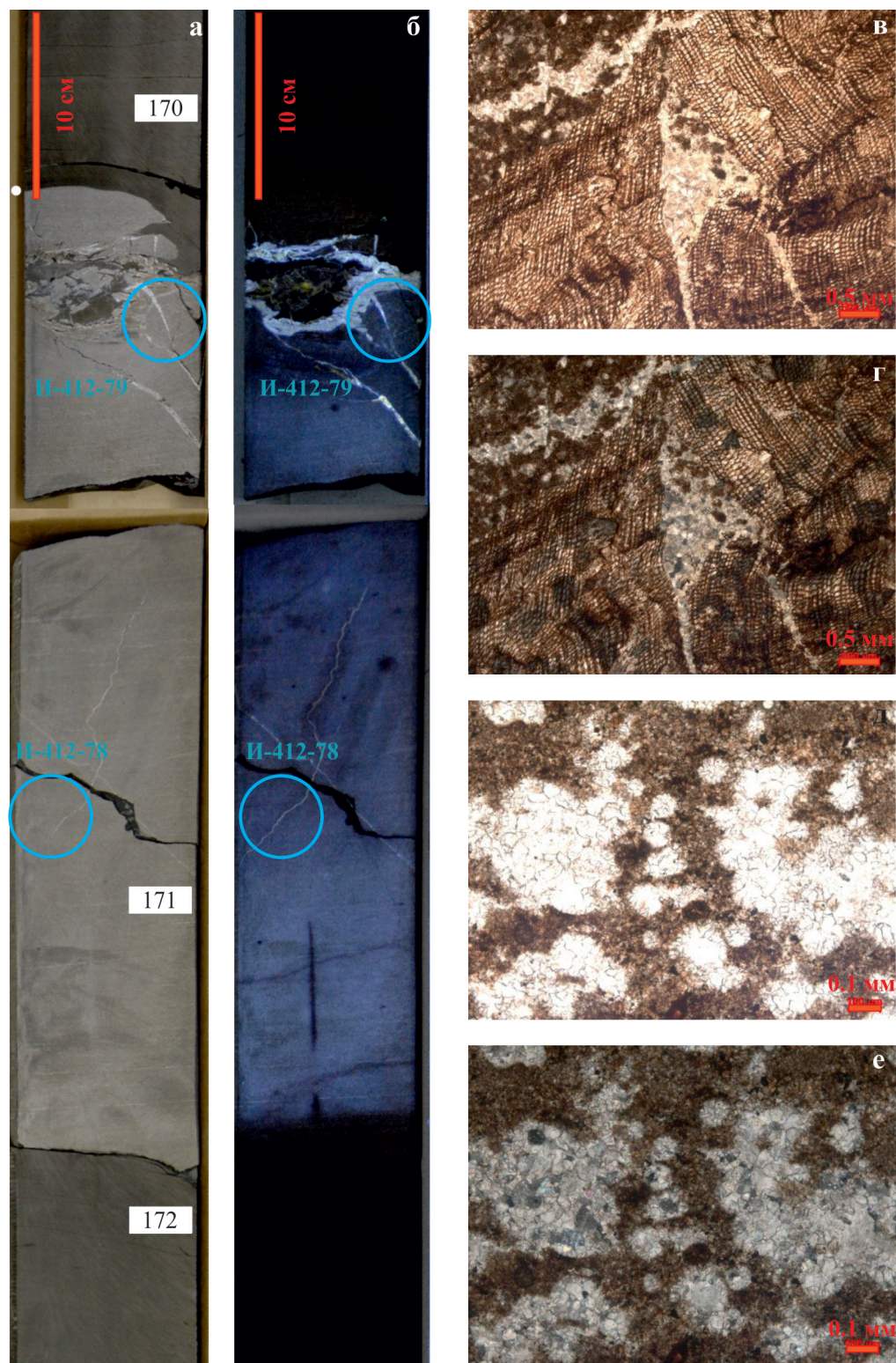


Рис. 4. Фотография ядра в дневном (а) и УФ (б) свете с указанными местами отбора образцов и фотографии шлифов образцов И-412-79 (в, г) и И-412-78 (д, е).

Условия съемки: в, д – николи параллельны; г, е – николи скрещены.

Fig. 4. Photos of core in daylight (a) and UV-light (б) with sampling points of core and photos of them microsections (в, г – sample И-412-79; д, е – sample И-412-78).

Photograph conditions: в, д – nicols are parallel; г, е – nicols are crossed.

литифицированных прослоев. По возникавшим трещинам тяжелая оползневая пульпа получала возможность проникать во все более глубокие слои. Однако основным направлением было латеральное растекание по нелитифицированным прослоям и межслоевым трещинам на глубинах примерно равенства объемных плотностей подвижной песчано-алеврито-глинистой части пульпы и вмещающих пород. По мнению авторов, именно горизонтальные прослои и трещины были проводящими каналами, обеспечившими продвижение напорной пульпы на расстояние в несколько километров, а вертикальные трещины были в основном только оперяющими.

В керне скважин тонкие (первые сантиметры) и более крупные (десятки сантиметров) прослои с отчетливо видной даже на макроуровне градационной слоистостью в песчано-алевритовых прослоях встречаются часто, поэтому не составило труда отобрать несколько образцов и сделать шлифы четко на границе силицит–песчано-алеврито-глинистый прослой, чтобы на микроуровне оценить эту границу.

Песчано-глинистая пульпа является вязкопластичной неньютоновской жидкостью с переменной реологией [Wagner, Brady, 2009; Малкин, 2015]. Она способна снижать свою вязкость за счет реструктуризации – упорядочения и параллелизации глинистых частиц [Osuji, Weitz, 2008], результат этого процесса наблюдается в шлифах в виде чешуйчато-ориентированных аргиллитовых примазок на зеркалах скольжения. Они снижали трение и толщину переходного слоя, обеспечивая быстрое квазиламинарное течение пульпы даже в относительно узких проводящих трещинах [Борзенко, 2009].

Следы прохождения больших объемов песчано-глинистой пульпы по проводящим трещинам обнаружены в ряде шлифов. Примеры из керна разных скважин: шлиф И-412-27, 3076.87 м, верхи баженовской пачки 2а (рис. 5) и И-555-17, 3489.55 м, верхи георгиевской пачки 2 (рис. 6). Песчано-алевритовые пропластки включены в основную вмещающую породу: колломорфный опал-кристобалитовый силицит, углеродистый, слабоглинистый и алевритистый, с горизонтально-линзовидной слоистостью, с реликтами радиолярий, пиритизированный. Четкую, сглаженную поверхность силицита покрывает пленка (толщина 0.1 мм) тонкодисперсного аргиллита. Глинистое вещество ориентированно-чешуйчатое, что выражается в максимумах погасания и просветления, т.е. порода ведет себя как поликристалл, имитирующий монокристалл. Посредством промежуточного слоя (толщина до 0.5 мм) с отчетливой прямой градационной слоистостью аргиллит переходит в мелкозернистый песчаник. Характерно, что микротрещины стенки (см. рис. 6)

перекрываются слоем глинистой примазки, сколотый фрагмент не унесен потоком, а прижат. На основании изложенного данную трещину в силицитах, заполненную песчано-алеврито-глинистым материалом, можно считать проводящей. Зафиксированные случаи проводящих трещин дают возможность оценить стратиграфический интервал пород с нуль-плавучестью (приблизительным равенством объемных весов) по отношению к оползневой пульпе в объеме 1 и 2 пачек баженовской свиты. Иными словами, авторы подошли к объяснению закономерности максимального распределения внедрений песчано-алеврито-глинистого материала именно в нижнюю часть баженовской свиты, а точнее – латеральное перемещение основных объемов оползневой массы происходило на уровне первой и второй пачек баженовской свиты.

Подобные примазки формировались только в проводящих трещинах и отсутствуют в оперяющих. Примером периферийных оперяющих трещин может служить образец вторичных известняков из георгиевской свиты в разрезе скв. 405Р (рис. 7, 8). Затухающие вниз трещины заполнены алеврит-тонкопесчаной смесью с дресвяными обломками вмещающих известняков. Пленки глинистой примазки отсутствуют.

Известняки вторично кристаллические, местами прослеживаются радиоляриевые структуры, в редких случаях наследуется скульптура раковины. Фиксируются редкие участки остаточного колломорфного опалового вещества. Из этого следует, что на момент гидроразрыва сформированные по радиоляритам вторичные известняки имели сплошную, но пористую минеральную матрицу, и даже если предположить, что их пористость на тот момент составляла от 20 до 40%, то при этом их объемная плотность была 2.0–2.2 г/см³, т. е. значительно превышала плотность пульпы, что исключало всплывание обломков и разрастание объема внедрения вниз по разрезу.

Слабая минеральная матрица известняков георгиевской свиты могла разрушаться не только прямыми внедрениями оползневой пульпы, но и из-за знакопеременных динамических нагрузок, возникавших в результате быстрого перестроения вышележащей толщи. Возможно, абразивный эффект продавливания и перемещения нелитифицированных радиоляритов с остроугольными обломками разрушенных пятен карбонатной матрицы обнаружен в образце И-401-7 (3033.55 м), георгиевская свита (см. рис. 1, 9).

Известняк вторичный гигакристаллический, с массовыми микроскладчатыми структурами и структурами cone-in-cone, с включениями слабоглинистых абоморфных силицитов песчано-дресвяной размерности. Известняки имеют “фунтиковую” текстуру (cone-in-cone), обычно возникающую при вертикальном сжатии пород в диагене-

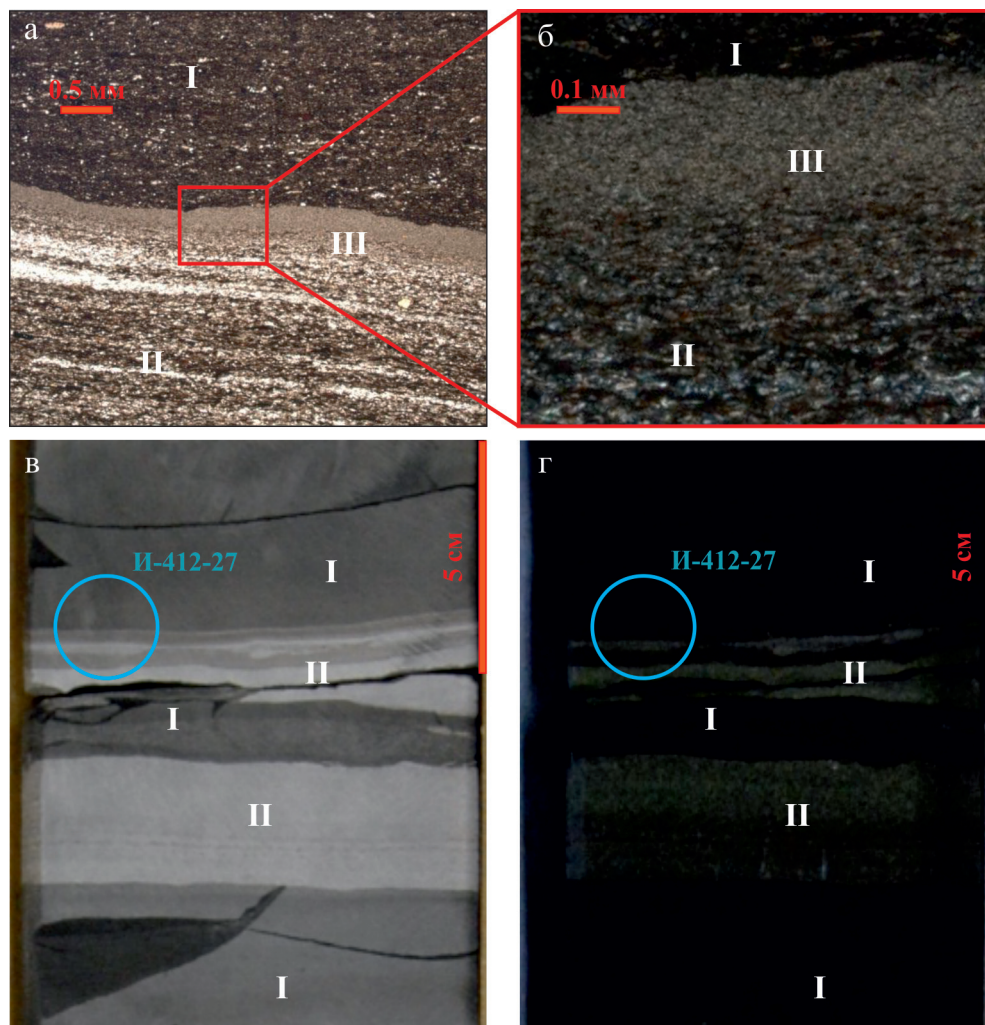


Рис. 5. Фотография шлифа И-412-27 (3076.87 м) (а, б) и керна (в, г) с указанным местом отбора образца.

I – силицит, II – алевро-песчаник, III – глинистая примазка. Условия съемки: а – николи параллельны, б – николи скрещены, в – в дневном, г – в ультрафиолетовом свете.

Fig. 5. Photos of sample's И-412-27 microsection, and core with sampling points.

I – silicilith, II – silty fine sand, III – clayey lubricating layer. Photograph conditions: а – nicols are parallel, б – nicols are crossed, в – daylight and г – UV-light.

зе. В георгиевской свите такие текстуры встречается часто, в том числе вне зон АР. В дополнительном объяснении нуждается механизм появления внутри карбонатов обломков вмещающих пород.

ВОПРОС О ВОЗМОЖНОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ ФРАГМЕНТОВ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ, ПРИСУТСТВУЮЩИХ В ВИДЕ МАКРО- И МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В ОПОЛЗНЕВОЙ МАССЕ АРБ

Геомеханическая модель формирования АРБ предполагает существование не только высокона-

порного разрушения протобаженитов посредством гидроразрыва оползневой пульпой, но и низконапорное расщепление пластин протобаженитов в процессе их всплывания в полужидких осадках на растущем седиментационном склоне [Гришкевич и др., 20176]. Отщепляемые фрагменты фиксируются, деформируются и частично перерабатываются вмещающими осадками седиментационного склона, сохраняя в общих чертах стратиграфическую последовательность исходной разрушаемой пластины. Это позволяет проводить стратиграфическую идентификацию обломков бажениита по их вещественному составу (рис. 10).

В качестве примера рассмотрена скв. 405Р (см. рис. 7). В ней аномальный разрез баженовской сви-

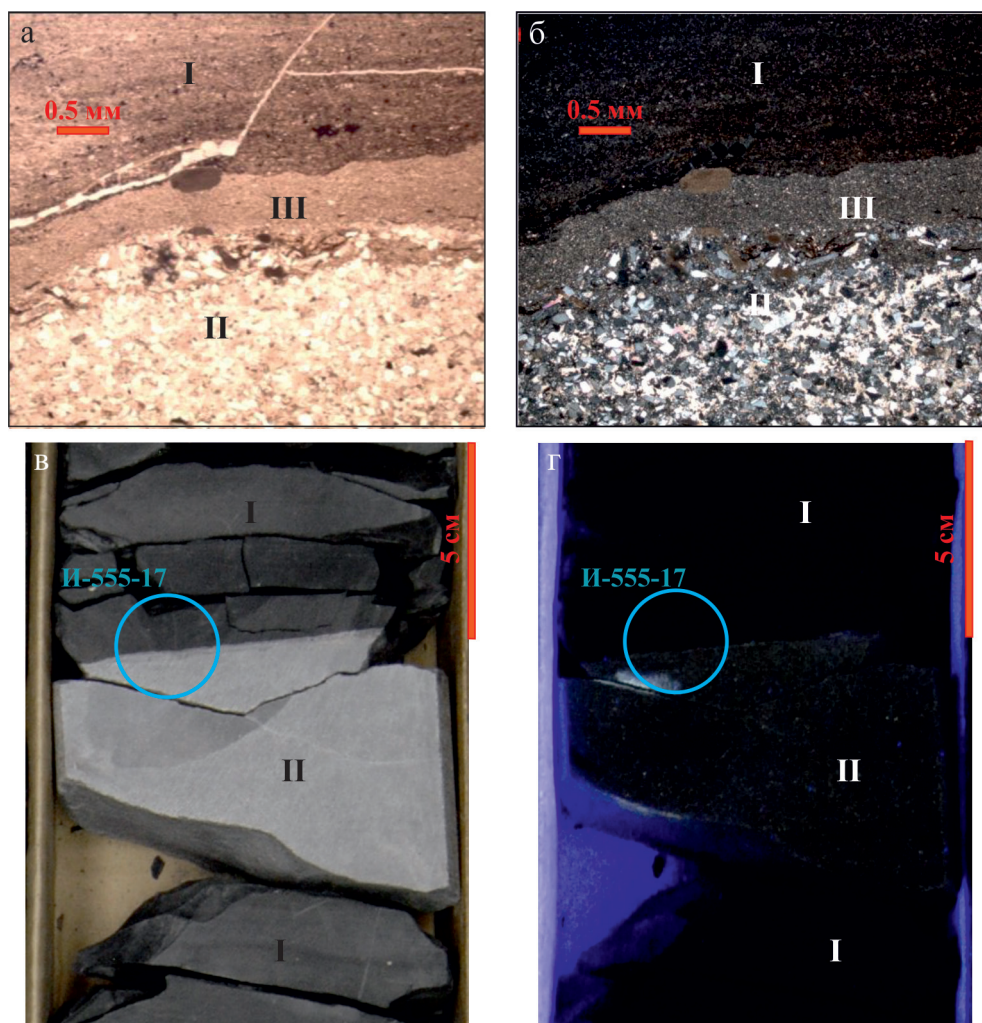


Рис. 6. Фотография шлифа образца И-555-17 и керна с указанным местом отбора образца.
Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 6. Photos of sample's И-555-17 microsection and core with sampling points.
See legend on Fig. 5.

ты стратиграфически простирается от георгиевской свиты до верхневаланжинского пласта Ач₄ (в номенклатуре подсчета запасов нефти 2017 г.). Почти весь интервал покрыт сплошным отбором керна (на рис. 7 интервал отбора керна можно увидеть в графе “литология”, усл. обозначения – см. рис. 1). Кровля баженовской свиты – баженовская пачка 6 вместе с подачимовскими глинами, а также расположенная ниже георгиевская свита надежно коррелируются по каротажным кривым. Внутренняя же корреляция интервала проблематична. Возможность идентификации пачек и их последовательности по отдельным признакам рассмотрена ниже. Пачки охарактеризованы на данной площади по скв. 401 в ненарушенном (“классическом”) залежании баженовской свиты, о чем было сказано в начале статьи.

Интервал пород нуль-плавуности в скв. 405Р (3073.3–3076.2 м) включает в себя пачки 1 и 2 баженовской свиты, представлен в разрезе непрерывной пластиной с деформированными кровлей и подошвой, отделен от непрерывного разреза георгиевской свиты 3-метровым слоем оползневой пульпы с острообломочными включениями силицитов, перекрыт многометровой толщей оползневой массы с яркими пластическими деформациями песков, алевролитов и глин.

Внутри вышележащей оползневой массы по локальному максимуму радиоактивного каротажа (ГК) достаточно надежно идентифицируется олистолит (останец с видимой толщиной 3.5 м) “высокоуглеродистой” пачки 4, представленный слоями, из которых отобраны обр. И-405-63 (глубина 3047.03 м), И-405-57 (3050.32 м) и И-405-56

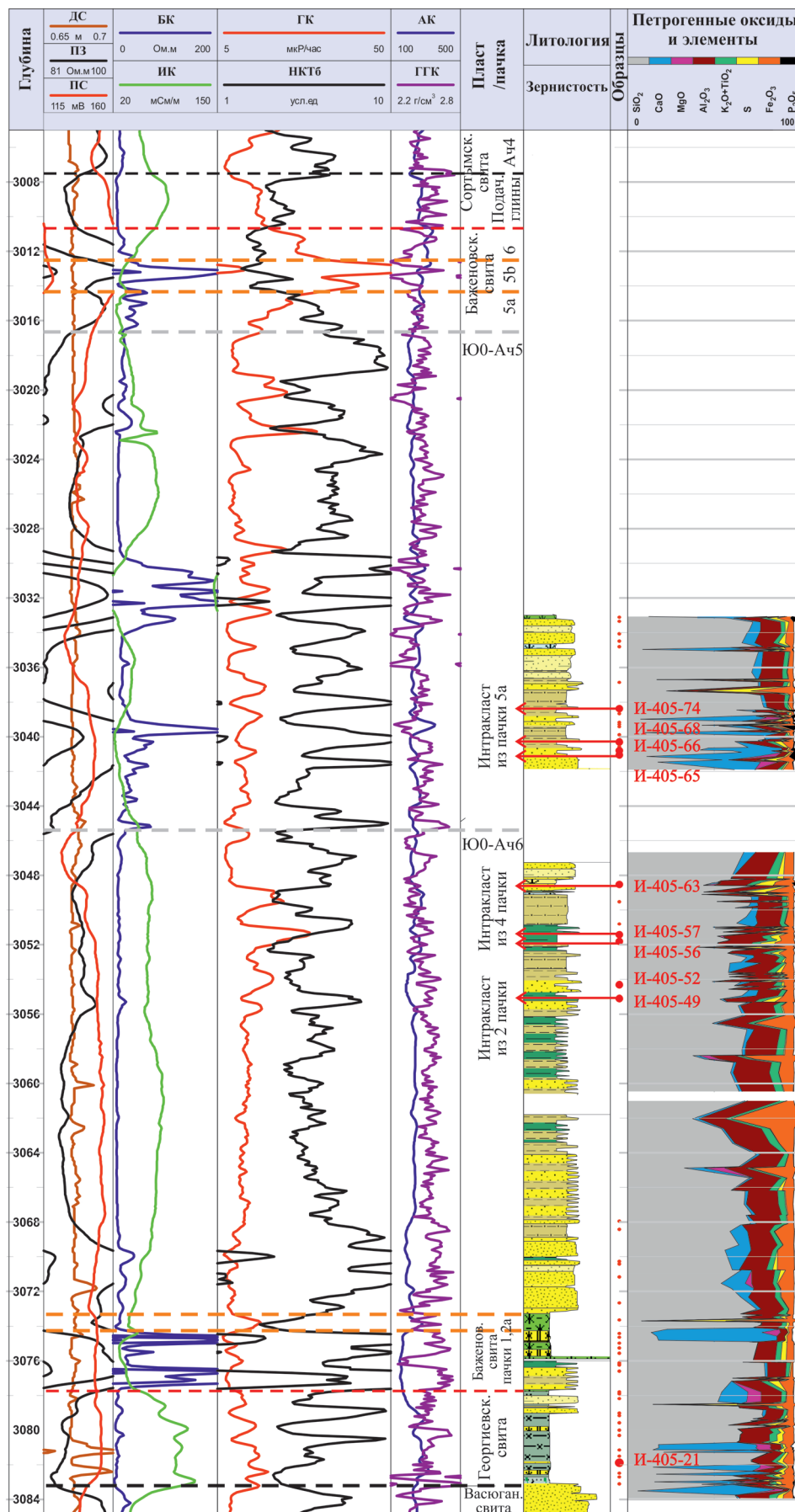


Рис. 7. Скважина 405Р. Интервал аномального строения базеновско-achimovских отложений. Условные обозначения — см. рис. 1.

Fig. 7. Abnormal bazhenovo-achimovo sections of well 405R.

See definition on Fig. 1.

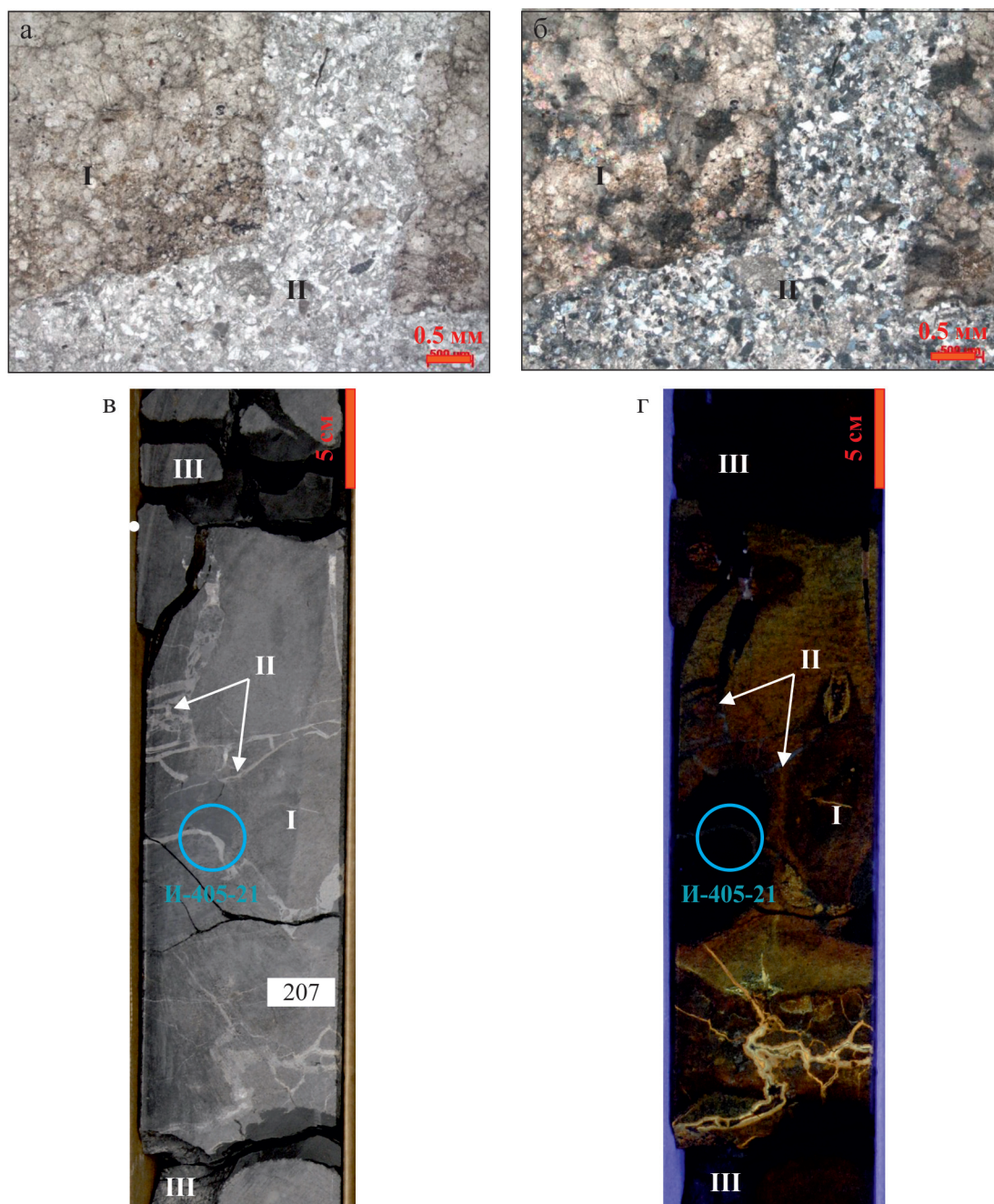


Рис. 8. Фотография шлифа образца И-405-21 (3079.02 м), керна с указанием точки отбора образца.

I – известняк, II – мелкозернистый песчаник, III – глинистый силицит. Условия съемки – см. рис. 5.

Fig. 8. Photos of sample's microsection И-405-21 (3079.02 m), and core with sampling point.

I – limestone, II – finesand, III – clayey silicilith. Photograph condition see on Fig. 5.

(3050.68 м). В шлифе И-405-63 отмечается максимальное содержание керогена, а в шлифе И-405-56 – примесь фосфатного биогенного детрита и цельных скелетных фрагментов, характерных для баженовской пачки 4. Выше 3047 м – останца “высокоуглеродистой” пачки – в аномальном разрезе большинство фрагментов “баженитов” обладают повы-

шенной карбонатностью, характерной для баженовской пачки 5.

Ниже зоны включений пачки 4 (от 3052.5 м) внутри типичной оползневой массы рассредоточены относительно мелкие обломки силицитов с максимально видимыми толщинами до 10–15 см.

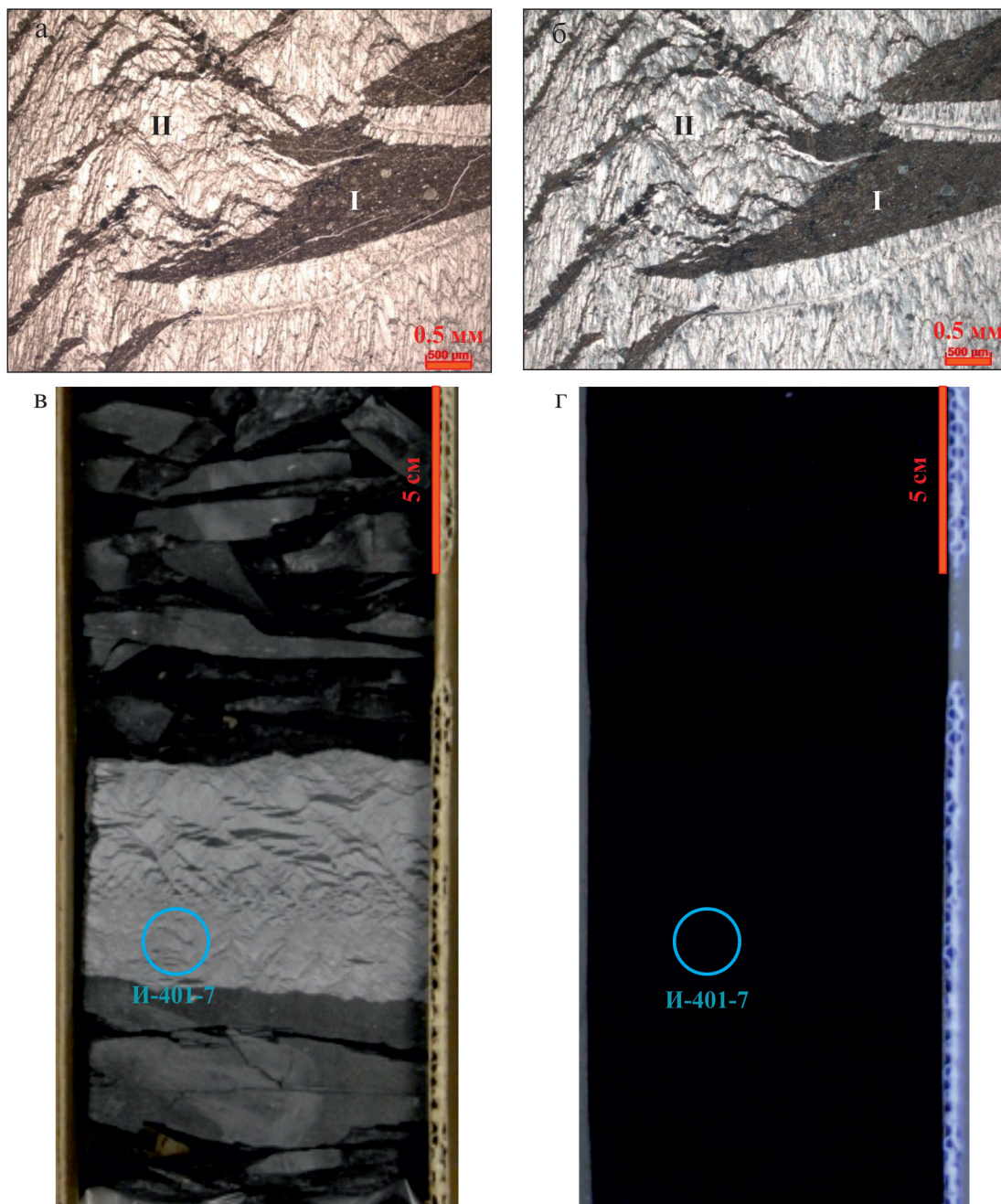


Рис. 9. Фотографии шлифа обр. И-401-7 (3033.55 м) и керна с указанием места отбора образца.
 I – глинистый силицит, II – гигакристаллический известняк с фунтиковой текстурой. Условия съемки – см. рис. 5.

Fig. 9. Sample's И-401-7 microsection photos (3033.55 m), and photos of core with sampling point.
 I – clayey silicilith, II – mega-crystal cone-in-cone limestone. Photograph condition see on Fig. 5.

Петрографический облик обр. И-405-49 – “кероген-кремнево-глинистая порода, глобулярно-пелитовой структуры, тонко горизонтально- и линзовиднослоистая, со сферами, с небольшой примесью алевроитовых неокатанных зерен кварца, слюды и полевого шпата; пиритизированная, слаботрепещиноватая” – типичен для пород пачки 2.

Более интересен обр. И-405-52 (рис. 11). Хрупкий силицит механически разрушен до щебеночной размерности при бурении, порода содержит более светлые угловатые включения. В шлифе основная порода – силицит колломорфный, опаловый с реликтами радиолярий, сильноглинистый (25–30%) и слабоалевритистый, пропитанный ОВ

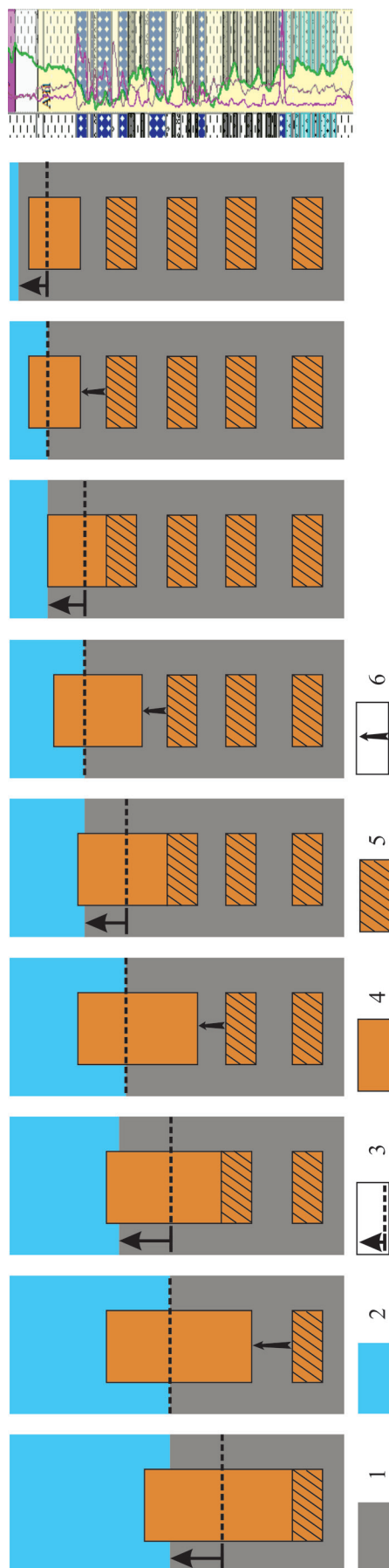


Рис. 10. Геомеханика расщепления протобаженита при всплывании.

1 – полужидкие осадки; 2 – водная толща; 3 – ступенчатый прирост склона; 4, 5 – сохраняемая и отщепляемая части пластины баженита; 6 – всплывание пластины после ее раскола.

Fig. 10. Geomechanical schema of splitting protobazhenit plate during up-floating.

1 – semiliquid sediments; 2 – water volume; 3 – stair slope grows; 4, 5 – saved and splitted parties of protobazhenit mat; 6 – after-splitting plate up-floating.

и тонкодисперсным пиритом, горизонтально- и линзовиднослоистый. Перпендикулярно слоистости его рассекает трещина, заполненная силицитом колломорфным опаловым, абиоморфным, слабоглинистым, без реликтов радиолярий и с редкими примазками ОВ. Единственно возможное объяснение такой текстуры – разрушение во время внедрения оползня литифицированных прослоев глинистого силицита и заполнение возникающих пустот подвижным радиоляритом из малоглинистых прослоев. Таким образом, нелитифицированные радиоляриты, наряду и одновременно с песками-плывунами, могли служить жидкостью гидроразрыва пород.

Аналогичные взаимоотношения наблюдаются между карбонатизированными и нелитифицированными радиоляритами в их разрушенных переслаиваниях. Интервал глубин 3039.7–3041.2 м в керне скв. 405Р визуально классифицируется как зона брекчирования неравномерно карбонатизированных радиоляритов. (рис. 12). Снизу (обр. И-405-65, 3041.38 м) интервал начинается типичным вторичным известняком по радиоляритам (см. обр. И-412-78, рис. 4). В одном из обломков брекчии взят обр. И-405-66 (3041.16 м) (рис. 13), он состоит из двух разновидностей силицита: радиолярита опал-кристаллитового, со слабо кристаллизованным межкомпонентным матриксом (15–20%) опал-кристаллитового состава (рис. 13а, б), радиолярита пятнистого за счет избирательной, крупночастиковой кальцитизации (50%) породы (рис. 13в, г).

Остроугольные обломки карбонатизированных силицитов взвешены в некарбонатных разностях силицитов и алевритистых карбонатизированных песках пульпы. Стенки трещины на разделе пульпа-силицит неровные, глинистые примазки отсутствуют, алевриты пульпы не слоистые (рис. 14). Наряду с разрывами наблюдаются разнообразные пластические деформации пород. При этом пластические деформации литифицированных разностей подвижными радиоляритами могли приводить к образованию их включений. Аналогичные результаты эрозии зафиксированы выше по разрезу еще в одном шлифе И-405-74, 3038.4 м. Стратиграфически исходное переслаивание, наиболее вероятно, является аналогом баженовского слоя 5а.

ВЫВОДЫ

Последние годы Имилорское месторождение интенсивно изучается, разбуривается и вводится в разработку. Модель его геологического строения, в том числе и аномальных разрезов баженовской свиты, в общих чертах устоялась. Она базируется главным образом на сейсмической информации и данных геофизического исследования скважин (ГИС) [Гришкевич и др., 2017а–в]. На базе этой модели

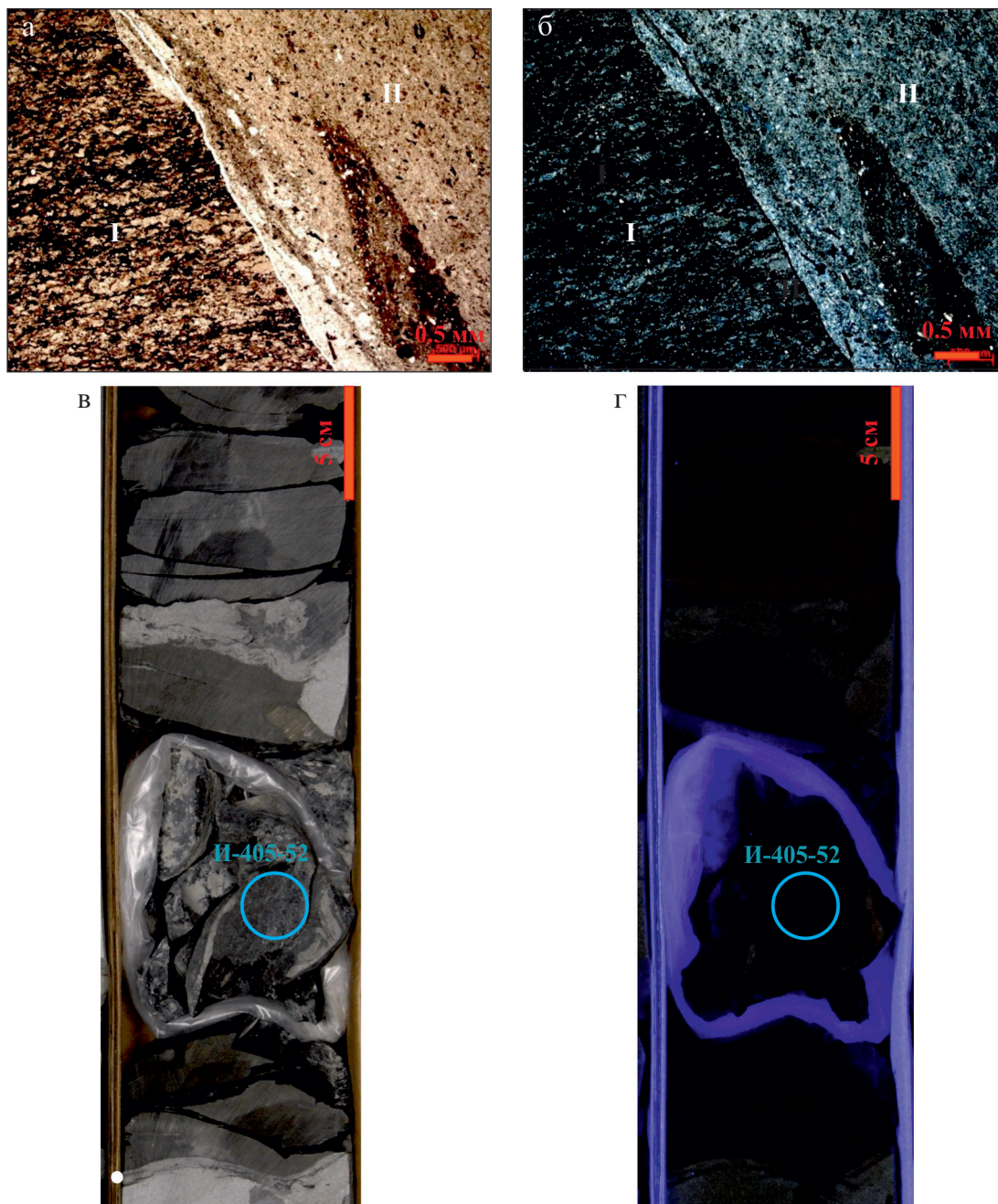


Рис. 11. Фотографии шлифа обр. И-405-52 (3052.99 м) и керна с указанием точки отбора образца.

I – глинистый силицит, обогащенный ОВ; II – слабоглинистый силицит, без признаков ОВ. Условия съемки – см. рис. 5.

Fig. 11. Photos of sample's И-405-52 microsection and core with sampling points.

I – clayey organic enrich silicilith; II – pure silicilith with low argillic and organic admixtures. Photograph condition see on Fig. 5.

осуществлен целенаправленный отбор керна и его петрографическое изучение для проверки принципиальных моментов образования аномальных разрывов баженовской свиты.

Установлено, что максимальная глубина стратиграфического проникновения естественного гидро-разрыва пород – до вторичных карбонатов георги-

евской свиты – обусловлена их высокой объемной плотностью. Латеральное перемещение основных объемов оползневой массы происходило на уровне пачек 1 и 2 баженовской свиты, так как эти слои обладали нуль-плавуучестью по отношению к внедряющейся пульпе при примерном равенстве их объемных плотностей. Следы таких интенсивных пе-

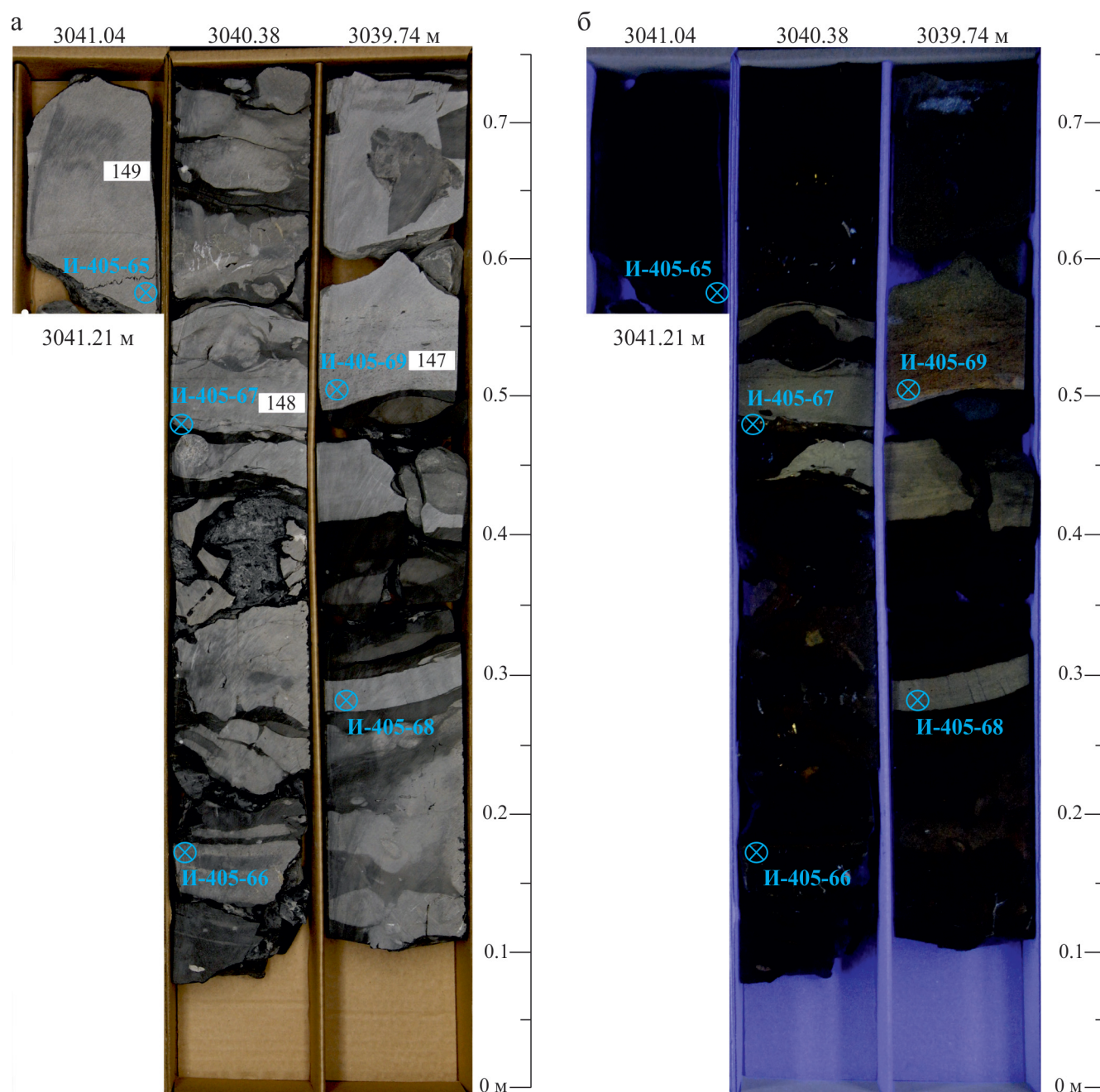


Рис. 12. Фотография керна скв. 405Р с указанием точек отбора образцов (интервал глубин по бурению – 3039.74–3041.21 м) (а – в дневном, б – в ультрафиолетовом свете).

Fig. 12. Photos of core between drilling depths 3039.74–3041.21 m with sampling points (a – daylight, б – UV-light).

ремещений обнаружены в шлифах на стенках горизонтальных проводящих трещин в виде глинистых примазок толщиной около 0.1 мм со строгой ориентацией всех микрокристаллов вдоль стенок и потока. Показано, что механизм последовательного расщепления пластины протобаженита в процессе ее всплывания на растущем седиментационном склоне подтверждается сохранением для об-

ломков баженитов их исходной стратиграфической последовательности. Установлено, что при расщеплении переслаиваний литифицированных и нелитифицированных прослоев радиоляритов первые крошились из-за знакопеременных нагрузок, а вторые – подвижные радиоляриты – выступали в качестве жидкости их гидроразрыва, наряду с песками-плавучими.

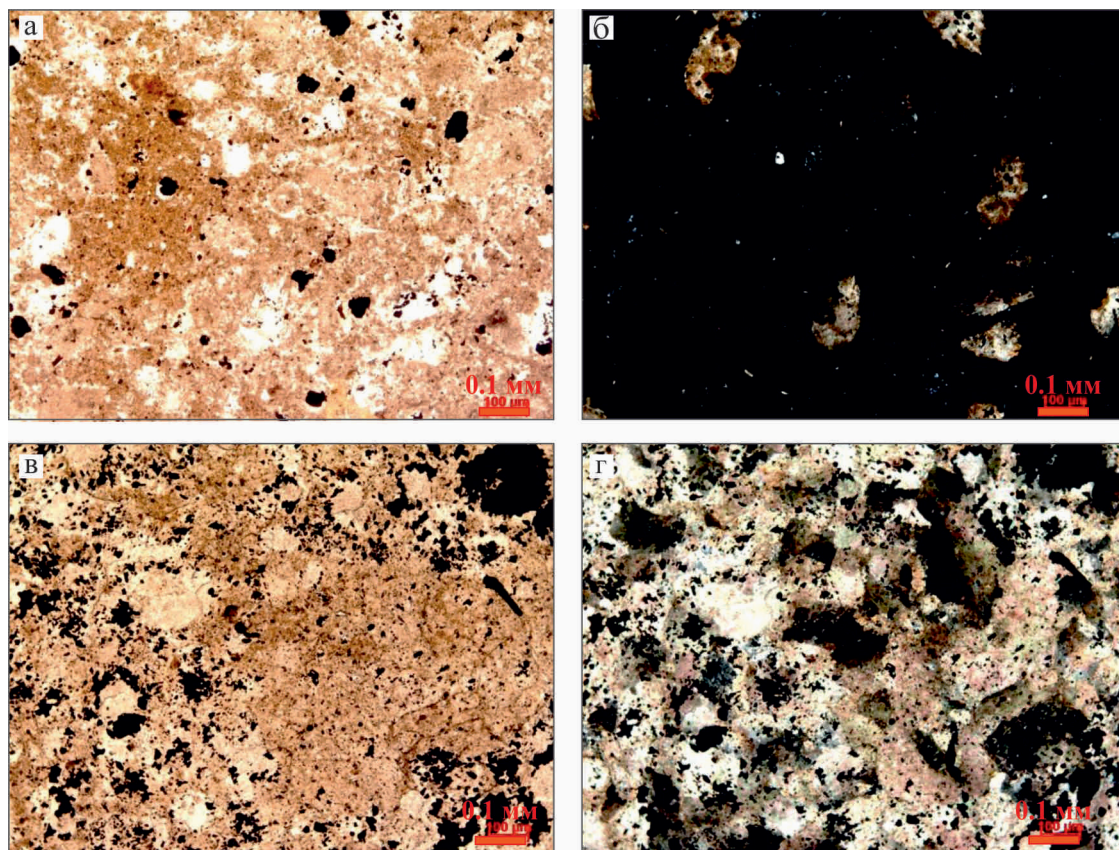


Рис. 13. Фотография шлифа № И-405-66 (3041.16).

а, б – опал-кристобалитовый радиолярит; в, г – радиолярит с пятнистой кальцитизацией. Условия съемки: а, в – николи параллельны; б, г – николи скрещены.

Fig. 13. Sample's И-405-52 (3041.16) microsection photos.

а, б – opal-cristobalitic radiolarite; в, г – spotty calcinated radiolarite. Photograph condition: а, в – nicols are parallel; б, г – nicols are crossed.

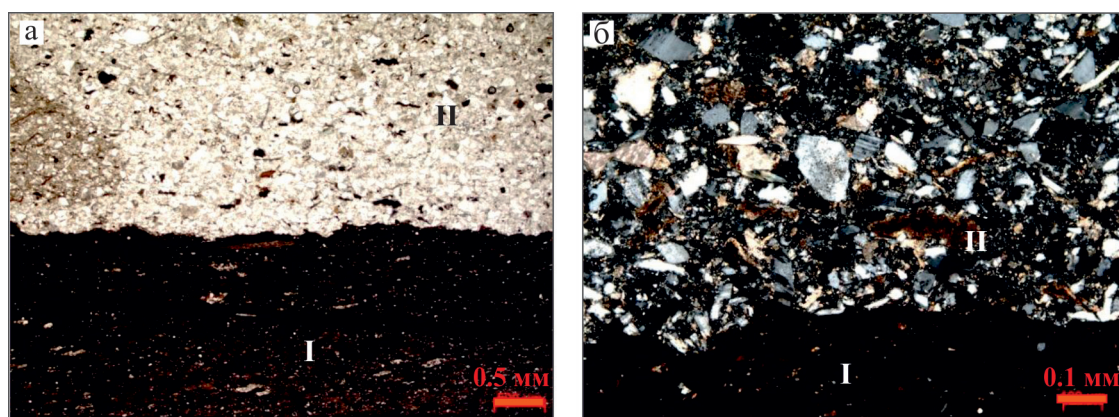


Рис. 14. Фотография шлифа № И-405-68 (3040.4 м).

I – глинистый силицит, II – алевритистый мелкозернистый песчаник. Условия съемки: а – николи параллельны, б – николи скрещены.

Fig. 14. Sample's И-405-52 microsection photos (3040.4 m).

I – clayey silicilith, II – silty fine sandstone. Photograph condition: а – nicols are parallel, б – nicols are crossed.

Полученные результаты, с одной стороны, на уровне микроструктуры пород подтвердили гидро-разрыв баженинов оползневой пульпой в качестве главного механизма формирования АР. С другой стороны, выяснилось, что на петрографическом уровне оказались зафиксированными свойства – степень литификации – различных литологических разностей пород баженовской и георгиевской свит на момент внедрения оползня. Эта информация может быть полезна при уточнении теоретической модели поэтапной литификации георгиевско-баженовских пород.

Авторы выражают свою искреннюю признательность И.В. Панченко, чья аргументированная критика способствовала улучшению текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борзенко Е.И. (2009) Численное моделирование течений реологически сложной жидкости в плоских каналах. Томск: ТГУ, 20 с.
- Брадучан Ю.В., Булыникова С.П., Вячкилева Н.П., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Климова И.Г., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Месежников М.С., Нальняева Т.И., Турбина А.С. (1986) Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Новосибирск: Наука, 216 с.
- Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Долматова С.С., Лагутина С.В., Лаптей А.Г., Межецкий В.В., Панина Е.В. (2017б) О следах раскола островов протобаженита на седиментационном палеосклоне. *Литосфера*, (4), 48-61.
- Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Лагутина С.В., Москаленко Н.Ю., Смоляков Г.А., Панина Е.В., Лаптей А.Г., Торопов Э.С., Стариков В.С., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В., Черноскулова В.А. (2017в) Некоторые аспекты совместного моделирования отложений ачимовской толщи и аномальных разрезов баженовской свиты. *Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа*, (9), 27-42.
- Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В., Долматова С.С., Лаптей А.Г., Торопов Э.С., Стариков В.С., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В. (2017а) Геомеханическая модель формирования аномальных разрезов баженовской свиты: физическое моделирование и практическое применение. *Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа*, (3), 33-47.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. (2012) Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии). *Литосфера*, (6), 14-36.
- Малкин А.Я. (2015) Реология суспензий. *Реология и физико-химическая механика гетерофазных систем*. М.: МГУ, 6-9.
- Микуленко К.И., Острый Г.Б. (1968) Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 11-18.
- Нежданов А.А. (2004) Геолого-геофизический анализ строения нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Тюмень: ТюмГНГУ, 458 с.
- Панченко И.В., Немова В.Д. (2015) Детализация строения разреза баженовского горизонта путем выделения литолого-палеонтологических маркеров. *Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа-Югры*. Вып. XVIII, т. 1, 87-92.
- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. (2016) Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керны и ГИС. *Геология нефти и газа*, (6), 22-34.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А. (2017) Закономерности распространения кремнистых пород и “кокколитовой” пачки баженовской свиты. *Геология и геофизика*, 58(3-4), 511-521.
- Osuji C.O., Weitz D.A. (2008) Highly anisotropic vorticity aligned structures in a shear thickening attractive colloidal system. *Soft Matter*. Advance Articles DOI: 10.1039/b716324j
- Wagner N.J., Brady J.F. (2009) Shear thickening in colloidal dispersions. *Physics Today*, American Institute of Physics, S-0031-9228-0910-010-8, 27-32.

REFERENCES

- Borzenko E.I. (2009) *Chislennoe modelirovanie techenii reologicheski slozhnoi zhidkosti v ploskikh kanalakh* [Numeral modeling of tricky rheological fluid within plate slots]. Tomsk, Tomsk State Univ. Publ., 20 p. (In Russian)
- Braduchan Ju.V., Bulynnikova S.P., Vyachkileva N.P., Gol'bert A.V., Gurari F.G., Zakharov V.A., Klimova I.G., Kozlova G.E., Lebedev A.I., Mesezhnikov M.S., Nal'nyaeva T.I., Turbina A.S. (1986) *Bazhenovskii gorizont Zapadnoi Sibiri (stratigrafiya, paleogeografiya, ekosistema, neftegazonosnost')* [Bazhenov horizon of the West Siberia: stratigraphy, paleogeography, ecosystem, oil and gas productivity]. Novosibirsk, Nauka Publ., 216 p. (In Russian)
- Deev E.V., Zol'nikov I.D., Staroverov V.N. (2012) Some types of deposits and textures as a result of rapid geological processes (on the example of different age complexes of northern Eurasian). *Litosfera*, (6), 14-36. (In Russian)
- Eder V.G., Zamirailova A.G., Yan P.A. (2017) The regularities of the distribution of siliceous mudstones and “coccolith” member of the bazhenovformation. *Geol. Geofiz.*, 58(3-4), 511-521. (In Russian)
- Grishkevich V.F., Gatina N.N., Dolmatova S.V., Lagutina S.V., Laptei A.G., Mezhetetskii V.V., Panina E.V. (2017б) Lithological markers of protobazhenit mats splitting on sedimentary slope. *Litosfera*, (4), 48-61. (In Russian)
- Grishkevich V.F., Kasatkin V.E., Lagutina S.V., Moskalenko N.Yu., Smolyakov G.A., Panina E.V., Laptei A.G., Tоропов E.S., Starikov V.S., Horoshev N.G., Blinkova A.V., Chernoskulova V.A. (2017в) Some aspects of Achimovo layers and abnormal sequences Bazhenovo Formation joint modeling. *Geologiya, geofizika i razrabotka mestorozhdenii nefiti i gaza*, (9), 27-42. (In Russian)

- Grishkevich V.F., Lagutina S.V., Panina E.V., Dolmatova S.S., Laptei A.G., Toropov E.S., Starikov V.S., Khoroshev N.G., Blinkova A.V. (2017a) Geomechanical model of bazhenov abnormal sequence's generation: physical experiments and practical usage. *Geologiya, geofizika i razrabotka mestorozhdenii nefti i gaza*, (3), 33-47. (In Russian)
- Malkin A.Ja. (2015) Rheology of suspenszion. *Reologiya i fiziko-khimicheskaya mekhanika geterofaznykh system* [Rheology and physic-chemical mechanics of heterophase systems]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 6-9. (In Russian)
- Mikulenko K.I., Ostryi G.B. (1968) Slump formations in West Siberian Mesozoic deposits. *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 11-118. (In Russian)
- Nezhdanov A.A. (2004) *Geologo-geofizicheskii analiz stroeniya neftegazonosnykh otlozhenii Zapadnoi Sibiri dlya tselei prognoza i kartirovaniya neantiklinal'nykh lo-vushek i zalezhei UV*. Dis. ... dokt. geol.-min. nauk [Geological and geophysical feature analyses of West Siberia oil productive sediments for non-anticline HC traps forecasting and mapping]. Doct. geol. and min. sci. diss., 458 p. (In Russian)
- Osuji C.O., Weitz D.A. (2008) Highly anisotropic vorticity aligned structures in a shear thickening attractive colloidal system. *Soft Matter*. Advance Articles DOI: 10.1039/b716324j
- Panchenko I.V., Nemova V.D. (2015) Bazhenov horizon detail reconstruction by lithological-paleontological marker's definition. *Nauchno-prakticheskaya konferentsiya "Puti realizatsii neftegazovogo i rudnogo potentsi-ala Hanty-Mansiiskogo Avtonomnogo Okruga-Yugry"*. Vyp. XVIII, t. 1 [Ways of realization of oil and gas and ore potential of Khanty-Mansiisk Autonomous Okrug-Ugra. Proc. XVIII, vol. 1], 87-92. (In Russian)
- Panchenko I.V., Nemova V.D., Smirnova M.E., Il'ina M.V., Baraboshkin E.JU., Il'in V.S. (2016) Stratigraphy and detail correlation of Bazhenov horizon in Western Siberia central part based on lithological and paleontological core studies. *Geologiya nefti i gaza*, (6), 22-34. (In Russian)
- Wagner N.J., Brady J.F. (2009) Shear thickening in colloidal dispersions. *Physics Today*, American Institute of Physics, S-0031-9228-0910-010-8, 27-32.

УДК 553.634.2:551.736.2(470.52/56)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-228-241

Формирование и сохранность полигалитсодержащих пород в галогенных отложениях южного Приуралья

© 2019 г. А. К. Вишняков, М. С. Вафина, В. И. Поклонов

ЦНИИГеолнеруд, 420097, г. Казань, ул. Зинина, 4, e-mail: technology-geolnerud@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.02.2018 г., принята к печати 07.06.2018 г.

Объект и цель исследований. В работе отражены результаты исследования полигалитсодержащих пород на северо-востоке Оренбургской области в пределах Шарлыкской поисковой площади, в целях уточнения закономерностей развития и преобразования этих пород, а также выявления возможных условий их разрушения. **Материалы и методы.** Изучались литературные, фондовые и керновые материалы по южному Приуралью. Образцы для изготовления шлифов отбирались из керна скважин, вскрывших полигалитсодержащие породы. Шлифы изготавливались (по возможности) в двух взаимно перпендикулярных срезах относительно оси монолитного образца керна. Учитывая высокую растворимость соляных минералов (галит) и возможность преобразования в водной среде других соединений (например, полигалита в гипс за счет выщелачивания из него катионов K и Mg), изготовление шлифов проводилось в безводных жидкостях (керосин, трансформаторное масло). Петрографический анализ проводился на микроскопе "Полам-213". Геологические разрезы были построены с помощью программы Corel Draw 13. Для построения разрезов изучались геофизические данные (гамма-каротаж) и литологический состав. **Результаты.** Выявлено преобразование пелитоморфных сульфатных скоплений в полигалитовые образования с дальнейшим образованием в кристаллические сростания. Выдвинуто предположение о диагенетической природе этого процесса. Размещение полигалитовой минерализации по разрезу установило влияние палеорельефа дна бассейна на интенсивность накопления полигалитового материала. Возможности его последующего разрушения возникали на локальных участках вследствие геологических процессов. **Вывод.** Проведенные исследования позволяют прогнозировать участки наиболее богатых скоплений полигалитов в южном Приуралье.

Ключевые слова: соли калийные, магниевые сульфатные, полигалит, ангидрит, преобразование, перекристаллизация, Приуралье

Formation and preservation of polyhalite-containing rocks in the halogen sediments of the Southern Cis-Urals

Andrey K. Vishnyakov, Marianna S. Vafina, Valerii I. Poklonov

Central research institute of geology of nonmetallic minerals, 4 Zinin st., Kazan 420097, Russia, e-mail: technology-geolnerud@yandex.ru

Received 08.02.2018, accepted 07.06.2018

Research subject. In this research, we set out to investigate polyhalite-containing rocks of the Southern Urals. The purpose of this study was to characterize the patterns of formation and transformation of polyhalite-containing rocks, as well as to identify conditions leading to their destruction. **Materials and methods.** We studied available literature and archive materials on the southern Urals, as well as core samples. Samples for thin sections were taken from the core of polyhalite-containing rocks. The sections were manufactured (where possible) in 2 mutually perpendicular cuts relative to the axis of the monolithic core sample. Considering a high solubility of salt minerals (halite) and the possibility of converting other minerals in aqueous media (e.g., polyhalite into gypsum due to the leaching of K and Mg cations herefrom), thin sections were manufactured in anhydrous liquids (kerosene, transformer oil). In order to determine the mineralogical composition, as well as the structural and textural features of the polyhalite-containing rocks under study, a petrographic analysis of the thin sections was carried out optically using a Polam-213 microscope. Geological sections were built using Corel Draw 13. To this end, geophysical data (gamma-ray logging) and lithological composition were studied. **Results.** It is found that pелитоморфic sulphate clusters transform into polyhalites followed by their further recrystallization into crystalline accretions. The diagenetic nature of this process is presumed. The location of polyhalite mineralization in the rocks under study confirms the effect of the basin bottom paleorelief on the intensity of polyhalite material accumulation. Conditions determining further destruction of these rocks were formed in local areas under the influence of various geological processes. **Conclusion.** The results of our research can be used for predicting zones rich in polyhalites in the southern Cis-Urals.

Keywords: potassium salts, magnesium sulphate, polygalite, anhydrite, transformation, recrystallization, Southern Cis-Urals

Для цитирования: Вишняков А.К., Вафина М.С., Поклонов В.И. (2019) Формирование и сохранность полигалитсодержащих пород в галогенных отложениях южного Приуралья. *Литосфера*, 19(2), 228–241. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-228-241

For citation: Vishnyakov A.K., Vafina M.S., Poklonov V.I. (2019) Formation and preservation of polyhalite-containing rocks in the halogen sediments of the Southern Cis-Urals. *Litosfera*, 19(2), 228–241. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-228-241

ВВЕДЕНИЕ

В соленосных отложениях кунгурского яруса нижней перми южного Приуралья, в Нагинской, Грабенской, Красноярской, Буренной и ряда других структур в разное время были отмечены отдельные проявления полигалита.

Проведенные В.В. Хариным в 1979 г. на Струковской структуре сопоставления аналитических данных кернового материала со значениями гамма-каротажа этих же скважин показали, что повышенная гамма-активность низов соленосной толщи обусловлена наличием в этих интервалах минерала полигалита ($K_2MgCa[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$). Это позволило ему предположить, что широко отмечаемая в Оренбургском Приуралье повышенная гамма-активность в низах соленосной толщи может быть связана с присутствием в них полигалитовой минерализации. Наиболее детально она изучена на северо-востоке Оренбургской области в Ивановско-Салмышской зоне развития полигалитсодержащих пород на Шарлыкской поисковой площади, включающей в себя Шарлыкский участок оценочных работ (рис. 1).

Ивановско-Салмышевская зона развития полигалитсодержащих пород находится на северо-востоке Оренбургского свода фундамента, восточное окончание которого осложнено Предуральским краевым прогибом. По пермским отложениям район Ивановско-Салмышской зоны расположен в пределах Восточно-Оренбургского валообразного поднятия. Начиная с позднепермского и до четвертичного времени для него характерно постепенное воздымание, которое продолжается и в настоящее время [Галкин и др., 1972]. Полигалитсодержащие породы установлены здесь в низах соленосных отложений (рис. 2), которые представлены шестью циклами чередования отложений каменной соли и ангидритов ($CaSO_4$), отображающих процессы седиментации в Предуральско-Прикаспийском соленосном бассейне [Яхимович, 1957; Тихвинский, 1976]. Первый снизу цикл (улаганские слои) содержит два пласта полигалитсодержащих пород. Наиболее богатый нижний пласт со средним содержанием полигалита в 44.29% (при максимальном до 87.02%) и мощностью от 17.1 до 27.9 м и послужил предметом исследований. На каротажных диаграммах ГК он характеризуется четко выраженной аномалией со значениями в 15–49 мкР/ч. Пласт подстилается ангидритовыми породами мощностью 1.1–2.5 м, содержащими небольшое количество полигалита (до 6.19%), магнетита $MgCO_3$ (до 7.9%), доломита $CaMg(CO_3)_2$ (до 2.6%) и галита $NaCl$ (до 14.3%). Выше пласта залегают соляная пачка, в разрезе которой выделяются более бедный верхний полигалитовый пласт (со средним содержанием полигалита 10.45%) мощностью до 14.8 м. Он отделяется от нижнего толщей

каменной соли средней мощностью 37 м. Верхний пласт перекрывается каменной солью средней мощностью 12 м.

Вышезалегающие I–VI циклы (эльтонские слои) представляют собой мощную галогенную толщу, состоящую из ритмично повторяющихся пачек ангидритовых, галит-ангидритовых и ангидрит-галитовых пород с каменной солью. Содержание полигалита в ангидритсодержащих пачках этих циклов колеблется от нуля до первых единиц процента, достигая наибольших значений (10.8%) во II цикле.

Высокие содержания полигалита в нижнем пласте I цикла и средняя мощность (более 20 м) позволяют считать его перспективным для промышленной разработки как исходного сырья для получения бесхлорных сульфатных калийных и калийно-магнєвых удобрений. Именно это и обусловило необходимость установления закономерностей его формирования и сохранения в нем полигалитовой минерализации.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

По материалам поисковой и трех оценочных скважин, расположенных в пределах Шарлыкского участка, пласт представляет собой достаточно монолитное образование. В общем плане он сложен (снизу вверх) полигалит-ангидритовыми, ангидрит-полигалитовыми, полигалитовыми, галит-ангидрит-полигалитовыми, галит-полигалитовыми и полигалит-галитовыми породами, которые не всегда закономерно, но постепенно переходят из одной разновидности в другую вверх по разрезу. Породы отличаются друг от друга текстурой и минеральным составом. Выделение их осуществлялось на основании процентного содержания (более 10%) преобладающего минерала. Данные породы были суммированы в зоны, минеральный состав которых представлен в табл. 1.

Как видно из таблицы, полигалит-ангидритовая, ангидрит-полигалитовая и полигалитовая зоны отмечаются наименьшим содержанием галита (в среднем 1.2%). В керне такая порода представлена невыдержанными, нередко разорванными прослоями серого тонкозернистого полигалита с темно-серыми пятнами ангидрита и зернами галита (рис. 3).

В шлифе (рис. 4) она сложена микрозернистыми агрегатами из зерен полигалита размером 0.005–0.08 мм, плитчатой, чаще неправильной формы, с участками пелитоморфного вещества в виде сгусточек и пятен размерами от 0.1 до 2–3 мм. На контакте с зернами галита кристаллики полигалита (рис. 5) перекристаллизованы до 0.2–0.3 мм, они приобретают пластинчатую, а затем столбчатую, иглоподобную формы, которые, срастаясь, образуют агрегаты пучковидного, радиально-лучистого строения. Все кристалли-

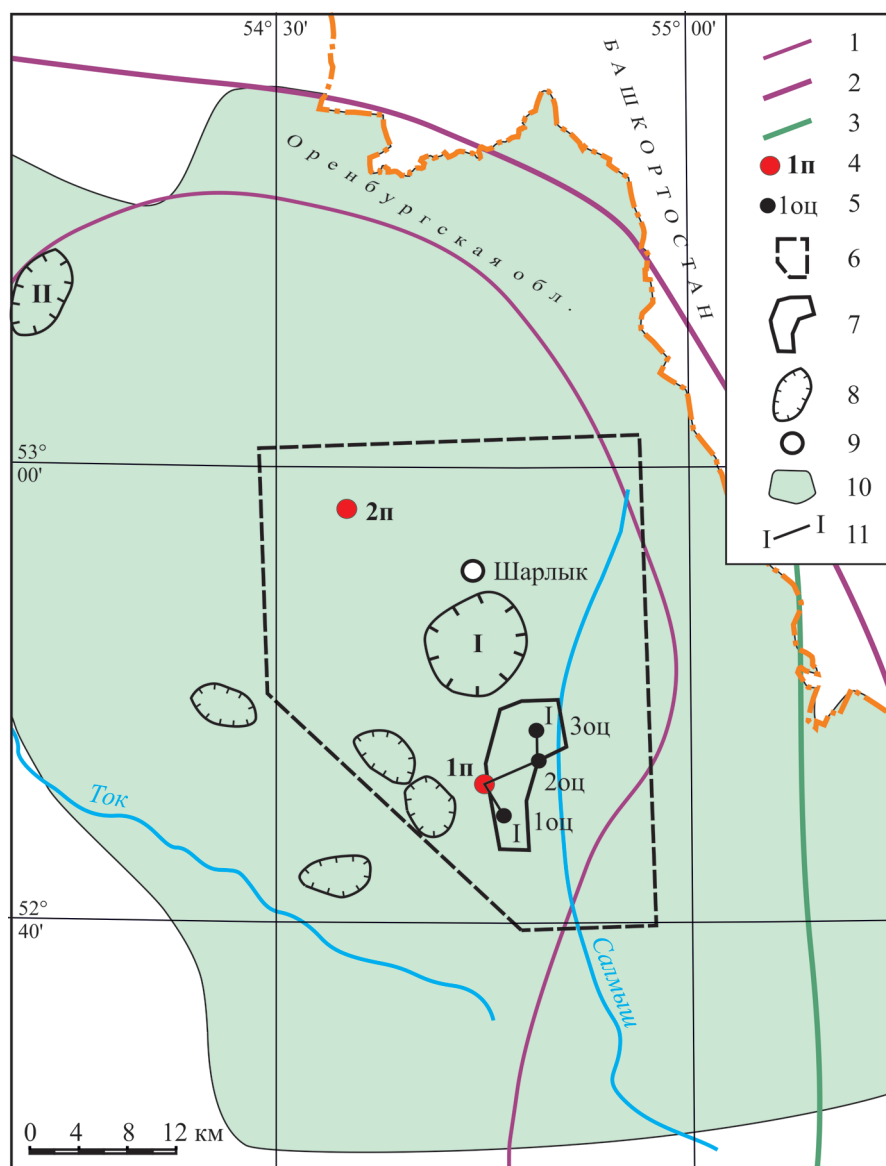


Рис. 1. Схема района полигалитсодержащих пород Ивановско-Салмышской зоны (по материалам В.В. Харина, [2003], составил В.И. Поклонов.)

1 – контур Восточно-Оренбургского валообразного поднятия; 2 – контур Оренбургского свода кристаллического фундамента; 3 – западная границ Предуральского краевого прогиба; 4 – поисковые скважины; 5 – оценочные скважины; 6 – контур Шарлыкской поисковой площади; 7 – контур Шарлыкского оценочного участка; 8 – палеокарстовые понижения в кровле кунгурского яруса (I – Мустафинская впадина, II – впадина в районе Яфаровской и Максимовской нефтепоисковых площадей); 9 – поселок городского типа; 10 – площадь развития полигалитовых пород; 11 – профиль I–I.

Fig. 1. The Scheme of the region of polygalite-bearing rocks of the Ivanovo-Salmysh zone (based on the materials of V.V. Kharin, [2003], was made by V.I. Poklonov).

1 – contour of the East Orenburg wave-shaped uplift; 2 – contour of the Orenburg arch of the crystalline basement; 3 – the western borders of the Cis-Uralian edge trough; 4 – exploratory wells; 5 – evaluation wells; 6 – the contour of the Charlyk search space; 7 – the contour of the Sharlyk appraisal area; 8 – paleoclastic depressions in the roof of the Kungurian stage (I – Mustafinskaya depression, II – depression in the area of Yafarov and Maksimovskoye oil prospecting areas); 9 – urban-type settlement; 10 – the area of development of polygalithic rocks; 11 – section I–I.

ки полигалита врастают внутрь зерен галита. Галит присутствует в виде реликтов зерен, имеющих извилистые, неправильные формы размером до 5–6 мм. Пелитоморфное вещество образует сгуст-

ки между агрегатами микрозернистого полигалита и зернами галита. В породе иногда встречаются единичные идиоморфные кристаллы ангидрита размером 1–4 мм.

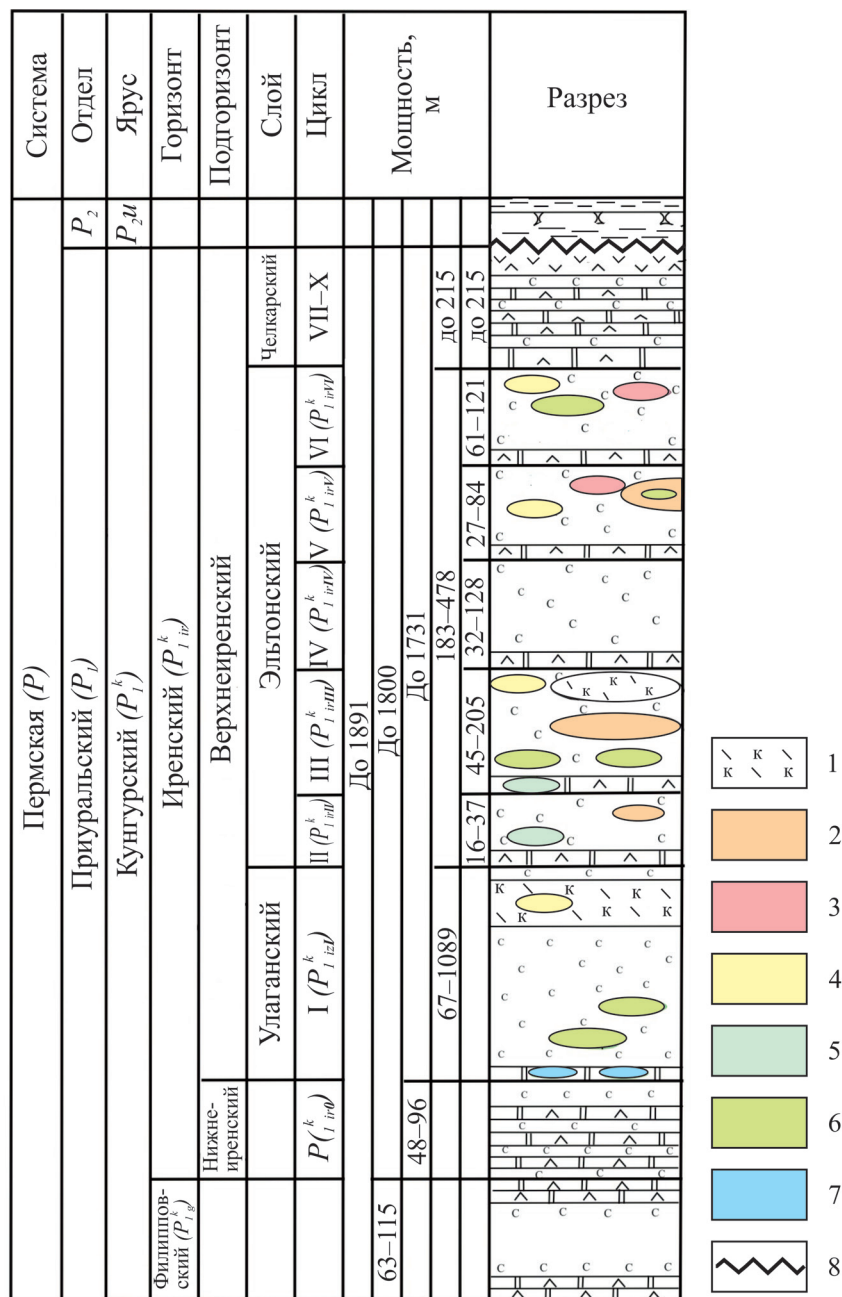


Рис. 2. Сводный разрез кунгурской галогенной формации в пределах Оренбургского свода и его склонов (по материалам И.Н. Тихвинского, 1963 г., с уточнениями, А.К. Вишнякова и В.И. Поклонова).

1–2 – каменная соль с прослоями и включениями: карналлита (1) и полигалита (2), 3 – сильвиниты, 4 – карналлитовые и галит-карналлитовые породы, 5 – полигалит-ангидритовые и ангидрит-полигалитовые породы, 6 – полигалит-галитовые и галит-полигалитовые породы, 7 – полигалитовые породы, 8 – несогласное залегание.

Fig. 2. A combined section of the Kungur halogen formation within the Orenburg vault and its slopes (according to the materials of I.N. Tikhvinsky, 1963, specified by A.K. Vishnyakov and V.I. Poklonov).

1–2 – rock salt with interlayers and inclusions: carnallite (1) and polyhalite (2), 3 – sylvinites, 4 – carnallite and halite-carnallite rocks, 5 – polyhalite-anhydrite and anhydrite-polyhalite rocks, 6 – polyhalite-halite and halite-polyhalithic rocks, 7 – polyhalithic rocks, 8 – unconformity bedding.

При увеличении количества галита порода переходит в галит-ангидритовую и галит-ангидрит-

полигалитовую разности. Последняя показана на рис. 6 и представляет собой мозаику тесно срос-

Таблица 1. Содержание основных минералов в литологических зонах нижнего (1-го) калиеносного пласта Шарлыкского оценочного участка**Table 1.** The content of the main minerals in the lithological zones of the lower (1st) potassium layer of the Sharlyk evaluation sit

Участок/часть/зона			Показатели	Скв. № 1оц	Скв. № 1п	Скв. № 2оц	Скв. № 3оц
Среднее содержание и мощность горизонта			Мощность, м	23.55	24.2	20.45	26.03
			Галит, %	22.59	25.83	24.01	26.58
			Ангидрит, %	27.78	31.3	24.05	24.76
			Полигалит, %	40.51	34.93	47.69	44.75
Участок с преобладанием галита	Верхняя часть	Полигалит-галитовая зона	Мощность, м	5.95	8.9	6.6	8.0
			Галит, %	75.95	70.28	68.03	62.47
			Ангидрит, %	2.29	0.62	2.2	16.98
			Полигалит, %	19.69	24.23	26.79	28.35
	Нижняя часть	Ангидрит-галит-полигалитовая зона	Мощность, м	2.05	1.6	—	—
			Галит, %	26.64	21.48	—	—
			Ангидрит, %	15.91	10.34	—	—
			Полигалит, %	54.87	64.38	—	—
		Галит-ангидрит-полигалитовая зона	Мощность, м	—	—	—	2.45
			Галит, %	—	—	—	10.35
			Ангидрит, %	—	—	—	14.43
			Полигалит, %	—	—	—	70.62
		Галит-полигалитовая зона	Мощность, м	7.7	9.7	6.4	3.55
			Галит, %	33.84	23.62	26.21	33.44
			Ангидрит, %	4.8/5	4.71	7.36	2.67
			Полигалит, %	70.34	67.72	62.8	58.67
Участок с малым количеством галита	Верхняя часть	Полигалитовая зона	Мощность, м	—	—	—	3.75
			Галит, %	—	—	—	3.88
			Ангидрит, %	—	—	—	2.09
			Полигалит, %	—	—	—	86.47
	Нижняя часть	Ангидрит-полигалитовая зона	Мощность, м	1.4	6.9	4.1	6.08
			Галит, %	4.47	1.3	0.55	0.97
			Ангидрит, %	13.48	47.44	24.85	21.87
			Полигалит, %	77.94	43.41	69.43	69.88
		Полигалит-ангидритовая зона	Мощность, м	—	—	3.35	—
			Галит, %	—	—	1.24	—
			Ангидрит, %	—	—	61.81	—
			Полигалит, %	—	—	31.73	—
		Ангидритовая зона	Мощность, м	6.9	1.1	—	2.2
			Галит, %	7.7	9.2	—	19.55
			Ангидрит, %	84.97	70.64	—	69.54
			Полигалит, %	1.8	6.04	—	7.82



Рис. 3. Ангидрит-полигалитовая порода (светлое – полигалит), скв. № 1-п, инт. 679.7–680.0 м.

Содержание основных породообразующих минералов (ориентировочно): галита – 8, ангидрита – 13, полигалита – 79%.

Fig. 3. Anhydrite-polyhalithic rock (light – polygalite), well No. 1-p, int. 679.7–680.0 m.

The content of the main rock-forming minerals is approximately: halite – 8, anhydrite – 13, polyhalite – 79%.

шихся друг с другом агрегатов неправильных форм серого полигалита и темно-серого ангидрита, выполняющих в основном роль базального цемента. Те агрегаты, которые в породе содержатся в подчиненном количестве, имеют форму изометричных обломков, нередко прямоугольных очертаний, размером 3–4 см. В некоторых случаях сохраняются фрагменты первичной слоистой текстуры. При

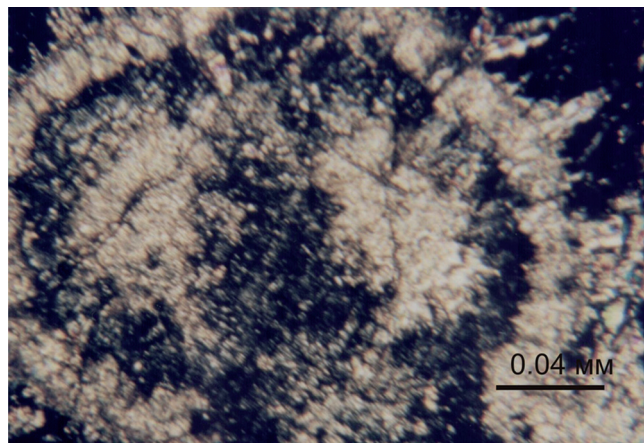


Рис. 4. Ангидрит-полигалитовая порода.

Контакт ангидрит-полигалитовой массы (светлые пятна) с вкрапленником галита (черное). Видна кайма пелитового вещества (темная полоска) в центральной части сульфатной массы. В краях последней видны лучистые кристаллы полигалита, вдающиеся в галит. С анализатором.

Fig. 4. Anhydrite-polyhalite rock.

Contact of anhydrite-polygalite mass (light spots) with phenocrysts of halite (black). A border of pelitic substance (dark strip) is visible in the central part of the sulphate mass. At the edges of the latter one can see radiant crystals of polygalite, which protrude into halite. With the analyzer.

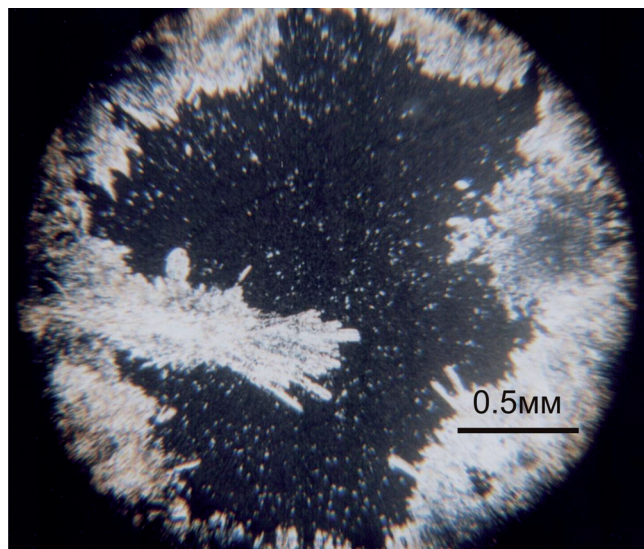


Рис. 5. Ангидрит-полигалитовая порода.

Кристаллы полигалита вдающиеся в галит (черное). С анализатором.

Fig. 5. Anhydrite-polyhalite rock.

Polygalite crystals going into halite (black). With the analyzer.



Рис. 6. Галит-ангидрит-полигалитовая порода (светлое – полигалит).

Скв. № 2-п, инт. 839.5–839.6 м. Содержание основных (породообразующих) минералов (ориентировочно): галит – 10, ангидрит – 29, полигалит – 57%.

Fig. 6. Galite-anhydrite-polygalite rock (light – polygalite).

Well No. 2-p, int. 839.5–839.6 m. The content of the main (rock-forming) minerals, roughly: halite – 10, anhydrite – 29, polygalite – 57%.

этом прослойки ангидритовой породы шириной 3–8 мм наклонены под углом до 80° к оси керна и носят характер фрагмента разорванных слоев, а полигалит служит цементирующей массой.

В шлифах породы имеют пятнистую структуру, обусловленную неравномерным распределением крупных скоплений полигалитовых и ангидритовых зерен. Иногда содержание их в шлифе составляет 60–65%. Размеры этих скоплений от 1.5 до 10.0 мм. Форма их изометричная, очертания в различных сечениях полигональные (ромбические, квадратные или комбинация этих форм), иногда закругленные, но преимущественно имеют пятнистое или зональное строение. В последнем случае в центре развиты микрозернистые и чешуйчатые агрегаты полигалита и ангидрита, приблизительно в равных количествах, а в краях – радиально-лучистые

срастания этих минералов. Иногда крупные скопления целиком сложены лучистыми кристаллами полигалита и брусочковидными ангидрита. В некоторых случаях такие скопления представляют собой почти замещенные зерна галита, что позволяет отнести их к псевдоморфозам. Между ними развивается пелитоморфный материал и отдельные зернышки галита.

Галит встречается редко, в виде вкрапленников размером 2.5–15 мм. Очертания их неровные, извилистые. Они, видимо, являются реликтами зерен еще не полностью замещенных сульфатными минералами. В некоторых зернах галита отмечается зональные структуры роста, которые часто подчеркнуты включениями пелитового материала. По этим структурам развиты многочисленные микровключения кубической формы (рис. 7). В основном это жидкие микровключения. Во многих зернах отмечаются и другие, с несколько закругленными гранями, выполненные изотропным минералом с более низким показателем преломления, чем у галита (вероятно, сильвин). На участках внедрившихся сульфатных минералов структуры роста зерен галита отсутствуют, а единичные микровключения приобретают более крупные размеры и включения

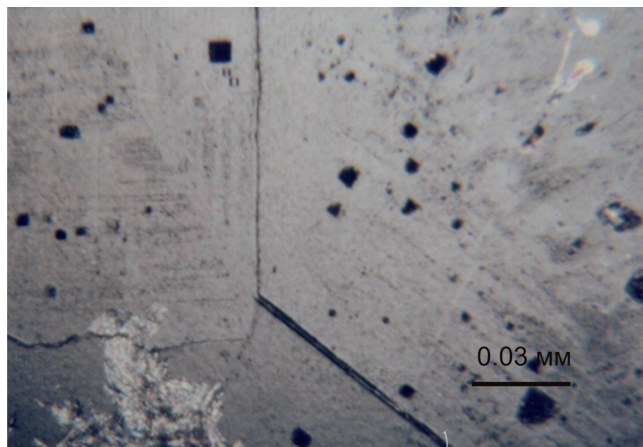


Рис. 7. Галит-ангидрит-полигалитовая порода.

Контакт нескольких кристаллов галита. У кристаллов слабо проступают зоны роста, подчеркнутые скоплениями мельчайших включений рапы. Более крупные включения рапы и многочисленные кристаллы сильвина (черные квадратики), ориентированные своими сторонами параллельно зонам роста. В нижней левой части в кристаллы галита проникает агрегат сростков ангидрита. Без анализатора.

Fig. 7. Galite-anhydrite-polyhalite rock.

Contact of several crystals of halite. Crystals show weak growth zones, accentuated by clusters of minute inclusions of brine. Larger inclusions of brine and numerous sylvite crystals (black squares), oriented along their sides parallel to the growth zones. In the lower left part, an aggregate of anhydrite penetrates into the crystals of the halite. Without analyzer.

пузырьков газа (рис. 8). Зерна галита разделены пелитовым материалом, в составе которого доминируют полигалит и ангидрит, иногда в нем устанавливается доломитовая (магнезитовая) составляющая. Пелитовый материал нередко имеет зональное строение. В центре отмечаются пятнообразные сгусточки, состав которых микроскопически с трудом диагностируется как сульфат-карбонатный. Они обрамлены тонкочешуйчатыми и микрозернистыми агрегатами полигалита и ангидрита. На этом фоне отмечаются и крупные радиально-лучистые сростания этих же минералов.

По мере увеличения в породе галита она переходит далее в полигалит-галитовую разновидность. При этом количество полигалитового и ангидритового материала уменьшается и фиксируется в виде все более разорванных слойков и разреженных петельчатых форм светло-серого цвета, окаймляющих скопления зерен матово-розовато-серого, реже прозрачного галита.

В шлифах породы этой разновидности имеют пятнистую текстуру и сложную структуру, обусловленную зернами галита, с элементами петельчатости (полигалит-пелитовая масса). Галит представлен зернами величиной 0.5–4.5 мм. У мелких зерен хорошо выражены несколько неровные грани кубической формы, крупные – имеют извилистые очертания из-за глубоко вдающихся в них лучистых кристаллов полигалита и боченковидных кристаллов ангидрита из пелитового вещества, образующих вокруг них обрамляющие петли.

В зернах галита на сохранившихся участках зон роста широко распространены жидкие микровключения. В некоторых зернах отмечаются относи-

тельно крупные (0.04–0.1 мм) включения кубической формы, которые имеют более низкий показатель преломления, чем у галита и, вероятно, представлены сильвином. Твердые микровключения и их сростки в основном состоят из ангидрита (полигалит очень редок и отмечается только по краям зерен галита). Жидкие микровключения представлены преимущественно более мелкими (0.001–0.04 мм) кубическими формами, более крупные часто содержат пузырьки газа (см. рис. 8).

Микроскопическое изучение всех разновидностей полигалитсодержащих пород свидетельствует о том, что одновременно образовавшимися первичными минеральными формами исследуемых пород являются пелитоморфная сульфатно-карбонатная масса и зерна галита. Основную часть пелитового материала составляет минеральная масса, состоящая в основном из полигалита и ангидрита. Она часто имеет зональное строение (рис. 9). В центре развиты сгустки сульфатно-карбонатного вещества, которые нередко протягиваются по всей длине осевой части. В более крупных таких образованиях эти вещества слагают мелкие сгусточки, разделенные более раскристаллизованной сульфатной минеральной массой. По мере ее прослеживания от центра к периферии ее структурные формы изменяются. Ближе к центру они представлены мельчайшими зернами, в основном (гипса) ангидрита. Далее к периферии эта зернистая минеральная масса состоит

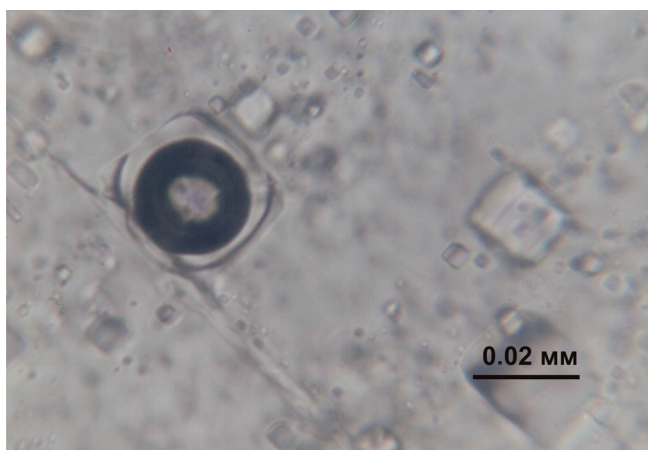


Рис. 8. Ангидрит-полигалит-галитовая порода.

Включения в галите кубических камер с рапой и газовыми пузырьками. Без анализатора.

Fig. 8. Anhydrite-polyhalite-halite rock.

Inclusions in halite cubic chambers with brine and gas bubbles. Without analyzer.

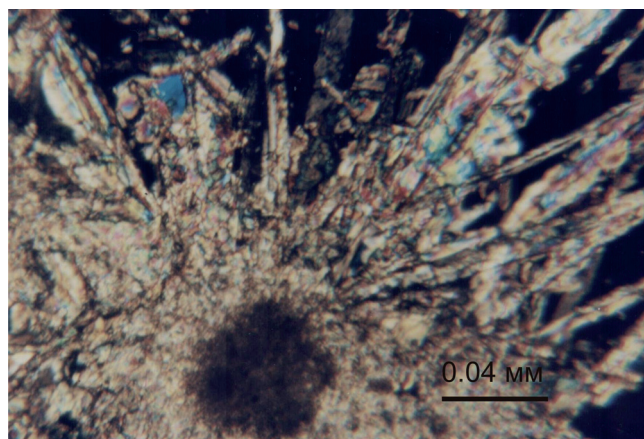


Рис. 9. Полигалит-галитовая порода.

Контакт пелитовой массы с вкрапленником галита. Виден сгусток пелитового вещества (темное), располагающийся в микрозернистой массе полигалита, переходящий в агрегат лучистых кристаллов полигалита, проникающих в края зерен галита (черное). С анализатором.

Fig. 9. Polygalite-galite rock.

Contact of pelite mass with phenocrysts of halite. A clump of pelitic (dark) matter is located in the microgranular mass of the polygalite passing into the aggregate of radiant polygalite crystals penetrating into the edges of the halite grains (black). With the analyzer.

в подавляющем количестве из зерен полигалита и в значительно меньшей степени ангидрита. Причем в одних случаях большая часть этой массы сложена мельчайшими чешуйками полигалита, ангидрит же распространен в виде единичных очень мелких зерен. В других же он более распространен и, наряду с чешуйчатыми агрегатами полигалита, представлен явно перекристаллизованными длинными брусочковидными кристалликами, нередко образующими радиально-лучистые сростания (рис. 10).

Анализ полигалитсодержащих пород нижнего пласта по разрезу изученных скважин (см. табл. 1) показал, что они постепенно переходят из одной разновидности в другую (не всегда в закономерном порядке) по преобладанию слагающих минеральных компонентов. Максимальное содержание полигалита в разрезах нижнего пласта этих скважин хотя и отмечается в их нижних половинах, но концентрируется в разных ее частях. Такая изменчивость распределения полигалитового материала по разрезу свидетельствует о различных условиях его образования в районах этих скважин.

Предуральская часть Предуральско-Прикаспийского соленосного бассейна во время отложения улуганских слоев иренского горизонта кунгурского яруса представляла собой краевую часть данного внутриконтинентального бассейна. С востока она контактировала с Уральскими складчатыми сооружениями и характеризовалась началом калийно-галитовой седиментации.

Для Приуральских районов этого бассейна, в пределах которого расположена рассматриваемая зона полигалитсодержащих пород, в начальный период образования ангидрит-полигалитовых

пород иренского горизонта происходило мощное поступление континентальных вод с Палеоурала. Эти воды несли с собой растворенные гидрокарбонаты и сульфаты кальция с обнажавшихся там карбонатно-сульфатных ассельско-сакмарских и сульфатно-галогенных филипповских отложений. Наиболее мощные из них отобразились в галогенных отложениях линейными зонами развития терригенных (аллакаевских) фаций [Страхов, 1947]. Приносившиеся с Палеоуральской суши воды не сразу разубоживали солеродную рапу, а как более легкие далеко разливались по ее поверхности. Поэтому концентрация полигалита в зонах развития алакаевских фаций отмечается в самых краевых частях [Страхов, 1962]. Континентальные гидрокарбонатные воды, освободившиеся от терригенной составляющей, достигали на западе и района Шарлыкской поисковой площади. Это подтверждается наличием в образовавшихся здесь породах небольшого количества терригенной составляющей. Вместе с тем в них всегда отмечается содержание того или иного количества сингенетического доломитового и магнезитового материала. Образование же ангидритовой и полигалитсодержащей составляющей галогенных пород, по литературным данным [Страхов, 1962], происходит только при поступлении в солеродный бассейн соединенный кальция.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ПОЛИГАЛИТА ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Существуют две точки зрения на образование полигалита. Одна основывается на лабораторных опытах [Валяшко, 1952] и слоистой структуре полигалитсодержащих отложений и относит его к сингенетическим образованиям [Лобанова, 1960; Страхов, 1962], другая – к раннедиагенетическим продуктам преобразования первично отложившегося сульфата кальция под действием обогащенных калием и магнием межзерновых рассолов [Сонненфелд, 1988]. Не отрицая варианта сингенетического образования полигалита, авторам представляется более правдоподобным для рассматриваемого региона диагенетическое образование этого минерала. Это основывается на представленных выше минералого-петрографических исследованиях, показавших, что отложившееся в начале седиментации пелитовое вещество представляет собой смесь сульфатно-карбонатных соединений, в раскристаллизованной массе которой уже диагностируются мельчайшие зерна гипса (ангидрита) и доломита (магнезита), являющиеся неравновесными с окружающим их межзерновым раствором, обогащенном, помимо хлористого натрия, соединениями хлористого калия и сульфата магния. О повышенном содержании хлористого калия в солеродной рапе свидетельствует наличие в неизменен-

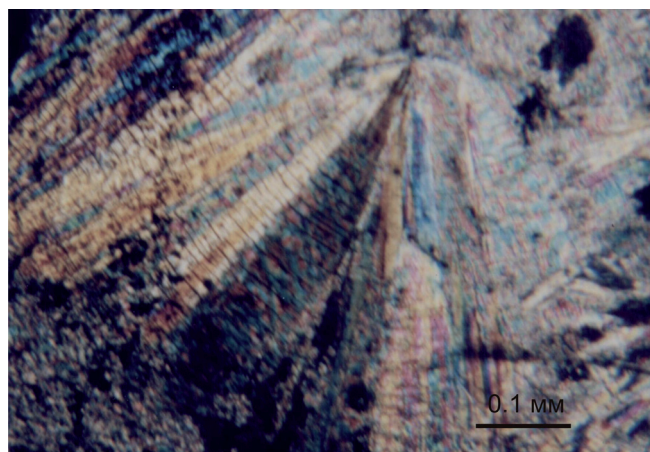


Рис. 10. Ангидритовая порода.

Фрагмент крупного радиально-лучистого сростка ангидрита. С анализатором.

Fig. 10. Anhydrite rock.

A fragment of a large radial splinter of anhydrite. With the analyzer.

ных перекристаллизацией зерен галита всех изученных разновидностей полигалитсодержащих пород микровключений сильвина (KCl). По литературным данным [Сонненфелд, 1988], при наличии в рапе помимо хлористого калия в концентрации, близкой к его осаждению в виде минерала сильвина, сульфат-ионов и ионов магния и температуре не ниже 25°C, начинаются диагенетические преобразования сульфата кальция в полигалит.

О преобразовании в районе Шарлыкской площади пелитоморфного сульфатно-карбонатного вещества в процессе раннего диагенеза свидетельствует его зональное строение. Центральная его часть обычно сложена пятнообразными или линейными мелкими сгустками, с трудом диагностируемыми в скрепленных николях как сульфатно-карбонатный материал. Ближе к краевым их частям при больших увеличениях под микроскопом иногда удается диагностировать состав этих сгусточков как доломитовый (магнезитовый) гипс (ангидрит). Далее, к краям, они обрамляются микрозернистыми агрегатами ангидрита, в которых к периферии постепенно увеличивается количество тонкочешуйчатого полигалита. Такое строение участков пелитоморфного вещества свидетельствует не только о его перекристаллизации, но и о постепенном преобразовании сульфатной составляющей в полигалит.

Диагенетические преобразования зерен галита начинаются при развитии процессов позднего диагенеза, т.е. при литификации отложившихся гипс-ангидрит-полигалитовых осадков. Межзерновой раствор, за счет дегидратации гипса, становится неравновесным с галитом, оставаясь в то же время достаточно насыщенным по отношению к сульфатным минералам. При воздействии такого раствора на краевые участки зерен галита, проникающего внутрь них по трещинкам спайности и дефектам кристаллической структуры [Григорьев, Жабин, 1975], последний начинает растворяться, обуславливая этим перенасыщение проникающего раствора сульфатными компонентами. Последние начинают кристаллизоваться в краевых частях растворяющихся зерен галита в виде тончайших лучистых кристалликов полигалита и брусочковидных – ангидрита. При этом новообразованные кристаллики будут как бы внедряться в зерна галита, обуславливая все большее их замещение данными сульфатными минералами. При дальнейшем развитии этого процесса отдельные кристаллики образуют в галите радиально-лучистые срастания. Это приводит в краевых частях галита вначале к сложным извилистым переплетениям этих минералов, а в дальнейшем – к полному замещению зерен галита с образованием по ним псевдоморфоз, выполненных сростками полигалита и ангидрита. Интенсивное протекание такого процесса обуславливает массовую кристаллизацию многочисленных мел-

ких кристалликов данных сульфатных минералов. Иногда отмечается последующая генерация сульфатных минералов, представленная единичными крупными лучистыми кристаллами полигалита и брусочковидными – ангидрита. Они в основном расположены беспорядочно и секут более ранние мелкие образования этих же минералов.

Для выявления и объяснения развития описанных изменений галогенных пород по простиранию были проанализированы по профилю I–I (рис. 11, см. рис. 1) распределение в нижнем (1-м) калиеносном пласте основных типов полигалитсодержащих пород, в том числе процентного содержания ангидрита, полигалита и галита, а также мощностей слагаемых ими зон (см. табл. 1). При этом предполагалось, что современное залегание слоев низов иренского горизонта, сложенных карбонатно-сульфатными породами, в той или иной степени отображает условия их отложения. Анализ их распределения по геологическому разрезу показал, что наибольший объем новообразованного полигалитового материала приурочен к верхам нижней половины калиеносного пласта, характеризующегося малым содержанием в нем галита. Здесь четко прослеживается количество образовавшегося диагенетического полигалита в зависимости от расположения данной части пласта в палеорельефе дна садочного бассейна. Так, в пониженных участках палеорельефа дна количество новообразованного полигалита значительно меньше (скв. № 10ц), чем на приподнятых (скв. № 20ц и 30ц). При этом в пониженном участке дна, на стратиграфическом уровне возможного образования полигалита, преобладает незамещенный ангидрит. Учитывая, что все эти процессы происходили в условиях жаркого климата, необходимого для образования эвапоритовых отложений, и, видимо, в условиях неглубокого бассейна, можно предположить, что на диагенетические преобразования влияло изменение его температурного режима. На повышенных участках палеорельефа дна солеродного бассейна преобладала более высокая температура рапы (за счет солёной инсоляции), а значит, была более высокая температура отложившегося здесь осадка. Поэтому процесс диагенетического преобразования шел интенсивнее и захватывал большее количество гипс-ангидритового материала. В пониженных участках прогрев рапы осуществлялся в меньшей степени из-за увеличенного ее объема, что обуславливало понижение температуры и в осадке. В связи с этим диагенетический процесс в таких местах замедлялся и охватывал меньшее количество гипс-ангидритового материала, чем на приподнятых участках, или временами даже прекращался. Не охваченные этим процессом ионы магния обусловили образование в этих осадках минерала кизерита ($MgSO_4 \cdot H_2O$), устанавливаемого аналитическими исследованиями данных пород. В промежуточ-

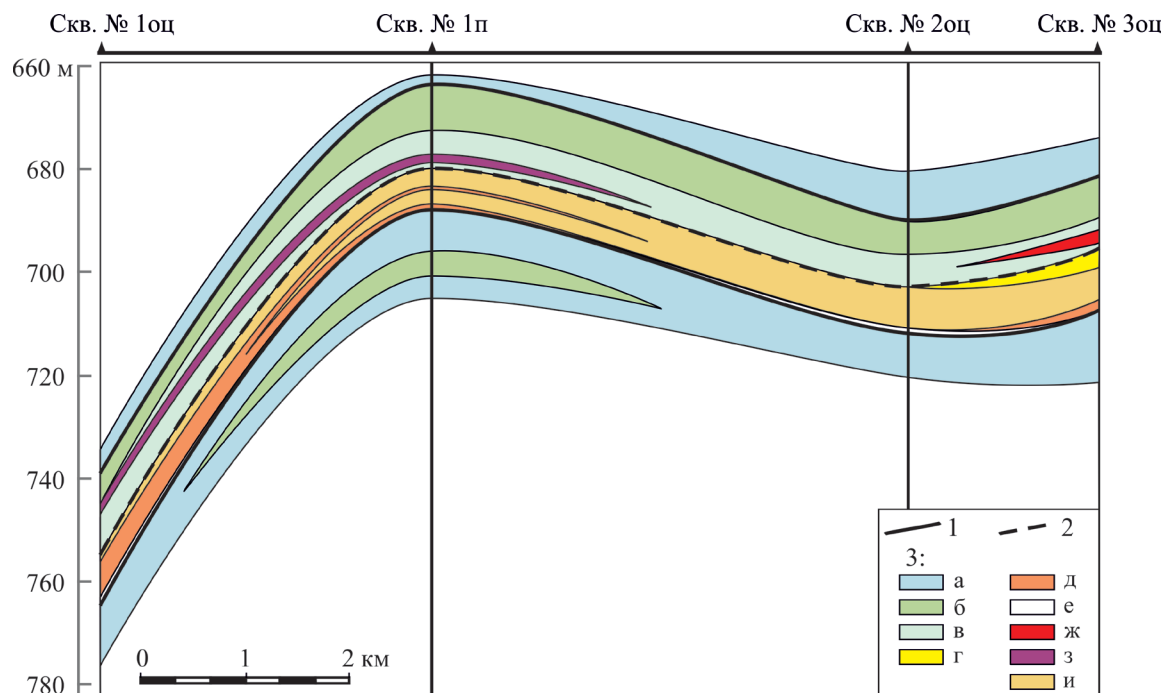


Рис. 11. Схематический геологический разрез I-I нижнего (1-го) калиеносного пласта по поисково-оценочным скважинам Шарлыкского участка (составил В.И. Поклонов).

1 – границы калиеносного пласта; 2 – граница между нижней и верхней частями калиеносного пласта; 3 – типы пород: а – каменная соль (подстилающая и перекрывающая 1-й калиеносный пласт), б – полигалит-галитовая, в – галит-полигалитовая, г – полигалитовая, д – ангидритовая, е – галит-ангидритовая, ж – галит-ангидрит-полигалитовая, з – ангидрит-галит-полигалитовая, и – ангидрит-полигалитовая.

Fig. 11. Schematic geological section I-I of the lower (1-st) potassium stratum along the exploratory and evaluation wells of the Sharlyk region (compiled by V.I. Poklonov).

1 – potassium-bearing stratum boundaries; 2 – boundary between the lower and upper parts of the potassium stratum; 3 – rock types: а – rock salt (underlying and overlapping 1-st potassium stratum), б – polyhalite-halite, в – galit-polygalithic, г – polygalithic, д – anhydrite, е – halite-anhydrite, ж – halite-anhydrite-polygalithic, з – anhydrite-halite-polygalite, и – anhydrite-polygalithic.

ных зонах (между пониженными и повышенными участками) диагенетический процесс развивался дифференцированно из-за ритмичного изменения температуры. Это обусловило образование в этой зоне ангидритовых и полигалитовых пропластков (скв. № 1п). Однако преобразования здесь суммарно все же не достигали таких величин, как на приподнятых участках.

Другая картина отмечается для галитсодержащей части калиеносного пласта. Ко времени осадкообразования нижней ее половины объем рассолоняющих гидрокарбонат-кальциевых вод с палеосуши в садочный бассейн уменьшился. В результате этого произошло повышение концентрации рапы, что обусловило увеличение количества осаждавшегося галита. Это привело к постепенному заполнению существовавших неровностей дна солеродного бассейна. При этом происходило уменьшение образования гипс-ангидритового материала и, как следствие этого, диагенетического полигалита.

Во время образования верхней половины пласта продолжалось сокращение влияния рассолоняющих вод с палеоуральской суши. Это привело к отложению еще большего количества галита и значительно уменьшению ангидрита (соответственно, и образованию диагенетического полигалита). В конечном счете суммарная мощность всего калиеносного пласта оказалась выравненной по простиранию. Однако, несмотря на уменьшение содержания полигалита в верхней части нижнего калиеносного пласта, среднее суммарное его содержание осталось достаточным (см. табл. 1) для промышленной его разработки.

В геологических периодах существования пород осадочного чехла, в том числе и ангидрит-полигалитовых, для данного региона были установлены явления разрушения галогенных и сульфатных пород. По результатам многих работ по нефтепоисковой оценке территории Ивановско-Салмышской зоны в кровле иренского горизонта выявлены отдельные локальные понижения,

не имеющие соответствия в нижележащих отложениях. Изучение [Вишняков, 1971, 1977] одной из таких структур – Мустафинской впадины (см. рис. 1), расположенной в 12 км севернее контура Шарлыкского оценочного участка, показало, что в ее центре (скв. № 329-бис Шарлыкская) кровля кунгурского яруса понижается в среднем на 176 м, за счет уменьшения суммарной мощности верхних соляных слоев. Одновременно здесь отмечается увеличение покровной гипсово-ангидритовой толщи до 85 м при средней ее мощности 26 м (рис. 12). Анализ серии пересекающих впадину палеолитологических (палеотектонических) профилей, отображающих отдельные отрезки времени ее развития, позволил установить, что начало зарождения впадины как карстовой произошло в начале уфимского века, с даль-

нейшим ее развитием в течение всего этого времени. Окончательное формирование Мустафинской палеокарстовой впадины завершилось в послепермские континентальные эпохи, когда размах тектонических движений в этой зоне достиг наибольших значений. По данным В.Л. Яхимовича [1957] это произошло, скорее всего, в неогене. Наличие в Мустафинской впадине сохранившихся от растворения пластов каменной соли, переслаивающихся со слоями ангидритов, все же не сохранило в ее центре, по данным геофизики, полигалитовую составляющую пласта (рис. 13). Это свидетельствует о разрушающем влиянии на полигалитовую минерализацию в районе скв. № 329-бис миграции вниз вышележающих вод, которая привела к формированию данной палеокарстовой структуры. Аналогичные структуры разви-

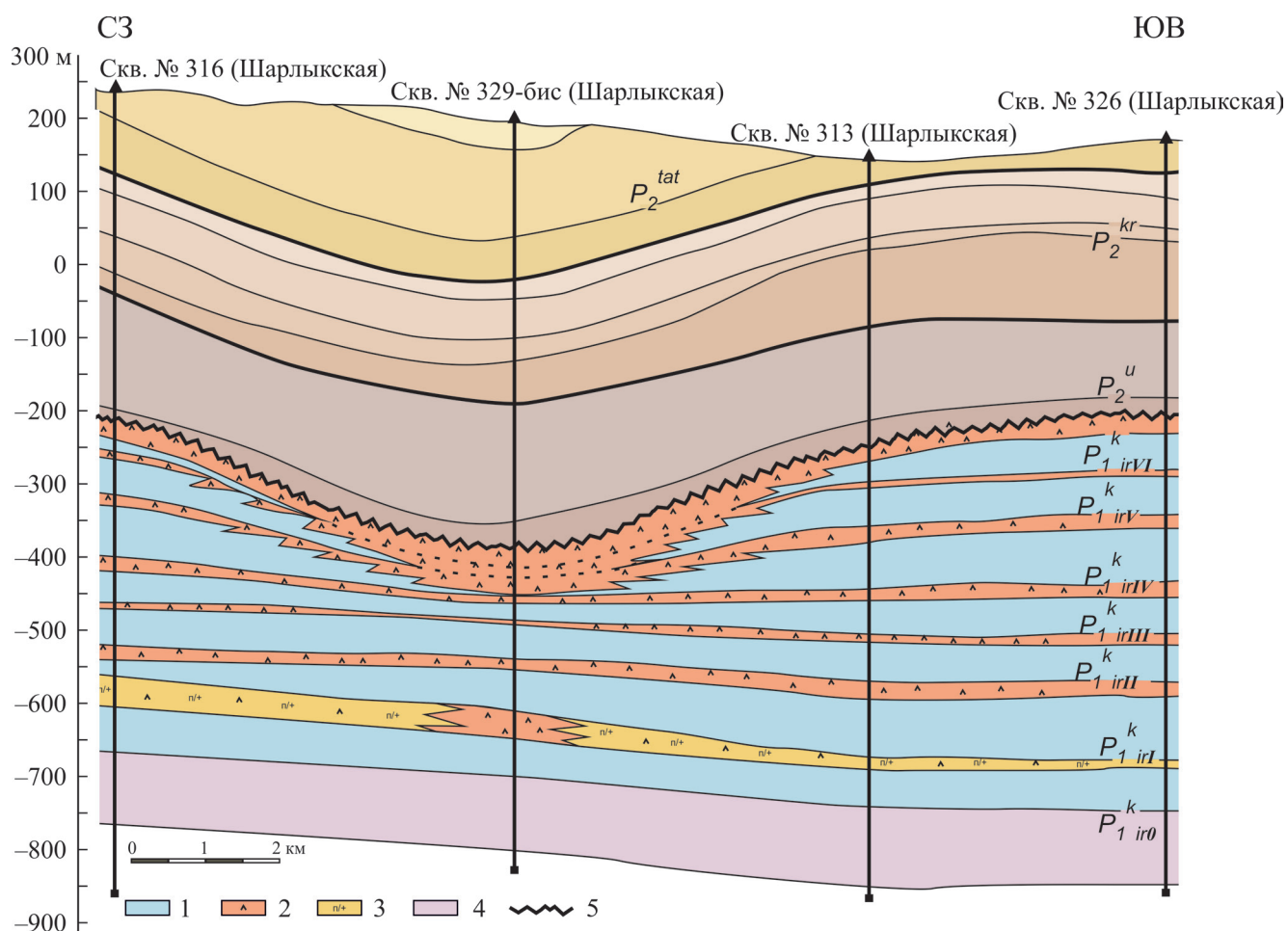


Рис. 12. Схематический геологический профиль через Мустафинскую впадину (составил А.К. Вишняков).

1 – каменная соль, 2 – ангидрит, 3 – ангидрит-полигалитовая порода 1-го калиеносного пласта, 4 – ангидрит-доломитовая порода, 5 – несогласное залегание.

Fig. 12. Schematic geological profile through Mustafinskaya depression (composed A.K. Vishnyakov).

1 – rock salt, 2 – anhydrite, 3 – anhydrite-polygalite rock of the first K-bearing layer, 4 – anhydrite-dolomite rock, 5 – disconformable occurrence.

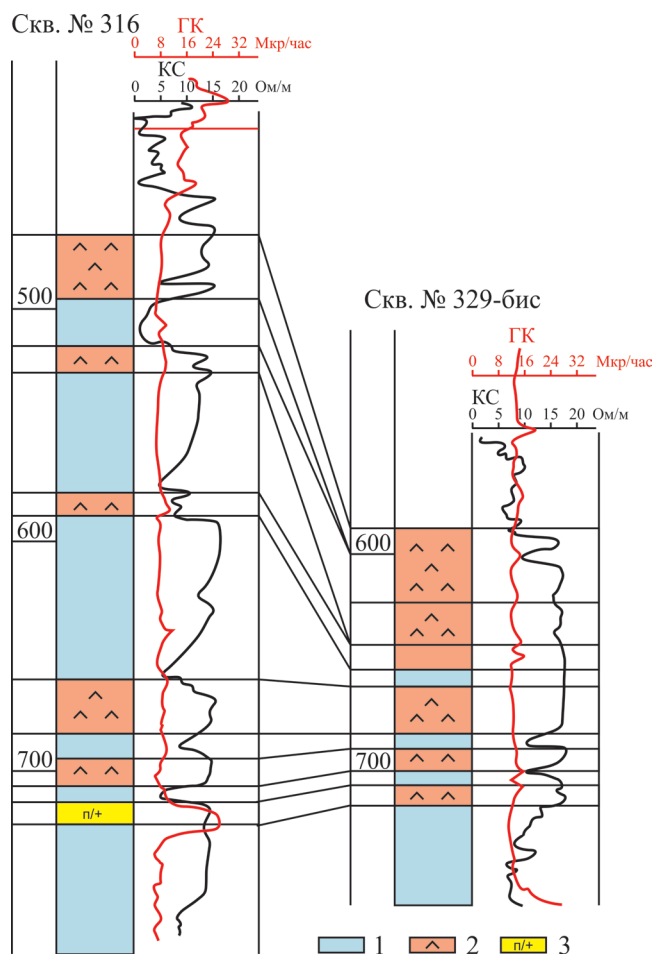


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов верхней части иренского горизонта Мустафинской впадины (составили А.К. Вишняков и В.И. Поклонов).

1 – каменная соль, 2 – ангидрит, 3 – ангидрит-полигалитовая порода.

Fig. 13. Comparison scheme of the sections of the upper part of the Irenian horizon of the Mustafinskaya depression (composed by A.K. Vishnyakov and V.I. Poklonov).

1 – rock salt, 2 – anhydrite, 3 – anhydrite-polygalithic rock.

ты западнее и северо-западнее территории Шарлыкской оценочной площади. Например, в районе Яфаровской и Максимовской площадей нефтепоискового бурения (см. рис. 1) в центральной части подобной палеокарстовой структуры в отдельных скважинах также отмечаются участки отсутствия гамма-активности, что свидетельствует о разрушении в данных местах полигалитовой минерализации. В результате эти процессы привели в одних местах к полному преобразованию обратно в ангидрит полигалитов 1-го калиеносного пласта за счет выщелачивания из него соединений калия и магния, в других – к уменьшению содержания в нем полигалитовой минерализации.

Наличие на рассматриваемой территории большого количества нефтепоисковых скважин с проведенными в них гамма-каротажными исследованиями позволило В.В. Харину [2003] построить структурную карту кровли нижнего (1-го) калиеносного пласта развития в нем полигалита не только для Шарлыкской поисковой площади, но и для большей части Ивановско-Салмышской зоны проявления полигалита. Часть этой карты приведена на рис. 1. На ней четко выделяются зоны полного отсутствия полигалита и участки, которые отображают наличие в калиеносном пласте того или иного количества полигалитовой минерализации. Особенно четко картина отмечается севернее и северо-западнее исследуемой территории. К востоку и юго-востоку от нее наблюдается относительно сплошное развитие полигалитового материала в калиеносном пласте. Это может свидетельствовать о том, что в северных, северо-западных и западных районах рассматриваемого региона условия, достаточные для диагенетического преобразования ангидрита в полигалит, создавались только на отдельных, видимо повышенных, участках дна солеродного бассейна. В пониженных его участках образовавшийся там ангидрит оставался неизменным. В районах относительно сплошного развития полигалитовой минерализации в нижнем калиеносном пласте описанные закономерности проявлялись только в виде более или менее интенсивного развития полигалитонакопления. Все это отражено на приведенной карте рассматриваемой территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили выявить закономерности формирования и сохранения полигалитсодержащих пород южного Приуралья. Вместе с тем следует отметить, что условия необходимые для диагенетического преобразования ангидрита в полигалит и для эпигенетического разрушения его на территории Предуральского солеродного бассейна, скорее всего, были распространены неравномерно. Это, во-первых, связано с тем, что влияние континентальных вод, поступающих с палеосуши, всегда осуществлялось потоками различной интенсивности, что обуславливало то или иное их распространение на запад по поверхности солеродного бассейна. Во-вторых, распределение повышенных содержаний калийной составляющей в материнской рапе тоже могло иметь неравномерный характер. В-третьих, наибольшие разрушения полигалитовой минерализации имели место только в тех локальных зонах развития повышенной трещиноватости пород осадочного чехла, которые неоднократно подвергались тектонической активности. Все это обуславливает необходимость дифференцированного под-

хода к выявлению и оценке полигалитовой минерализации галогенных пород

Проведенные исследования могут оказать существенную помощь при оценочных и разведочных работах по выявлению участков богатых на полигалитсодержащие породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Валяшко М.Г., Нечаева А.А. (1952) Экспериментальные исследования условий образования полигалита. *Минер., сб. Львовского геол. об-ва*, (6), 18-23.
- Вишняков А.К. (1971) Влияние эрозионных и карстовых процессов на сохранность солей, в разрезах Шарлыкской площади. *Тр. Казанского Геол. ин-та*, **21**, 161-164.
- Вишняков А.К. (1977) Влияние древних эрозионных и карстовых явлений на сохранность кунгурской галогенной толщи Приуралья. Проблемы соленакпления. Т. II. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 112-115.
- Галкин Л.К., Кайдалов В.И. (1972) Тектоническое строение западной платформенной части Оренбургской области. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Вып. 4*. Челябинск: Южно-Уральское книж. изд-во, 15 с.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. (1975) Онтогенез минералов. Индивиду. М.: Наука, 340 с.
- Сонненфелд П. (1988) Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 480 с.
- Страхов Н.М. (1947) Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Ч. I. Стратиграфия и тектоника. *Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. Вып. 5(9)*. М.: МОИП, 342 с.
- Страхов Н.М. (1962) Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 550 с.
- Тихвинский И.Н. (1974) Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы. *Сов. геология*, (5), 44-54.
- Тихвинский И.Н. (1976) Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне. *Сов. геология*, (2), 102-113.
- Харин В.В. (2003) Поиски полигалитов на Шарлыкской площади (Лист № 40-XXV) в 2001–2003 гг. Оренбург, Фонды Нежинской геологоразведочной экспедиции.
- Яхимович В.Л. (1957) О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Вып. 1. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 55-64.

REFERENCES

- Galkin L.K., Kaidalov V.I. (1972) *Tektonicheskoe stroenie zapadnoi platformennoi chasti Orenburgskoi oblasti. Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Orenburgskoi oblasti. T. 4* [Tectonic structure of the western platform part of the Orenburg region. Materials on geology and minerals of the Orenburg region. V. 4]. Chelyabinsk, Yuzhno-Ural'skoe Knizhnoe Publ., 15 p. (In Russian)
- Grigoriev D.P., Zhabin A.G. (1975) *Ontogeniya mineralov. Individy* [Ontogeny of minerals. Individuals]. Moscow, Nauka Publ., 340 p. (In Russian)
- Kharin V.V. (2003) *Poiski poligalitov na Sharlykskoi ploshchadi (List 40-XXV) v 2001–2003 gg.* [Searches of polygalites on Sharlyk field (Sheet 40-XXV)]. Orenburg, Fondy Nezhinskoi geologorazvedochnoi ekspeditsii. (In Russian, unpublished)
- Sonnenfeld P. (1988) *Rassoly i evapority* [Brines and evaporates]. Moscow, Mir Publ., 480 p. (In Russian)
- Strakhov N.M. (1947) *Ocherki geologii kungura Ishimbayevskogo neftenosnogo raiona. Ch. I. Stratigrafiya i tektonika. Mater. k poznaniyu geol. stroeniya SSSR. Nov. ser., vyp. 5(9)* [Essays on the geology of the Kungur of the Ishimbayevsky oil-bearing region. P I. Stratigraphy and tectonics. Mattr. to the knowledge of geol. structure of the SSSR. New. ser., no. 5(9)]. Moscow, MOIP, 342 p. (In Russian)
- Strakhov N.M. (1962) *Osnovy teorii litogeneza. T. III* [Fundamentals of the theory of lithogenesis. V. III]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 550 p. (In Russian)
- Tikhvinsky I.N. (1974) Stratigraphy and the Kungur horizons of the Caspian syncline. *Sovetskaya Geologiya*, (5), 44-54. (In Russian)
- Tikhvinskii I.N. (1976) Regularities of the distribution of potassium salts in the Pre-Urals-Prakaspiysky basin. *Sovetskaya Geologiya*, (2), 102-113. (In Russian)
- Valyashko M.G., Nechaeva A.A. (1952) Experimental studies of the conditions of polygalite formation. *Mineralogiya, sb. Lvov. Geol. obshchestva*, (6), 18-23. (In Russian)
- Vishnyakov A.K. (1971) Influence of erosion and karst processes on the preservation of salts, in the sections of the Sharlyk area. *Tr. Geol. Kazanskogo in-ta*, **21**, 161-164. (In Russian)
- Vishnyakov A.K. (1977) Influence of ancient erosion and karst phenomena on the safety of the Kungur halogen stratum of the Urals. *Problemy solenakopleniya. T. II* [Problems of salt accumulation. V. II]. Novosibirsk, Nauka Publ., Sib. otd., 112-115. (In Russian)
- Yakhimovich V.L. (1957) On the structure of the Cis-Urals depression in connection with the study of meso-Cenozoic deposits. *Voprosy geomorfologii i geologii Bashkirii. Vyp. 1* [Problems of geomorphology and geology of Bashkortostan. Is. 1]. Ufa, Publishing House of the BFAN SSSR, 55-64. (In Russian)

УДК 550.93+551.243(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала)

© 2019 г. В. Н. Смирнов¹, К. С. Иванов¹, А. В. Травин^{2,3}¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: smirnov@igg.uran.ru²Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3³Новосибирский государственный технический университет, 630073, г. Новосибирск, просп. К. Маркса, 20

Поступила в редакцию 01.06.2018 г., принята к печати 17.08.2018 г.

Объект исследований. В статье изложены данные о характере деформаций и результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд из проб сланцев и бластомилонитов, отобранных на протяжении около 100 км по простиранию Баженовской шовной зоны, которая отделяет Восточную зону Среднего Урала, погружающуюся под чехол Западно-Сибирской плиты, от геологических структур открытой части Урала. **Методы.** Характер деформаций пород изучался в процессе прямых геологических наблюдений, возраст деформаций определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом датирования слюд. **Результаты.** Выделено несколько этапов деформаций. Главная фаза, которая привела к образованию полосы бластомилонитов и в разной степени рассланцованных пород шириной местами более 10 км, предположительно имела левосдвиговый характер. Верхний возрастной предел этого этапа определяется временем внедрения субщелочных пород петуховского комплекса (280 млн лет), прорывающих полосу тектонизированных пород. Следующим типом деформаций были левосторонние сбросо-сдвиги субмеридионального простирания и субвертикального падения, которые фиксируются маломощными (обычно около 10 см, редко до 0.5 м) зонами интенсивно деформированных пород, секущими сланцеватость предыдущего этапа под острым углом. Завершающий этап деформаций был представлен пологими сбросами. Плоскости смещений этого типа фиксируются зеркалами скольжения и маломощными корочками хлорита. При очевидной полихронности процессов деформаций, установленной в пределах Баженовской шовной зоны в результате геологических наблюдений, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные данные фиксируют только одно событие, среднее значение которого по 5 анализам имеет величину около 251 млн лет. Очевидно, что этот возраст следует отождествлять с наиболее поздними геологическими процессами, протекавшими при температурах, достаточных для полной перезагрузки К-Аг изотопной системы изучаемых пород, каковыми являются деформации, обусловленные дислокациями сбросо-сдвигового характера. **Выводы.** Датированные в настоящей работе сбросо-сдвиговые дислокации Баженовской зоны протекали приблизительно через 25 млн лет после завершения тектонической активности в зоне Серовско-Маукского разлома, расположенного к западу от Баженовской зоны. При этом они практически точно совпадают по времени с формированием грабенов меридионального простирания в фундаменте Западно-Сибирской плиты, происходившим около 250 млн лет назад, что подтверждает высказанный ранее вывод о близком характере геологического развития восточной окраины Урала и фундамента прилегающей к ней части Западно-Сибирской плиты.

Ключевые слова: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, Урал, Западно-Сибирская плита, дислокационный метаморфизм

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals)

Vladimir N. Smirnov¹, Kiril S. Ivanov¹, Aleksei V. Travin^{2,3}¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: smirnov@igg.uran.ru²Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of RAS, 3 Akad. Koptug st., Novosibirsk 630090, Russia³Novosibirsk State Technical University, 20 K. Marks st., Novosibirsk 630073, Russia

Received 01.06.2018, accepted 17.08.2018

Research subject. This article presents data on the nature of rock deformations in the Bazhenov suture zone. The data was obtained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mica samples from schists and blastomylonites, which were collected across an area extending approximately for 100 km along the Bazhenov suture. This suture separates the Eastern zone of the Middle Urals dipped under the cover of the West Siberian plate from exposed geologic structures of the Urals. **Methods.** The character of the deformations was studied by means of direct geological observation. The age of the deformations was determined by

Для цитирования: Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, 19(2), 242–249. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249

For citation: Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals). *Litosfera*, 19(2), 242–249. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249

mica dating using the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. *Results.* The deformations were found to have occurred in several phases. The initial phase, which led to the formation of a band of blastomylonites and rocks showing a varying degree of schistosity with a width of over 10 km in particular areas, is likely to have had the character of left-lateral fault. The upper age limit of this deformation phase is determined by the intrusion of the subalkaline rocks of the Petukhovskii complex (280 Ma), which had not been affected by any deformation processes. The subsequent type of deformations had been left-lateral strike-slip faults of submeridional strike and subvertical dip, which were represented by low-thickness (usually about 10 cm, rarely up to 0.5 m) zones of intensely deformed rocks cutting the schistosity of the previous phase at an acute angle. The final phase of the deformations is shown to be a sloping fault. The dislocation planes of this type were represented by slickensides and chlorite incrustations. Despite the apparent polychronicity of the deformation processes, which were established within the Bazhenov suture zone by our geological observations, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age dating identified only one event. The average value of five conducted tests was about 251 Ma. Apparently, this age should be associated with the most recent geological processes having occurred at temperatures sufficient to fully overload the K-Ar isotopic system of the studied rocks, such as the deformations caused by strike-slip dislocations. *Conclusions.* The strike-slip fault dislocations dated in this work occurred approximately 25 Ma after the completion of the tectonic activity in the Serov-Mauk fault zone, which is located to the west of the Bazhenov zone. In addition, the time of these dislocations very nearly coincides with that of the formation of the grabens of meridional strike at the base of the West Siberian plate, which took place about 250 Ma ago. This supports a previously made conclusion on the similar character of the geological development of the eastern border part of the Urals and the adjoining basement of the West Siberian plate.

Keywords: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Urals, West Siberian plate, dislocation metamorphism

Acknowledgements

The work was supported by the Russian science Foundation (project No. 16-17-10201).

Возникновение Уральского подвижного пояса является результатом косо́й коллизии Русской платформы и Казахстанского континента [Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.], в процессе которой сформировалась современная структура восточного склона Урала, представляющая собой агломерат сегментов коры (террейнов), разделенных крупными разрывными нарушениями, которые трассируются поясами протрузий ультрамафитов, зонами дробления, расщепления, бластомилонитизации и меланжа [Смирнов и др., 2003; и др.]. Позднепалеозойский возраст континентальной коллизии установлен достаточно надежно на основе анализа комплекса геологических данных, однако точная датировка разных этапов развития коллизионных и постколлизионных процессов, различающихся преобладающим типом тектонических движений, пока изучена очень слабо в связи с недостатком надежных данных. В настоящей работе изложены результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования процессов деформаций пород из зоны одного из наиболее крупных разрывных нарушений этого типа, которое отделяет Восточную зону Среднего Урала, погружающуюся под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты, от расположенных к западу от нее структур открытой части подвижного пояса.

Несмотря на значительную протяженность и важную роль рассматриваемого разрывного нарушения в тектонической структуре региона, характер и возраст связанных с ним деформаций до настоящего времени практически не изучались. В опубликованной литературе встречаются лишь краткие указания на наличие здесь сдвиговой зоны [Плюснин, 1971] или системы разломов [Геологическая карта..., 1997]. При этом на геологических картах последних редакций эта зона как единая региональная структура не показана, хотя отра-

жены многочисленные разрывные нарушения, входящие в ее состав [Государственная геологическая карта..., 2011; и др.]. Общепринятого названия рассматриваемое разрывное нарушение (или система разрывных нарушений) не имеет. По мнению авторов настоящей работы, было бы целесообразно выделить его в качестве Баженовской шовной зоны.

На современном эрозионном срезе описываемое разрывное нарушение прослеживается в виде полосы катаклазитов, бластомилонитов, сланцев и в разной степени расщепленных пород шириной в несколько (местами более 10) километров (рис. 1). Степень деформаций пород очень сильно варьирует, часто на относительно небольшом (первые метры и десятки сантиметров) расстоянии (рис. 2). В некоторых случаях наблюдаются признаки нескольких этапов деформаций, выражающиеся в наличии зон интенсивно деформированных разновидностей, в которых ориентировка чешуек темноватого минерала не совпадает с их ориентировкой в преобладающей части пород (рис. 3).

К.П. Плюснин [1971] пришел к выводу о том, что преобладающим типом тектонических движений в зонах аналогичных разрывных нарушений меридионального простирания были левосдвиговые смещения значительной амплитуды. Позднее на наличие системы крупных разрывных нарушений левосдвигового характера указывали многие исследователи [Bankwitz, Ivanov, 1997; Иванов, 1998; Bankwitz et al., 1998; Иванов и др., 2000; Серавкин и др., 2001; Петров и др., 2010; Тевелев, 2012; и др.]. Выполненные нами геологические наблюдения показали, что в пределах рассматриваемой шовной зоны проявилось несколько типов деформаций. Главная фаза, обусловившая образование наблюдаемой полосы сланцев и бластомилонитов, была связана с относительно ранними эпизодами коллизи-

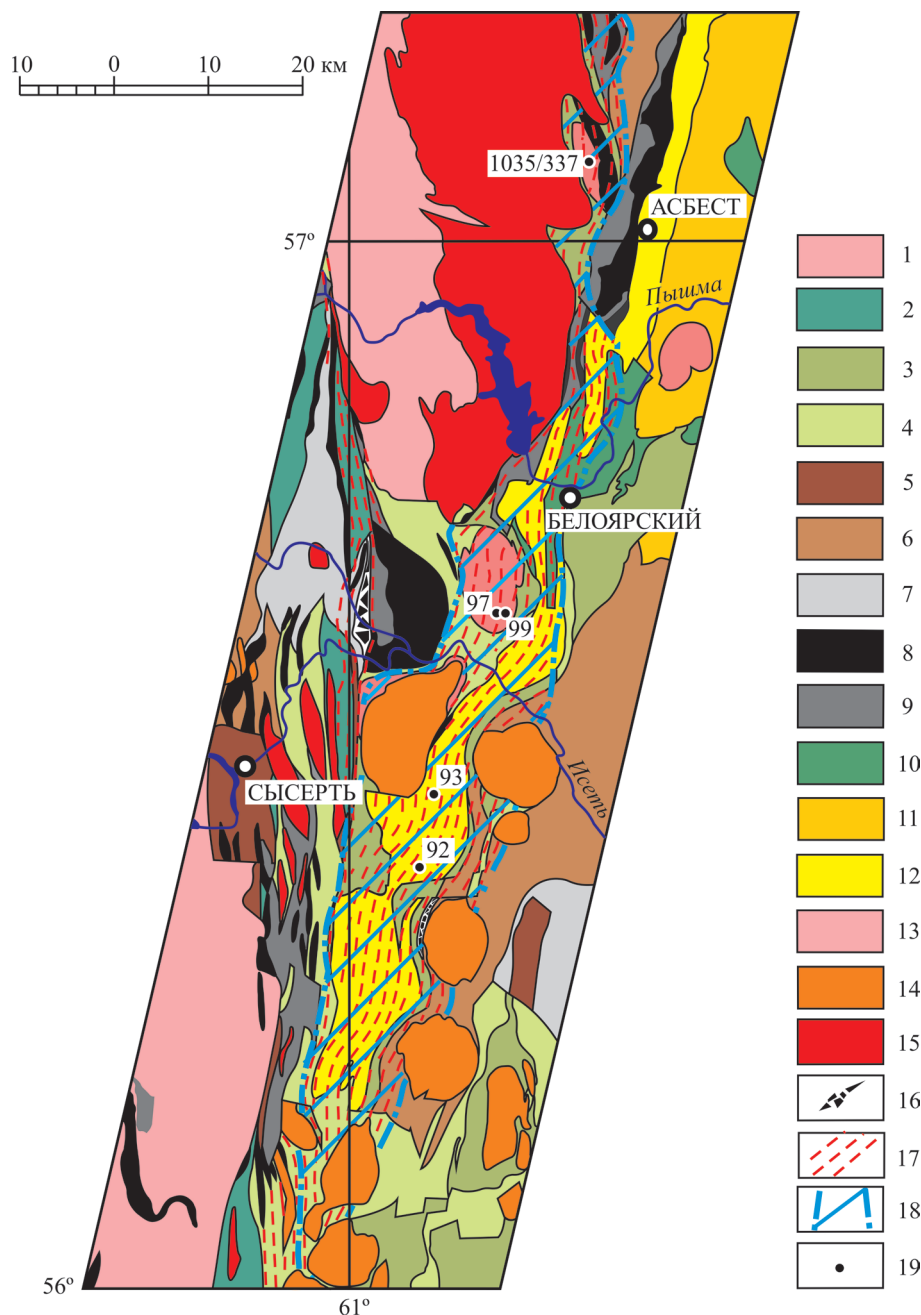


Рис. 1. Схема геологического строения изученной части Баженовской шовной зоны с точками отбора проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (составлена на основе [Государственной геологической карты..., 2011] с изменениями и уточнениями авторов).

1 – докембрийские глубоко метаморфизованные толщи Мурзинско-Адуйского и Сысертско-Ильменогорского блоков (шумихинский комплекс, черновская свита, адуйский комплекс, алабашская серия); 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы позднеордовикского возраста (новоберезовская толща); 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы позднеордовикско-раннесилюрийского возраста (белоярская и межевская толщи); 4 – силурийские осадочные толщи (колютинская свита); 5 – раннедевонская терригенно-карбонатная толща; 6 – девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (медведевская, терригенно-вулканогенная, рудянская и маминская); 7 – раннекаменноугольные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи (арамильская и бекленищевская свиты); 8–9 – породы офиолитовой ассоциации (8 – ультрамафиты, 9 – габбро), 10–11 – раннесилюрийский рефтинский plutonicкий комплекс (10 – габбро и диориты, 11 – кварцевые диориты и тоналиты); 12 – трондjemиты (с резко подчиненным количеством диоритов) позднесилюрийского аверинского комплекса; 13 – гранитоиды предположительно девонского возраста (Брусянский, Хомутинский и Лесозаводский массивы); 14 – породы коллизионных субщелочных массивов (петуховский и зверевский монцодиорит-гранитные и юго-коневский гранит-лейкогранитный комплексы); 15 – коллизионные гранитоиды нормальной щелочности (Каменский гранодиорит-гранитный, Мурзинский и Адуйский гранитные массивы); 16 – тектонический меланж; 17 – зоны рассланцевания и бластомилонитизации; 18 – контуры Баженовской шовной зоны; 19 – точки отбора проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the researched part of Bazhenov sutural zone with sampling sites (on the base of [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011] with changes and more precisions of authors).

1 – Precambrian strong metamorphosed stratas of Murzinka-Adui and Sysert-Ilmenyorskii bloks (Shumikhinskii complex, Chernovskaya Formation, Aduiskii complex, Alabashskaya series); 2 – Late Ordovician volcanogenic and volcano-sedimentary rocks (Novoberiozovskaya strata); 3 – Late Ordovician and Early Silurian volcanogenic and volcano-sedimentary rocks (Beloyarskaya and Mezhevskaya strata); 4 – Silurian sedimentary strata (Kolutinskaya Formation); 5 – Early Devonian terrigene-carbonaceous strata; 6 – Devonian volcanogenic and volcano-sedimentary strata (Medvedevskaya, terrigene-volcanogenic, Rudyanskaya and Maminskaya); 7 – Early Carboniferous sedimentary and volcano-sedimentary strata (Aramil'skaya and Beklenishevskaya formations); 8–9 – the rocks of ophiolite association (8 – ultramafites, 9 – gabbro); 10–11 – Early Silurian Reftinskii plutonic complex (10 – gabbros and diorites, 11 – quartz diorites and tonalities); 12 – trondhjemites (with insignificant quantity of diorites) of Late Silurian Averinskii complex; 13 – granitoid supposed Devonian age (Brusyanskii, Khomutinskii, Lesozavodskii massifs); 14 – the rocks of collision subalkaline massifs (Petukhovskii and Zverevskii monzodiorite-granite and Yugo-Knevskii granite-leucogranite complexes); 15 – collision granitoids of normal alkaline (Kamenskii granodiorite-granite, Murzinskii and Aduiskii granite complexes); 16 – tectonic mélange; 17 – zones of schistosity and blastomylonitization; 18 – contour of Bazhenov sutural zone; 19 – sampling sites.

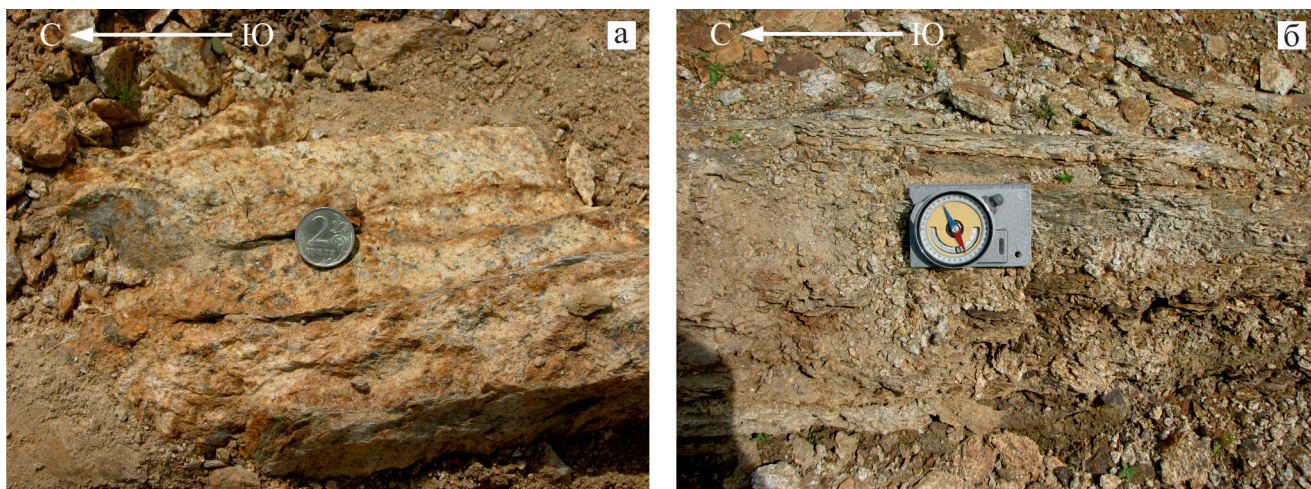


Рис. 2. Грубо рассланцованные (а) и тонко рассланцованные (б) трондьемиты аверинского комплекса. Щебеночный карьер на южной окраине с. Абрамовское.

Fig. 2. Coarsely schistose (a) and thin chistose (б) trondhjemites of Averinskii complex. Quarry near south outskirts of v. Abramovskoie.

онных процессов. Сланцы и рассланцованные породы прорываются незатронутыми деформациями телами субщелочных гранитов и монцодиорит-гранитными массивами петуховского комплекса возрастом около 280 млн лет [Смирнов и др., 2004], что определяет верхний возрастной рубеж процессов рассланцевания. Надежных данных о характере тектонических движений на протяжении этого этапа формирования рассматриваемой зоны авторам получить не удалось. Предполагается, что эти деформации были обусловлены широко проявившимися в пределах восточного сектора Урала левосдвиговыми смещениями, на которые указывали упомянутые выше авторы.

Следующим типом деформаций, наблюдавшимся в пределах рассматриваемой зоны, были левосторонние сбросо-сдвиги субмеридионального простирания и субвертикального падения, которые фиксируются маломощными (обычно около 10 см, редко до 0.5 м) зонами бластомилонитов и сланцев. Лучше всего такие зоны видны в каменолом-

нях на северо-восточной окраине с. Бол. Брусяны и на небольшом удалении от нее. В заброшенной каменоломне на северо-восточной окраине с. Бол. Брусяны (левый берег р. Брусянка) жилы практически неметаморфизованных субщелочных калиево-натриевых лейкогранитов, секущие преобладающую гнейсовидную разновидность малокалиевых гранитоидов Брусянского массива, разбиты на блоки размером около 10 см, которые перемещены относительно друг друга по плоскостям субмеридионального простирания и субвертикального падения на расстояние в десятки сантиметров, иногда до 0.5 м [Иванов и др., 2000]. Многочисленные зонки интенсивно рассланцованных пород мощностью около 10 см, образование которых предположительно было обусловлено этими же деформациями сбросо-сдвигового характера, наблюдаются в другой каменоломне, расположенной на удалении в несколько сотен метров к северо-востоку от окраины села. Преобладающим типом пород, вскрытых каменоломней, являются обычные для Брусянского



Рис. 3. Следы двух этапов деформаций в гранитоидах Брусянского массива. Каменоломня вблизи северо-восточной окраины с. Бол. Брусяны.

Fig. 3. Signs of two deformation stages in granitoids Brusiany massif. Quarry near north-east outskirts of v. Bolshie Brusiany.

массива малокалиевые граниты, характеризующиеся отчетливо выраженной гнейсовидностью. Наблюдаемая гнейсовидность обусловлена субпараллельной ориентировкой чешуек и агрегатов чешуй биотита, возникшей в результате одного из наиболее ранних эпизодов деформаций. Азимут падения гнейсовидности – 290° , угол падения – 80° . Зонки интенсивно деформированных пород секут гнейсовидность преобладающей разновидности гранитоидов под острым углом (см. рис. 3). Сланцеватость пород внутри таких зон, обусловленная ориентировкой чешуек слюды параллельно их границам, имеет близкое к меридиональному простирание (около 350°) и вертикальное падение. Наблюдаемая внутри этих зон линейность, создаваемая ориентировкой агрегатов зерен биотита, имеет падение 15° к северу.

Завершающий этап деформаций был представлен пологими сбросами. Многочисленные плоскости сбросов с зеркалами скольжения и корочками хлорита наблюдаются в каменоломнях, расположенных северо-восточнее окраины с. Бол. Брусяны. Азимут падения плоскости сброса – 82° , угол падения – 42° . Азимут падения линейности, отмеченной в плоскости сброса, – 230° , угол падения – 42° .

Для определения возраста процессов деформаций авторами проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюд из 5 проб, отобранных на протяжении около 100 км по простиранию этой зоны из сланцев и blastsмилонитов, различающихся по составу и времени образования исходных для них пород.

Проба 92 отобрана в южной части изученного отрезка Баженовской шовной зоны в щебеночном

карьере на южной окраине с. Абрамовское. Координаты: $56^\circ 21.984'$ с.ш и $61^\circ 01.197'$ в.д. Материал пробы представлен мусковит-кварц-альбитовыми сланцами (бластомилонитами), возникшими в результате преобразования позднесилурийских трондjemитов аверинского комплекса. Характер залегания этих пород иллюстрирует рис. 2б.

Место отбора пробы 93, представленной деформированными и перекристаллизованными биотитовыми трондjemитами этого же комплекса, – придорожный карьер на левом берегу р. Кошкарха. Координаты точки отбора: $56^\circ 21.984'$ с.ш и $61^\circ 01.197'$ в.д.

Пробы 97 и 99 характеризуют две в разной степени деформированные разновидности предположительно среднедевонских малокалиевых гранитов Брусянского массива. Обе пробы отобраны в каменоломне, расположенной на небольшом удалении к северо-востоку от окраины с. Бол. Брусяны. Координаты места отбора: $56^\circ 38.720'$ с.ш и $61^\circ 15.162'$ в.д. Проба 99 представлена преобладающими в этой каменоломне гнейсовидными гранитами. Проба 97 была взята из малоомощной (около 10 см в поперечнике) зоны максимально дислоцированных пород, секущей преобладающую гнейсовидность под острым углом (см. рис. 3).

Проба 1035/337 занимает крайнее северное положение (см. рис. 1). Она представлена сильно деформированными и перекристаллизованными монцодиоритами Лесозаводского массива предположительно средне- и позднедевонского возраста, состоящими из биотита, амфибола, плагиоклаза и кварца. В результате процессов динамометаморфизма порода полностью утратила первичный облик и характеризуется типичной метаморфической лепидогранобластовой структурой, метаморфогенной полосчатостью и гнейсовидностью.

Из приведенной выше краткой характеристики отобранных проб очевидно, что степень преобразований изучаемых пород достаточно высока. В процессе динамометаморфизма они подверглись практически полной перекристаллизации с образованием лепидогранобластовых структур, гнейсовидных и сланцеватых текстур. Петрографическое изучение пород показало, что входящие в их состав слюды являются новообразованными минералами, возникшими в процессе дислокационного метаморфизма, что определяет возможность использования их для оценки времени деформаций. При проведении изотопно-геохронологических исследований из всех отобранных проб были выделены мономинеральные фракции слюд (4 монофракции биотита и 1 – мусковита).

Исследования проводились по методике, описанной в работе А.В. Травина с соавторами [2009]. Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаены после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение прово-

дилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре Micromass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n10^{-10}$ нсм³.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования изученных слюд приведены на рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры слюд из всех 5 образцов, отобранных в разных частях Баженовской шовной зоны, характеризуются наличием хорошо выраженных плато, соответствующих преобладающей части выделенного ^{39}Ar (от 80 до 100 %). Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты совпадают в пределах погрешности определения, среднее значение по 5 выполненным анализам имеет величину около 251 млн лет.

Таким образом, при очевидной полихронности процессов деформаций, установленной в пределах Баженовской шовной зоны в результате геологических наблюдений, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные данные фиксируют только одно событие. Очевидно, что его следует отождествлять с наиболее поздними геологическими процессами, протекавшими при температурах, достаточных для полной перезагрузки К-Аг изотопной системы изучаемых пород. В пределах рассматриваемой части Баженовской зоны этим событием являются деформации, обусловленные дислокациями сбросо-сдвигового характера. Минеральный состав бластомилонитов и сланцев в зонах смещений (калиевый полевой шпат, биотит, кварц и плагиоклаз) свидетельствует о том, что их образование происходило в достаточно высокотемпературных условиях. Пологие сбросы, следующие за сбросо-сдвиговыми дислокациями и завершающие тектоническую активность Баженовской зоны, сопровождались формированием хлорита по плоскостям смещений, что указывает на значительно более низкие температуры этого процесса, по всей вероятности не оказавшие существенного влияния на К-Аг изотопную систему слюд.

Полученные данные свидетельствуют о том, что разрывные нарушения, которые разделяют крупные фрагменты коры (террейны), являющиеся главными элементами современной тектонической структуры восточного склона Урала, заметно различаются по времени образования. Ранее было показано, что тектоническая активность в зоне Серовско-Маукского разлома, расположенного к западу от описываемой в настоящей работе Баженовской шовной зоны, завершается дислокациями сбросового характера 278–276 млн лет на-

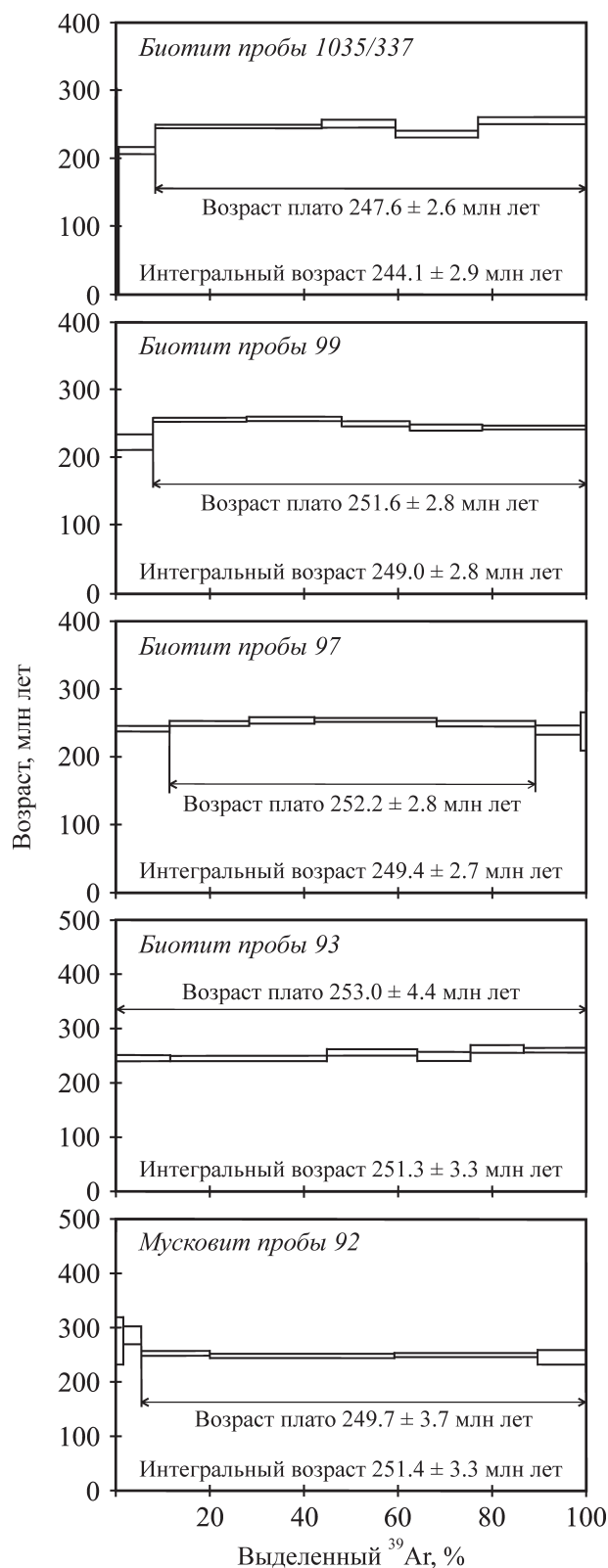


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры слюд из сланцев и бластомилонитов Баженовской шовной зоны.

Fig. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of the micas from the schists and blastomylonites of Bazhenov suture zone.

зад [Смирнов и др., 2015], т. е. приблизительно на 25 млн лет раньше, чем в Баженовской зоне. При этом датированные в настоящей работе сбросо-сдвиговые дислокации Баженовской зоны практически точно совпадают по времени с формированием грабенов меридионального простирания в фундаменте Западно-Сибирской плиты, происходившим около 250 млн лет назад [Сараев и др., 2011; Иванов, Ерохин, 2014; Reichow et al., 2002; и др.].

Таким образом, результаты проведенных исследований подтверждают высказанный ранее вывод о близком характере геологического развития восточной окраины Урала и фундамента примыкающей к ней части Западно-Сибирской плиты [Малютин и др., 1977; Иванов и др., 2003, 2016; Ivanov et al., 2013; и др.].

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-40, (41) Екатеринбург. Объяснительная записка. (1997) СПб.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Уралгеолком, УГСЭ, 252 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011) СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 253 с.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2014) Палеогеодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири. *Докл. АН*, **458**(4), 442–445.
- Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. (2000) Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Путеводитель геологических экскурсий Международной научной конференции “Коллизионная стадия развития подвижных поясов (тектоника, магматизм, седиментогенез, метаморфизм, металлогения)”. VI Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, 133 с.
- 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., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, **458**(5), 647–651.
- Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н. (1977) Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М.: Недра, 223 с.
- Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. (2010) Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале. *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2.* М.: ГЕОС, 139–143.
- Плюснин К.П. (1971) Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: Изд-во УПУ, 217 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Травин А.В. (2011) Петрология, седиментология, геохимия и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область). *Геология и геофизика*, **52**(8), 1107–1128.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Богатов В.И. (2004) Результаты Rb-Sr-датирования субщелочных гранитов Газетинского массива (Средний Урал). *Литосфера*, (1), 65–69.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2015) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст деформаций гранитоидов Верхисетского батолита как показатель времени коллизионных процессов в восточном секторе Урала. *Литосфера*, (5), 99–104.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 45–56.
- Тевелев А.В. (2012) Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны. *Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология*, (3), 17–26.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, **11**, 1181–1199.
- Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. (1998) Schertekto-gen Südural. *Freiberger Forschungshefte*, **C470**, 1–19.
- Bankwitz P., Ivanov K.S. (1997) The shear belt of the eastern Urals – evidence for oblique collision of the South Urals. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Ч. 1.* Екатеринбург: УрО РАН, 54–58.
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci. Geol. Evol. Asia*, **72**, 12–24.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al’Mukhamedov A.I., Medvedev A., Kirda N. (2002) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled. *Science*, **296**, 1846–1849.

REFERENCES

- Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. (1998) Schertekto-gen Südural. *Freiberger Forschungshefte*, **C470**, 1–19.

- Bankwitz P., Ivanov K.S. (1997) The shear belt of the eastern Urals – evidence for oblique collision of the South Urals. *Magmatizm, metamorfizm i glubinnoe stroenie Urala. Tezisy dokladov VI Ural'skogo petrograficheskogo soveshchaniya. Chast' 1* [Magmatism, metamorphism and deep structure of the Urals. Abstracts VI Ural Petrographic Meeting. Pt 1]. Ekaterinburg, UB RAS, 54–58.
- Geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seria). List O-40, (41). Ekaterinburg Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (new series). Sheet O-40, (41) Ekaterinburg. Explanatory note]. (1997) St.Petersburg, Roskomnedra, VSEGEI, 252 p. (In Russian).
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List O-41 Ekaterinburg. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Urals Series Sheet O-41 Ekaterinburg. Explanatory note]. (2011) St.Petersburg, kartfabrika VSEGEI Publ., 492 p. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) *Osnovnye cherty geologicheskoi istorii (1.6–0.2 mld let) i stroenie Urala* [The main features of the geological history (1.6–0.2 Ga) and the structure of the Urals]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 253 p. (In Russian)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V. (2014) Paleogeodynamics of the formation of the Triassic graben system in Western Siberia. *Dokl. Akad.Nauk*, **458**(4), 442–445. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) *Geologicheskoe stroenie fundamenta Priural'skoi chasti Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseina* [Geological structure of the basement of the Priural'sky part of the West Siberian petroleum megabasin. Geological structure of the basement of the Near-Uralian part of the West Siberian petroleum megabasin]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 302 p. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu. N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormil'tzev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) The structure and nature of the junction of the Urals and Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **458**(5), 647–651. (In Russian)
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci. Geol. Evol. Asia*, **72**, 12–24.
- Ivanov K.S., Smirnov V.N., Erokhin Yu.V. (2000) *Tektonika i magmatizm kollizionnoi stadii (na primere Srednego Urala). Putevoditel' geologicheskikh ekskursii Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii "Kollizionnaya stadiya razvitiya podvizhnykh poyasov (tektonika, magmatizm, sedimentogenez, metamorfizm, metallogeniya). VI Chteniya A.N. Zavarizkogo* [Tectonics and magmatism of the collision stage (on the example of the Middle Urals). Guidebook of geological excursions of the International Scientific Conference "Collision stage of development of mobile belts (tectonics, magmatism, sedimentogenesis, metamorphism, metallogeny)". VI Readings A.N. Zavaritsky]. Ekaterinburg, UB RAS, 2000, 133 p. (In Russian)
- Malyutin N.B., Smirnov E.P., Degteva M.N. (1977) *Geologicheskoe stroenie skladchatogo fundamenta v Srednem Zaural'e* [Geological structure of the folded basement in the Middle Trans-Urals]. Moscow, Nedra Publ., 223 p. (In Russian)
- Petrov G.A., Sviyazhina I.A., Rybalka A.V. (2010) Features of the formation of the Late Paleozoic orogen in the Middle Urals. *Tektonika i geodinamika skladchatykh poyasov i platform fanerozoia: materialy XLIII Tektonicheskogo soveshchaniya. T. 2* [Tectonics and geodynamics of folded belts and platforms of the Phanerozoic: materials of the XLIII Tectonic meeting. V. 2]. Moscow, GEOS Publ., 139–143. (In Russian)
- Plusnin K.P. (1971) *Metodika izucheniya tektonicheskikh struktur skladchatykh poyasov (na primere Urala)* [Methods of studying the tectonic structures of the folded belts (on the example of the Urals)]. Perm, UPU Publ., 217 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priuraliya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cisurals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A., Kirda N. (2002) 40Ar/39Ar dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled. *Science*, **296**, 1846–1849.
- Saraev S.V., Baturina T.P., Travin A.V. (2011) Petrology, sedimentology, geochemistry and absolute age of sedimentary-volcanogenic deposits of the Triassic in the south-west of the West-Siberian geosyncline (Kurgan region). *Geol. Geofiz.*, **52**(8), 1107–1128. (In Russian)
- Seravkin I.B., Znamenskii C.E., Kosarev A.M. (2001) *Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya* [Breaking-off tectonics and ore-bearing of the Bashkir Trans-Urals]. Ufa, Poligrafkombinat Publ., 318 p. (In Russian)
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonic-magmatic zoning of the eastern slope of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 45–56. (In Russian)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Bogatov V.I. (2004) Results of Rb-Sr-dating of sub-alkaline granites of the Gazetinsky massif (Middle Urals). *Litosfera*, (1), 65–69. (In Russian)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2015) ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of granitoid deformations of the Verkhisetskii batholith as an indicator of the time of collision processes in the eastern sector of the Urals. *Litosfera*, (5), 99–104. (In Russian)
- Tevelev A.V. (2012) Features of the kinematics of the suture zones of the Southern Urals as the reason for the formation of the convergent structure of the East Ural megazone. *Vestn. Moscow Univ. Ser. 4. Geol.*, (3), 17–26. (In Russian)
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mehonoshin A.G., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorudskaya granulite zone (Olkhon region, Western Cisbaikalian). *Geokhimiya*, **11**, 1181–1199. (In Russian).

УДК 551.35

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-250-268

Систематика редкоземельных элементов, Y, Th, U и Mn в верхнедевонских конодонтах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (Южный Урал)

© 2019 г. А. В. Маслов^{1,2}, О. В. Артюшкова², Р. Ч. Тагариева², Д. В. Киселева¹,
М. В. Стрелецкая¹, М. В. Червяковская¹, Н. В. Чередниченко¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: amas2004@mail.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: stpal@ufaras.ru

Поступила в редакцию 21.06.2017 г., принята к печати 16.07.2017 г.

Объект исследований. В статье обсуждаются результаты исследования систематики редкоземельных элементов (РЗЭ), Y, Th, U и Mn в конодонтах верхнего девона (аскынский (фран) и макаровский (фамен) горизонты, разрезы Куккараук, Рязуяк и Лемезинский) Западно-Уральской области передовой складчатости Южного Урала. **Методы.** Конодонты из карбонатных пород выделены с использованием традиционной методики путем растворения их в органических кислотах, прежде всего муравьиной. Пробоподготовка и масс-спектрометрический анализ проведены в ИГТ УрО РАН в блоке чистых помещений (классы ИСО 6, 7). Измерения микроэлементного состава осуществлены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer). Измерение изотопных отношений Sm и Nd выполнено из 3%-го азотнокислого раствора на мультиколлекторном магнитосекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus, Thermo Fischer. Долговременная воспроизводимость и правильность измерительной процедуры оценивались с помощью стандартного раствора Merck Nd, приготовленного на основе NIST Nd₂O₃: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511720 ± 15 (1 SD, n = 40). **Результаты.** В ходе исследований установлено, что особенности нормированных по РААС спектров распределения лантаноидов в валовых (10.4–21.8 мг) пробах конодонтов, значения Ce аномалий, высокие величины ΣРЗЭ (173–1211 г/т) и ряд других параметров указывают на ведущую роль позднедиагенетических процессов в формировании свойственной конодонтам систематики РЗЭ. На это же указывают и присущие изученным выборкам конодонтов значения Y/No (≈26–32). **Выводы.** В целом распределение лантаноидов в конодонтах позволяет считать, что оно контролируется преимущественно литогенным (от 90 до более 99%) источником РЗЭ. Свойственные конодонтам аскынского и макаровского горизонтов величины εNd(t) (–4.0...–2.8) дают основание предполагать, что изотопный состав Nd в них либо сформирован под влиянием вод открытого океана, характеризовавшихся существенной долей радиогенного Nd, либо обусловлен поступлением более радиогенных вод океана в шельфовую зону на пике морской трансгрессии, имевшей место в рассматриваемом регионе в фамене.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний девон, аскаровский и макаровский горизонты, конодонты, систематика РЗЭ, Y, Th, U и Mn

REE, Y, Th, U and Mn systematics of Upper Devonian conodonts in the West Uralian Folded Zone (Southern Urals)

Andrey V. Maslov^{1,2}, Olga V. Artyushkova², Rezeda Ch. Tagarieva², Darya V. Kiseleva¹,
Maria V. Streletskaya¹, Maria V. Chervyakovskaya¹, Nadezhda V. Cherednichenko¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

²Institute of Geology Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: stpal@ufaras.ru

Received 21.06.2017, accepted 16.07.2017

Research subject. This article presents the results of a study undertaken to investigate the systematics of rare-earth elements (REE), Y, Th, U and Mn in the Upper Devonian conodonts of the Western Ural region of the foreland fold of the Southern Urals (Askyn and Makarovo horizons, Kukkarauk, Ryauzyak and Lemezinsky sections). **Methods.** The conodonts were isolated from carbonate rocks using the conventional method of their dissolution in organic acids, mainly formic ac-

Для цитирования: Маслов А.В., Артюшкова О.В., Тагариева Р.Ч., Киселева Д.В., Стрелецкая М.В., Червяковская М.В., Чередниченко Н.В. (2019) Систематика редкоземельных элементов, Y, Th, U и Mn в верхнедевонских конодонтах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (Южный Урал). *Литосфера*, 19(2), 250–268. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-250-268

For citation: Maslov A.V., Artyushkova O.V., Tagarieva R.Ch., Kiseleva D.V., Streletskaya M.V., Chervyakovskaya M.V., Cherednichenko N.V. (2019) REE, Y, Th, U and Mn systematics of Upper Devonian conodonts in the West Uralian Folded Zone (Southern Urals). *Litosfera*, 19(2), 250–268. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-250-268

id. Sample preparation and mass spectrometric analysis were carried out in the class 1000 and 10 000 cleanroom facilities of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry. A PerkinElmer ELAN 9000 quadrupole ICP mass-spectrometer was used to determine the concentration of the trace elements under study. Sm and Nd isotope ratios were measured from a 3% nitric acid solution by a Thermo Fischer Neptune Plus multicollector inductively coupled plasma mass-spectrometer. The long-term reproducibility and accuracy of the measurement procedure were evaluated using a standard Merck Nd solution based on the NIST Nd₂O₃ and yielded $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511720 \pm 15$ (1 SD, n = 40). *Results.* The established features of PAAS-normalised lanthanide distributions in the conodont bulk samples (10.4–21.8 mg), Ce-anomalies, high REE values (173–1211 ppm) and a number of other parameters indicate the leading role of late diagenetic processes in the formation of conodont REE systematics. This is also evidenced by the Y/Ho values (≈ 26 –32) specific for the studied conodont samples. *Conclusions.* In general, the distribution of lanthanides in the conodonts suggests that this process was mainly controlled by a lithogenic (from 90 to more than 99%) REE source. The $\epsilon\text{Nd}(t)$ (–4.0...–2.8) values characteristic of the conodonts of the Askyn and Makarovo horizons suggest that their Nd isotopic composition was either formed under the influence of the open ocean (island arc basin), characterised by a significant share of radiogenic Nd, or due to the entry of radiogenic waters of the ocean into the shelf zone at the peak of the marine transgression that took place in the region under consideration in the Famennian.

Keywords: Southern Urals, Upper Devonian, Askyn and Makarovo horizons, conodonts, REE, Y, Th, U and Mn systematic

Acknowledgements

The authors are grateful to N.S. Glushkova for preparing illustrations for this article and E.S. Shagalov for microphotography of conodonts.

The analysis of microelement composition and Sm-Nd isotope systematics in conodonts was supported in part by RSF grant No. 16-17-10283 (D.V. Kiseleva, M.V. Streletskaia and M.V. Chervyakovskaya).

ВВЕДЕНИЕ

Состав редкоземельных элементов в биоапатите, в том числе конодонтах, в начале 1980-х гг. стал использоваться как один из показателей палеоокеанографических обстановок геологического прошлого [Wright et al., 1984, 1987, 2002; Reynard et al., 1999; Lécuyer et al., 2004; и др.]. Позже, однако, было выяснено, что концентрация РЗЭ в нем имеет в основном диагенетическую природу и использовать особенности их распределения как индикаторы состава морской воды не вполне корректно [Bright et al., 2009; Kocsis et al., 2010; Herwartz et al., 2011; и др.]. В последние годы исследования подобного рода проводятся преимущественно по тем частям конодонтах (например, albid crown), которые, как предполагается, подверглись наименьшей степени диагенетических преобразований [Trotter et al., 2007; Song et al., 2012; Zhao et al., 2013]. Недавно установлено, что диагенетические изменения являются постоянной характеристикой биоапатита конодонтах и им подвержены в постмортальном периоде все их части. Из сказанного следует, что распределение РЗЭ в конодонтах (и вообще в биоапатите) не отвечает их распределению ни в морской воде, ни в поровых флюидах осадка [Zhao et al., 2013; Chen et al., 2015a; Zhang et al., 2016], а контролируется в основном адсорбционными и десорбционными процессами, протекающими при растворении/трансформации глинистых минералов, даже если количество последних относительно невелико. В то же время считается, что в почти чистых известняках РЗЭ-систематика поровых вод может быть близка к распределению лантаноидов в морской воде [Webb, Kamber, 2000].

Публикации на эту тему в ведущих зарубежных журналах¹ активно продолжают [Girard, Lécuyer, 2002; Martin et al., 2005; Trotter et al., 2007; Chen et al., 2012; Song et al., 2012; Fadel et al., 2015; Zhang et al., 2016; Li et al., 2017; и др.], причем в последние годы их авторами все чаще выступают коллеги из КНР. Важно подчеркнуть, что те, кто использует систематику РЗЭ и других микроэлементов в биоапатите конодонтах для палеоокеанографических реконструкций, считают, что заимствование лантаноидов происходит на поверхности раздела осадок/вода или вблизи нее и таким образом концентрация элементов в конодонтах отражает их концентрацию в морской воде [Elderfield, Pagett, 1986; Wright et al., 1987; Grandjean-Lécuyer et al., 1993; Lécuyer et al., 2004; Zhang et al., 2016; Li et al., 2017]. Например, по данным [Chen et al., 2012], при переходе от обстановок мелководной карбонатной платформы к ее границам и далее к открытому континентальному шельфу и бассейну распределение РЗЭ в ордовикских конодонтах Южного Китая постепенно трансформируются от “кривых с накло-

¹ При подготовке статьи мы провели поиск публикаций по данной проблеме в ведущих отечественных академических геологических журналах («Геохимия», «Литология и полезные ископаемые», «Стратиграфия. Геологическая корреляция», «Тихоокеанская геология», «Палеонтологический журнал») за последние 10 лет (2016–2007 гг.) и не обнаружили ни одной работы, как-либо затрагивавшей ее. Представляется, что одной из редких публикаций на эту тему с участием отечественных авторов, но на английском языке была статья С. Фелицына с соавторами [Felitsyn et al., 1998]. Распределение РЗЭ в биогенных минеральных фазах современных осадков или относительно молодых осадочных породах Мирового океана рассмотрено в монографии А.В. Дубинина [2006].

ном вправо”, т. е. спектров с высокими величинами $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$, к плоским кривым, а далее к “кривым с наклоном влево” и колоколоподобным/шляпообразным спектрам. Это позволяет названным авторам рассматривать РЗЭ-систематику в конодонтах как отражение первичных особенностей морской воды. В то же время изотопная Lu-Hf-систематика как будто бы показывает, что биоапатит на постмортальной/позднелигенетической стадии ведет себя как открытая система и поглощает существенное количество РЗЭ [Kocsis et al., 2010; Herwartz et al., 2011, 2013; Zhang et al., 2016].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В настоящей работе, которую мы склонны позиционировать как пилотную², рассмотрены результаты исследования распределения Mn, Y, РЗЭ, Th и U в конодонтах, выделенных из карбонатных пород аскынского (верхний фран) и макаровского (нижний фамен) горизонтов верхнего девона западного склона Южного Урала, вскрывающихся на дневной поверхности в так называемой Западно-Уральской внешней зоне складчатости (рис. 1). Последняя представляет собой узкую полосу коробчатых и линейных складок, моноклинальных и других структур на границе Предуральского прогиба и складчатого Урала [Путеводитель..., 1995]. Считается, что в конце девона территория западного склона Урала являлась пассивной окраиной Восточно-Европейского континента [Зоненшайн и др., 1984; Формирование..., 1986; Пучков, 2000; и др.].

Средняя и верхняя часть франского яруса в зоне внешней складчатости на Южном Урале представлена отложениями доманикового и мендымского-аскынского горизонтов соответственно, а нижняя часть фаменского яруса включает отложения барминского и макаровского горизонтов [Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011; Тагариева, Мизенс, 2015]. Согласно данным А.Н. Абрамовой [1999], доманиковый горизонт отвечает конодонтовым зонам *punctata*, *hassi* и *jamieae*, мендымский горизонт – зоне *Lower rhenana*. По тем же данным, аскынский горизонт охватывает зоны *Upper rhenana* и *linguiformis*. Барминский горизонт отвечает конодонтовым зонам *Lower-Middle triangularis*, а макаровский – включает

отложения, соответствующие зонам *crepida*, *rhomboida* и *lower marginifera*. Граница франа и фамена проводится в основании барминского горизонта [Abramova, Artyushkova, 2004]. Между барминским и макаровским горизонтами во всех трех рассматриваемых далее разрезах фиксируется перерыв, соответствующий зоне *upper triangularis*.

Пробы для выделения конодонтов отобраны из разрезов Лемезинский, Рязук и Куккараук (рис. 2). Сокращенное описание указанных разрезов (в основном для интервала “верхи франа – низы фамена”) дается по данным А.Н. Абрамовой [1999] с учетом материалов, приведенных в работах [Artyushkova et al., 2011; Тагариева, Мизенс, 2015].

Разрез Лемезинский расположен на левом берегу р. Инзер примерно в 4 км к север-северо-западу от д. Габдюково напротив бывшего “французского Лемезинского завода” [Абрамова, 1999]. Строение его следующее.

Мендымский горизонт

1. *Переслаивание черных тонкослоистых битуминозных органогенных известняков и черных углито-глинистых сланцев* 0.65 м
2. *Светлые толстоплитчатые и массивные пелитоморфные известняки прослоями с крупными гониатитами* 5.60 м

Аскынский горизонт (крикитовые слои)

3. *Светло-серые толстоплитчатые известняки* .. 1.60 м
4. *Светло-серые тонкоплитчатые известняки, тонкоплитчатые коричневатобурые доломиты и темно-серые битуминозные известняки* 0.47 м

Барминский горизонт

5. *Переслаивание буровато-серых, серых и темно-серых тонкоплитчатых плотных иногда доломитизированных, часто окремненных пелитоморфных известняков с коричневатобурыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами* 0.31 м

Макаровский горизонт (хейлоцеровые слои)

6. *Буровато-серые, серые и темно-серые тонкоплитчатые иногда доломитизированные и окремненные пелитоморфные известняки, чередующиеся с коричневатобурыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами* 1.94 м
7. *Известняки буровато-серые, светло-серые с розоватым оттенком среднеплитчатые, прослоями органогенные* 0.70 м
8. *Серые плитчатые плотные окремненные известняки* 2.20 м

Разрез Рязук расположен на правом берегу р. Рязук, в 5 км выше д. Саргаево [Абрамова, 1999; Тагариева, Мизенс, 2015]. Построен он следующим образом.

Доманиковый горизонт

1. *Переслаивание глинистых битуминозных известняков и углито-глинистых сланцев с прослоями и линзами черных кремней и карбонатными стяжениями* 6.00 м

² Мы отдаем себе отчет в том, что рассматриваем РЗЭ-систематику валовых проб конодонтов (10.8–21.8 мг), т. е. проб, содержащих многие десятки или сотни конодонтовых элементов разных родов и видов. В то же время известно, что некоторые из них отличаются определенной избирательностью к тем или иным обстановкам, а современные аналитические технологии позволяют работать уже как с единичными/индивидуальными конодонтами, так и с отдельными их частями [Li et al., 2017; и др.].

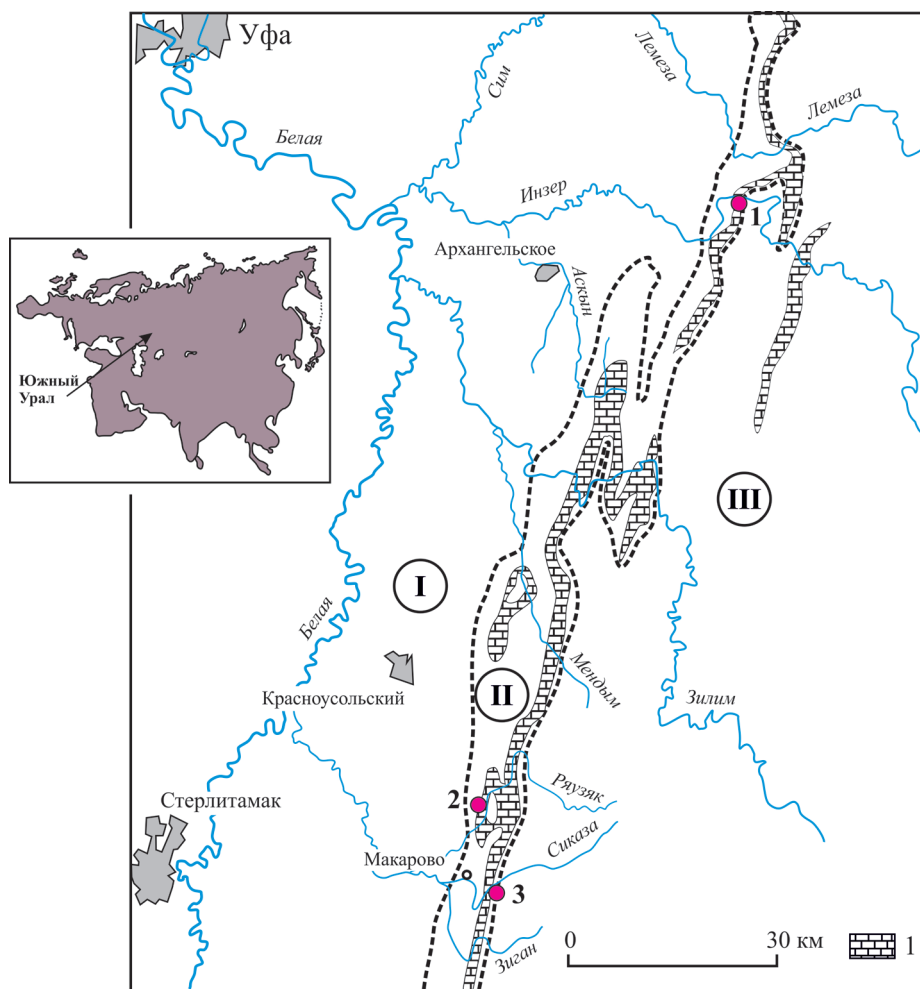


Рис. 1. Положение разрезов, из которых отобраны образцы для выделения конодонтов [Абрамова, 1999; Тагариева, Мизенс, 2015, с упрощениями].

I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, III – Башкирский мегантиклинорий. 1 – разрез Лемезинский, 2 – разрез Рязузяк, 3 – разрез Куккараук.
1 – выходы отложений девона на дневную поверхность.

Fig. 1. The position of the sections from which samples with conodonts were selected [Abramova, 1999; Tagarieva, Mizens, 2015, with simplifications].

I – Pre-Uralian foredeep, II – West Uralian Folded zone, III – Bashkirian meganticlinorium. 1 – Lemezinsky section, 2 – Ryuzuzyak section, 3 – Kukkarauk section.
1 – the location of the Devonian deposits.

Мендымский горизонт

2. Известняки темно-серые органогенные среднелитчатые с маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев 0.95 м
3. Известняки серые и светло-серые, плотные, средне- и толстоплитчатые 2.20 м

Аскынский горизонт

4. Светло-серые толстоплитчатые массивные пелитоморфные известняки, в верхней части органогенные (брахиоподовые ракушняки) 2.20 м

Барминский горизонт

5. Известняки брахиоподовые (ракушняки) 0.40 м

Макаровский горизонт

6. Светло- и розовато-серые тонкоплитчатые мелкозернистые органогенные известняки 6.65 м

Разрез Куккараук расположен на правом берегу р. Сиказа, против устья руч. Куккараук, в 5 км восточнее с. Макарово [Абрамова, 1999; Тагариева, Мизенс, 2015]. Строение его приведено далее.

Мендымский горизонт

1. Серые и буровато-серые битуминозные, часто доломитизированные известняки, прослоями обогащенные криноидеями 11.60 м

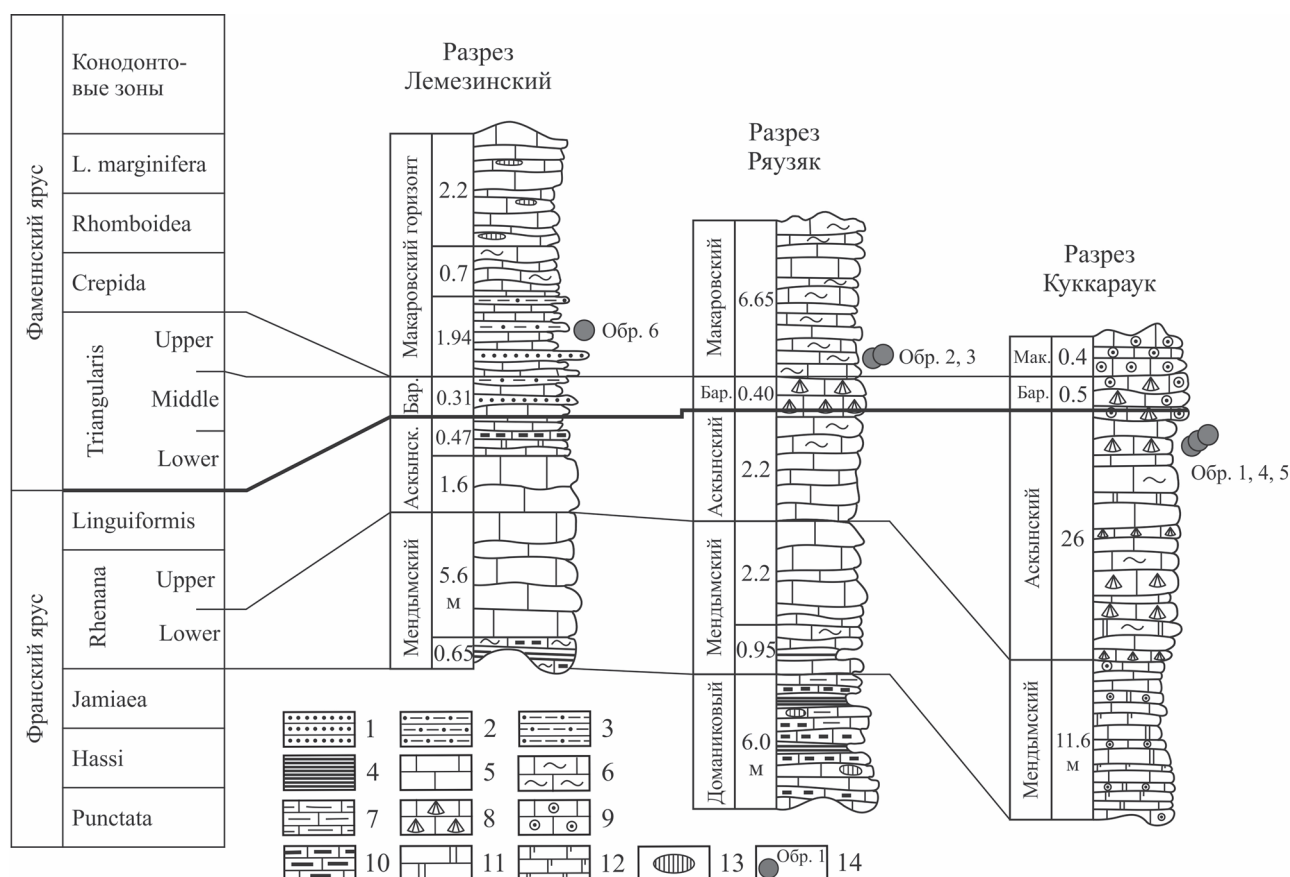


Рис. 2. Стратиграфические колонки верхнефранских и нижнефаменских отложений в разрезах Лемезинский, Рязяк и Куккараук [Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011; Тагариева, Мизенс, 2015] и положение образцов, из которых исследованы конодонты.

1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – песчаные глины, 4 – углисто-глинистые сланцы, 5 – известняки, 6 – известняки органогенные и органогенно-детритовые, 7 – глинистые известняки, 8 – ракушники брахиоподовые, 9 – криноидные известняки, 10 – битуминозные известняки, 11 – доломиты, 12 – доломитизированные известняки, 13 – стяжения кремней. Аскынский – аскынский горизонт, Бар. – барминский горизонт, Мак. – макарковский горизонт. Последовательность конодонтовых зон приведена по [Ziegler, Sandberg, 1990].

Fig. 2. Stratigraphic columns of Upper Frasnian and Lower Famennian deposits in the Lemezinsky, Ryauzyak and Kukkarauk sections [Abramova, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011; Tagarieva, Misens, 2015], and the position of the samples from which the conodonts are investigated.

1 – sandstone, 2 – siltstone, 3 – sandy clay, 4 – carbonaceous shale, 5 – limestone, 6 – organogenous and organogenous-detrital limestones, 7 – clay limestone, 8 – brachiopod coquina, 9 – crinoid limestone, 10 – bituminous limestone, 11 – dolomite, 12 – dolomitized limestone, 13 – flint. Horizons: Askynsk. – Askynsk, Bar. – Barma, Mak. – Makarovo. The sequence of conodontic zones is given according [Ziegler, Sandberg, 1990].

Аскынский горизонт

2. Светло-серые, массивные, участками доломитизированные, органогенные известняки с прослоями брахиоподовых ракушников 26.00 м

Барминский горизонт

3. Криноидно-брахиоподовые известняки (ракушники) 0.50 м

Макарковский горизонт

4. Светло-серые криноидные известняки с редкими мелкими брахиоподами 0.40 м

Конодонты из карбонатных пород выделены с использованием традиционной методики путем

растворения их в органических кислотах [Методика..., 1973; Иванов, 1987]. Большинство исследователей применяют для этой цели уксусную или монохлоруксусную кислоту. Мы при лабораторной обработке карбонатных пород использовали раствор муравьиной кислоты с концентрацией до 3%, так как она является более эффективной и, главное, лишена неприятного запаха. Пробы разбивали на крупные куски либо при небольшом их размере растворяли целиком. Масса проб для изученного стратиграфического интервала не превышала 1 кг, большая часть образцов имела массу 300–500 г. Выборка конодонтов из нераствори-

мого осадка осуществлялась вручную под стереомикроскопом.

Исследованные конодонты представлены разными элементами, среди которых преобладают платформенные (рис. 3). Конодонты верхнего франа объединяют многочисленные и разнообразные таксоны родов *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Belodella*, *Icriodus*, *Palmatolepis* и *Polygnathus*. Глобальный биотический кельвассеровский кризис на рубеже франского и фаменского веков отразился на таксономическом разнообразии конодонтов: вымирают роды *Ancyrodella* и *Belodella*, резко уменьшается видовой состав. В раннем фамене соотношение таксономического разнообразия на уровне родов постепенно выравнивается, а с зоны стериды видовое разнообразие существенно увеличивается. В целом комплексы конодонтов характерны для глубоководных обстановок открытого шельфа. Преобладает палматолепидная биофация. Эпизо-

дические изменения биофаций конодонтов и появление мелководных таксонов связаны с колебаниями уровня моря.

Каждая проба/образец конодонтов из разрезов Куккараук и Рязук была разделена на две части, которые анализировались как самостоятельные. Пробоподготовка и масс-спектрометрический анализ проведены в ИГГ УрО РАН в блоке чистых помещений (классы ИСО 6, 7). Растворение конодонтов выполнено по методике, описанной в работе С.Л. Вотякова с соавторами [2007], с некоторыми усовершенствованиями. Для подготовки и анализа образцов использовали кислоты, очищенные дважды методом перегонки при температуре ниже температуры кипения, и ультрачистую деионизованную воду MilliQ ($18.2 \text{ МОм} \cdot \text{см}^{-1}$).

Для микроэлементного анализа навески конодонтов (10–20 мг) помещали во фторопластовые бюксы с добавлением 0.5 мл концентрированной

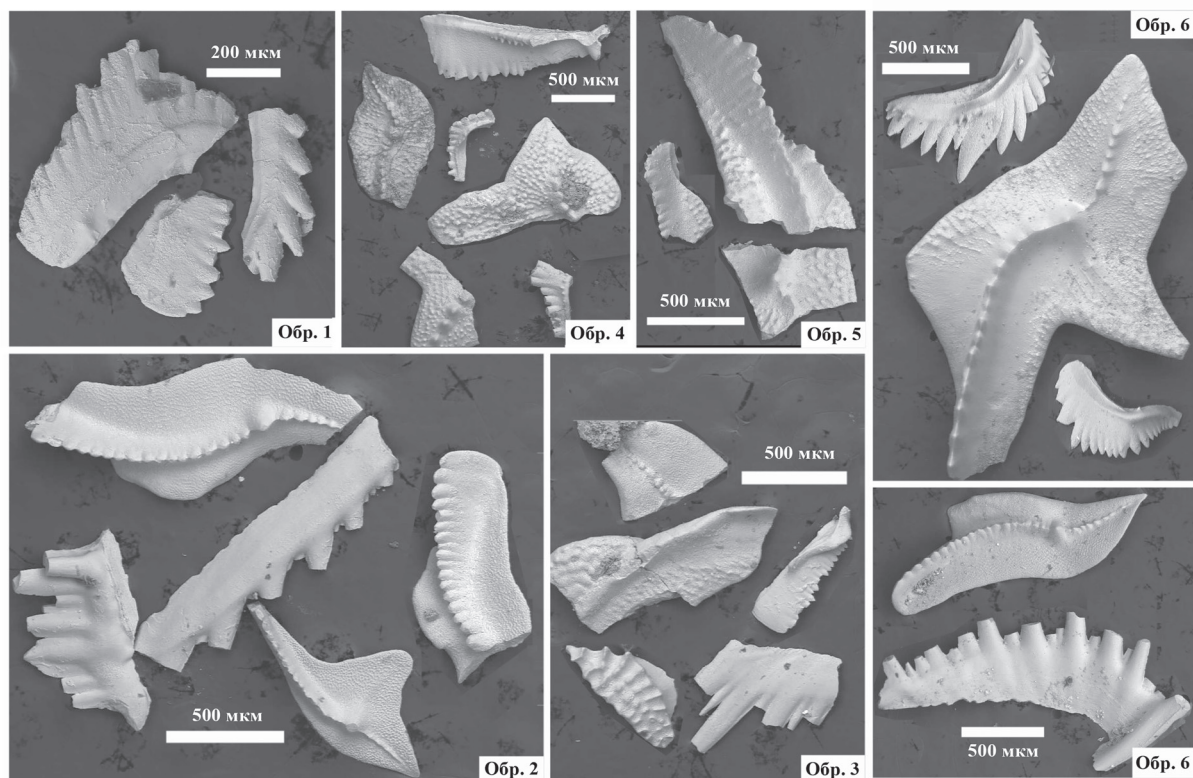


Рис. 3. Представительные конодонтовые элементы из образцов, для которых определены систематика РЗЭ и содержание ряда других редких и рассеянных элементов.

Обр. 1, 4, 5 – аскынский горизонт, разрез Куккараук; обр. 2, 3 – макаровский горизонт, разрез Рязук; обр. 6 – макаровский горизонт, разрез Лемезинский. Микрофотографии сделаны на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) в режиме BSE (обратно-отраженных электронов). Ускоряющее напряжение 20 кВ. Образцы напылены углеродом.

Fig. 3. Representative conodont elements from the samples with the established the REE systematics and the content of the other trace elements.

Samples 1, 4, 5 – Askyn Horizon, section Kukkarauk; samples 2, 3 – Makarovo Horizon, Ryauzyak section; sample 6 – Makarovo Horizon, Lemezinsky section. The photomicrographs are made on a scanning electron microscope JSM-6390LV (JEOL) in BSE mode (back-reflected electrons). Accelerating voltage 20 kV. The samples are sputtered with carbon.

HNO_3 и 0.1 мл H_2O_2 . Бюксы закрывались крышками и выдерживались в течение 2 сут при комнатной температуре. Затем в течение 30 мин их подвергали слабому нагреву на плитке; после этого препараты отгоняли до сухих солей и повторно обрабатывали HNO_3 и H_2O_2 . Далее к сухим солям добавляли 0.5 мл концентрированной HNO_3 и деионизованную воду (до половины бюкса) и проводили гомогенизацию раствора в течение 30 мин. После добавления 0.1 мл H_2O_2 растворы количественно переносили в полипропиленовые контейнеры объемом 25 мл и после добавления элемента внутреннего стандарта – индия (до концентрации 10 мкг/л) – доводили 1%-й HNO_3 до метки.

Измерения микроэлементного состава проведены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer). Для измерений использовали аргон чистоты 99.998%. Перед началом работы осуществляли оптимизацию операционных параметров оборудования для достижения максимальной чувствительности ионов M^+ и минимизации сигналов от M^{2+} , MO^+ и фона в области $m/z = 220$. Типичные операционные условия масс-спектрометра ELAN 9000 при мультиэлементном анализе проб следующие: мощность радиочастотного генератора – 1300 Вт, материал конусов интерфейса – платина или никель. Для построения градуировочных зависимостей применяли мультиэлементные стандартные растворы.

Для определения изотопного состава Sm и Nd в образцах конодонтов к навескам образцов (от 10 до 100 мг) добавляли смешанный трасер ^{149}Sm – ^{150}Nd и растворяли в концентрированной HNO_3 на горячей плитке в течение 3–4 ч. При необходимости (для удаления органической составляющей) пробу обрабатывали смесью HCl и H_2O_2 . Затем выпаривали до сухого остатка и в две стадии проводили хроматографическое выделение Sm и Nd: первая стадия включала выделение РЗЭ на смоле TRUspec, на второй из группы РЗЭ на смоле LNspec выделяли Sm и Nd [Pin, Santos Zalduegui, 1997; Стрелецкая и др., 2016]. Полученные чистые фракции Nd и Sm выпаривали до сухого остатка и переводили в нитраты добавлением 1 мкл концентрированной HNO_3 . Измерение изотопных отношений Sm и Nd выполнено из 3%-го азотнокислого раствора на мультиколлекторном магнитосекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus, Thermo Fischer. Измерения Nd и Sm проведены в статическом режиме. Величина сигнала ^{142}Nd при измерении составляла ≈ 2 V. Долговременную воспроизводимость и правильность измерительной процедуры оценивали с помощью стандартного раствора Merck Nd, приготовленного на основе NIST Nd_2O_3 : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511720 \pm 15$ (1 SD, $n = 40$).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНОДОНТОВ

Содержание Mn, Y, РЗЭ, Th и U в конодонтах, выделенных из пород аскынского и макаровского горизонтов западного склона Южного Урала, а также свойственные им значения разных индикаторных отношений редких и рассеянных элементов приведены в табл. 1. Ее анализ показывает, что содержание Mn в исследованных конодонтах варьирует в целом от ≈ 41 до почти 257 г/т. Максимальным содержанием Mn характеризуются конодонты макаровского горизонта из разреза Рязук, минимальное – свойственно конодонтам того же стратиграфического уровня из разреза Лемезинский. Содержание Mn в конодонтах из аскынского горизонта варьирует от ≈ 41 до 145 г/т.

Минимальное содержание Y в исследованных образцах конодонтов равно ≈ 38 г/т, максимальное – достигает 343 г/т. Конодонты аскынского горизонта обладают в целом пониженной концентрацией Y (38–46 г/т). Конодонты макаровского горизонта из разреза Рязук имеют максимальное содержание Y (312–343 г/т), а в конодонтах этого же уровня из разреза Лемезинский содержание Y составляет ≈ 96 г/т.

Сумма РЗЭ варьирует от 173 (в среднем постаршейском глинистом сланце, PAAS, $\Sigma\text{РЗЭ} = 183$ г/т [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) до 1211 г/т. Максимальные значения $\Sigma\text{РЗЭ}$ характерны для конодонтов макаровского горизонта из разреза Рязук, минимальные (173–260 г/т) установлены в конодонтах аскынского горизонта. Величины Ce аномалии (относительно PAAS) изменяются в целом от 0.51 до 1.89; минимальные значения $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}}$ свойственны конодонтам макаровского горизонта из разреза Рязук, максимальные – наблюдаются в конодонтах аскынского горизонта. Однако в последнем случае присутствуют как положительные (1.84–1.89), так и отрицательные (0.86) Ce аномалии. Значения параметра $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PAAS}}$ в конодонтах всех трех разрезов в целом изменяются от 0.92 до 1.51. Для конодонтов аскынского горизонта это отношение максимально (1.16–1.51), для конодонтов макаровского горизонта из разреза Лемезинский – минимально (0.92). Величина $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PAAS}}$ в конодонтах аскынского горизонта составляет от 0.22 до 0.29, тогда как в конодонтах макаровского уровня в обоих разрезах она несколько выше и сопоставима (разрез Рязук – 0.25–0.32, разрез Лемезинский – 0.28 соответственно). Два отношения-индикатора степени обогащения спектров РЗЭ средними лантаноидами – $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PAAS}}$ и $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{PAAS}}$ – в исследованных образцах конодонтов варьируют от 3.24 до 6.16 и от 3.09 до 4.59 соответственно. В целом, как показано далее, это типично для биоапатита, в существенной мере обогащенного средними редкоземельными элементами ($\Sigma\text{РЗЭ}$) в процессах позд-

Таблица 1. Содержание элементов-примесей в конодонтах верхнего франа–нижнего фамена западного склона Южного Урала (область Передовой складчатости), г/т**Table 1.** Contents of trace elements in the Upper Frasnian and Lower Famennian conodonts of the western slope of the Southern Urals (West Uralian Folded zone), ppm

Компонент	Аскынский горизонт, разрез Куккараук			Макаровский горизонт			Минимум	Максимум	
				Разрез Рязук		Разрез Лемезин- ский			
	Образец								
	1	4	5	2	3				6
	10.4 мг	19.8 мг	18.0 мг	18.0 мг	21.8 мг				10.8 мг
Mn	41.68	145.05	72.01	215.69	256.95	40.62	40.62	256.95	
Y	40.32	46.31	37.87	312.43	343.54	96.26	37.87	343.54	
La	21.43	20.68	16.85	143.88	194.19	54.84	16.85	194.19	
Ce	56.37	125.86	106.55	256.32	265.27	114.13	56.37	265.27	
Pr	9.53	10.37	8.64	66.95	71.09	25.00	8.64	71.09	
Nd	46.71	53.88	44.90	330.84	348.46	116.77	44.90	348.46	
Sm	10.69	13.31	11.23	82.67	87.09	28.14	10.69	87.09	
Eu	2.37	2.89	2.37	17.36	18.33	6.30	2.37	18.33	
Gd	11.94	15.23	12.26	90.02	95.90	28.18	11.94	95.90	
Tb	1.38	1.72	1.42	11.39	12.25	3.78	1.38	12.25	
Dy	7.44	9.03	7.26	60.65	65.23	20.68	7.26	65.23	
Ho	1.27	1.55	1.22	10.67	11.50	3.76	1.22	11.50	
Er	2.66	3.23	2.56	23.87	26.22	8.90	2.56	26.22	
Tm	0.26	0.31	0.24	2.35	2.61	0.96	0.24	2.61	
Yb	1.05	1.31	0.93	10.05	11.62	4.42	0.93	11.62	
Lu	0.13	0.17	0.11	1.23	1.44	0.53	0.11	1.44	
Th	2.91	3.71	4.24	15.87	14.00	6.52	2.91	15.87	
U	4.66	4.36	4.73	46.16	45.29	6.44	4.36	46.16	
Th/La	0.14	0.18	0.25	0.11	0.07	0.12	0.07	0.25	
Y/Ho	31.85	29.96	31.00	29.27	29.86	25.61	25.61	31.85	
U/Th	1.60	1.17	1.11	2.91	3.23	0.99	0.99	3.23	
Сумма РЗЭ	173.20	259.50	216.50	1108.30	1211.20	416.40	173.20	1211.20	
Ce/Ce* _{PAAS}	0.86	1.84	1.89	0.57	0.51	0.67	0.51	1.89	
Pr/Pr* _{PAAS}	0.82	0.59	0.58	0.84	0.85	0.87	0.58	0.87	
Ce/Ce* _{Nd}	−0.07	0.25	0.26	−0.25	−0.31	−0.17	−0.31	0.26	
Ce/Ce* _{Sm}	−0.07	0.24	0.25	−0.27	−0.33	−0.18	−0.33	0.25	
(La/Sm) _{PAAS}	0.29	0.23	0.22	0.25	0.32	0.28	0.22	0.32	
(La/Yb) _{PAAS}	1.51	1.16	1.34	1.06	1.23	0.92	0.92	1.51	
(La/Yb) _{UCC}	1.32	1.02	1.17	0.92	1.08	0.80	0.80	1.32	
(Sm/Yb) _{PAAS}	5.19	5.16	6.16	4.18	3.81	3.24	3.24	6.16	
(Sm/La) _{PAAS}	3.43	4.43	4.59	3.95	3.09	3.53	3.09	4.59	
ЛРЗЭ/СРЗЭ _{PAAS}	0.33	0.35	0.36	0.27	0.28	0.30	0.27	0.36	
ЛРЗЭ/ТРЗЭ _{PAAS}	1.64	1.76	1.96	1.17	1.15	1.09	1.09	1.96	
СРЗЭ/ТРЗЭ _{PAAS}	5.00	5.07	5.49	4.27	4.06	3.59	3.59	5.49	
СРЗЭ/СРЗЭ*	3.78	3.67	3.72	3.93	3.78	3.43	3.43	3.93	

Примечание. Расчет индикаторных отношений произведен по следующим формулам (the calculation formula of indicator relations):
 $Ce/Ce^*_{PAAS} = [2Ce_{PAAS}/(La_{PAAS} + Nd_{PAAS})]$, $Pr/Pr^*_{PAAS} = [2Pr_{PAAS}/(Ce_{PAAS} + Nd_{PAAS})]$, $Ce/Ce^*_{Nd} = \log[3Ce_{PAAS}/(2La_{PAAS} + Nd_{PAAS})]$,
 $Ce/Ce^*_{Sm} = \log[5Ce_{PAAS}/(4La_{PAAS} + Sm_{PAAS})]$, $ЛРЗЭ/СРЗЭ_{PAAS} = (La + Ce + Pr + Nd)_{PAAS}/(Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho)_{PAAS}$,
 $ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{PAAS} = (La + Ce + Pr + Nd)_{PAAS}/(Er + Tm + Yb + Lu)_{PAAS}$, $СРЗЭ/ТРЗЭ_{PAAS} = (Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho)_{PAAS}/(Er + Tm + Yb + Lu)_{PAAS}$, $СРЗЭ/СРЗЭ^* = 2СРЗЭ_{PAAS}/(ЛРЗЭ_{PAAS} + ТРЗЭ_{PAAS})$.

него диагенеза. Примерно так же ведут себя такие индикаторные отношения, характеризующие форму нормированных по PAAS спектров распределения РЗЭ, как ЛРЗЭ/СРЗЭ_{PAAS}, ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{PAAS} и СРЗЭ/ТРЗЭ_{PAAS} (см. табл. 1). Наконец, величина СРЗЭ/СРЗЭ*, являющаяся, как и отношение Y/Ho, одним из чутких показателей природы РЗЭ в биопатите (гидрогенные или литогенные), во всех ис-

следованных образцах конодонтов составляет более 3. В соответствии с представлениями [Li et al., 2017], это позволяет предполагать, что существенная часть лантаноидов в конодонтах верхнего девона области передовой складчатости Южного Урала имеет литогенную природу.

Содержание Th в конодонтах варьирует от 2.9 до 15.9 г/т. При этом минимальная концентрация

Th (2.9–4.2 г/т) наблюдается в конодонтах аскынского горизонта, максимальная (14.0–15.8 г/т) – свойственна конодонтам макаровского горизонта из разреза Рязук, а конодонты того же стратиграфического уровня из разреза Лемезинский характеризуются промежуточным содержанием тория (≈ 6.5 г/т).

Примерно такое же распределение присуще и U: максимальная концентрация (до 45–46 г/т) характерна для конодонтов из разреза Рязук, а минимальная (4.4–4.7 г/т) свойственна конодонтам из разреза Куккараук. Величина отношения U/Th в исследованных нами конодонтах изменяется от 0.99 до 3.23. Его наименьшее значение (0.99) присуще конодонтам макаровского горизонта из разреза Лемезинский, наибольшее (2.9–3.2) – характерно конодонтам того же стратиграфического уровня из разреза Рязук.

Минимальные значения параметра Th/La (0.07–0.11) характерны для конодонтов макаровского горизонта из разреза Рязук, максимальные (0.14–0.25) – наблюдаются в конодонтах аскынского горизонта. Величина Th/La в конодонтах макаровского горизонта из разреза Лемезинский близка к значению данного отношения в конодонтах этого же стратиграфического уровня из разреза Рязук.

Наконец, отношение Y/No в исследованных нами образцах изменяется от ≈ 26 до ≈ 32 (см. табл. 1). При этом значения Y/No в конодонтах из разрезов Куккараук и Рязук практически сопоставимы (30.0–31.8 и ≈ 29.2 – 29.9 соответственно), а в конодонтах из разреза Лемезинский рассматриваемый параметр несколько ниже (25.6).

Sm-Nd изотопная систематика конодонтов аскынского и макаровского горизонтов приведена в табл. 2. Как следует из этих данных, значения эпсилон Nd в конодонтах области передовой складчатости на границе франа и фамена (≈ 372 млн лет) варьируют от –2.8 до –4.0.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

В нормированных по глинистым сланцам спектрах РЗЭ, растворенных в окисленной морской воде, наблюдаются обогащение тяжелыми редкоземельными элементами (ТРЗЭ) и существенное деплетирование Ce [DeBaar et al., 1988; Byrne, Sholkovitz, 1996]. В субокисных и аноксических обстановках диагенеза РЗЭ подвергаются активному перераспределению между осадком и поровой водой [Haley et al., 2004; Bright et al., 2009; и др.]. Из сказанного следует, что в окислительных обстановках отмечаются возрастание концентрации Ce на твердых частицах [DeBaar et al., 1988] и обеднение им сосуществующих растворов [Sholkovitz, Schneider, 1991; German et al., 1995; Bright et al., 2009]. В восстановительных обстановках оксиды Ce (IV) растворяются, и это приводит к слабому обогащению церием водной массы и поровых вод [German et al., 1991; Haley et al., 2004]. Мерой указанных процессов выступает величина Ce/Ce* [DeBaar et al., 1985]: в окисленных водах Ce аномалии отрицательные, в субокисных или аноксических чаще наблюдаются положительные значения Ce/Ce*. В современной морской воде Ce/Ce* ≈ 0.4 [German, Elderfield, 1990].

В середине 1980-х – начале 1990-х гг. значения Ce аномалий активно использовались для реконструкции палеоокеанических обстановок, включая редокс-состояние придонных вод [Wright et al., 1987; Liu et al., 1988; и др.] и глубину бассейнов [Grandjean et al., 1987]. Более поздние исследования привели к выводу, что простые взаимоотношения Ce/Ce* и редокс-состояния придонных вод или поровых флюидов отсутствуют [German, Elderfield, 1990; MacLeod, Irving, 1996]. В настоящее время становится все более очевидным, что концентрация Ce в биоапатите контролируется рядом сложных процессов [Haley et al., 2004; Shields, Webb, 2004; Bright et al., 2009] и в конечном счете значения Ce/Ce* в конодонтах не отражают редокс-

Таблица 2. Изотопно-геохимическая характеристика образцов конодонтов аскынского и макаровского горизонтов западного склона Южного Урала (область Передовой складчатости)

Table 2. Isotope-geochemical characteristics of the conodonts from the Askyn and Makarovo horizons (western slope of the Southern Urals, West Uralian Folded zone)

Горизонт и разрез	Образец	Sm, мкг/г	$\pm 2SE$, %	Nd, мкг/г	$\pm 2SE$, %	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\pm 2SE$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2SE$	$\epsilon Nd(372)$
Аскынский горизонт, разрез Куккараук	1	12.712	0.014	53.985	0.028	0.142355	0.000082	0.512300	0.000022	–4.0
	4	15.381	0.011	62.474	0.005	0.148844	0.000034	0.512326	0.000006	–3.8
	5	14.374	0.003	58.437	0.007	0.148709	0.000012	0.512336	0.000013	–3.6
Макаровский горизонт, разрез Рязук	2	106.486	0.005	427.885	0.009	0.150457	0.000015	0.512327	0.000005	–3.9
	3	92.605	0.002	373.698	0.013	0.149817	0.000019	0.512326	0.000005	–3.9
Макаровский горизонт, разрез Лемезинский	6	41.175	0.001	168.891	0.007	0.147391	0.000075	0.512373	0.000006	–2.8

характеристики ни придонных вод, ни поровых флюидов.

Биоапатит живых организмов содержит очень немного РЗЭ, и большая часть лантаноидов имеет гидрогенный источник (морская вода или поровые флюиды). Если адсорбция РЗЭ происходит рано, т. е. тогда, когда материал еще находится вблизи границы раздела вода/осадок, то распределение РЗЭ в биоапатите можно рассматривать как отражающее состав лантаноидов в морской воде [Wright et al., 1987; Grandjean-Lécuyer et al., 1993; Lécuyer et al., 2004; и др.]. Для подобного распределения типичны низкие суммарные содержания РЗЭ и заметное деплетирование легких лантаноидов (ЛРЗЭ) [Wright et al., 1987; Lécuyer et al., 1998; Zhao et al., 2013; Schulte, 2015]. В случаях, когда адсорбция РЗЭ биоапатитом происходит при погружении (т. е. удалении от поверхности раздела вода/осадок), все “первичные сигналы о составе морской воды” стираются [Pattan et al., 2005; Zhao et al., 2013; и др.]. Такие биоапатиты характеризуются высокими Σ РЗЭ и значительным обогащением

ЛРЗЭ (“литогенный сигнал”) или СРЗЭ (“диагенетический сигнал”) [Sholkovitz, Shneider, 1991; Reynard et al., 1999; Bright et al., 2009; Zhao et al., 2013]. Параметр СРЗЭ/СРЗЭ* при гидрогенном источнике лантаноидов в биоапатите имеет значения $\approx 2-3$, при литогенном – $\approx 6-7$ [Li et al., 2017]. “Плоское” распределение РЗЭ в биоапатите коноднтов предполагает окислительный или субокисный статус поровых вод [Chen et al., 2015b; Schulte, 2015]. Возможно, оно обусловлено адсорбцией легких лантаноидов из водной массы $C_{орг}$ и последующим высвобождением их на поверхности раздела осадок/вода [Arraes-Mescoff et al., 2001; Chen et al., 2015a].

В нормированных по РААС спектрах распределения РЗЭ во всех исследованных нами образцах коноднтов наблюдается выраженное обогащение СРЗЭ. При этом образцам 2 и 3 (коноднты макаровского горизонта, разрез Рязуяк) свойственны отрицательные Се аномалии, а образцам 4 и 5 (коноднты аскынского горизонта, разрез Куккараук) – положительные величины Се/Се* (рис. 4б). На диаграмме Pr/Pr*–Ce/Ce* точки образцов 4 и 5

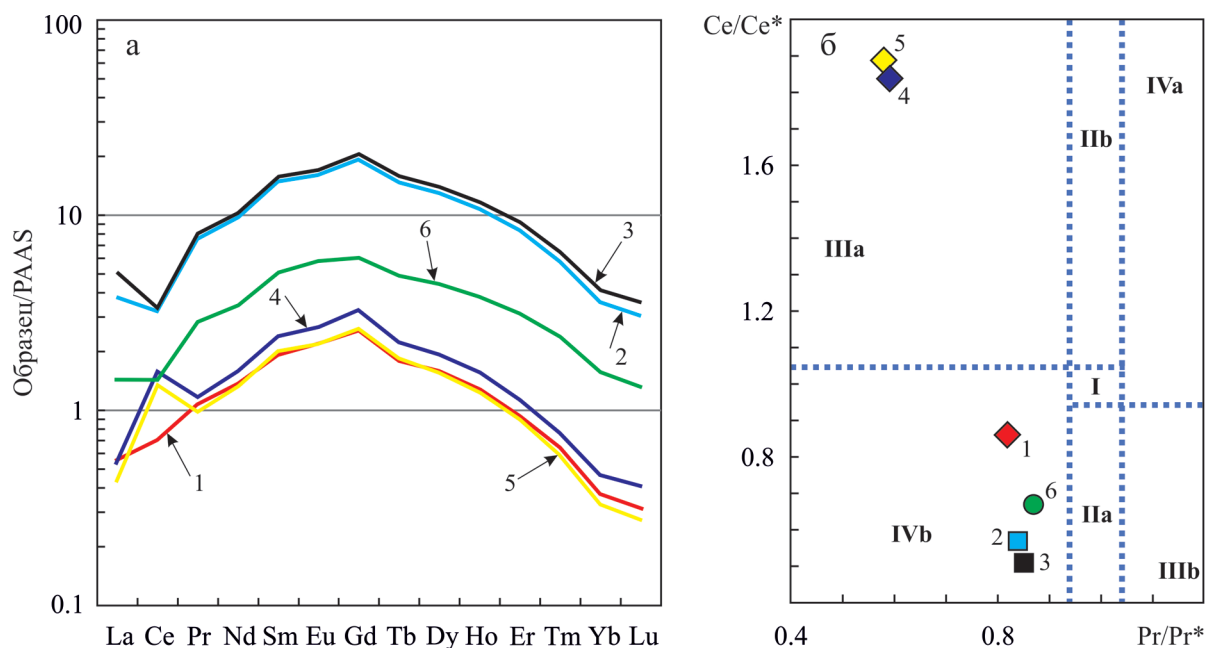


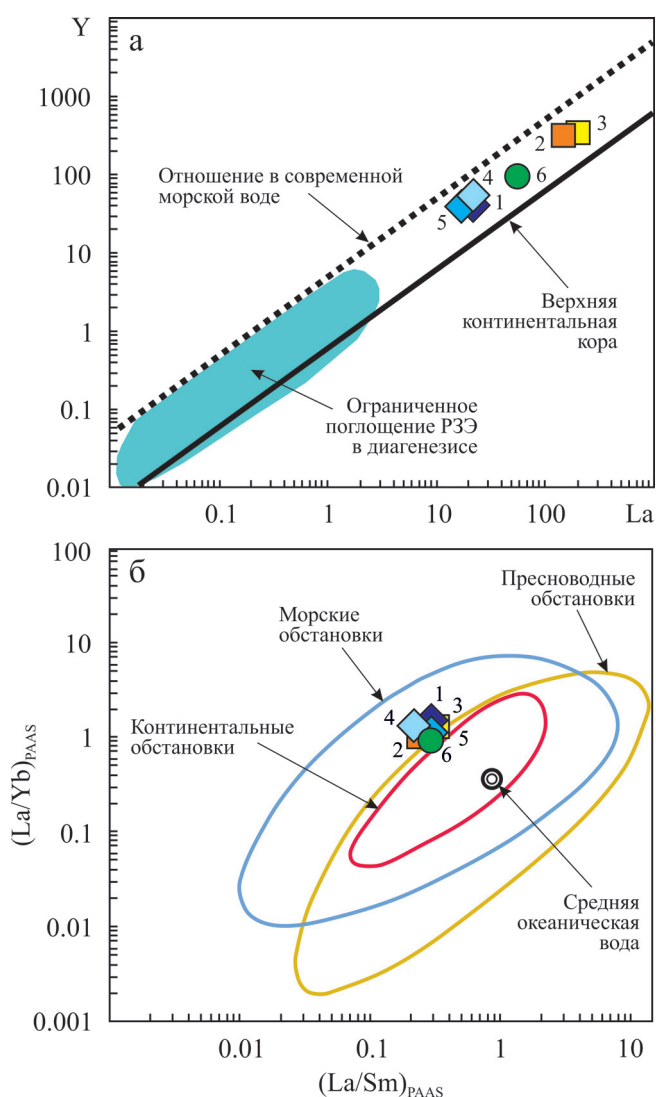
Рис. 4. Нормированные по РААС спектры распределения РЗЭ в коноднтах аскынского (обр. 1, 4, 5, разрез Куккараук) и макаровского (обр. 2, 3, разрез Рязуяк; обр. 6, разрез Лемезинский) горизонтов области передовой складчатости Южного Урала (а) и положение этих образцов на диаграмме Pr/Pr*–Ce/Ce* (б).

Поля для б: I – цериевая аномалия отсутствует, IIa – положительная аномалия La обуславливает появление кажущейся Се аномалии, IIb – отрицательная аномалия La вызывает появление кажущейся положительной Се аномалии, IIIa – попадающие в данное поле точки отражают реальную положительную Се аномалию, IIIb – реальная отрицательная Се аномалия, IVa – отрицательные Се и La аномалии, IVb – положительные Се и La аномалии.

Fig. 4. Normalized to PAAS the REE distribution in the conodonts of Askyn (samples 1, 4, 5, the Kukkarauk section) and Makarovo (samples 2, 3, the Ryazyak section, sample 6, the Lemesinsky section) horizons of the West Uralian Folded zone (a) and the position of the samples on the Pr/Pr*–Ce/Ce* (b) diagram.

Fields (b): I – no Ce anomaly, IIa – the positive La anomaly causes the appearance of an apparent Ce anomaly, IIb – the negative La anomaly causes the appearance of an apparent positive Ce anomaly, IIIa – the points falling in this field reflect the real positive Ce anomaly, IIIb – real negative Ce anomaly, IVa – negative Ce and La anomalies, IVb – positive Ce and La anomalies.

попадают в поле 3а, значит, присущие им положительные величины Се аномалий могут рассматриваться как реальные. Точки образцов 1–3 и 6 на этой же диаграмме сосредоточены в поле 4b. В соответствии с представлениями [Bau, Dulski, 1996; и др.], такое расположение указывает на то, что положительная La аномалия в перечисленных образцах маскирует положительную Се аномалию. Исходя из высоких суммарных содержаний РЗЭ во всех изученных нами образцах конодонтов, существенного обогащения их относительно PAAS средними лантаноидами, положительных величин реальных Се аномалий, а также высоких значений $CPZ\bar{E}/CPZ\bar{E}^*$ и ряда других параметров спектров, можно сделать вывод о том, что РЗЭ-систематика конодонтов верхнего девона Западно-Уральской области передовой складчатости в значительной степени трансформирована позднедиагенетическими процессами и не может рассматриваться как то или иное отражение “гидрогенного сигнала геологического прошлого”.



На ведущую роль позднедиагенетических процессов в формировании свойственного исследованным нами образцам конодонтам распределения РЗЭ указывает и локализация их точек на диаграмме La–Y, не отвечающая области ограниченного поглощения лантаноидов в процессах раннего диагенеза (рис. 5а). В то же время на диаграмме $(La/Sm)_{PAAS}-(La/Yb)_{PAAS}$, где область составов костей рептилий из “морских обстановок” характеризуется примерно 60%-м перекрытием с областями состава “континентальных” и “пресноводных обстановок”, точки образцов конодонтов локализованы достаточно компактно и тяготеют к первой из перечисленных областей (рис. 5б). Однако свойственные им значения $(La/Sm)_{PAAS}$ и $(La/Yb)_{PAAS}$ достаточно далеки от величин, присущих средней океанической воде [Тейлор, МакЛеннан, 1988], что, возможно, указывает на определенную трансформацию первичного гидрогенного распределения РЗЭ.

Для установления природы РЗЭ в биоапатите конодонтов весьма полезным является отношение Y/No. При сходных ионных радиусах и характере распределения в современном океане [Zhang et al., 1994] гольмий адсорбируется из воды примерно в 2 раза быстрее, чем иттрий [Bau, 1996; Nozaki et al., 1997; Zhao et al., 2013]. В результате РЗЭ из литогенных источников характеризуются низкими ($\approx 25-30$) величинами Y/No [McLennan, 2001], тогда как морская вода имеет значения данного пара-

Рис. 5. Распределение точек состава конодонтов верхнего девона западного склона Южного Урала на диаграммах La–Y (а) и $(La/Sm)_{PAAS}-(La/Yb)_{PAAS}$ (б) [Schulte, 2015].

а – пунктирная линия – значение Y/La в современной морской воде [Nozaki, 2001], сплошная – значение Y/La в верхней континентальной коре [McLennan, 2001]; область цвета морской волны – значения Y/La, свойственные конодонтам, испытавшим ограниченный привнос РЗЭ на этапе раннего диагенеза [Trotter, Eggins, 2006; Zhao et al., 2013].

б – поля “морских”, “континентальных” и “пресноводных обстановок” показаны по данным [Kowal-Linka et al., 2014]; средняя морская вода – по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Здесь и на рис. 6, 7 номера образцов соответствуют показанным на рис. 4.

Fig. 5. Distribution of the Upper Devonian conodont data points on the diagrams of La–Y (a) and $(La/Sm)_{PAAS}-(La/Yb)_{PAAS}$ (b) [Schulte, 2015].

а – the dotted line is the Y/La value in modern seawater [Nozaki, 2001], the solid line is the Y/La value in the upper continental crust [McLennan, 2001]; the sea-green field is the Y/La values characteristic for the conodonts that experienced limited REE introduction in the early diagenesis phase [Trotter, Eggins, 2006; Zhao et al., 2013].

б – the fields of “marine”, “continental” and “freshwater” environments are shown after [Kowal-Linka et al., 2014]; average sea water – after [Taylor, McLennan, 1988]. Here and in the Fig. 6, 7 sample numbers correspond to those shown in Fig. 4.

метра, достигающие $\approx 60\text{--}70$ [Kamber, Webb, 2001]. Кроме того, Y/No снижается с увеличением суммы РЗЭ, что имеет место при замещении в биоапате “водородных” РЗЭ литогенными. Привнос РЗЭ в биоапатит конодонта на стадии диагенеза фиксируется по их высоким суммарным содержаниям, низким величинам Y/No и высоким значениям $\Sigma\text{РЗЭ}/\text{CPЗЭ}^*$ [Zhang et al., 2016]. Однако небольшое число образцов конодонта из отложений ордовика Южного Китая сохранило преимущественно раннедиагенетический сигнал [Zhang et al., 2016]. Таким образом свойственны значения Y/No > 45 , позволяющие предполагать, что более 50% присутствующих в составе биоапата РЗЭ имеют водородный источник, а значения $\Sigma\text{РЗЭ}/\text{CPЗЭ}^*$ и концентрации U в конодонтах составляют менее 2 и более 60 г/т соответственно. Концентрация Th в биоапате при водородных величинах Y/No составляет от ≈ 0.1 до 1.0 г/т. Напротив, при литогенных значениях Y/No сумма РЗЭ возрастает до $\approx 1000\text{--}3000$ г/т, а содержание Th может достигать 100–300 г/т [Chen et al., 2015a; Zhang et al., 2016; Li et al., 2017]. Очевидно, что даже небольшая доля литогенной примеси среди РЗЭ может полностью нивелировать “водородный сигнал”. Считается также, что конодонты из карбонатных пород с низкой степенью глинистости ($\text{Al} < 0.5\%$) потенциально могут сохранить распределение РЗЭ, свойственное синхронной им морской воде [Li et al., 2017].

Исследованные нами конодонты характеризуются, как отмечено ранее, величинами Y/No от ≈ 26 до 32. Вместе с существенными значениями $\Sigma\text{РЗЭ}$

(173–1211 г/т) и содержанием Th > 2.9 г/т (коэффициент корреляции между $\Sigma\text{РЗЭ}$ и содержанием Th составляет в рассматриваемом нами случае 0.98) это показывает, что распределение лантаноидов в конодонтах следует трактовать как контролируемое преимущественно литогенным источником. Сказанное подтверждается и распределением образцов на диаграммах La–Y/No и Th–Y/No [Zhao et al., 2013], где точки состава конодонта локализованы в областях, для которых доля литогенного источника редких и рассеянных элементов в биоапате варьирует от 90 до $>99\%$ (рис. 6).

Для реконструкции геохимии океана и особенностей циркуляции в нем водных масс с середины 1990-х гг. также широко используются данные об изотопном составе Nd в биоапате [Holmden et al., 1996; Thomas et al., 2003; Scher, Martin, 2004; Dopieralska et al., 2006, 2016; и др.]. Считается [Dopieralska et al., 2016; и др.], что концентрация Nd в коронах конодонта зависит от их морфологии. Чем больше отношение поверхность/объем конодонтового элемента, тем выше содержание Nd; и хотя последние варьируют от конодонта к конодону, все конодонты в образце имеют идентичный изотопный состав Nd. Высказано и рядом фактов обосновывается также предположение [Armstrong et al., 2001; Dopieralska et al., 2016], что изотопный состав Nd не меняется в процессах диагенеза, а величины ϵNd в конодонтах отвечают изотопному составу Nd в морской воде геологического прошлого [Dopieralska et al., 2006]. Свойственное конодонтам высокое ($n \times 10 - n \times 1000$ г/т) содержание Nd накапливается весьма быстро в ран-

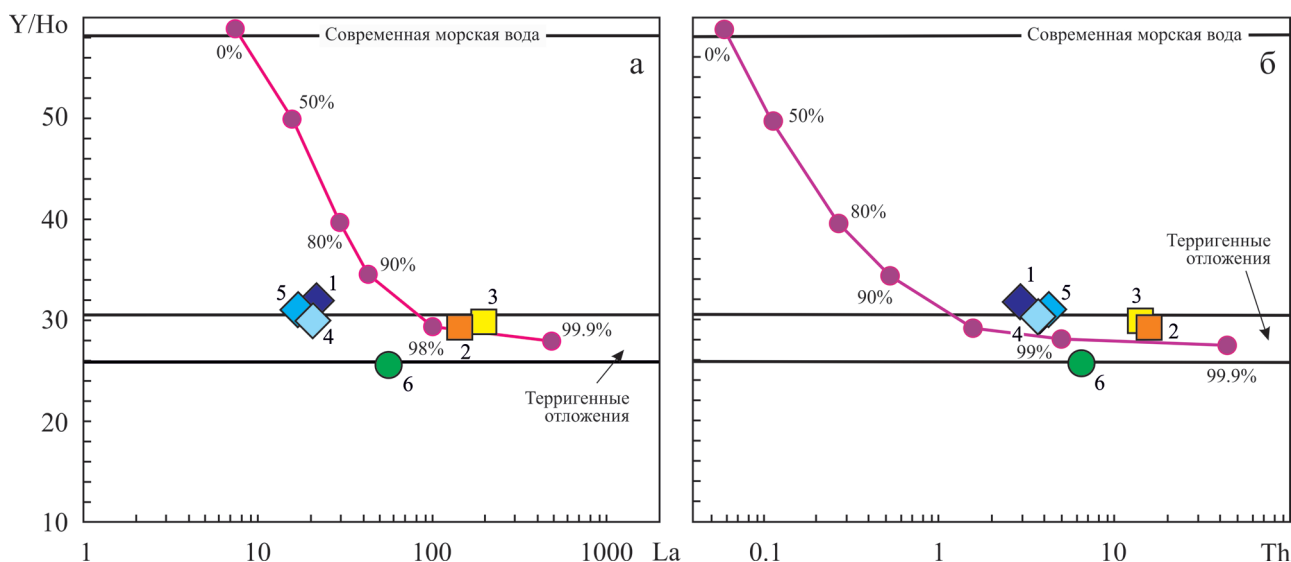


Рис. 6. Локализация точек конодонта верхнего девона западного склона Южного Урала на диаграммах La–Y/No (a) и Th–Y/No (б) [Zhao et al., 2013].

Fig. 6. Distribution of the Upper Devonian conodont data points on the diagrams of La–Y/No (a) and Th–Y/No (б) [Zhao et al., 2013].

нем диагенезе [Dopieralska et al., 2016]. Здесь авторы следуют представлениям, восходящим еще к работе [Wright et al., 1987b]. Исследования сотен конодонтовых элементов показали, что их Nd изотопные характеристики и содержание Nd чрезвычайно стабильны даже в условиях позднего диагенеза и низких фаций метаморфизма [Armstrong et al., 2001; Dopieralska, 2003].

Между степенью термального изменения конодонтов, концентрацией в них Nd и его изотопным составом корреляции не наблюдаются, что позволяет рассматривать в ряде случаев и спектры распределения РЗЭ, и значения ϵNd в конодонтах как отражение характеристик морской воды [Dopieralska, 2003; Lécuyer et al., 2004]. Так, позднедевонская морская вода в варисской области характеризовалась существенной латеральной дифференциацией изотопного состава Nd: на шельфах преимущественно присутствовали нерадиогенные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (от -7 до -12), тогда как поверхностные воды открытых частей океана Rheic и Варисского моря имели более радиогенные $\epsilon\text{Nd}(t)$ (от -1 до -6). Это предполагает ограниченный водообмен между шельфами и океаном [Dopieralska et al., 2006].

В одной из последних публикаций на эту тему на основе анализа изотопного состава Nd в позднедевонских конодонтах Анти-Атласа (Марокко), Montagne Noire (Франция) и домена Rhenohercynian (Германия) показано, что большинство экскурсий ϵNd достаточно точно фиксирует изменения уровня моря (значения ϵNd снижаются в регрессивные фазы, когда эрозия ускоряет поступление нерадиогенного Nd из континентальных источников, и увеличиваются во время подъема уровня моря, способствующего поступлению более радиогенных океанических вод на шельфы) [Dopieralska et al., 2016].

Конодонты аскынского и макаровского горизонтов области передовой складчатости западного склона Южного Урала обладают достаточно радиогенными величинами $\epsilon\text{Nd}(t)$, варьирующими от -3.6 до -4.0 (разрезы Куккараук и Рязук) до -2.8 (разрез Лемезинский) (см. табл. 2). Если опираться на значения $\epsilon\text{Nd}(t)$, приведенные в публикации [Dopieralska et al., 2006], можно сделать вывод о том, что исследованные нами образцы содержат преимущественно конодонты, изотопный состав Nd которых сформирован под влиянием вод открытого океана, характеризовавшихся существенным привносом радиогенного Nd. В качестве такого источника вполне могла выступать Магнитогорская вулканическая дуга, располагавшаяся, по всей видимости, на небольшом расстоянии от изученных нами разрезов. Другим объяснением высоких величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ в конодонтах верхов франа-низов фамена может быть тот факт, что на фамен в рассматриваемом регионе приходится максимум морской трансгрессии [Пучков, 2000]. Это, как извест-

но [Dopieralska et al., 2016], ведет к проникновению более радиогенных вод океана вглубь шельфов. Наблюдаемая нами картина достаточно хорошо вписывается в указанную модель.

Высокая (50 г/т и более) концентрация U в биопатите конодонтов рассматривается как результат заимствования указанного элемента преимущественно в “субокисной зоне”, т. е. там, где происходит восстановление Fe (III) и Mn (IV) [Canfield, Thamdrup, 2009; Zhang et al., 2016]. Эта зона имеет в осадках в большинстве случаев толщину в несколько сантиметров и расположена непосредственно ниже поверхности раздела вода/осадок. Примечательно, что распределение РЗЭ в конодонтах с высоким содержанием U иногда имеет квазигидрогенную природу. По данным [Li et al., 2017], гидрогенное значение U/Th в конодонтах варьирует от 2 до 25 и более; при преобладании среди РЗЭ литогенной компоненты величина U/Th становится меньше 1.

В нашем случае содержание U в конодонтах аскынского горизонта из разреза Куккараук составляет 4.4–4.7 г/т, несколько выше оно (≈ 6.4 г/т) в конодонтах макаровского горизонта из разреза Лемезинский, а в конодонтах этого же стратиграфического уровня из разреза Рязук – на порядок выше (45.3–46.2 г/т). Значение отношения U/Th в конодонтах первого из перечисленных разрезов составляет 1.1–1.6, что указывает на литогенный источник обозначенных элементов в биопатите. В конодонтах второго разреза рассматриваемый параметр возрастает до 2.9–3.2, тогда как конодонты макаровского горизонта из разреза Рязук характеризуются величиной U/Th ≈ 1.0 . Таким образом, собственные конодонтам верхнего девона концентрация U и величины U/Th, как и другие их геохимические параметры, дают основание предполагать, что источник редких и рассеянных элементов в них имел литогенную природу.

По данным [Zhang et al., 2016], конодонты с гидрогенным или близким к нему распределением РЗЭ характеризуются высокими значениями $(\text{La/Yb})_{\text{UCC}}$ и низкой концентрацией Mn (<10 г/т). Последнее обусловлено тем, что состав РЗЭ в таких случаях сформирован в “субокисной зоне”, где Mn (IV) активно восстанавливается и выводится из осадка процессами диффузии. С увеличением степени диагенетического изменения конодонты приобретают все более низкие значения $(\text{La/Yb})_{\text{UCC}}$, стремящиеся к их величинам в верхней континентальной коре (Upper Continental Crust, UCC, ≈ 1.0). Концентрация Mn в это время возрастает до 50–100 г/т, в UCC ≈ 770 г/т [Rudnick, Gao, 2003].

Минимальное содержание Mn в конодонтах верхнего девона Южного Урала составляет ≈ 41 г/т (макаровский горизонт, разрез Лемезинский), максимальное достигает 257 г/т (тот же стратиграфи-

ческий уровень, разрез Рязяк). Это, как и все сказанное, показывает, что в исследованных конодонтах мы имеем дело не с первичными (гидрогенными) распределениями редких и рассеянных элементов, в том числе РЗЭ, а с существенно трансформированными на стадии позднего диагенеза или позднее. Нормированные по UCC [Rudnick, Gao, 2003] значения $(La/Yb)_{UCC}$ в конодонтах всех трех разрезов варьируют от 0.8 до 1.3, что демонстрирует, в соответствии со сказанным, значительную переработку свойственных им распределений микроэлементов в позднем диагенезе. В то же время корреляция между содержанием Mn в конодонтах и величиной $(La/Yb)_{UCC}$ отсутствует ($r = 0.09$) (рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют сделать ряд выводов относительно систематики РЗЭ, Y, Th, U и Mn в конодонтах верхнего девона области Передовой складчатости западного склона Южного Урала. Во-первых, нормированные по PAAS спектры распределения РЗЭ во всех образцах конодонтов демонстрируют заметное обогащение средними лантаноидами. Свойственные им отрицательные и положительные Се аномалии в подобной ситуации отражают контроль со стороны позднедиагенетических процессов и не могут рассматриваться как индикатор окислительно-восстановительных характеристик морской воды позднего девона. Во-вторых, это же следует и из высоких величин Σ РЗЭ во всех образцах конодонтов (173–1211 г/т), а также достаточно высоких значений $CPZЭ/CPZЭ^*$ и ряда других параметров спектров. В-третьих, на ведущую роль позднедиагенетических процессов в формировании свойственного конодонтам распределения РЗЭ указывает и локализация их точек на диаграмме La–Y. В-четвертых, конодонты верхнего девона Южного Урала характеризуются значениями отношения Y/No от ≈ 26 до 32. Вместе с содержанием Th > 2.9 г/т и отмеченными геохимическими особенностями это показывает, что распределение лантаноидов в конодонтах в существенной степени сопоставимо с тем, что контролируется преимущественно литогенным (от 90 до более 99%) источником РЗЭ. В-пятых, конодонты аскынского и макаровского горизонтов области передовой складчатости Южного Урала обладают величинами $\epsilon Nd(t)$, варьирующими от $-3.6 \dots -4.0$ до -2.8 (разрез Лемезинский). Это позволяет сделать вывод о том, что изотопный состав Nd в конодонтах сформирован под влиянием вод открытого океана, характеризовавшихся существенным привносом радиогенного Nd. Другой причиной высоких величин $\epsilon Nd(t)$ мог быть более глобальный фактор, а именно – максимум морской трансгрессии, что, как правило, ведет к поступлению более радиогенных вод океана на шельфы. В-шестых, содержание U в ко-

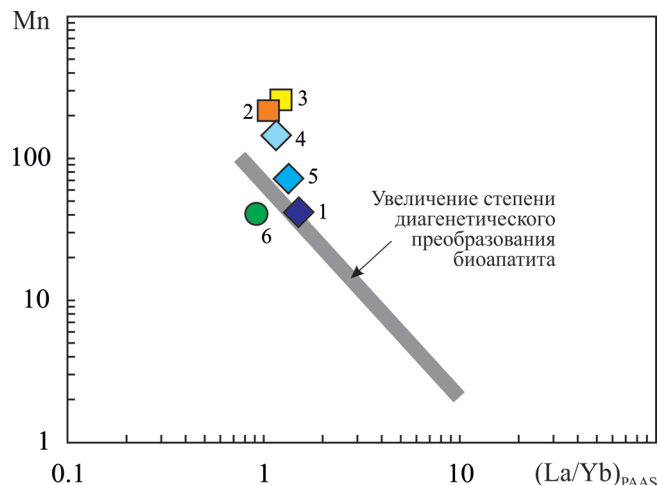


Рис. 7. Распределение точек конодонтов верхнего девона на диаграмме $(La/Yb)_{PAAS}$ –Mn [Zhang et al., 2016].

Fig. 7. Distribution of the Upper Devonian conodont data points on the diagram $(La/Yb)_{PAAS}$ –Mn, after [Zhang et al., 2016].

нодонтах варьирует от 4.4–4.7 г/т (разрез Кукар-ук) до 45.3–46.2 г/т (разрез Рязяк). Вместе со значениями U/Th это также указывает на литогенный источник редких и рассеянных элементов в них. В-седьмых, содержание Mn в конодонтах варьирует от ≈ 41 до 257 г/т. Как и все сказанное, это дает основание предполагать, что в исследованных конодонтах мы имеем дело не с гидрогенным распределением редких и рассеянных элементов, а со значительно трансформированным на стадии позднего диагенеза или позднее. Вместе с тем с учетом результатов исследований [Zhao et al., 2013; Zhang et al., 2016; и др.] даже в случае существенной трансформации систематики редких и рассеянных элементов в большом числе конодонтовых элементов существует достаточная вероятность обнаружения в тех же образцах конодонтов с близким к гидрогенному распределением элементов-примесей. Расширение исследований в данном направлении будет способствовать достижению целей, указанных во вступительной части этой работы.

Авторы признательны Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций к статье и Е.С. Шагалову за микрофотосъемку конодонтов.

Определение микроэлементного состава и Sm–Nd-изотопной систематики конодонтов выполнено при частичной поддержке РФФ (проект № 16-17-10283) (Д.В. Киселева – определение микроэлементного состава конодонтов, М.В. Стрелецкая и М.В. Червяковская – определение Sm–Nd-изотопной систематики конодонтов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова А.Н. (1999) Франский ярус западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 55 с.
- Вотьяков С.Л., Киселева Д.В., Розанов А.Ю., Чередниченко Н.В., Ушатинская Г.Т. (2007) Мультиэлементный масс-спектрометрический микроанализ в исследованиях биоминеральных образований. *Литосфера*, (1), 123-137.
- Дубинин А.В. (2006) Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 360 с.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорохтин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В., Хаин В.В., Зайкова Е.В., Кабанова Л.Я. (1984) Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит. *История развития Уральского палеоокеана*. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 6-56.
- Иванов К.С. (1987) Методы поисков и выделения конodontов. Методические рекомендации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 118 с.
- Методика палеонтологических исследований. (1973) Под ред. и с предисл. д-ра геол.-мин. наук Д.П. Наидина. М.: Мир, 391 с.
- Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. (1995) Сост. В.И. Козлов и др. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 176 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 146 с.
- Стрелецкая М.В., Зайцева М.В., Киселева Д.В., Солошенко Н.Г. (2016) Оценка возможности применения смол TRU, LN, DOWEX 50×8 для подготовки проб к изотопному масс-спектрометрическому анализу Sm и Nd. *Минералы: строение, свойства, методы исследования*. Мат-лы VIII Всерос. молодеж. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 156-158.
- Тагариева Р.Ч., Мизенс А.Г. (2015) Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса. *Литосфера*, (3), 33-56.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. М.: Мир, 384 с.
- Формирование земной коры Урала. (1986) Отв. ред. С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин. М.: Наука, 248 с.
- Abramova A.N., Artyushkova O.V. (2004) The Frasnian-Famennian Boundary in the South Urals. *Geol. Quarterly*, **48**(3), 217-232.
- Armstrong H.A., Pearson D.G., Griselin M. (2001) Thermal effects on rare earth element and strontium isotope chemistry in single conodont elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 435-441.
- Arraes-Mescoff R., Roy-Barman M., Coppola L., Souhaut M., Tachikawa K., Jeandel C., Sempéré R., Yoro C. (2001) The behavior of Al, Mn, Ba, Sr, REE and Th isotopes during in vitro degradation of large marine particles. *Marine Chem.*, **73**(1), 1-19.
- Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina A.G., Tagarieva R.Ch. Mizens L.I., Mizens A.G. (2011) Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals. *Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous Pre-Conference Field Excursion Guidebook. Int. Conf. Ufa, IG Ufa Research Centre of RAS*, 92 p.
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.*, **79**, 37-55.
- Bright C.A., Cruse A.M., Lyons T.W., MacLeod K.G., Glascock M.D., Ethington R.L. (2009) Seawater rare-earth element patterns preserved in apatite of Pennsylvanian conodonts? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 1609-1624.
- Byrne R.H., Sholkovitz E.R. (1996) Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. *The Handbook on the Physics and Geochemistry of the Rare Earths* (Eds K.A. Gschneidner, Jr., L. Eyring). Amsterdam, Elsevier, 497-593.
- Canfield D.E., Thamdrup B. (2009) Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, **7**, 385-392.
- Chen J.B., Algeo T.J., Zhao L.S., Chen Z.Q., Cao L., Zhang L., Li Y. (2015a) Diagenetic uptake of rare earth elements by bioapatite, with an example from Lower Triassic conodonts of South China. *Earth-Sci. Rev.*, **149**, 181-202.
- Chen X.H., Zhou L., Wei K., Wang J., Li Z.H. (2012) The environmental index of the rare earth elements in conodonts: Evidence from the Ordovician conodonts of the Huanghuachang Section, Yichang area. *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 349-359.
- Chen Z.Q., Yang H., Luo M., Benton M.J., Kaiho K., Zhao L.S., Huang Y., Zhang K., Fang Y., Jiang H., Qiu H., Li Y., Tu C., Shi L., Zhang L., Feng X., Chen L. (2015b) Complete biotic and sedimentary records of the Permian-Triassic transition from Meishan section, South China: Ecologically assessing mass extinction and its aftermath. *Earth-Sci. Rev.*, **149**, 67-107.
- DeBaar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W. (1985) Rare earth element distributions in the Pacific and Atlantic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- DeBaar H.J.W., German C.R., Elderfield H., Van Gaans P. (1988) Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1203-1219.
- Dopieralska J. (2003) Neodymium isotopic composition of conodonts as a palaeoceanographic proxy in the Variscan oceanic system Ph. D. Thesis, Justus-Liebig-University. Giessen, 111 p. URL: <http://geb.unigiessen.de/geb/volltexte/2003/1168>
- Dopieralska J., Belka Z., Haack U. (2006) Geochemical decoupling of water masses in the Variscan oceanic system during Late Devonian times. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **240**, 108-119.
- Dopieralska J., Belka Z., Walczak A. (2016) Nd isotope composition of conodonts: An accurate proxy of sea-level fluctuations. *Gondw. Res.*, **34**, 284-295.
- Elderfield H., Pagett R. (1986) Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and deposi-

- tional environment. *Sci. Total Environ.*, **49**, 175-197.
- Fadel A., Zigaite Z., Blom H., Pérez-Huerta A., Jeffries T., Märse T., Ahlberg P.E. (2015) Palaeoenvironmental signatures revealed from rare earth element (REE) compositions of vertebrate microremains of the Vesiku Bone Bed (Homerian, Wenlock), Saaremaa Island, Estonia. *Estonian J. Earth Sci.*, **64**(1), 36-41.
- Felitsyn S., Sturesson U., Popov L., Holmer L. (1998) Nd isotope composition and rare earth elements in Early Palaeozoic biogenic apatite from Baltoscandia: A signature of Iapetus ocean water. *Geology*, **26**, 1083-1086.
- German C.R., Elderfield H. (1990) Application of the cerium anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography*, **5**, 823-833.
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. (1991) Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3553-3558.
- German C.R., Masuzawa T., Greaves M.J., Elderfield H., Edmond J.M. (1995) Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1551-1558.
- Girard C., Lécuyer C. (2002) Variations in Ce anomalies of conodonts through the Frasnian/Famennian boundary of Poland (Kowala Holy Cross Mountains): implications for the redox state of seawater and biodiversity. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **181**, 299-311.
- Grandjean P., Cappetta H., Michard A., Albarede F. (1987) The assessment of REE patterns and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios in fish remains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 181-196.
- Grandjean-Lécuyer P., Feist R., Albarede F. (1993) Rare earth elements in old biogenic apatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2507-2514.
- Haley B.A., Klinkhammer G.P., McManus J. (2004) Rare earth elements in pore water of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 1265-1279.
- Herwartz D., Münker C., Tütken T., Hoffmann J.E., Wittke A., Barbier B. (2013) Lu-Hf isotope systematics of fossil biogenic apatite and their effects on geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **101**, 328-343.
- Herwartz D., Tütken T., Münker C., Jochum K.P., Stoll B., Sander P.M. (2011) Timescales and mechanisms of REE and Hf uptake in fossil bones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 82-105.
- Holmden C., Creaser R.A., Muehlenbachs K., Bergström S.M., Leslie S.A. (1996) Isotopic and elemental systematics of Sr and Nd in 454 Ma biogenic apatites: implications for paleoseawater studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 425-437.
- Kamber B.S., Webb G.E. (2001) The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2509-2525.
- Kocsis L., Trueman C.N., Palmer M.R. (2010) Protracted diagenetic alteration of REE contents in fossil bioapatites: direct evidence from Lu-Hf isotope systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 6077-6092.
- Kowal-Linka M., Jochum K.P., Surmik D. (2014) LA-ICP-MS analysis of rare earth elements in marine reptile bones from the Middle Triassic bonebed (Upper Silesia, S Poland): Impact of long-lasting diagenesis, and factors controlling the uptake. *Chem. Geol.*, **363**, 213-228.
- Lécuyer C., Grandjean P., Barrat J.A., Nolvak J., Emig C., Paris F., Robardet M. (1998) $\delta^{18}\text{O}$ and REE contents of phosphatic brachiopods: a comparison between modern and Lower Paleozoic populations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 2429-2436.
- Lécuyer C., Reynard B., Grandjean P. (2004) Rare earth element evolution of Phanerozoic seawater recorded in biogenic apatites. *Chem. Geol.*, **204**, 63-102.
- Li Y., Zhao L., Chen Z.-Q., Algeo T.J., Cao L., Wang X. (2017) Oceanic environmental changes on a shallow carbonate platform (Yangou, Jiangxi Province, South China) during the Permian-Triassic transition: Evidence from rare earth elements in conodont bioapatite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **486**, 6-16.
- Liu Y.-G., Miah M.R.U., Schmitt R.A. (1988) Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1361-1371.
- MacLeod K.G., Irving A.J. (1996) Correlation of cerium anomalies with indicators of paleoenvironment. *J. Sed. Res.*, **65**, 948-955.
- Martin J.E., Patrick D., Kihm A.J., Foit F.F., Grandstaff D.E. (2005) Lithostratigraphy, tephrochronology, and rare earth element geochemistry of fossils at the classical Pleistocene Fossil Lake area, south central Oregon. *J. Geol.*, **113**, 139-155.
- McLennan S.M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 2000GC000109.
- Nozaki Y. (2001) Rare earth elements and their isotopes. *Encyclop. Ocean Sci.*, **4**, 2354-2366.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 329-340.
- Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G. (2005) Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: a case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chem. Geol.*, **221**, 260-278.
- Pin C., Santos Zalduegui J.F. (1997) Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta*, **339**, 79-89.
- Reynard B., Lécuyer C., Grandjean P. (1999) Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chem. Geol.*, **155**, 233-241.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. V. 3 (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford, Elsevier-Pergamon, 1-64.
- Scher H.D., Martin E.E. (2004) Circulation in the Southern Ocean during the Paleogene inferred from neodymium isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 392-405.
- Schulte C.C. (2015) Rare Earth Element Patterns in Conodont Apatite from the Upper Ordovician: Testing Enrichment Sources and Possible Oceanographic Changes. *LSU Master's Theses*. No. 429, 132 p.
- Shields G., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Sholkovitz E.R., Schneider D.L. (1991) Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2737-2743.

- Song H.J., Wignall P.B., Tong J.N., Bond D.P.G., Song H.Y., Lai X.L., Zhang K.X., Wang H.M., Chen Y.L. (2012) Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353-354**, 12-21.
- Thomas D.J., Bralower T.J., Jones C.E. (2003) Neodymium isotopic reconstruction of Late Paleocene–Early Eocene thermohaline circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **209**, 309-322.
- Trotter J.A., Eggins S.M. (2006) Chemical systematics of conodont apatite determined by laser ablation ICP MS. *Chem. Geol.*, **233**, 196-216.
- Trotter J.A., Gerald J.D.F., Kokkonen H., Barnes C.R. (2007) New insights into the ultrastructure, permeability, and integrity of conodont apatite determined by transmission electron microscopy. *Lethaia*, **40**, 97-110.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Wright C.A., Barnes C.R., Jacobsen S.B. (2002) Neodymium isotopic composition of Ordovician conodonts as a seawater proxy: Testing paleogeography. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **3**(2), 2001GC000195, 17 p.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631-644.
- Wright J., Seymour R.S., Shaw H.F. (1984) REE and Nd isotopes in conodont apatite: variations with geological age and depositional environment. Conodont Biofacies and Provincialism. Ed. by Clark D.L. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **196**, 325-340.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987b) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **51**, 631-644.
- Zhang L., Algeo T.J., Cao L., Zhao L., Chen Z.-Q., Li Z. (2016) Diagenetic uptake of rare earth elements by conodont apatite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **458**, 176-197.
- Zhang J., Amakawa H., Nozaki Y. (1994) The comparative behaviors of yttrium and lanthanides in the seawater of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2677-2680.
- Zhao L., Chen Z.Q., Algeo T.J., Chen J., Chen Y., Tong J., Gao S., Zhou L., Hu Z., Liu Y. (2013) Rare-earth element patterns in conodont albid crowns: Evidence for massive inputs of volcanic ash during the latest Permian biocrisis? *Global Planet Change*, **105**, 135-151.
- Ziegler W., Sandberg C.F. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.
- Acta, **65**, 435-441.
- Arraes-Mescoff R., Roy-Barman M., Coppola L., Souhaut M., Tachikawa K., Jeandel C., Sempéré R., Yoro C. (2001) The behavior of Al, Mn, Ba, Sr, REE and Th isotopes during in vitro degradation of large marine particles. *Marine Chem.*, **73**(1), 1-19.
- Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina A.G., Tagarieva R.Ch. Mizens L.I., Mizens A.G. (2011) Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals. *Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous Pre-Conference Field Excursion Guidebook. Int. Conf. Ufa*, IG Ufa Research Centre of RAS, 92 p.
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.*, **79**, 37-55.
- Bright C.A., Cruse A.M., Lyons T.W., MacLeod K.G., Glascock M.D., Ethington R.L. (2009) Seawater rare-earth element patterns preserved in apatite of Pennsylvanian conodonts? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 1609-1624.
- Byrne R.H., Sholkovitz E.R. (1996) Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. *The Handbook on the Physics and Geochemistry of the Rare Earths* (Eds K.A. Gschneidner, Jr.L. Eyring). Amsterdam, Elsevier, 497-593.
- Canfield D.E., Thamdrup B. (2009) Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, **7**, 385-392.
- Chen J.B., Algeo T.J., Zhao L.S., Chen Z.Q., Cao L., Zhang L., Li Y. (2015a) Diagenetic uptake of rare earth elements by bioapatite, with an example from Lower Triassic conodonts of South China. *Earth-Sci. Rev.*, **149**, 181-202.
- Chen X.H., Zhou L., Wei K., Wang J., Li Z.H. (2012) The environmental index of the rare earth elements in conodonts: Evidence from the Ordovician conodonts of the Huanghuachang Section, Yichang area. *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 349-359.
- Chen Z.Q., Yang H., Luo M., Benton M.J., Kaiho K., Zhao L.S., Huang Y., Zhang K., Fang Y., Jiang H., Qiu H., Li Y., Tu C., Shi L., Zhang L., Feng X., Chen L. (2015b) Complete biotic and sedimentary records of the Permian-Triassic transition from Meishan section, South China: Ecologically assessing mass extinction and its aftermath. *Earth-Sci. Rev.*, **149**, 67-107.
- DeBaar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W. (1985) Rare earth element distributions in the Pacific and Atlantic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- DeBaar H.J.W., German C.R., Elderfield H., Van Gaans P. (1988) Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1203-1219.
- Dopieralska J. (2003) Neodymium isotopic composition of conodonts as a palaeoceanographic proxy in the Variscan oceanic system Ph. D. Thesis, Justus-Liebig-University. Giessen, 111 p. URL: <http://geb.unigiessen.de/geb/voll->

REFERENCES

- Abramova A.N. (1999) *Franskii yarus zapadnogo sclona Yuzhnogo Urala* [The Frasnian of the Western slope of the Southern Urals]. Ufa, IG USC RAS, 55 p. (In Russian)
- Abramova A.N., Artyushkova O.V. (2004) The Frasnian-Famennian Boundary in the South Urals. *Geol. Quarterly*, **48**(3), 217-232.
- Armstrong H.A., Pearson D.G., Griselin M. (2001) Thermal effects on rare earth element and strontium isotope chemistry in single conodont elements. *Geochim. Cosmochim.*

- texte/2003/1168.
- Dopieralska J., Belka Z., Haack U. (2006) Geochemical decoupling of water masses in the Variscan oceanic system during Late Devonian times. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **240**, 108-119.
- Dopieralska J., Belka Z., Walczak A. (2016) Nd isotope composition of conodonts: An accurate proxy of sea-level fluctuations. *Gondw. Res.*, **34**, 284-295.
- Dubinin A.V. (2006) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v okeane* [Geochemistry of rare earth elements in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 360 p. (In Russian)
- Elderfield H., Pagett R. (1986) Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment. *Sci. Total Environ.*, **49**, 175-197.
- Fadel A., Zigaite Z., Blom H., Pérez-Huerta A., Jeffries T., Märsse T., Ahlberg P.E. (2015) Palaeoenvironmental signatures revealed from rare earth element (REE) compositions of vertebrate microremains of the Vesiku Bone Bed (Homerian, Wenlock), Saaremaa Island, Estonia. *Estonian J. Earth Sci.*, **64**(1), 36-41.
- Felitsyn S., Sturesson U., Popov L., Holmer L. (1998) Nd isotope composition and rare earth elements in Early Palaeozoic biogenic apatite from Baltoscandia: A signature of Iapetus ocean water. *Geology*, **26**, 1083-1086.
- Formirovanie zemnoi kory Urala*. (1986) (Otv. red. S.N. Ivanov, S.G. Samygin) [Formation of the earth's crust of the Urals (Editors-in-chief S.N. Ivanov, S.G. Samygin)]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- German C.R., Elderfield H. (1990) Application of the cerium anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography*, **5**, 823-833.
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. (1991) Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3553-3558.
- German C.R., Masuzawa T., Greaves M.J., Elderfield H., Edmond J.M. (1995) Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1551-1558.
- Girard C., Lécuyer C. (2002) Variations in Ce anomalies of conodonts through the Frasnian/Famennian boundary of Poland (Kowala Holy Cross Mountains): implications for the redox state of seawater and biodiversity. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **181**, 299-311.
- Grandjean P., Cappetta H., Michard A., Albarede F. (1987) The assessment of REE patterns and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios in fish remains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 181-196.
- Grandjean-Lécuyer P., Feist R., Albarede F. (1993) Rare earth elements in old biogenic apatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2507-2514.
- Haley B.A., Klinkhammer G.P., McManus J. (2004) Rare earth elements in pore water of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 1265-1279.
- Herwartz D., Münker C., Tütken T., Hoffmann J.E., Wittke A., Barbier B. (2013) Lu-Hf isotope systematics of fossil biogenic apatite and their effects on geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **101**, 328-343.
- Herwartz D., Tütken T., Münker C., Jochum K.P., Stoll B., Sander P.M. (2011) Timescales and mechanisms of REE and Hf uptake in fossil bones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 82-105.
- Holmden C., Creaser R.A., Muehlenbachs K., Bergström S.M., Leslie S.A. (1996) Isotopic and elemental systematics of Sr and Nd in 454 Ma biogenic apatites: implications for paleoseawater studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 425-437.
- Ivanov K.S. (1987) *Metody poiskov i vydeleniya konodontov. Metodicheskie rekomendatsii* [Methods of prospecting and selection of conodonts. Methodical recommendations]. Sverdlovsk, USC Akad. Nauk SSSR, 118 p. (In Russian)
- Kamber B.S., Webb G.E. (2001) The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2509-2525.
- Kocsis L., Trueman C.N., Palmer M.R. (2010) Protracted diagenetic alteration of REE contents in fossil bioapatites: direct evidence from Lu-Hf isotope systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 6077-6092.
- Kowal-Linka M., Jochum K.P., Surmik D. (2014) LA-ICP-MS analysis of rare earth elements in marine reptile bones from the Middle Triassic bonebed (Upper Silesia, S Poland): Impact of long-lasting diagenesis, and factors controlling the uptake. *Chem. Geol.*, **363**, 213-228.
- Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po razrezam paleozoya i verkhnego dokembriya zapadnogo sclona Yuzhnogo Urala i Priural'ya* [Guide to the geological tour of the Paleozoic and Upper Precambrian sections of the Western slope of the Southern Urals and the Cisuralian]. (1995) Ufa, IG USC RAS, 176 p. (In Russian)
- Lécuyer C., Grandjean P., Barrat J.A., Nolvak J., Emig C., Paris F., Robardet M. (1998) $\delta^{18}\text{O}$ and REE contents of phosphatic brachiopods: a comparison between modern and Lower Paleozoic populations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 2429-2436.
- Lécuyer C., Reynard B., Grandjean P. (2004) Rare earth element evolution of Phanerozoic seawater recorded in biogenic apatites. *Chem. Geol.*, **204**, 63-102.
- Li Y., Zhao L., Chen Z.-Q., Algeo T.J., Cao L., Wang X. (2017) Oceanic environmental changes on a shallow carbonate platform (Yangou, Jiangxi Province, South China) during the Permian-Triassic transition: Evidence from rare earth elements in conodont bioapatite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **486**, 6-16.
- Liu Y.-G., Miah M.R.U., Schmitt R.A. (1988) Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1361-1371.
- MacLeod K.G., Irving A.J. (1996) Correlation of cerium anomalies with indicators of paleoenvironment. *J. Sed. Res.*, **65**, 948-955.
- Martin J.E., Patrick D., Kihm A.J., Foit F.F., Grandstaff D.E. (2005) Lithostratigraphy, tephrochronology, and rare earth element geochemistry of fossils at the classical Pleistocene Fossil Lake area, south central Oregon. *J. Geol.*, **113**, 139-155.
- McLennan S.M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 2000GC000109.
- Metodika paleontologicheskikh issledovaniy (Pod red. i s predisl. D.P. Naidina)* [Methods of paleontological research (Ed. and Preface D.P. Naidin)]. (1973) Moscow, Mir Publ., 391 p. (In Russian)
- Nozaki Y. (2001) Rare earth elements and their isotopes. *Encyclop. Ocean Sci.*, **4**, 2354-2366.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth*

- Planet. Sci. Lett.*, **148**, 329-340.
- Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G. (2005) Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: a case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chem. Geol.*, **221**, 260-278.
- Pin C., Santos Zalduegui J.F. (1997) Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta*, **339**, 79-89.
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Gilem Publ., 146 p. (In Russian)
- Reynard B., Lécuyer C., Grandjean P. (1999) Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chem. Geol.*, **155**, 233-241.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. V. 3 (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford, Elsevier-Pergamon, 1-64.
- Scher H.D., Martin E.E. (2004) Circulation in the Southern Ocean during the Paleogene inferred from neodymium isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 392-405.
- Schulte C.C. (2015) Rare Earth Element Patterns in Conodont Apatite from the Upper Ordovician: Testing Enrichment Sources and Possible Oceanographic Changes. *LSU Master's Theses*. No. 429. 132 p.
- Shields G., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Sholkovitz E.R., Schneider D.L. (1991) Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2737-2743.
- Song H.J., Wignall P.B., Tong J.N., Bond D.P.G., Song H.Y., Lai X.L., Zhang K.X., Wang H.M., Chen Y.L. (2012) Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353-354**, 12-21.
- Streletskaia M.V., Zaitseva M.V., Kiseleva D.V., Soloshenko N.G. (2016) Evaluation of the possibility of using TRU resin, LN, DOWEX 50×8 for the preparation of samples for isotope ratio mass-spectrometric analysis of Sm and Nd. *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*. Mat-ly VIII Vseros. molodezh. nauch. konf. [Minerals: structure, properties, research methods. Mat-ly VIII All-Russian Youth. science. conf.]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 156-158. (In Russian)
- Tagarieva R.Ch., Mizens A.G. (2015) The sections of the western slope of the Southern Urals, promising to select the regional stratotype of the lower boundary of the Famennian stage. *Litosfera*, (3), 33-56. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust: its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Thomas D.J., Bralower T.J., Jones C.E. (2003) Neodymium isotopic reconstruction of Late Paleocene–Early Eocene thermohaline circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **209**, 309-322.
- Trotter J.A., Eggins S.M. (2006) Chemical systematics of conodont apatite determined by laser ablation ICP MS. *Chem. Geol.*, **233**, 196-216.
- Trotter J.A., Gerald J.D.F., Kokkonen H., Barnes C.R. (2007) New insights into the ultrastructure, permeability, and integrity of conodont apatite determined by transmission electron microscopy. *Lethaia*, **40**, 97-110.
- Votyakov S.L., Kiseleva D.V., Rozanov A.Yu., Cherednichenko N.V., Ushatinskaya G.T. (2007) Multielement mass spectrometric microanalysis in biomineral studies formations. *Litosfera*, (1), 123-137. (In Russian)
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Wright C.A., Barnes C.R., Jacobsen S.B. (2002) Neodymium isotopic composition of Ordovician conodonts as a seawater proxy: Testing paleogeography. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **3**(2), 2001GC000195, 17 p.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631-644.
- Wright J., Seymour R.S., Shaw H.F. (1984) REE and Nd isotopes in conodont apatite: variations with geological age and depositional environment. Conodont Biofacies and Provincialism. Ed. by Clark D.L. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **196**, 325-340.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987b) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631-644.
- Zhang L., Algeo T.J., Cao L., Zhao L., Chen Z.-Q., Li Z. (2016) Diagenetic uptake of rare earth elements by conodont apatite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **458**, 176-197.
- Zhang J., Amakawa H., Nozaki Y. (1994) The comparative behaviors of yttrium and lanthanides in the seawater of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2677-2680.
- Zhao L., Chen Z.Q., Algeo T.J., Chen J., Chen Y., Tong J., Gao S., Zhou L., Hu Z., Liu Y. (2013) Rare-earth element patterns in conodont albid crowns: Evidence for massive inputs of volcanic ash during the latest Permian biocrisis? *Global Planet Change*, **105**, 135-151.
- Ziegler W., Sandberg C.F. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.
- Zonenshain L.P., Korinevskii V.G., Kaz'min V.G., Sorokhtin O.G., Koroteev V.A., Maslov V.A., Zaikov V.V., Rudnik G.B., Kashintsev G.L., Matveenko V.V., Hain V.V., Zaikova E.V., Kabanova L.Ya. (1984) Structure and development of the Southern Urals from the point of view of tectonics of lithospheric plates. *Istoriya razvitiya Ural'skogo paleookeana* [History of the Urals paleocean]. Moscow, In-t Okeanologii Akad. Nauk SSSR, 6-56. (In Russian)

УДК 550.4:553.496(234.835)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-269-292

Элементы-примеси в минералах некоторых редко встречающихся пород Южного Урала

© 2019 г. В. Г. Кориневский, К. А. Филиппова, В. А. Котляров, Е. В. Кориневский, Д. А. Артемьев

Институт минералогии УрО РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс, 456317, Россия, e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Поступила в редакцию 02.02.2018 г., принята к печати 19.04.2018 г.

Объект исследований. Приведены данные 75 анализов широкого спектра минералов (амфиболов, пироксенов, гранатов, шпинелей, оливинов, анортитов, эпидотов, корундов, апатитов, клинохлора, доломита, кальцита, циркона) из магматических и метаморфических пород Южного Урала, а также сведения о содержании в них рассеянных элементов, в том числе редкоземельных. Данные о микроэлементном составе некоторых минералов приведены впервые (хёгбомит, сапфирин, цоизит, клиноцоизит, жедрит, куммингтонит, антофиллит, калиймагнезиогастингсит). **Материалы и методы.** Особое внимание уделено горным породам, весьма необычным для Урала по степени “свежести”, слагающим включения-глыбы в пластинах и линзах серпентинитового меланжа среди метаморфических толщ (кристаллосланцев, гнейсов и амфиболитов). Для них характерны сохранность первичных структур, относительно высокая химическая однородность, присутствие поверхностей одновременного роста между большинством минералов. Предпочтение отдано минералам из пород, состав которых изучен относительно слабо (пироксен-амфиболовые анортитовые габбро и габбро-амфиболиты, скаполитовые породы, горнблендиты, жедрит-куммингтонит-антофиллитовые кристаллосланцы и амфиболиты, “безрудные” карбонатиты). Приведены географические координаты всех точек отбора минералов. Состав минералов определен на сканирующем микроскопе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой и на масс-спектрометре Agilent 7700х (методы ICP-MS, LA-ICP-MS). **Результаты.** Дана краткая петрографическая характеристика пород, из которых отобраны минералы. Обращает на себя внимание очень большой разброс в содержании элементов-примесей внутри родственных видов минералов (амфиболов, гранатов, пироксенов, оливинов, эпидотов, шпинелей, слюды и др.). Эти колебания не зависят от типа щелочности вмещающих пород, их геологической природы. **Выводы.** Впервые выявлена весьма существенная роль цоизита и клиноцоизита в концентрации элементов-примесей, в том числе и РЗЭ. Не подтвердилась роль апатита как одного из главных минералов-концентраторов РЗЭ не только в основных и ультраосновных породах, но и в некоторых кальцит-доломитовых карбонатитах.

Ключевые слова: элементы-примеси, минералы, магматические и метаморфические породы, Ильменогорский комплекс, Южный Урал

Trace-elements in minerals from unusual rocks of the Southern Urals

Victor G. Korinevsky, Kseniya A. Filippova, Vasily A. Kotlyarov, Eugeny V. Korinevsky, Dmitry A. Artemyev

Institute of Mineralogy UB RAS, Ilmeny Nature Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Received 02.02.2018, accepted 19.04.2018

Research subject. This articles presents the data obtained in the course of 75 analytical studies on a wide range of minerals (amphiboles, pyroxenes, garnets, spinels, olivines, anorthites, corundums, epidotes, apatites, clinocllore, dolomite, calcite, zircon) contained in igneous and metamorphic Southern Urals rocks. In addition, information is provided about the content of trace elements, including rare earth (REE) ones, in these rocks. The data on the content of trace elements in some minerals are presented for the first time (höegbomite, sapphirine, zoisite, clinozoisite, gedrite, cummingtonite, anthophyllite, potassium-magnesiohastingsite). **Materials and methods.** A petrographic analysis of rocks containing the minerals under study was carried out. A particular attention was paid to petrographic analysis of rocks containing the minerals under study was carried out. A particular attention was paid to “fresh” rocks, containing the mineral under study which rarely occur in the Urals. These rocks feature inclusions of serpentinite melange in the form of plates and lenses among the metamorphic strata (schists, gneisses, and amphibolites) and are characterized by the preservation of primary structures, relative chemical homogeneity, as well as the presence of simultaneous growth surfaces between most minerals. Of particular research interest were minerals from rocks, the composition of which had been relatively poorly studied (pyroxene-amphibole anorthite gabbro and gabbro-amphibolites, scapolite rocks, hornblende, gedrite-cummingtonite-anthophyllitic crystalline-schists and amphibolites, ore-less carbonatites). The composition of mineral samples was determined using a scanning

Для цитирования: Кориневский В.Г., Филиппова К.А., Котляров В.А., Кориневский Е.В., Артемьев Д.А. (2019) Элементы-примеси в минералах некоторых редко встречающихся пород Южного Урала. *Литосфера*, 19(2), 269-292. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-269-292

For citation: Korinevsky V.G., Filippova K.A., Kotlyarov V.A., Korinevsky E.V., Artemiev D.A. (2019) Trace-elements in minerals from unusual rocks of the Southern Urals. *Litosfera*, 19(2), 269-292. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-269-292

microscope REMMA-202 M equipped with an energy dispersive console and a mass-spectrometer Agilent 7700x (ICP-MS and LA-ICP-MS methods). *Results.* Petrographic characteristics of the rocks containing the minerals under study are given. The geographical coordinates of locations, where mineral sampling was performed, are provided. The content of trace elements is shown to vary greatly within related species of minerals (amphiboles, garnets, pyroxenes, olivines, epidotes, spinels, mica, etc.), with the fluctuations being independent of the alkalinity of host rocks or their geological nature. *Conclusions.* For the first time, a significant role of zoisite and clinozoisite in the process of concentrating trace elements, including REE, has been revealed. The role of apatite as one of the main mineral concentrators of REE has not been confirmed either in the main and ultrabasic rocks, or in some calcite-dolomite carbonatites.

Keywords: trace elements, minerals, igneous and metamorphic rocks, the Southern Urals

ВВЕДЕНИЕ

Внедрение метода ICP-MS для определения количества рассеянных (в том числе и редкоземельных) элементов в горных породах и минералах дало петрологам новый эффективный инструмент для выяснения происхождения пород, выявления их генетических связей и формационной принадлежности. Такие исследования широко представлены за рубежом. В России это нашло отражение в трудах по петрологии, прежде всего магматических пород [Соболев, 1965; Балашов, 1976; Интерпретация..., 2001; Леснов, 2007], в том числе и Урала [Семенов и др., 1980; Ферштатер, Беа, 1996; Пушкарев, Ферштатер, 1996; Салихов, Бабуров, 1999; Ферштатер и др., 2004; Ронкин и др., 2008; Готтман, Пушкарев, 2009; Банева и др., 2009; Косарев, 2012; Ферштатер и др., 2012; Русин и др., 2012; Ферштатер, 2013; Готтман, 2014; и др.]. Этим методом успешно пользуются исследователи метаморфических [Кориневский, Баженова, 2004; Скублов, 2005; Медведева, 2010], рудоносных [Масленников и др., 2014] и осадочных [Маслов, 2005, 2017; Маслов и др., 2005; Сначев и др., 2006; Шатров, Войцеховский, 2009] формаций, а также в оценке экологических обстановок [Удачин и др., 2014], в геоархеологических исследованиях [Зайков и др., 2016].

Естественно, эти работы должны основываться на количестве и характере распределения рассеянных элементов, в первую очередь в минералах горных пород. К сожалению, такие исследования в России проведены в незначительных масштабах [Скублов, 2005; Леснов, 2007], что особенно видно на примере Урала. Причина сложившегося положения заключается как в относительно небольшом сроке использования метода ICP-MS в научных организациях Урала (около 10 лет), так и в трудоемком процессе отбора чистых монофракций минералов из, как правило, мелкозернистых горных пород и в ослаблении изучения пороодообразующих минералов в целом. Подобные работы проведены на незначительном количестве минералов, преимущественно цирконов [Краснобаев, 1986; Аникина и др., 2012; Ферштатер и др., 2012], гранатов, амфиболов, клинопироксенов, биотитов, апатитов [Баженов и др., 1980; Другова, Скублов, 2004; Леснов и др., 2007; Медведева, 2010], полевых шпатов [Ефимов и др., 1989; Леснов и др.,

2007], извлеченных из метаморфических пород, габбро, габбро-амфиболитов, гранитов, сиенитов, некоторых минералов из пегматитов, карбонатитов [Ерохин и др., 2007; Недосекова, Мурзин, 2007; Колонин и др., 2007; Nedosekova et al., 2013] и кварцевых жил [Репина, Юзеева, 2005].

Читателю предлагаются данные по минералам из нескольких видов редких горных пород Южного Урала, ранее не охарактеризованных. Сделана попытка сопоставить распределение рассеянных элементов в однотипных минералах из различных пород, в которых выявлены значительные различия по содержанию рассеянных элементов, не известные ранее в опубликованных сводках [Скублов, 2005; Леснов, 2007]. В таком большом объеме материалы по элементам-примесям в минералах в литературе по Уралу отсутствуют. Надеемся, что они позволят более корректно рассматривать результаты геохимических исследований горных пород.

ПОДГОТОВКА МАТЕРИАЛА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для минералого-геохимических исследований использовались монофракции минералов горных пород, отобранные В.Г. Кориневским. В большинстве случаев для отбора бралась дробленая и промытая фракция 0.3–0.5 мм. Отбор монофракций минералов из горных пород затруднен в связи с их мелкозернистостью, наличием сростков с другими минералами, нередко присутствием еще более мелких разнообразных минеральных включений. Чистота проб контролировалась по петрографическим шлифам и аншлифам, иногда в иммерсионных жидкостях. Наиболее благоприятными для отбора оказались породы из глыб в серпентинитовом меланже благодаря их относительной свежести, отсутствию заметной химической зональности в минералах. Диагностика минералов производилась по оптическим свойствам, по данным микрозондового химического анализа и рентгенограмм, во многих случаях применялись мёсбауэровская и рамановская спектроскопия.

Состав минералов определялся В.А. Котляровым на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой LZ-5 Link Systems с Si-Li-детектором при ускоряющем напряжении 20–30 кВ и диаметре пучка

1–2 мкм. Коррекция данных производилась с помощью программы Magallanes. В качестве стандартов применялись эталоны с шашки AST JMEХ Scientific Limited MJNM 25-53, Mineral Mount series No. 01-044 и минералы известного состава.

Кислотное вскрытие монофракций минералов выполнялось в микроволновой системе разложения SpeedWave (Berghoff, Германия) в автоклавах из фторопласта при двуступенчатом нагреве до температуры 180°C в течение 40 мин смесью кислот HF, HCl и HNO₃. Для метрологического контроля качества анализа использовался международный стандарт базальта BCR-2. Калибровку прибора выполняли с использованием стандартных мультиэлементных растворов фирмы Agilent для всей шкалы масс анализируемых элементов. Анализ подготовленных растворов выполнен К.А. Филипповой методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7700х. Для некоторых проб минералов (помечены в таблицах**) элементы-примеси определялись Д.А. Артемьевым методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре Agilent 7700х с программным комплексом MassHunter и лазерной приставкой New Wave Research UP-213. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты стекол NIST SRM-612, USGS BCR-2G. Расчет проводился в программе Iolite с использованием ⁴³Ca в качестве внутреннего стандарта. Определение видового состава амфиболов произведено согласно рекомендациям [Hawthorne et al., 2012] в компьютерной программе [Locock, 2014]. Буквенные обозначения минералов на фотографиях и таблицах даны в соответствии с рекомендациями [Whitney, Evans, 2010].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В основу предлагаемой статьи легли материалы по минералогии ряда горных пород, изучавшихся в пределах Ильмено-Вишневогорской зоны Южного Урала [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006, 2007], весьма необычных для Урала по степени “свежести”, слагающих включения-глыбы в пластинах и линзах серпентинитового меланжа среди метаморфических толщ (кристаллосланцев, гнейсов и амфиболитов). Для них характерны сохранность первичных структур, относительная химическая однородность, присутствие поверхностей одновременного роста между большинством породообразующих минералов, слабое развитие или полное отсутствие вторичных преобразований в изученных породах, отсутствие следов замещения одних минералов другими и “теней” структур и минералов из предполагавшихся протолитов. В итоге сделан вывод о магматической природе пород из включений в серпентинитовом меланже [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2007, 2013]. Привле-

чены также данные по составу минералов из других известных или редких геологических объектов (габбро-амфиболиты Кемпирсайского массива, кристаллосланцы и амфиболиты с 4-амфиболовой ассоциацией кыштымской толщи Ильменогорского комплекса, гранат-биотит-ставролитовые кристаллосланцы с оз. Кундравы).

На данном этапе исследования были отобраны минералы из возможно более широкого спектра разнообразных магматических пород, частично из метаморфических, в целях сравнения распределения рассеянных элементов в однотипных минералах разных породных групп различного происхождения, а также для создания банка этих данных. В большинстве случаев минералы извлекались из разновидностей пород, наименее подверженных вторичным изменениям. Особое внимание уделено минералам из пород Урала, состав которых изучен относительно слабо (пироксен-амфиболовые анортитовые габбро и габбро-амфиболиты, скаполитовые породы, горнблендиты, жедрит-куммингтонит-антофиллитовые кристаллосланцы и амфиболиты, “безрудные” карбонатиты).

Общей особенностью изученных магматических пород является анортитовый состав плагиоклазов, что относительно редко для Урала. Все они отличаются очень высокими содержаниями Al₂O₃, CaO и низкими – SiO₂. Слагаемые ими глыбы в блоках серпентинитового меланжа и олистолиты в кварцито-сланцевых толщах Ильменогорского комплекса не имеют аналогов в геологическом окружении [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006]. Более того, доказан [Русин и др., 2012] их более древний (543–662 млн лет) возраст, чем вмещающие их кварцито-сланцевые толщи (252 ± 8 млн лет [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2014]).

Среди анортитовых габбро наиболее распространены диопсид-амфиболовые, магнетит-диопсидовые, биотит-амфиболовые разновидности, в которых встречены первично-магматические эпидоты [Кориневский, 2008], а также несколько видов минералов, ранее неизвестных на Урале: гиалофан, цельзиан, калиймагнезиогастингсит, бариевый биотит и др. [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006, 2007]. Среди них следует отметить и уникальное геденбергитовое габбро (рис. 1г). Установлена магматическая природа зерен амфибола, которые кристаллизовались одновременно с клинопироксеном, а не замещали его, как это обычно принято считать. Этим доказывается существование габброидной магмы, изначально обогащенной водой, как это и предполагается в работах Г.Б. Ферштатера с коллегами [1996, 2004]. В этой связи показательно нахождение в данной ассоциации биотит-амфиболовых и существенно амфиболовых габбро. Характерно большое разнообразие видов амфиболов в таких габбро (паргасит, калиевый паргасит,

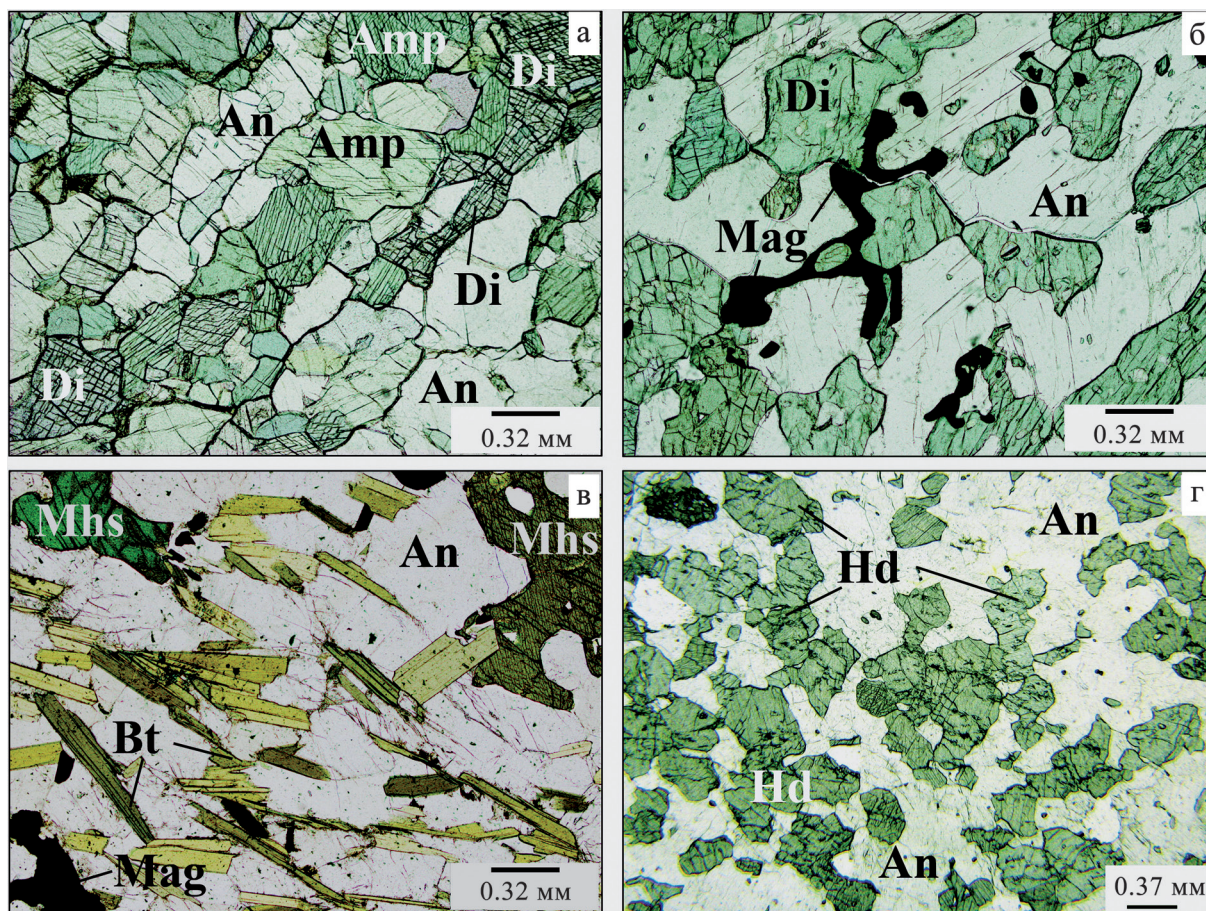


Рис. 1. Разновидности анортитовых габбро. Фото шлифов, николи параллельны.

а – диопсид-амфиболовое (проба Сд-13), б – магнетит-диопсидовое (проба 194-4), в – биотит-амфиболовое с магнетитом (проба 194-5), г – геденбергитовое (проба 173-16-3). *An* – анортит, *Amp* – амфибол, *Bt* – биотит, *Di* – диопсид, *Hd* – геденбергит, *Mag* – магнетит, *Mhs* – магнезиогастингсит. Здесь и далее пояснения к пробам – см. табл. 1.

Fig. 1. The varieties of anorthite gabbros. Photos of thin sections, nicols II.

а – diopside-amphibole (probe Сд-13), б – magnetite-diopside (probe 194-4), в – biotite-amphibole with magnetite (probe 194-5), г – hedenbergite gabbro (probe 173-16-3). *An* – anorthite, *Amp* – amphibole, *Bt* – biotite, *Di* – diopside, *Hd* – hedenbergite, *Mag* – magnetite, *Mhs* – magnesiohastingsite. Here and after, the explanations for the samples can be found in Table 1.

ферропаргасит, калиймагнезиогастингсит и магнезиогорнбленд, табл. 1). Необычной выглядит ассоциация высококальциевого диопсида,grossуляр-андрадит, кварца и анортита в полнокристаллической крупнозернистой породе основного состава, близкого к габбро, одной из глыб в серпентинитовом меланже (см. табл. 1, ан. 21, проба Сд-15-2) на западном побережье оз. Садок в Ильмено-Вишневогорской зоне [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2014а]. Эта порода встречена совместно с глыбами наиболее распространенных здесь диопсид-амфиболовых анортитовых габбро.

Габброиды, частично затронутые метаморфическими процессами (хлоритизации, амфиболизации), но сохранившие первоначальные магматические структуры и взаимоотношения минералов, анортитовый состав плагиоклаза, массивное или

порфировидное сложение, отнесены нами к габбро-амфиболитам. Ими сложены разобщенные глыбы в кварцито-сланцевых толщах восточного обрамления Ильменогорского комплекса. Они содержат более разнообразный набор минералов, нежели в близких к ним по химизму габбро. Появляются высококальциевые гранаты (grossуляр-андрадиты, grossуляр-альмандины с заметной пироповой составляющей), часто встречаются плеонаст, корунд, нередко цоизит и клиноцоизит (рис. 2). В этих породах зафиксированы разновидности с аномально большим количеством РЗЭ (до 170–850 г/т). По данным минеральных геотермобарометров, их формирование происходило в интервале давлений 8–12 кбар и температур 490–890°C [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006], что доказывает глубинное происхождение этих пород.

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы минералов, мас. %

Table 1. Representative electron microprobe analyses of the minerals, wt %

Минералы	Prg				K-Prg		Fe-Prg	Ts		Mhb		
№ пробы	211-6	261-6	338-18	194-9-1	173-5-1	194-16-3	173-16-2	84-1	Kyar	149-6	Сд-13	
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	45.59	43.01	47.07	42.40	39.11	37.91	39.81	42.25	45.59	48.21	46.65	
TiO ₂	0.82	1.01	—	0.01	1.00	1.59	0.98	0.47	—	—	0.22	
Al ₂ O ₃	14.08	16.62	12.14	16.73	16.10	17.60	15.22	18.50	18.57	13.72	12.27	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	0.55	—	
FeO*	3.65	3.64	3.38	8.73	16.00	14.24	17.89	10.13	4.65	4.69	8.55	
MnO	—	0.07	0.11	0.06	0.29	0.08	0.36	0.28	—	—	0.04	
MgO	18.53	17.88	18.63	14.63	9.19	10.44	8.31	12.35	16.69	16.96	16.21	
CaO	12.10	13.01	13.13	12.49	12.37	12.59	12.26	11.73	11.40	13.34	12.17	
Na ₂ O	2.20	2.41	2.45	2.14	1.29	1.44	1.62	1.68	1.02	0.75	1.50	
K ₂ O	0.30	0.57	1.14	0.60	2.25	1.58	1.32	0.36	—	0.21	0.24	
Cl	—	—	—	0.29	—	0.78	—	—	—	—	—	
Сумма	96.97	98.22	98.05	98.08	97.60	98.25	97.82	97.75	97.92	98.43	97.75	
Минералы	Mhb			KMgHst	Act	Cum		Ged	Trm			
№ пробы	194-9	177-2-A	194-22	176-10	147-4-2	105-12	105-39	338	K-418			
№ п.п.	12	13	14	15	16	17	18	19	20			
SiO ₂	46.33	50.50	37.65	55.89	55.11	55.80	45.76	58.15	55.64			
TiO ₂	0.12	0.18	1.29	—	0.09	—	0.17	—	—			
Al ₂ O ₃	11.73	8.30	16.72	3.28	1.40	1.71	17.68	1.20	4.58			
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.08	—	—	—	—	0.06			
FeO*	10.79	10.29	14.40	5.98	21.15	17.59	17.23	0.23	3.44			
MnO	0.24	0.03	0.31	0.14	0.55	0.78	0.29	—	0.01			
MgO	14.93	16.16	10.83	19.63	19.16	21.52	15.64	24.55	21.69			
CaO	11.99	12.51	12.30	12.39	0.86	0.80	0.54	13.16	11.94			
BaO	—	—	0.28	—	—	—	—	—	—			
Na ₂ O	1.28	0.33	1.13	0.42	—	—	1.15	0.34	0.41			
K ₂ O	0.42	0.25	3.01	0.26	0.05	—	0.04	0.25	0.09			
Cl	—	—	0.38	—	—	—	—	—	—			
Сумма	97.83	98.55	98.30	98.07	98.37	98.20	98.50	97.88	97.86			
Минералы	Di						Hdb	En		En		
№ пробы	Сд-15-2	Сд-9-1	337-2	337-5	194-18	54-B**	173-16-3	125-A	194-4-7	Сд-15-2	84-1	84-A
№ п.п.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	54.13	46.55	51.83	53.77	50.14	53.91	49.15	57.42	58.31	36.97	38.38	37.34
TiO ₂	—	0.24	—	—	0.35	0.08	0.09	—	—	0.52	—	0.19
Al ₂ O ₃	1.32	8.91	1.12	1.57	3.88	—	1.87	1.19	0.60	5.89	21.89	20.93
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO*	3.40	5.67	11.33	5.26	10.04	1.78	20.43	6.25	5.05	21.40	22.60	19.55
MnO	0.43	0.06	1.31	0.13	0.47	—	0.37	0.15	0.02	0.88	4.92	9.80
MgO	15.19	12.88	10.62	14.90	11.75	17.98	5.16	34.54	35.35	—	5.97	3.04
CaO	25.20	24.88	23.02	23.43	22.75	24.86	22.56	0.12	0.24	33.63	5.98	8.56
Na ₂ O	—	—	0.37	0.50	0.66	—	0.19	0.06	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—	—
Сумма	99.67	99.19	99.60	99.56	100.04	99.73	99.93	99.73	99.57	99.29	99.74	99.41
Минералы	Grt				Spl				Hgb	Spr		
№ пробы	718-A	118-4-Б	K-289	11-1	211-6	261-6	54-Д	K-418	Сд-3-2	СП-14		
№ п.п.	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42		
SiO ₂	36.92	38.72	37.13	36.40	—	—	—	—	—	12.78		
TiO ₂	0.25	0.44	—	—	—	—	—	—	5.61	—		
Al ₂ O ₃	20.84	21.08	21.08	20.08	68.29	68.77	66.36	69.41	62.59	61.90		
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.06	—	2.78	—	0.12	—		
FeO*	27.35	20.03	33.01	35.25	9.62	9.87	8.76	8.89	14.67	4.88		
MnO	3.17	1.33	2.80	1.76	0.06	0.17	0.07	—	0.43	—		
MgO	2.71	2.70	3.40	1.81	21.27	20.57	21.35	20.74	14.95	19.46		
CaO	7.90	15.63	2.44	4.50	—	—	—	—	—	—		
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
ZnO	—	—	—	—	0.13	0.17	0.24	0.53	0.03	—		
NiO	—	—	—	—	—	0.17	—	0.30	—	—		
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—	—		
Сумма	99.14	99.93	99.86	99.80	99.30	99.38	99.56	99.87	98.40	99.02		

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Минералы	Ol				Ep			Zo	Czo	An		
№ пробы	211-6	T-20-A	T-20-A**	182**	OCM-5	K-2	337-3-2в	84-A	173-5-1	718-A	Сд-13	118-4
№ п.п.	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	40.43	39.33	39.33	41.77	39.73	39.46	38.28	40.52	40.10	42.83	43.26	43.34
TiO ₂	—	0.02	0.02	—	—	0.11	0.02	—	0.10	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0.02	0.02	—	26.34	25.74	23.51	31.96	27.52	37.25	37.25	36.28
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO*	11.56	10.13	10.13	8.78	7.50	8.44	11.66	1.22	5.76	0.02	—	0.14
MnO	0.61	0.13	0.13	0.13	—	—	0.12	0.01	0.15	—	—	—
MgO	47.22	50.00	50.00	49.02	0.38	0.31	0.33	0.26	0.31	—	—	—
CaO	—	0.02	0.02	—	24.39	24.07	24.22	23.95	23.62	19.32	19.27	19.83
Na ₂ O	—	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14
K ₂ O	—	0.01	0.01	—	—	—	0.24	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.47
Сумма	99.82	99.68	99.68	99.80	98.34	98.13	98.38	97.92	97.56	99.42	99.78	100.20
Минералы	Scp						Phl		Bt			
№ пробы	K-199-8	337-3-2в	337-3-2г	338-4	287-7	337-5	338-7	194-5	K-289			
№ п.п.	55	56	57	58	59	60	61	62	63			
SiO ₂	46.60	48.37	47.96	49.82	48.99	40.13	44.36	35.20	34.85			
TiO ₂	—	—	—	—	—	2.29	0.33	4.28	2.44			
Al ₂ O ₃	25.96	26.32	27.20	25.59	25.98	15.75	14.68	15.30	20.16			
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
FeO*	0.59	0.13	—	0.28	0.12	10.20	—	18.23	18.15			
MnO	—	—	—	—	—	0.07	—	0.40	0.15			
MgO	—	—	—	—	—	18.43	28.51	12.05	11.01			
CaO	16.92	16.91	18.49	15.08	15.43	0.09	—	—	—			
BaO	—	—	—	—	—	—	—	1.37	—			
Na ₂ O	3.91	4.25	2.85	4.34	4.46	—	—	—	0.36			
K ₂ O	0.17	0.26	0.40	0.35	0.52	9.48	9.35	9.91	8.91			
SO ₃	2.58	2.20	1.70	0.71	0.62	—	—	—	—			
Cl	0.25	0.44	0.50	0.61	0.85	—	—	—	—			
F	—	—	—	—	—	1.43	1.35	—	—			
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0.11	—			
Сумма	96.98	98.87	99.10	96.78	96.97	97.87	98.58	96.85	96.03			
Минералы	Ccl		Crn		Ap					Dol	Cal	Zrn
№ пробы	211-6	261-10	K-418	718-A	337-5	211-10	718-A	338-13**	МРМ-2**	338	338-16	Сд-3-2**
№ п.п.	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO ₂	29.66	29.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32.46
TiO ₂	—	—	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20.70	21.10	99.87	98.73	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO*	3.33	5.18	0.13	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	33.43	28.58	—	—	—	—	—	—	—	20.77	0.73	—
CaO	—	—	—	—	53.11	54.49	54.93	56.57	54.54	31.79	54.81	—
SrO	—	—	—	—	—	—	0.77	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	41.51	40.04	42.11	40.92	41.67	—	—	—
HfO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.04
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	66.05
F	—	—	—	—	4.57	—	0.83	3.60	4.65	—	—	—
Cl	—	—	—	—	0.20	3.02	1.36	—	—	—	—	—
Сумма	87.12	84.24	100.00	99.17	99.39	97.55	100.00	101.09	100.86	52.56	55.54	99.55

Примечание. 1–75 – анализы отдельных зерен. *Prg* – паргасит, *K-Prg* – калийпаргасит, *Fe-Prg* – ферро-паргасит, *Ts* – чермакит, *Mhb* – магнезиогорнбленд, *KMgHst* – калиймагнезиогастингсит, *Act* – актинолит, *Cum* – куммингтонит, *Ged* – жедрит, *Trm* – тремолит, *Di* – диопсид, *Hed* – геденбергит, *En* – энстатит, *Grt* – гранат, *Spl* – шпинель, *Hgb* – хёгбомит, *Spr* – сапфирин, *Ol* – оливин, *Ep* – эпидот, *Zo* – цоизит, *Czo* – клиноцоизит, *Scp* – скаполит, *An* – анортит, *Phl* – флогопит, *Bt* – биотит, *Ccl* – клинохлор, *Crn* – корунд, *Ap* – апатит, *Dol* – доломит, *Cal* – кальцит, *Zrn* – циркон.

Растровый электронный микроскоп РЭММА-202 М. Аналитик В.А. Котляров (ИМин УрО РАН). *Суммарное содержание Fe; **проба для анализа методом LA-ICP-MS; прочерк – не обнаружено; пустая ячейка – не анализировалось. Здесь и в остальных таблицах: ИГЗ – Ильменский государственный заповедник.

Пробы пород, из которых отобраны минералы для анализов:

1 – 211-6 – шпинель-оливин-клинохлоровый паргаситовый горнблендит с анортитом, апатитом, ильменитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 2 – 261-6 – рутил-шпинелевый паргаситовый горнблендит с апатитом и ортитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 3 – 338-18 – пегматоидный прожилок в карбонате флогопит-тремолит-паргасит-диопсидового состава, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 4 – 194-9-1 – прослой диопсид-амфибол-анортитового габбро в горнблендите, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'33.21" N, 60°15'30.35" E; 5 – 173-5* – безгранатовый клиноцоизитовый анортитовый габбро-амфиболит, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'40.26" N, 60°17'44.16" E; 6 – 194-16-3 – амфиболовое анортитовое габбро, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'25.21" N, 60°15'29.3" E; 7 – 173-16-2 – гранатовый диопсидовый габбро-амфиболит, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°10'18.3" N, 60°15'57.7" E; 8 – 84-1* – мелко- и среднезернистый чермакитовый гранат-цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит с зернами плеонаста, корунда, пластинками хлорита, у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 9 – Куаг – скаполитизированный и хлоритизированный габбро-амфиболит Кемпирсайского массива, р. Куагаш, Актюбинская область, Казахстан; 10 – 149-6 – анортитовый габбро-амфиболит, южное окончание берега оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота, ИГЗ, 55°11'11.76" N, 60°16'33.85" E; 11 – Сд-13 – диопсид-амфиболовое анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок, 55°32'37.9" N, 60°23'02.7" E; 12 – 194-9 – диопсид-анортитовый горнблендит, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'33.21" N, 60°15'30.35" E; 13 – 177-2-А – диопсид-амфибол-анортитовое габбро восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'20.71" N, 60°15'25.27" E; 14 – 194-22 – эпидот-биотит-амфибол-анортитовое габбро, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'25.03" N, 60°15'31.48" E; 15 – 176-10 – горнблендит, западный борт карьера Тайгинского графитового месторождения; 16 – 147-4-2 – куммингтонит-вермикулитовый кварцит кыштымской толщи, межозерье Ынышко–Бол. Таткуль, ИГЗ, 55°11'2.83" N, 60°18'4.10" E; 17 – 105-12 – прослой куммингтонит-чермакитового амфиболита среди кристаллосланцев кыштымской толщи, восточный берег курьи Зыряновка на оз. Бол. Миассово, копь 288, ИГЗ, 55°09'55.94" N, 60°18'6.01" E; 18 – 105-39 – гранат-биотит-жедритовый кристаллосланец кыштымской толщи, восточный берег курьи Зыряновка на оз. Бол. Миассово, копь 288, ИГЗ, 55°09'55.94" N, 60°18'6.01" E; 19 – 338 – кальцит-доломитовый карбонатит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 20 – К-418 – зональная жила тальк-корунд-шпинелевого флогопитового слюдита среди энстатитов, у восточной окраины пос. Биостанция на оз. Бол. Миассово, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 21 – Сд-15-2 – диопсид-гранат-кварц-анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок, 55°32'36.9" N, 60°22'58.4" E; 22 – Сд-9-1 – эпидот-гранатовый клинопироксенит, западное побережье оз. Садок, 55°32'44.6" N, 60°23'01.7" E; 23 – 337-2 – диопсид-скаполитовое габбро, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 24 – 337-5 – диопсид-apatит-скаполит-флогопитовый слюдит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 25 – 194-18 – порфировидное эпидот-кварц-диопсид-анортитовое габбро, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'24.89" N, 60°15'24.84" E; 26 – 54-В – флогопит-графит-паргасит-шпинель-оливин-диопсидовый кальцитовый карбонатит, западный берег оз. Бол. Ишкуль, ИГЗ, 55°16'31.91" N, 60°14'45.64" E; 27 – 173-16-3 – геденбергит-анортитовое габбро, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'41.5" N, 60°17'42.2" E; 28 – 125-А – оливиновый ортопироксенит, южный берег оз. Бол. Таткуль, ИГЗ, 55°11'19.33" N, 60°17'8.81" E; 29 – 194-4-7 – энстатитовый горнблендит, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'28.9" N, 60°15'28.6" E; 30 – Сд-15-2 – диопсид-гранат-кварц-анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок, 55°32'36.9" N, 60°22'58.4" E; 31, 32 – 84-1, 84-А – чермакитовый корунд-шпинель-гранат-цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 33 – 718-А – крупнозернистый ильменит-гранатовый цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит с корундом, хлоритом, кальцитом и шпинелью у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 34 – 118-4-Б – диопсид-гранат-анортитовый габбро-амфиболит, южное окончание берега оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота, ИГЗ, 55°11'3.84" N, 60°16'26.83" E; 35 – К-289 – гранат-биотит-силлиманит-кианитовый кристаллосланец кыштымской толщи, межозерье Ынышко–Бол. Миассово, копь 289, ИГЗ, 55°10'58.08" N, 60°18'22.11" E; 36 – 11-1 – гранат-биотит-ставролитовый кристаллосланец кундравинской толщи, северное побережье оз. Кундровы; 37 – 211-6 – шпинель-оливин-клинохлоровый паргаситовый горнблендит с анортитом, апатитом, ильменитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 38 – 261-6 – рутил-шпинелевый паргаситовый горнблендит с апатитом и ортитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 39 – 54-Д – флогопит-графит-паргасит-шпинель-оливин-диопсидовый кальцитовый карбонатит, западный берег оз. Бол. Ишкуль, ИГЗ, 55°16'31.91" N, 60°14'45.64" E; 40 – К-418 – зональная жила тальк-корунд-шпинелевого флогопитового слюдита среди энстатитов, у восточной окраины пос. Биостанция на оз. Бол. Миассово, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 41 – Сд-3-2 – шпинель-хёгбомит-титаномagnetитовый клинопироксенит, западное побережье оз. Садок, 55°32'47.3" N, 60°23'04.6" E; 42 – Сп-14 – корунд-шпинель-сапфириновый горнблендит, в 3 км к юго-западу от пос. Тайгинка, 55°36'21.6" N, 60°27'43.3" E; 43 – 211-6 – шпинель-оливин-клинохлоровый паргаситовый горнблендит с анортитом, ильменитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 44 – Т-20-А – дунит из берегового обнажения на юге оз. Бол. Таткуль, ИГЗ, 55°11'23.1" N, 60°16'31.19" E; 45 – Т-20-А – дунит из берегового обнажения на юге оз. Бол. Таткуль, ИГЗ, 55°11'23.1" N, 60°16'31.19" E; 46 – 182 – дунит, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'44.14" N, 60°17'43.01" E; 47 – ОСМ-5 – эпидот-шпинелевый клинопироксенит, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'20.78" N, 60°15'26.42" E; 48 – К-2 – эпидот-диопсид-скаполитовое габбро, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 49 – 337-3-2в – грубозернистый амфибол-диопсид-скаполитовый пегматит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 50 – 84-А – чермакитовый корунд-шпинель-гранат-цоизит-анортитовый габбро-амфиболит у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 51 – 173-5-1 – безгранатовый клиноцоизитовый анортитовый габбро-амфиболит, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'40.26" N, 60°17'44.16" E; 52 – 718-А – крупнозернистый ильменит-гранатовый цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит с корундом, хлоритом, кальцитом и шпинелью у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 53 – Сд-13 – диопсид-амфибол-анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок, 55°32'37.9" N, 60°23'02.7" E; 54 – 118-4 – диопсид-гранат-анортитовый габбро-амфиболит, южное окончание берега оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота, ИГЗ, 55°11'3.84" N, 60°16'26.83" E; 55 – К-199-8 – диопсид-кварц-скаполитовый пегматит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово, копь 199, ИГЗ, 55°10'34.9" N, 60°15'12.1" E; 56 – 337-3-2в – грубозернистый амфибол-диопсид-скаполитовый пегматит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 57 – 337-3-2г – диопсид-

скаполитовое габбро, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 58 – 338-4 – диопсид-скаполит-кварцевый гранит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 59 – 287-7 – диопсид-скаполитовое габбро, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17.9" N, 60°15'57" E; 60 – 337-5 – диопсид-апатит-скаполит-флогопитовый слюдит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 61 – 338-7 – флогопит-кальцит-доломитовый карбонатит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 62 – 194-5 – эпидот-биотит-амфибол-анортитовое габбро, восточное побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, ИГЗ, 55°16'27.92" N, 60°15'29.73" E; 63 – К-289 – гранат-биотит-силлиманит-кианитовый кристаллосланец кыштымской толщи, меж-озерье Ынышко–Бол. Миассово, копь 289, ИГЗ, 55°10'58.08" N, 60°18'22.11" E; 64 – 211-6 – шпинель-оливин-клинохлоровый паргаситовый горнблендит с анортитом, апатитом, ильменитом, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 65 – 261-10 – клинохлор-вермикулитовая порода, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 66 – К-418 – зональная жила тальк-корунд-шпинелевого флогопитового слюдита среди энстатитов, у восточной окраины пос. Биостанция на оз. Бол. Миассово, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 67 – 718-A – крупнозернистый ильменит-гранатовый цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит с корундом, хлоритом, кальцитом и шпинелью у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 68 – 337-5 – диопсид-апатит-скаполитфлогопитовый слюдит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 69 – 211-10 – гранат-апатит-шпинелевый горнблендит, северное подножье горы Савелькуль, ИГЗ, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 70 – 718-A – крупнозернистый ильменит-гранатовый цоизитовый анортитовый габбро-амфиболит с корундом, хлоритом, кальцитом и шпинелью у западной околицы д. Уразбаево, ИГЗ, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 71 – 338-13 – кальцитовый карбонатит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 72 – МРМ-2 – кальцитовый карбонатит, южное побережье оз. Бол. Миассово, Мраморный мыс курьи Узенькой, ИГЗ, 55°08'02.4" N, 60°16'31.54" E; 73 – 338 – кальцит-доломитовый карбонатит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 74 – 338-16 – кальцитовый карбонатит, северо-западное побережье оз. Бол. Миассово у залива Зимник, копь 287, ИГЗ, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 75 – Сд-3-2 – шпинель-хёббомит-титаномagnetитовый клинопироксенит, западное побережье оз. Садок, 55°32'47.3" N, 60°23'04.6" E.

Note. 1–75 – analyses of separate grains. Abbreviations of minerals: *Prg* – pargasite, *K-Prg* – potassic-pargasite, *Fe-Prg* – ferro-pargasite, *Ts* – tschermakite, *Mhb* – magnesiohornblende, *KMgHst* – potassium-magnesiohastingsite, *Act* – actinolite, *Cum* – cummingtonite, *Ged* – gedrite, *Trm* – tremolite, *Di* – diopside, *Hdb* – hedenbergite, *En* – enstatite, *Grt* – garnet, *Spl* – spinel, *Hgb* – högbomite, *Spr* – sapphirine, *Ol* – olivine, *Ep* – epidote, *Zo* – zoisite, *Czo* – clinozoisite, *Scp* – scapolite, *An* – anorthite, *Phl* – phlogopite, *Bt* – biotite, *Ccl* – clinocllore, *Crn* – corundum, *Ap* – apatite, *Dol* – dolomite, *Cal* – calcite, *Zrn* – zircon.

Scanning electron microscope REMMA-202 M. Analyst V. A. Kotlyarov (Institute of Mineralogy UB RAS). *Total content of Fe; **probe for LA-ICP-MS analyses; dash – not detected; an empty cell – not analyzed.

Here and in other tables: ISR – Ilmenian State Reserve.

Samples of rocks from which the minerals selected for analysis:

1 – 211-6 – spinel-olivine-clinocllore-pargasite hornblendite with anorthite, apatite, ilmenite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, ISR, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 2 – 261-6 – rutile-spinel pargasite hornblendite with apatite, and allanite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, ISR, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 3 – 338-18 – pegmatoid vein in carbonatite phlogopite-tremolite-pargasite-diopside composition, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, ISR, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 4 – 194-9-1 – interbed of diopside-amphibole-anorthite gabbro in hornblendite, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'33.21" N, 60°15'30.35" E; 5 – 173-5* – withoutgarnet-clinozoisite-anorthite gabbro-amphibolite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, ISR, 55°07'40.26" N, 60°17'44.16" E; 6 – 194-16-3 – amphibole anorthite gabbro, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'25.21" N, 60°15'29.3" E; 7 – 173-16-2 – garnet-diopside gabbro-amphibolite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, ISR, 55°10'18.3" N, 60°15'57.7" E; 8 – 84-1 – tschermakite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with grains of pleonaste, corundum, plates of chlorite, on the Western outskirts of the village Urazbaevo, ISR, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 9 – Kuag – gabbro-amphibolite of the Kempirsai massif, Kuagash river, Aktyubinskaya oblast, Kazakhstan; 10 – 149-6 – anorthite gabbro-amphibolite, the South end of coast of Bol. Tatkul lake near the Cranberry bog, ISR, 55°11'11.76" N, 60°16'33.85" E; 11 – Sd-13 – diopside-amphibole anorthite gabbro, the West coast of the Sadok lake, 55°32'37.9" N, 60°23'02.7" E; 12 – 194-9 – diopside-anorthite hornblendite, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'33.21" N, 60°15'30.35" E; 13 – 177-2-A – diopside-amphibole-anorthite gabbro, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'20.71" N, 60°15'25.27" E; 14 – 194-22 – epidote-biotite-amphibole-anorthite gabbro, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'25.03" N, 60°15'31.48" E; 15 – 176-10 – hornblendite, the Western Board of borrow pit of the Taiginskiy graphite deposit; 16 – 147-4-2 – cummingtonite-vermiculite quartzite of the Kyshtym strata, between the lakes Inyshko–Bol. Tatkul, ISR, 55°11'2.83" N, 60°18'4.10" E; 17 – 105-12 – interbed of cummingtonite-tschermakite gabbro-amphibolite among schists of the Kyshtym strata, the Eastern shore of the Zyryanovka bay on the Bol. Miassovo lake, pit 288, ISR, 55°09'55.94" N, 60°18'6.01" E; 18 – 105-39 – garnet-biotite-gedrite schist of the Kyshtym strata, the Eastern shore of the Zyryanovka bay on the Bol. Miassovo lake, pit 288, ISR, 55°09'55.94" N, 60°18'6.01" E; 19 – 338 – calcite-dolomite carbonatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, ISR, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 20 – K-418 – zonal talc-corundum-spinel-phlogopite vein among the enstatites, near the Eastern edge of the village Biostantsiya on the Bol. Miassovo lake, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 21 – SD-15-2 – diopside-garnet-quartz-anorthite gabbro, the West coast of the Sadok lake, 55°32'36.9" N, 60°22'58.4" E; 22 – SD-9-1 – epidote-garnet clinopyroxenite, the West coast of the Sadok lake, 55°32'44.6" N, 60°23'01.7" E; 23 – 337-2 – diopside-scapolite gabbro, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, ISR, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 24 – 337-5 – diopside-apatite-scapolite-phlogopite glimmerite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, ISR, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 25 – 194-18 – porphyritic epidote-quartz-diopside-anorthite gabbro, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16' 24.89" N, 60°15'24.84" E; 26 – 54-B – phlogopite-graphite-pargasite-spinel-olivine-diopside-calcite carbonatite, the Western shore of the Bol. Ishkul lake, IRS, 55°16'31.91" N, 60°14'45.64" E; 27 – 173-16-3 – hedenbergite-anorthite gabbro, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, ISR, 55°07'41.5" N, 60°17'42.2" E; 28 – 125-A – olivine orthopyroxenite, the South end of coast of the Bol. Tatkul lake near the Zmeinaya hill, ISR, 55°11'19.33" N, 60°17'8.81" E; 29 – 194-4-7 – enstatite hornblendite, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, ISR, 55°16'28.9" N, 60°15'28.6" E; 30 – Sd-15-2 – diopside-garnet-quartz-anorthite gabbro, the West coast of the Sadok lake, 55°32'36.9" N, 60°22'58.4" E; 31, 32 – 84-1, 84-A – tschermakite-corundum-spinel-garnet-zoisite anorthite gabbro-amphibolite, near the Western outskirts of the village Urazbaevo, ISR, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 33 – 718-A – coarse-grained ilmenite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with corundum, chlorite, calcite, and spinel, near the Western outskirts of the village Urazbaevo, ISR, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 34 – 118-4-B – diopside-garnet-anorthite gabbro-amphibolite, the

South end of coast of the Bol. Tatkul lake near the Cranberry bog, IRS, 55°11'3.84" N, 60°16'26.83" E; 35 – K-289 – garnet-biotite-sillimanite-kyanite schist of the Kyshtym strata, between the lakes Inyshko–Bol. Tatkul, pit 289, IRS, 55°10'58.08" N, 60°18'22.11" E; 36 – 11-1 – garnet-biotite-staurolite schist of the Kundravy strata, the North coast of the Kundravy lake; 37 – 211-6 – spinel-olivine-clinocllore-pargasite hornblendite with anorthite, apatite, ilmenite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 38 – 261-6 – rutile-spinel-pargasite hornblendite with apatite, and allanite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 39 – 54-D – phlogopite-graphite-pargasite-spinel-olivine-diopside-calcite carbonatite, the Western shore of the Bol. Ishkul lake, IRS, 55°16'31.91" N, 60°14'45.64" E; 40 – K-418 – zonal talc-corundum-spinel-phlogopite vein among enstatites, near the Eastern edge of the village Biostantsiya on the Bol. Miassovo lake, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 41 – SD-3-2 – spinel-högbomite-titanomagnetite clinopyroxenite, the West coast of the Sadok lake, 55°32'47.3" N, 60°23'04.6" E; 42 – SP-14 – corundum-spinel-sapphirine hornblendite, 3 km South-West of the village Taiginka, 55°36'21.6" N, 60°27'43.3" E; 43 – 211-6 – spinel-olivine-clinocllore-pargasite hornblendite with anorthite, apatite, ilmenite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 44 – T-20-A – dunite from the South coastal outcrop of the Bol. Tatkul lake, IRS, 55°11'23.1" N, 60°16'31.19" E; 45 – 54-B – phlogopite-graphite-pargasite-spinel-olivine-diopside-calcite carbonatite, the Western shore of the Bol. Ishkul lake, IRS, 55°16'31.91" N, 60°14'45.64" E; 46 – 182 – dunite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'44.14" N, 60°17'43.01" E; 47 – OSM-5 – epidote-spinel clinopyroxenite, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, IRS, 55°16'20.78" N, 60°15'26.42" E; 48 – K-2 – epidote-diopside-scapolite gabbro, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake, near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 49 – 337-3-2v – coarse-grained amphibole-diopside-scapolite pegmatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 50 – 84-A – tschermakite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with grains of pleonaste, corundum, plates of chlorite, on the Western outskirts of the village Urazbaevo, IRS, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 51 – 173-5-1 – withoutgarnet-clinozoisite-anorthite gabbro-amphibolite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'40.26" N, 60°17'44.16" E; 52 – 718-A – coarse-grained ilmenite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with corundum, chlorite, calcite, and spinel, near the Western outskirts of the village Urazbaevo, IRS, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 53 – SD-13 – diopside-amphibole-anorthite gabbro, the West coast of the Sadok lake, 55°32'37.9" N, 60°23'02.7" E; 54 – 118-4 – diopside-garnet-anorthite gabbro-amphibolite, the South end of coast of the Bol. Tatkul lake near the Cranberry bog, IRS, 55°11'3.84" N, 60°16'26.83" E; 55 – K-199-8 – diopside-quartz-scapolite pegmatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake, pit 199, IRS, 55°10'34.9" N, 60°15'12.1" E; 56 – 337-3-2v – coarse-grained amphibole-diopside-scapolite pegmatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 57 – 337-3-2g – diopside-scapolite gabbro, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 58 – 338-4 – diopside-quartz-scapolite granite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 59 – 287-7 – diopside-scapolite gabbro, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17.9" N, 60°15'57" E; 60 – 337-5 – diopside-apatite-scapolite-phlogopite glimmerite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 61 – 338-7 – phlogopite-calcite-dolomite carbonatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 62 – 194-5 – epidote-biotite-amphibole-anorthite gabbro, the East coast of the Bol. Ishkul lake near the Aspen Cape, IRS, 55°16'27.92" N, 60°15'29.73" E; 63 – K-289 – garnet-biotite-sillimanite-kyanite schist of the Kyshtym strata, the South end of coast of the Bol. Tatkul lake near the Cranberry bog, IRS, 55°10'58.08" N, 60°18'22.11" E; 64 – 211-6 – spinel-olivine-clinocllore-pargasite hornblendite with anorthite, apatite, ilmenite, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 65 – 261-10 – clinocllore-vermiculite rock, the Northern bottom of the Mountain Savelkul, IRS, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 66 – K-418 – zonal talc-corundum-spinel-phlogopite vein among enstatites, near the Eastern edge of the village Biostantsiya on the Bol. Miassovo lake, 55°10'42.4" N, 60°17'33.2" E; 67 – 718-A – coarse-grained ilmenite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with corundum, chlorite, calcite, and spinel, near the Western outskirts of the village Urazbaevo, IRS, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 68 – 337-5 – diopside-apatite-scapolite-phlogopite glimmerite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'17" N, 60°15'57" E; 69 – 211-10 – garnet-apatite-spinel hornblendite, the Northern foot of the Mountain Savelkul, 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E; 70 – 718-A – coarse-grained ilmenite-garnet-zoisite-anorthite gabbro-amphibolite with corundum, chlorite, calcite, and spinel, near the Western outskirts of the village Urazbaevo, IRS, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 71 – 338-13 – calcite carbonatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 72 – MPM-2 – calcite carbonatite, the South coast of the Bol. Miassovo lake, Mramornii cape of Uzen'kaya bay, IRS, 55°08'02.4" N, 60°16'31.54" E; 73 – 338 – calcite-dolomite carbonatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 74 – 338-16 – calcite carbonatite, the North-West coast of the Bol. Miassovo lake near the Zimnik bay, pit 287, IRS, 55°10'18" N, 60°15'57.9" E; 75 – SD-3-2 – spinel-högbomite-titanomagnetite clinopyroxenite, the West coast of the Sadok lake, 55°32'47.3" N, 60°23'04.6" E.

Впервые охарактеризован минеральный состав необычных для Урала магматических скаполитсодержащих пород, рассекающих в виде даек кальцит-доломитовые карбонатиты [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2015]. Это диопсид-скаполитовое габбро, переходящее в скаполитовый клинопироксенит, гранитоподобные кварц-скаполитовые породы, кварц-скаполитовый пегматит, апатит-диопсид-скаполит-флогопитовые слюдиты (рис. 3). Во всех этих разновидностях пород скаполит является первичным породообразующим минералом. Его кристаллы имеют поверхности одновременного роста с зернами диопсида, кварца, циркона, амфиболов и анортита. Следует особо подчеркнуть, что скаполит не развивался по

анортиту, а кристаллизовался с ним одновременно. Породы имеют резкие секущие контакты с вмещающими их карбонатитами и не вызывают в последних образования скарновых ассоциаций минералов. Описанные скаполитовые породы не являются продуктом метасоматических процессов и по геологическим признакам считаются магматическими.

Достаточно большое число минералов исследовано из горнблендитов. Они, как и упомянутые выше габбро и габбро-амфиболиты, слагают глыбы в серпентинитовом меланже и отдельные олистолиты среди кварцито-сланцевых толщ в Ильменогорском комплексе. Основной их объем сложен амфиболами (паргаситом, горнблендом, редко – ак-

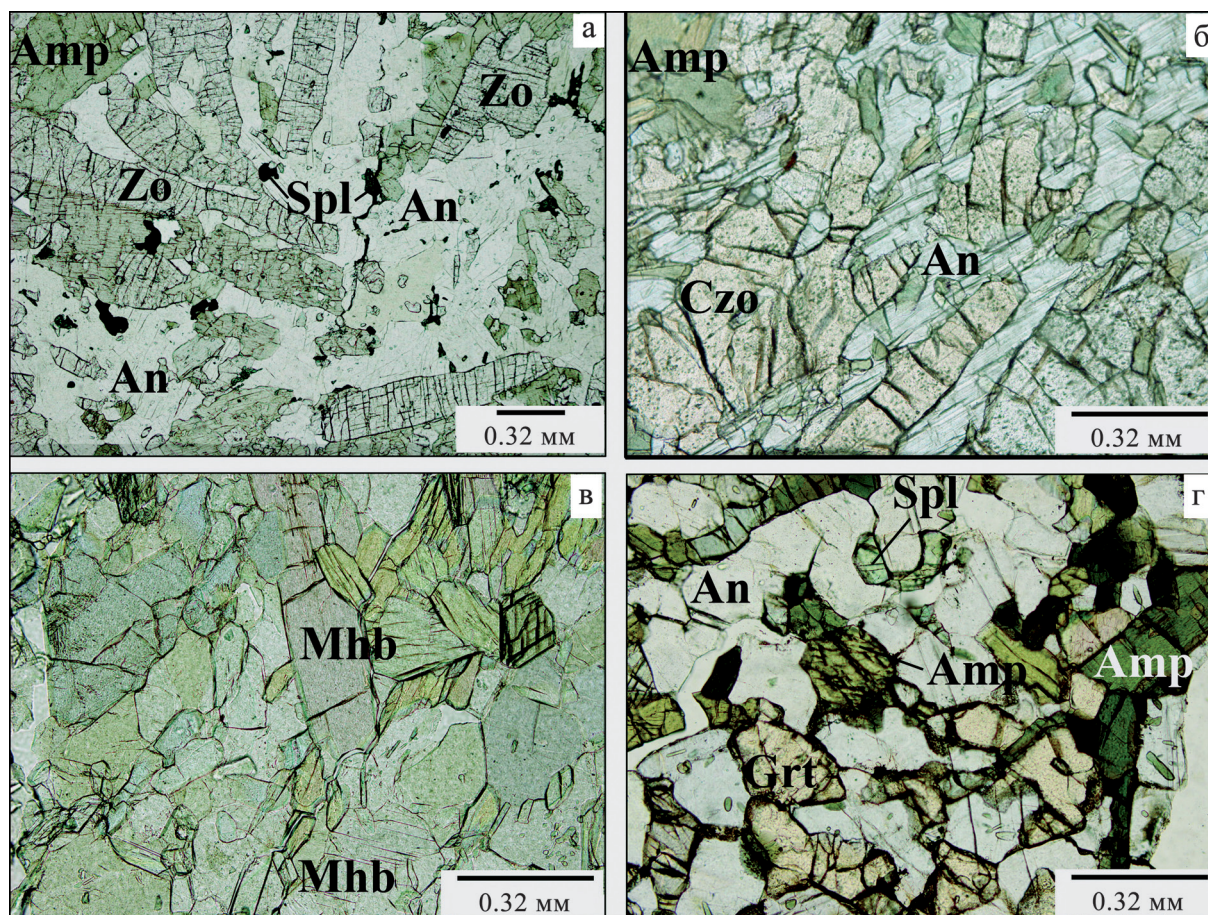


Рис. 2. Габбро-амфиболиты. Разновидности анортитовых габбро-амфиболитов. Фото шлифов, николи параллельны.

а – шпинель-цоизитовый (проба 84-А), б – клиноцоизитовый (проба 305-3), в – магнезиогорнблендовый (проба 149-6), г – шпинель-гранатовый (проба 118-1). *An* – анортит, *Amp* – амфибол, *Czo* – клиноцоизит, *Grt* – гранат, *Mhb* – магнезиогорнбленд, *Spl* – шпинель, *Zo* – цоизит.

Fig. 2. The varieties of anorthite gabbro-amphibolites. Photos of thin sections, nichols II.

а – spinel-zoisite (probe 84-A), б – clinozoisite (probe 305-3), в – magnesianhornblende (probe 149-6); г – spinel-garnet (probe 118-1). *An* – anorthite, *Amp* – amphibole, *Czo* – clinozoisite, *Grt* – garnet, *Mhb* – magnesianhornblende, *Spl* – spinel, *Zo* – zoisite.

тинолитом). По присутствию второстепенных минералов среди горнблендитов выделены разновидности: оливин-шпинелевые, рутил-шпинелевые, диопсид-анортитовые, энстатитовые, корунд-шпинель-сапфириновые, гранат-апатит-шпинель-анортитовые (рис. 4). Многие из них также обогащены РЗЭ. Отмечены случаи чередования в одной глыбе “слоев” горнблендита, габбро и клинопироксенита (Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль [В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006]). По присутствию индукционных поверхностей на гранях индивидов у всех минералов устанавливается одновременная их кристаллизация без проявления процессов метасоматоза.

Из трех разновидностей клинопироксенитов из глыб в серпентинитовом меланже для исследо-

ваний выделены высокоглиноземистый диопсид, хёгбомит и эпидот (рис. 5). Оливины отобраны из специфического по составу анортит-паргасит-клинохлор-оливин-шпинелевого горнблендита (см. табл. 1, ан. 43) и из энстатитсодержащего дунита (см. табл. 1, ан. 44–46).

Нетрадиционные для Урала “безрудные” кальцит-доломитовые карбонатиты Ильменских гор дали материал для исследования состава кальцита, доломита, флогопита, тремолита и шпинели (рис. 6). В прослоях кристаллосланцев и амфиболитов с редко встречающейся 4-амфиболовой ассоциацией среди кварцитов кыштымской толщи Ильменского комплекса (рис. 7) исследовано распределение рассеянных элементов в куммингтоните, антофиллите и жедрите.

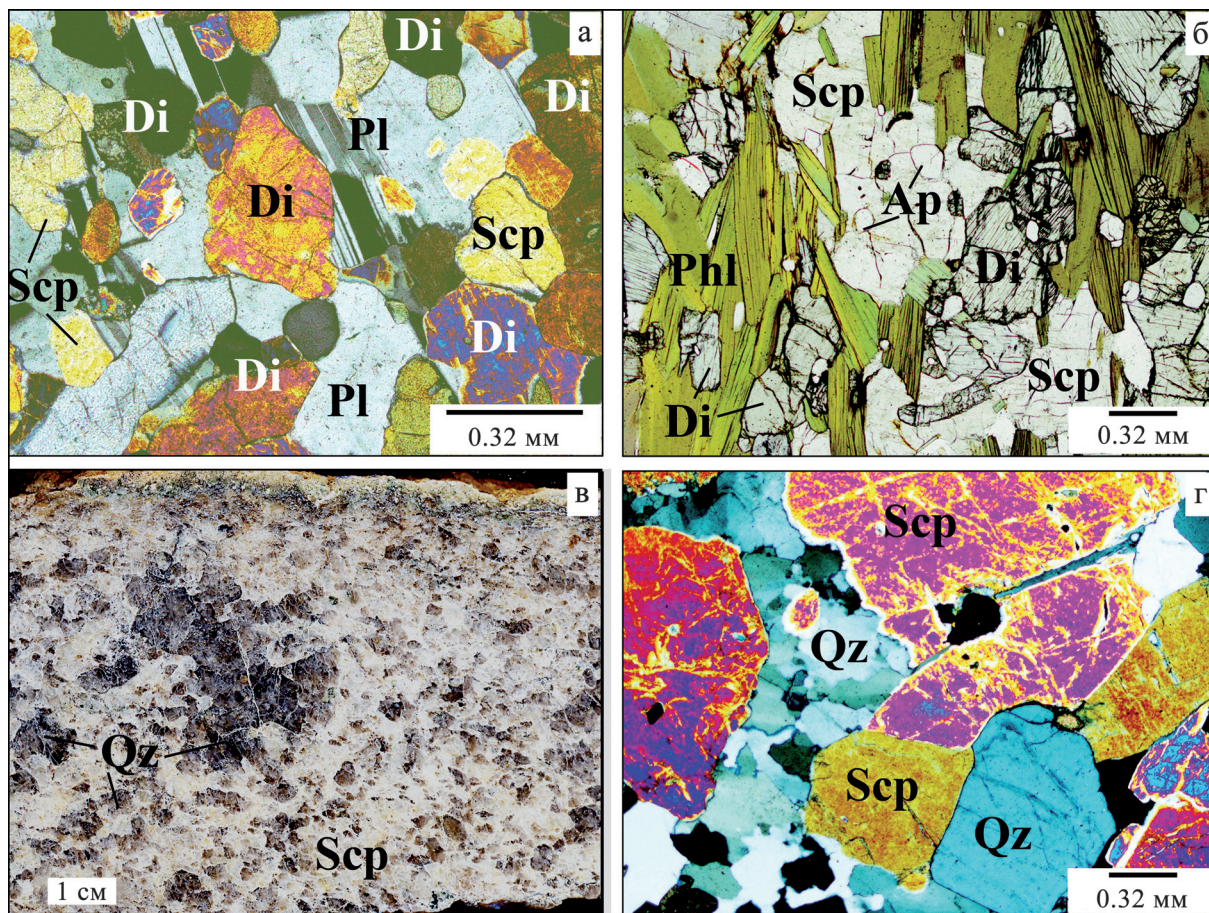


Рис. 3. Разновидности скаполитовых магматических пород. Фото шлифов, николи скрещены.

а – диопсидовое с эпидотом габбро (проба 337-3-2в); б – апатит-диопсид-флогопитовый слюдит (проба 337-5); в – кварц-скаполитовый гранит с диопсидом и амфиболом (проба 338-4), фото образца; г – кварц-скаполитовый пегматит с амфиболом и гранатом (проба 199-8). *Ap* – апатит, *Di* – диопсид, *Pl* – плагиоклаз, *Scp* – скаполит, *Qz* – кварц.

Fig. 3. The varieties of scapolite igneous rocks. Photos of thin sections, crossed-nichols.

а – diopside with epidote gabbro (probe 337-3-2в); б – apatite-diopside-phlogopite glimmerite (probe 337-5); в – quartz-scapolite granite with diopside (probe 338-4), photo of sample; г – quartz-scapolite pegmatite with amphibole and garnet (probe 199-8). *Ap* – apatite, *Di* – diopside, *Scp* – scapolite, *Qz* – quartz.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МИНЕРАЛАХ

Самый большой массив данных по элементам-примесям получен для амфиболов. Судя по химическому составу (см. табл. 1), среди них установлены 11 минеральных видов: паргасит, калиевый паргасит, ферро-паргасит, чермакит, магнезиогорнбленд, калиймагнезиогастингсит, актинолит, кумингтонит, антофиллит, жедрит и тремолит. Данные по распределению в них элементов-примесей в большинстве случаев приведены впервые (табл. 2). Не выявлено прямой зависимости содержания рассеянных элементов от минерального вида амфиболов. При этом для каждой разновидности амфиболов отмечаются резкие колебания количества од-

них и тех же элементов, которые не зависят ни от щелочности породы, ни от ее геологической природы (магматической или метаморфической). Содержания сидерофильных элементов (V, Cr, Ni, Co) в амфиболах являются максимальными в анортитовых габброидах, габбро-амфиболитах, горнблендитах. В этих же породах в амфиболах иногда фиксируются очень большие содержания Zn, Sr, Ba. Это явление наблюдается и в других минералах из указанных пород – диопсиде, энстатите, эпидоте, цоизите. Подтверждено мнение Ф.П. Леснова [2007] об амфиболах как более эффективных концентраторах РЗЭ, нежели другие минералы, такие как клинопироксены, ортопироксены и оливин. Основной вклад в количество РЗЭ в амфиболитах вносят цоизит, апатит и амфибол, которые обеспечивают заметное преобладание LREE над HREE. Относитель-

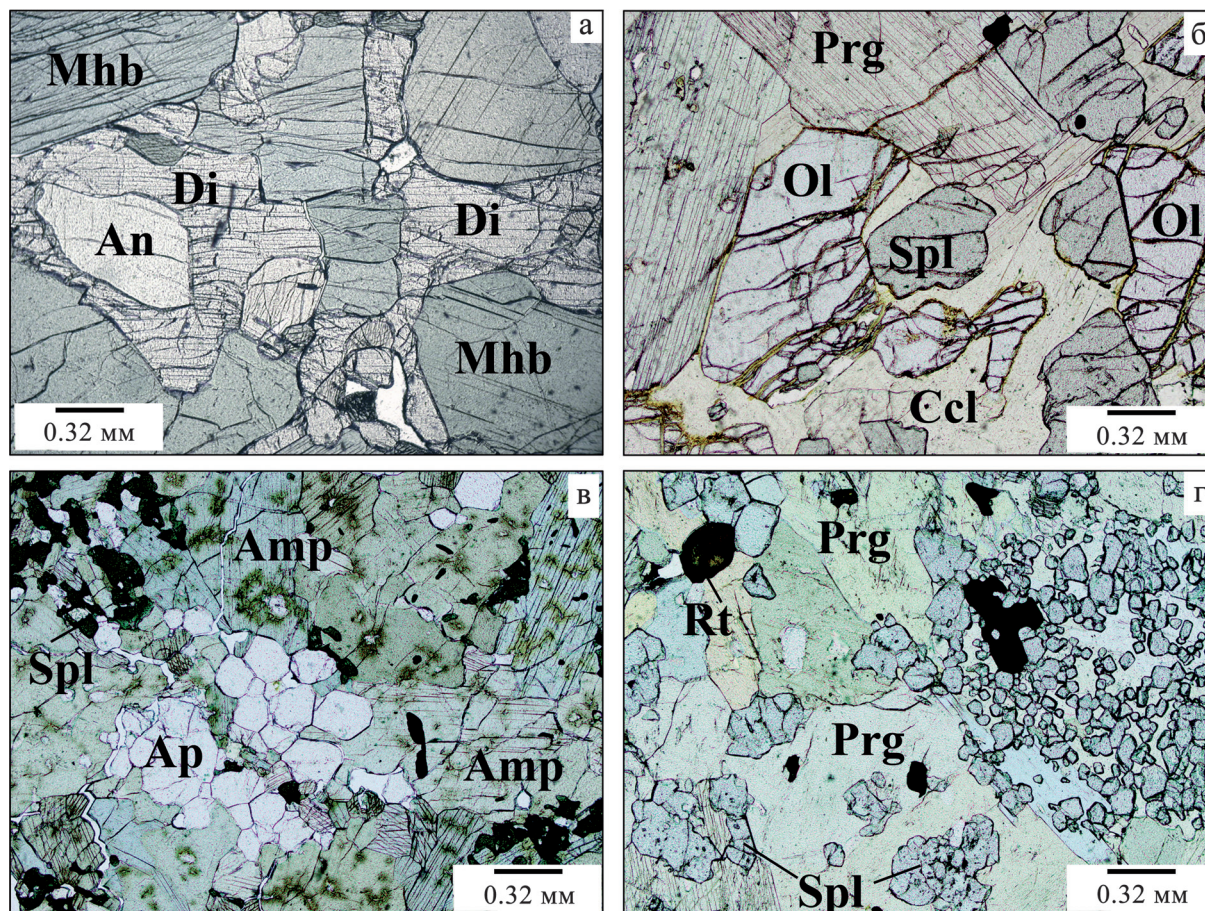


Рис. 4. Разновидности горнблендитов. Фото шлифов, николи параллельны.

а – анортит-диопсидовый (проба 194-9), б – анортит-оливин-шпинелевый (проба 211-6), в – шпинель-апатитовый (проба 211-10), г – рутил-шпинелевый (проба 261-6). *Amp* – амфибол, *An* – анортит, *Ap* – апатит, *Ccl* – клинохлор, *Di* – диопсид, *Mhb* – магнезиогорнбленд, *Ol* – оливин, *Prg* – паргасит, *Rt* – рутил, *Spl* – шпинель.

Fig. 4. The varieties of hornblendites. Photos of thin sections, nichols II.

а – anorthite-diopside (probe 194-9), б – anorthite-olivine-spinel (probe 211-6), в – spinel-apatite (probe 211-10), г – rutile-spinel (probe 261-6). *Amp* – amphibole, *An* – anorthite, *Ap* – apatite, *Ccl* – clinocllore, *Di* – diopside, *Mhb* – magnesiohornblende, *Ol* – olivine, *Prg* – pargasite, *Rt* – rutile, *Spl* – spinel.

но высокие содержания Се и Nd в мафитах и ультрамафитах Ильменогорского комплекса являются отражением главенствующей роли в их составе амфиболов, в которых концентрируются эти элементы [Леснов, 2007]. В амфиболах из амфиболитов и горнблендитов также отмечены очень высокие содержания РЗЭ (до 300–560 г/т) по сравнению с величинами, приводимыми в литературе [Frei et al., 2004; Скублов, 2005; Леснов, 2007]. По количеству La, Се, Nd амфиболы уступают лишь цоизиту, а по Dy – цоизиту и гранату. Содержания Sc в амфиболах близки к их содержаниям в цоизите. Уровень содержания Eu в амфиболах редкоземельных разновидностей как в амфиболитах, так и в горнблендитах всегда в 2–5 раз выше, чем в анортите. В этом же соотношении амфибол из этих пород обогащен Sr по сравнению с амфиболом из близких по составу

диопсид-анортитовых габбро из глыб в меланже, содержащих “обычные” (низкие) количества РЗЭ. Амфиболы и гранаты отличаются необычно высокими концентрациями РЗЭ (соответственно до 561 и 408 г/т). Резким преобладанием тяжелых элементов и отрицательной Eu-аномалией характеризуется гранат, в котором концентрируется основное количество Y (до 528 г/т) и Yb (до 69 г/т), а содержание Ba в нем лишь немного меньше, чем в анортите. Привлекают внимание интенсивные положительные аномалии Eu (в апатите), Er (в цоизите) и отрицательная аномалия Sm (в амфиболе), которые обычно не наблюдаются в этих минералах из офиолитовых ассоциаций [Леснов, 2007] и метаморфизованных мафитов [Скублов, 2005].

Наши данные впервые для Урала показывают ведущую роль в концентрации РЗЭ цоизита, пре-

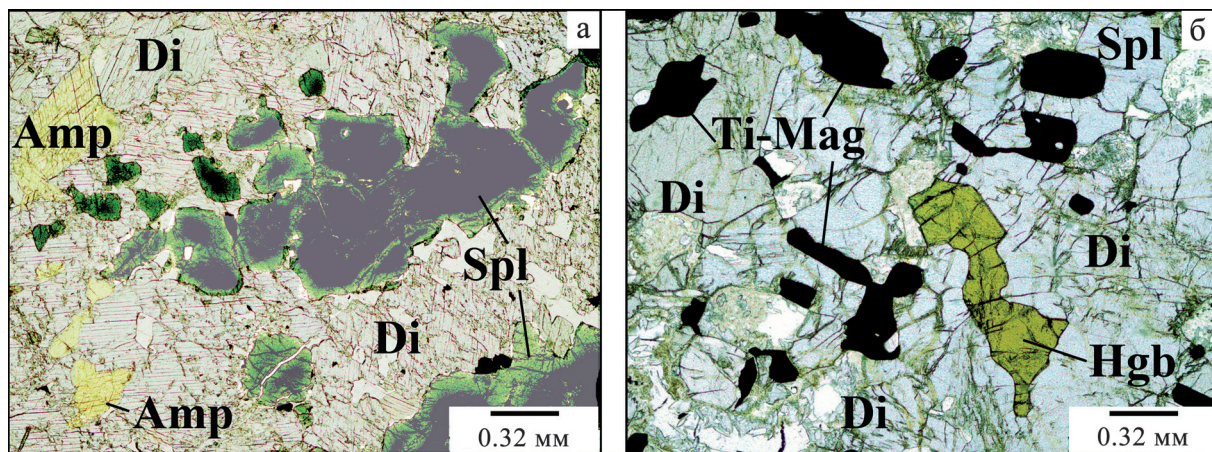


Рис. 5. Разновидности пироксенитов. Фото шлифов, николи параллельны.

а – шпинелевый с амфиболом (проба 177-1), б – хёгбомит-титаномagnetитовый (проба Сд-3-2). *Amp* – амфибол, *Di* – диопсид, *Hgb* – хёгбомит, *Spl* – шпинель, *Ti-Mag* – титаномagnetит.

Fig. 5. The varieties of clinopyroxenites. Photos of thin sections, nichols II.

а – spinel with amphibole (probe 177-1), б – högbomite-titanomagnetite (probe Сд-3-2). *Amp* – amphibole, *Di* – diopside, *Hgb* – högbomite, *Spl* – spinel, *Ti-Mag* – titanomagnetite.

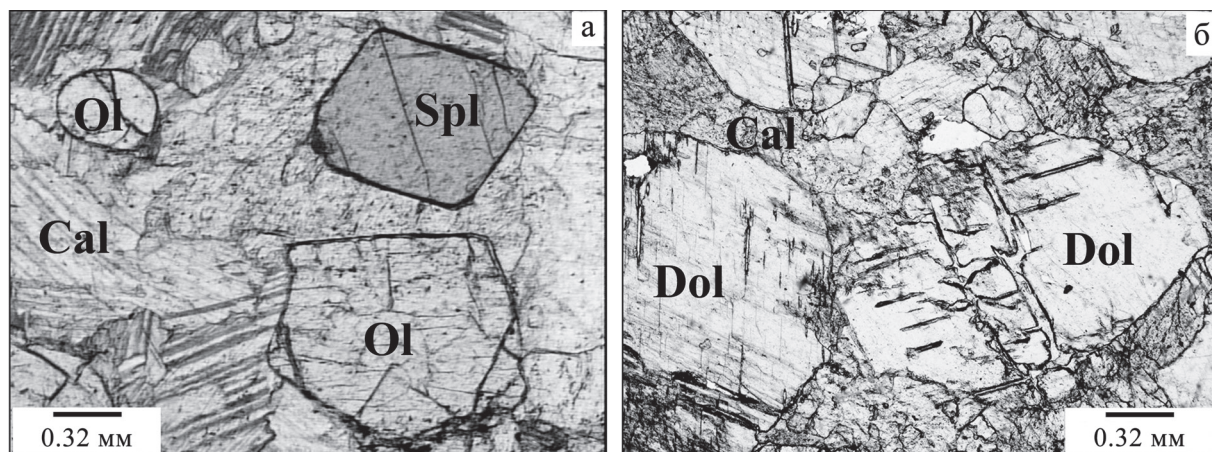


Рис. 6. Разновидности карбонатитов. Фото шлифов, николи параллельны.

а – оливин-шпинель-кальцитовый (проба 54-Д), б – кальцит-доломитовый (проба 338). *Cal* – кальцит, *Dol* – доломит *Ol* – оливин, *Spl* – шпинель.

Fig. 6. The varieties of carbonatites. Photos of thin sections, nichols II.

а – olivine-spinel-calcite (probe 54-Д), б – calcite-dolomite (probe 338). *Cal* – calcite, *Dol* – dolomite, *Ol* – olivine, *Spl* – spinel.

вышающую в этом отношении амфиболы, гранаты и апатиты. При этом следует отметить, что в описываемых породах цоизит и апатит содержат необычайно много Eu, даже больше чем в плагиоклазе. Цоизит (клиноцоизит) является самым большим концентратором всех легких РЗЭ, а также Dy, Er, Nb, Th в описываемых породах. По содержаниям Sr он уступает лишь анортиту и апатиту, а по содержаниям Y – лишь гранату. Наблюдается прямая корреляция содержаний Y в породах с суммарным

количеством РЗЭ в них. Приведенные в табл. 2 данные показывают, что повышенные содержания РЗЭ и малых элементов заметно превосходят их количество в аналогичных минералах других комплексов и формаций [Скублов, 2005; Леснов, 2007]. Важно подчеркнуть резкое преобладание во всех этих минералах (за исключением гранатов) легких РЗЭ. Необычно высокими концентрациями РЗЭ отличаются амфиболы и гранаты (соответственно до 561 и 408 г/т).

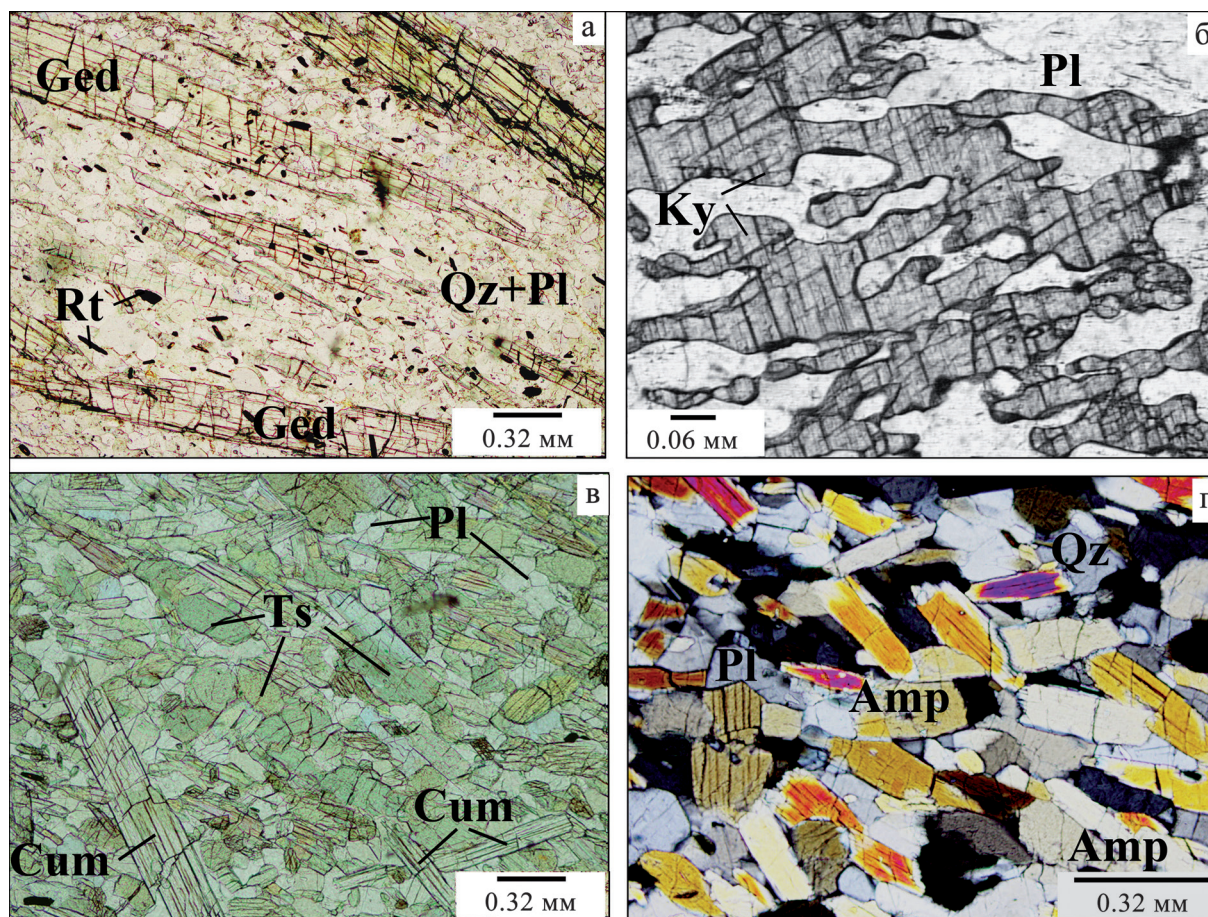


Рис. 7. Разновидности метаморфических пород. Фото шлифов.

а – жедритовый кристаллосланец с рутилом (проба 105-13); б – кьянитовый кристаллосланец (проба 136-9); в – 3-амфиболовый амфиболит (проба 105-12), николи параллельны; г – кварц-полевошпатовая основная масса амфиболита (проба 105-12), николи скрещены. *Amp* – амфибол, *Cum* – куммингтонит, *Ged* – жедрит, *Ky* – кьянит, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *Ts* – чермакит.

Fig. 7. The varieties of metamorphic rocks. Photos of thin sections.

а – gedrite crystalloshist (probe 10513); б – kyanite crystalloshist (probe 1369); в – three-amphibole amphibolite (probe 10512), nichols II; г – fine-grained quartz-feldspar groundmass of amphibolite (probe 10512), crossed-nichols. *Amp* – amphibole, *Cum* – cummingtonite, *Ged* – gedrite, *Ky* – kyanite, *Pl* – plagioclase, *Qz* – quartz, *Rt* – rutile, *Ts* – tschermakite.

Хотя и имеются указания на ничтожную роль аксессуарных минералов пород как носителей РЗЭ [Соболев, 1965], нельзя не отметить, что в ультрамафитах Ильменских гор они могут иметь большое значение. Повсеместно в цоизите и анортите, нередко в амфиболе и гранате наблюдаются мельчайшие округлые включения циркона, вносящего свою лепту в количество РЗЭ. Также встречены в зернах ильменита и рутила очень мелкие включения уранинита и шеелита. Иногда попадаются небольшие зональные по содержаниям РЗЭ выделения ортита. Так, в рутил-шпинелевом горнблендите (см. табл. 2, ан. 2) обнаружены мельчайшие выделения монацита и ортита, в одном из которых определено: La_2O_3 – 5.43, Ce_2O_3 – 14.81 мас. %, возможно, по этой причине и из-за необычно высо-

кого количества РЗЭ в амфиболе (561.6 г/т) сумма РЗЭ и иттрия в этой пробе горнблендита достигает 675 г/т. Основная же роль в концентрации РЗЭ в горнблендитах, естественно, принадлежит амфиболу и апатиту (см. табл. 2).

Оливины из дунитов и карбонатитовых линз среди диопсидитов выделяются высокими содержаниями Ni (до 3026 г/т) и традиционно низкими количествами РЗЭ (0.04–3.76 г/т) в противовес оливину из специфических оливин-шпинель-клинохлорпаргаситовых горнблендитов (см. табл. 2, ан. 43), где $\Sigma\text{РЗЭ} = 31.29$ г/т.

В анализированных эпидотах наблюдаются повышенные содержания V (179–623 г/т), Sr (570–405 г/т), Zr (92–198 г/т), но суммы РЗЭ в эпидотах из скаполитовых габбро (107–386 г/т) резко выше,

Таблица 2. Содержание микроэлементов в минералах, г/т

Table 2. Content of microelements in the minerals, ppm

Минералы	Prg				K-Prg		Fe-Prg	Ts		Mhb	
№ пробы	211-6	261-6	338-18	84-1	149-6	Сд-13	173-16-2	84-1	Куар	149-6	Сд-13
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	6.51	19.4	5.49	5.21	9.78	6.2	5.84	3.14	2.95	9.78	3.46
Be	3.16	7.43	8.12	0.33	0.17	2.07	1.01	2.25	0.09	0.17	0.06
Sc	25.7	82.6	1.62	47.9	33.9	34.6	16.7	37.6	3.05	33.9	66.5
V	552	354	22.4	271	121	389	273	182	8.4	121	276
Cr	41.9	25.2	5.58	172	4952	33.3	128	93.9	148	4952	270
Co	22.9	27.8	4.56	55.6	43.9	82.1	52.9	8.81	50	43.9	60.6
Ni	138	273	4.42	98.5	574	30.6	170	21.6	492	574	197
Zn	37.6	36.2	204	33.3	16.7	66.4	133	55.9	1859	16.7	29.8
Rb	4.11	3.04	14.9	8.95	4.94	27.6	8.23	2.55	5.46	4.94	5.83
Sr	332	379	119	215	93.8	1318	349	549	197	93.8	93.7
Y	52.4	298	3.19	1.59	3.78	32.5	9.76	101	0.91	3.78	8.65
Zr	142	225	92.5	75.3	93.7	156	89	41.2	67.9	93.7	69.3
Nb	24	12.9	91.3	6.55	0.57	9.64	3.09	12.7	15	0.57	5.85
Mo	0.05	<	<	2.99	<	0.4	<	<	3.45	<	0.23
Sn	8	7.46	22.6	0.13	0.34	2	94.3	25.5	327	0.34	1.17
Sb	0.37	153	0.49	0.47	0.16	0.42	0.51	0.36	<	0.16	1.01
Cs	0.03	0.1	0.07	0.05	0.02	0.06	0.35	0.11	0.11	0.02	0.06
Ba	63.6	7432	72.7	247	22.4	1535	220	35	173	22.4	52.8
La	20	23.3	0.87	1.23	0.72	9.61	3.21	41.9	0.98	0.72	1.29
Ce	99.8	99.6	2.1	1.69	1.58	22	8.01	102	1.77	1.58	2.89
Pr	18.1	19.9	0.24	0.18	0.21	3.07	1.15	11.1	0.27	0.21	0.4
Nd	89.4	133	1.03	0.69	1.1	16.1	5.72	47.7	1.02	1.1	2.09
Sm	20.2	45	0.32	0.16	0.37	4.93	1.63	10.9	0.09	0.37	0.82
Eu	4.18	9.59	0.11	0.21	0.17	2.14	0.7	3.18	0.09	0.17	0.4
Gd	15.3	52.3	0.45	0.19	0.54	5.6	1.91	12.3	0.2	0.54	1.26
Tb	2.07	9.53	0.1	0.03	0.1	0.9	0.31	2.34	0.02	0.1	0.24
Dy	11.6	57.8	0.63	0.27	0.7	5.8	1.94	18.7	0.11	0.7	1.68
Ho	2.19	12.2	0.13	0.06	0.16	1.24	0.37	4.74	0.05	0.16	0.35
Er	6.06	65.2	0.36	0.21	0.47	3.73	1.12	16.7	0.13	0.47	1.11
Tm	0.93	4.52	0.06	0.03	0.07	0.54	0.15	2.71	0.01	0.07	0.15
Yb	6.05	26	0.3	0.24	0.45	3.65	0.99	17.5	0.09	0.45	0.99
Lu	0.96	3.67	0.04	0.04	0.07	0.55	0.15	2.25	0.02	0.07	0.14
Hf	4.14	6.74	4.81	1.44	1.99	4.43	2.75	1.94	1.41	1.99	1.53
Ta	1.39	0.91	16.3	0.33	0.27	0.39	1.43	1.34	0.75	0.27	0.27
W	0.12	5.77	0.17	0.07	0.11	0.15	0.19	0.91	0.21	0.11	1.08
Th	6.73	3.28	0.5	0.21	0.19	1.81	0.88	10.4	0.39	0.19	0.3
U	10.5	2.01	0.82	0.85	0.15	0.76	0.21	4.51	0.95	0.15	0.41
ΣРЗЭ	296.84	561.54	6.74	5.23	6.71	79.23	27.36	285.02	4.85	6.71	13.81

Минералы	Mhb		KMgHst	Act	Cum		Ged	Trm	
№ пробы	194-9	177-2-A	194-22	176-10	147-4-2	105-12	105-39	338	K-418
№ п.п.	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Li	9.76	7.01	6.8	2.52	19.4	18.9	347	0.85	1.67
Be	0.27	0.07	0.68	0.36	0.14	0.12	0.51	4.35	1.23
Sc	63.9	67.3	27	8.59	43.80	18.3	70.6	0.46	11.6
V	304	298	474	53.6	136	146	352	27.4	89
Cr	493	823	79	1794	8.46	21.2	36.5	38.5	1270
Co	58.9	58.9	68.8	52.7	12	65.7	36.3	0.8	38.1
Ni	106	136	55.6	1136	9.07	48.1	35.1	5.78	790
Zn	99.3	80.9	111	172	109	124	110	42.9	43.2
Rb	5.8	2.7	68.1	0.82	2.19	0.37	2.15	7.42	0.31
Sr	104	33.5	993	22.7	50.8	21	60.4	22.8	20.7
Y	2.48	3.34	8.02	11.4	22	4.79	32.2	3.77	14.2
Zr	49.3	39.4	87.5	26	18.8	7.36	33.4	9.36	8.77
Nb	7.4	0.33	4.05	0.7	0.57	0.19	3.67	4.42	17.2

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Минералы	<i>Mhb</i>		<i>KMgHst</i>	<i>Act</i>	<i>Cum</i>		<i>Ged</i>	<i>Trm</i>	
№ пробы	194-9	177-2-A	194-22	176-10	147-4-2	105-12	105-39	338	K-418
№ п.п.	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Mo	<	<	0.05	0.28	<	<	<	<	<
Sn	0.19	0.18	1.99	1.42	0.3	1.69	1.12	0.38	2.24
Sb	0.33	0.35	0.1	36.7	0.04	0.31	0.48	1.72	0.02
Cs	0.02	0.07	0.34	0.05	0.39	0.01	0.07	0.18	0.07
Ba	59.2	54.8	2271	1694	26.6	65.1	371	95.8	14.2
La	1.77	0.68	1.53	4.79	0.6	3.11	4.42	0.6	2.08
Ce	1.78	1.23	3.29	11.1	1.43	6.07	11.8	0.91	11
Pr	0.21	0.16	0.44	1.45	0.26	0.71	1.43	0.15	1.94
Nd	0.86	0.85	1.96	6.76	1.52	2.96	6.58	0.76	10.1
Sm	0.24	0.31	0.52	1.81	0.81	0.71	1.68	0.13	2.7
Eu	0.12	0.15	0.72	0.82	0.14	0.23	0.39	0.07	0.67
Gd	0.32	0.43	0.67	2.12	1.53	0.78	2.59	0.21	2.4
Tb	0.06	0.08	0.13	0.32	0.4	0.13	0.58	0.04	0.41
Dy	0.44	0.65	1.07	2.05	3.45	0.75	4.97	0.32	2.39
Ho	0.1	0.15	0.25	0.43	0.84	0.16	1.26	0.07	0.46
Er	0.35	0.45	0.86	7.55	2.96	0.52	4.07	0.3	1.28
Tm	0.05	0.07	0.15	0.21	0.53	0.08	0.71	0.03	0.18
Yb	0.37	0.5	1.14	1.44	4.4	0.59	4.68	0.15	1.2
Lu	0.06	0.07	0.19	0.2	0.62	0.08	0.73	0.03	0.18
Hf	1.1	0.79	2.58	0.67	0.52	0.32	1.73	0.46	0.48
Ta	0.27	0.07	0.06	0.06	0.31	0.03	0.6	0.22	1.2
W	<	<	0.07	<	1.60	0.13	0.4	0.02	<
Th	0.2	0.13	0.21	0.13	0.13	0.33	1.19	0.06	0.08
U	0.5	0.11	0.2	0.3	0.16	0.17	0.3	0.1	0.17
ΣРЗЭ	6.69	5.78	12.92	41.05	19.81	16.88	45.89	3.77	36.45

Минералы	<i>Di</i>						<i>Hdb</i>	<i>En</i>		<i>Grt</i>		
№ пробы	Сд-15-2	Сд-9-1	337-2	337-5	194-18	54-B**	173-16-3	125-A	194-4-7	Сд-15-2	84-1	84-A
№ п.п.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Li	27.2	2.78	27	17.8	28.7	5.77	11.6	1.29	1.13	0.69	11	10.8
Be	0.36	0.47	4.06	6.79	0.55	<	0.33	0.2	0.03	0.03	0.09	0.07
Sc	5.54	38.7	8.25	40.4	29.6	84	7.69	3.04	0.8	28.3	24.9	24.5
V	23.2	140	46.4	110	145	285	203	16.3	12.5	338	21.9	19.3
Cr	12.3	279	12.2	169	2.1	1313	26.4	883	358	102	7.94	7.56
Co	102	20.3	13.7	25.8	27.5	11.4	30.2	66.8	51.9	4.64	8.01	7.04
Ni	151	54.7	35.7	212	79.1	170	86.2	1263	685	3.48	2.04	3.56
Zn	254	24.1	329	101	48.5	11.1	138	86.9	54.6	<	21.9	0.5
Rb	3.21	2.4	1.08	4.09	4.03	<	6.3	1.84	0.87	4.82	5.08	2.95
Sr	25.1	14.2	16	42	556	21.07	191	6.21	11.8	30.4	166	109
Y	0.99	9.29	11.2	12	17.6	3.54	2.82	3.25	0.52	38.4	279	250
Zr	12.7	67.8	11.6	27.1	52.4	51.24	10.4	9.9	3.41	72	129	40.3
Nb	3.13	0.92	3.24	0.35	2.58	0.28	0.51	0.51	0.87	3.59	8.09	9.05
Mo	<	<	<	<	<	<	0.16	<	<	<	0.12	<
Sn	0.34	0.51	7.85	1.72	0.49	2.67	1.3	9.49	0.19	2.22	0.9	0.86
Sb	0.18	0.29	0.91	0.04	0.29	0.32	0.54	0.06	0.01	0.16	0.04	36.3
Cs	0.43	0.02	0.23	0.2	0.04	<	4.46	0.11	0.01	0.35	0.66	0.42
Ba	35.7	10.5	19.2	20.1	234	0.4	83.83	19	10.9	83.2	34.3	1422
La	2.65	2.38	1.01	3.71	7.57	0.007	1.7	0.71	0.26	7.88	31.2	16.5
Ce	7.45	5.81	2.06	9.01	17.9	0.32	3.47	2.21	0.55	21.1	88.2	48.6
Pr	0.83	0.69	0.41	1.46	2.42	0.08	0.37	0.28	0.06	2.68	8.08	4.53
Nd	3.85	3.08	2.04	7.88	11.8	0.47	1.73	1.13	0.29	17.8	32.1	19.2
Sm	0.74	0.77	0.89	2.98	3.02	0.26	0.35	0.29	0.05	9.73	7.1	4.01
Eu	0.18	0.65	0.12	0.79	0.94	0.08	0.13	0.08	0.02	3.42	1.57	1.25
Gd	0.52	1.04	1.14	3.41	3.23	0.35	0.38	0.32	0.06	10.3	7.06	4.91
Tb	0.06	0.2	0.23	0.51	0.49	0.07	0.06	0.07	0.01	1.42	1.76	1.42

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Минералы	Di						Hdb	En		Grt		
№ пробы	Сд-15-2	Сд-9-1	337-2	337-5	194-18	54-В**	173-16-3	125-А	194-4-7	Сд-15-2	84-1	84-А
№ п.п.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Dy	0.24	1.52	1.63	2.98	3.11	0.58	0.38	0.54	0.09	7.91	23	20.2
Ho	0.04	0.37	0.34	0.54	0.67	0.12	0.08	0.14	0.02	1.56	9.28	8.46
Er	0.11	1.28	1.2	1.36	2.07	0.3	0.26	0.37	0.06	4.64	51.4	49.3
Tm	0.01	0.19	0.23	0.18	0.32	0.05	0.05	0.06	0.01	0.66	11.8	10.9
Yb	0.08	1.4	2.55	1.16	2.23	0.25	0.37	0.38	0.06	4.45	116	106
Lu	0.01	0.21	0.55	0.19	0.39	0.03	0.08	0.05	0.01	0.67	19.6	18.4
Hf	0.3	1.63	1.08	1.02	2.25	2.56	0.53	0.23	0.08	2.59	3.12	0.97
Ta	0.32	0.59	0.66	0.07	0.23	0.04	<	0.23	0.17	0.28	2.05	0.42
W	0.17	0.89	0.09	0.07	0.05	0.09	0.18	9.3	0.02	0.22	1.34	0.64
Th	0.65	0.51	0.24	0.67	1.03	0.04	0.42	0.22	0.01	1.46	8.26	4.52
U	0.13	0.17	0.45	0.13	0.57	1.57	0.13	0.12	0.13	0.59	2.25	1.13
ΣРЗЭ	16.77	19.59	14.4	36.16	56.16	2.97	9.41	6.63	1.55	94.22	408.15	313.68

Минералы	Grt				Spl				Hgb	Spr
№ пробы	718-А	118-4-Б	К-289	11-1	211-6	261-6	54-Д	К-418	Сд-3-2	СП-14
№ п.п.	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Li	9.02	1.13	16	21.8	3.26	25	3.31	16.3	3.49	59.2
Be	0.03	0.05	0.11	0.09	1.02	3.28	0.18	6.67	1.15	10.5
Sc	16.7	26.6	99.1	211	0.87	2.18	0.69	<	3.33	3.75
V	107	470	39.8	71.9	346	131	311	4.03	120	111
Cr	8.33	184	25.1	61.4	145	252	8093	1.41	525	329
Co	15.3	12.6	14.2	12.7	145	166	59	188	111	6.79
Ni	1.1	3.6	1.81	4.01	334	724	304	1464	472	53.1
Zn	1.45	21	36	23.8	1517	1071	1188	2687	379	<
Rb	2.25	2.07	2.53	4.4	2.83	2.89	1.89	0.72	2.01	1.31
Sr	132	351	15.7	164	31	29.4	20.2	11.3	6.7	62.8
Y	21.1	26.9	528	67	1.49	5.65	1.04	0.27	1.34	3.43
Zr	45	46.6	181	89.5	65	102	27.9	5.58	188	89.5
Nb	0.67	6.38	5.74	0.94	3.36	17	1.76	0.11	97.7	0.22
Mo	<	<	0.07	0.33	<	<	<	0.69	<	<
Sn	0.67	0.74	0.85	0.73	0.14	0.42	0.26	1.14	5.43	0.37
Sb	0.07	0.23	0.02	0.03	0.26	47.9	38.1	0.09	2.33	73
Cs	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.1	0.02	<	0.02	0.09
Ba	50.7	41.3	14.5	136	48.2	2242	1659	6.15	39.9	2533
La	4.94	4.86	8.64	7.07	1.06	6.67	0.81	0.27	0.59	4.4
Ce	10.9	10.1	22.1	13.9	3.68	17.2	1.41	0.66	1.86	9.45
Pr	1.36	1.46	2.45	1.62	0.31	2.14	0.16	0.04	0.16	0.99
Nd	6.34	7.05	9.89	5.94	1.28	9.06	0.63	0.2	0.6	3.55
Sm	1.51	1.82	2.98	1.88	0.26	1.85	0.14	0.02	0.16	0.75
Eu	0.33	0.84	0.7	0.51	0.06	0.73	0.06	0.01	0.05	0.87
Gd	1.87	2.47	12.6	3.6	0.3	1.67	0.13	0.05	0.2	0.76
Tb	0.39	0.53	6.26	0.8	0.04	0.23	0.02	0.004	0.04	0.11
Dy	3.06	4.15	76.8	7.34	0.28	1.22	0.17	0.05	0.21	0.68
Ho	0.77	1	20.8	2.04	0.06	0.24	0.04	0.01	0.05	0.14
Er	2.75	3.27	69.9	9.47	0.22	9.46	6.27	0.01	0.15	6.22
Tm	0.51	0.5	11	1.92	0.03	0.09	0.02	0.002	0.02	0.06
Yb	4.20	3.54	69.5	16.5	0.24	0.66	0.15	0.04	0.16	0.48
Lu	0.76	0.55	9.02	2.53	0.04	0.1	0.03	0.01	0.02	0.08
Hf	1.01	1.09	4.44	2.25	1.58	2.64	0.59	0.2	5.2	2.77
Ta	0.08	0.44	0.87	0.66	0.36	1.49	0.18	0.13	4.44	0.08
W	<	1.51	0.78	0.24	0.01	8.2	0.01	0.68	0.22	0.27
Th	1.52	0.43	2.32	1.82	5.99	1.21	0.12	<	0.13	4.86
U	0.89	0.42	0.74	0.8	12.6	0.5	1.05	0.05	0.12	0.6
ΣРЗЭ	39.93	42.14	322.64	75.12	7.86	51.32	10.04	1.38	4.27	28.52

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Минералы	<i>OI</i>				<i>Ep</i>			<i>Zo</i>	<i>Czo</i>
№ пробы	211-6	T-20-A	54-B**	182**	ОСМ-5	К-2	337-3-2в	84-A	173-5-1
№ п.п.	43	44	45	46	47	48	49	50	51
Li	5.41	2.53	8.47	3.98	2.41	6.99	194	6.52	4.29
Be	0.02	<	<	<	0.05	0.11	0.14	1.07	0.23
Sc	1.7	4.5	11.4	9.14	20.7	6.37	27.4	41	1.83
V	2.84	3.08	1.26	0.81	623	179	191	105	13.8
Cr	1.22	62.1	33	13.8	33.6	15.4	124	25.9	7.36
Co	97.9	122	132	129	0.85	1.33	1.75	8.9	0.86
Ni	541	2196	3026	2778	2.07	3.55	2.3	24.4	1.39
Zn	34.1	63.9	29.8	43.9	<	<	26.6	54.7	<
Rb	2.86	2.11	<	<	8.75	7.71	2.34	1.71	1.05
Sr	79.6	44.7	0.03	<	570	573	405	1681	2189
Y	1.6	1.15	0.03	0.03	9.07	47.4	29.3	196	19.6
Zr	104	35	0.03	0.01	92.8	186	198	141	34.14
Nb	4.9	4.41	0.1	0.05	7.16	6.08	6.89	22.9	1.76
Mo	0.18	<	<	<	<	<	0.15	0.14	<
Sn	0.16	0.48	0.95	0.44	0.85	11.8	27	10.1	0.61
Sb	0.84	0.14	<	0.02	0.7	0.13	98.1	0.28	75.8
Cs	0.03	0.02	<	<	0.08	0.32	0.46	0.13	0.06
Ba	38.1	30.6	<	<	220	45.8	4041	21.4	3071
La	7.83	0.74	0.001	0.001	1.47	75.6	20.4	97.7	7.55
Ce	15.2	1.32	0.002	0.001	3.56	167	38.7	232	18.6
Pr	1.46	0.15	<	<	0.47	19.7	4.32	26.1	2.39
Nd	4.83	0.71	<	<	2.21	72.5	18.6	104	11
Sm	0.64	0.12	<	<	0.64	13.2	4.17	22.8	2.72
Eu	0.11	0.03	<	<	0.39	2.59	2.28	7.37	1.39
Gd	0.41	0.13	<	<	0.91	12	4.68	23.9	3.07
Tb	0.04	0.02	<	<	0.19	1.57	0.78	4.01	0.51
Dy	0.27	0.17	<	<	1.41	8.58	4.89	26.9	3.24
Ho	0.05	0.04	<	0.002	0.34	1.72	1	6.38	0.75
Er	0.2	0.14	0.01	0.01	1.19	5.17	3.14	120.8	8.57
Tm	0.03	0.02	0.003	0.002	0.20	0.74	0.47	3.35	0.35
Yb	0.19	0.15	0.04	0.02	1.45	4.9	3.28	22.4	2.35
Lu	0.03	0.02	0.01	0.005	0.25	0.7	0.51	3.16	0.38
Hf	2.2	0.74	<	<	1.93	5.12	6.15	3.36	0.84
Ta	0.55	0.44	0.004	<	0.33	0.72	0.75	1.4	0.21
W	<	0.06	0.07	0.02	0.34	0.09	0.47	2.96	0.55
Th	2.11	0.14	0.004	<	0.22	17.9	6.15	29	1.02
U	3.82	0.61	0.003	<	0.63	28.2	38.2	7.92	0.8
ΣРЗЭ	31.29	3.76	0.07	0.04	14.59	385.97	107.22	700.87	62.87

Минералы	<i>An</i>			<i>Scp</i>					<i>Phl</i>		<i>Bt</i>	
№ пробы	718-A	СД-13	118-4	К-198-8	337-3-2в	337-3-2г	338-4	287-7	337-5	338-7	194-5	К-289
№ п.п.	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
Li	4.67	1.74	2.32	17.7	13	51	60.5	30.3	109	11.8	50.9	118
Be	0.59	4.78	0.37	8.99	14.9	20.5	12.5	51.5	0.47	0.67	0.13	0.98
Sc	2.34	0.99	1.25	0.43	1.43	1.05	0.79	0.4	6.79	0.8	14	38.4
V	15.2	2.31	10.8	12.9	2.17	1.99	0.78	1.67	198	51.6	651	212
Cr	2.86	3.13	8.11	6.15	5.63	7.88	22.2	32.9	564	363	8.76	83.6
Co	1.2	0.89	0.49	2.16	0.45	0.45	0.44	0.49	69.2	1.48	87.2	40.5
Ni	2.29	2.38	4.43	6.75	2.88	2.72	2.86	0.93	1086	53.1	17.9	44
Zn	50.2	9.49	52.7	32.3	16.5	12.4	99.6	31.9	513	92	237	273
Rb	5.81	4.78	5.86	4.37	61.2	53.9	6.76	12.2	948	174	824	210
Sr	3042	337	4188	542	449	463	266	231	19.2	7.31	64.9	21
Y	5.2	0.75	1.92	2.41	1.93	1.6	3.3	7.06	1.33	3.13	2.16	5.58
Zr	94.5	90.8	102	31.1	106	102	76.8	37.5	70.5	20	46.5	59.2
Nb	8.1	0.31	14.2	3.22	3.13	1.71	3.69	6.49	13	9.41	27.6	20.7

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Минералы	<i>An</i>			<i>Scp</i>					<i>Phl</i>		<i>Bt</i>	
№ пробы	718-A	Сд-13	118-4	К-198-8	337-3-2в	337-3-2г	338-4	287-7	337-5	338-7	194-5	К-289
№ п.п.	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
Mo	<	<	<	<	<	<	<	<	<	0.17	0.73	0.07
Sn	0.25	0.26	0.31	65	0.33	0.34	0.21	0.29	8.95	1.45	1.12	7.83
Sb	0.55	0.05	0.52	0.42	0.26	0.06	0.31	0.06	0.05	0.1	0.76	0.33
Cs	0.33	0.08	0.04	0.21	1.93	1.81	0.13	1.19	38.8	12.1	28.3	8.95
Ba	1584	18.2	60.3	101	236	151	68.8	52.2	2796	743	8663	471
La	7.78	0.74	4.32	3.42	10.2	7.74	14.6	4.28	3.13	1.8	5.57	10.7
Ce	16.6	1.17	7.98	6.07	12	13.4	15.2	9.26	6.93	1.71	11.1	27.4
Pr	1.95	0.14	1.01	0.76	2.03	1.58	2.73	1.1	0.87	0.37	1.34	3.37
Nd	9.35	0.64	4.64	3.19	8.17	6.42	9.73	4.62	3.7	1.62	5.15	13.7
Sm	1.84	0.12	0.95	0.62	1.15	0.86	1.45	1.13	0.73	0.34	0.89	3.09
Eu	1.9	0.11	0.56	0.31	0.45	0.35	0.33	0.2	0.23	0.08	1.7	0.58
Gd	1.61	0.13	0.86	0.63	0.92	0.69	1.22	1.13	0.52	0.38	0.76	2.64
Tb	0.21	0.02	0.1	0.08	0.1	0.07	0.14	0.18	0.05	0.06	0.09	0.36
Dy	0.95	0.12	0.44	0.47	0.41	0.32	0.66	1.04	0.27	0.38	0.41	1.52
Ho	0.19	0.03	0.08	0.08	0.08	0.06	0.12	0.2	0.05	0.08	0.07	0.22
Er	0.54	0.09	0.21	0.28	0.21	0.19	0.37	0.62	0.15	0.27	0.18	0.46
Tm	0.09	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.09	0.03	0.04	0.03	0.08
Yb	0.62	0.11	0.18	0.31	0.23	0.18	0.31	0.56	0.14	0.24	0.22	0.5
Lu	0.11	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.08	0.02	0.05	0.03	0.08
Hf	2.01	1.76	2.14	0.72	3.54	3.32	2.26	0.86	1.94	0.45	1.29	1.55
Ta	0.41	0.26	0.64	0.21	0.33	0.49	0.19	3.75	0.57	1.2	1.07	1.29
W	<	<	0.36	0.06	<	<	<	0.05	0.92	0.36	0.74	1.24
Th	2	0.09	0.52	0.27	0.22	1.09	5.77	0.41	1.10	0.32	0.85	2.19
U	1.57	0.21	0.82	0.56	0.75	0.49	0.79	1.11	0.57	0.37	0.45	0.52
ΣРЗЭ	43.74	3.45	21.39	16.3	43.96	31.93	46.96	24.49	16.82	7.42	27.54	64.7

Минералы	<i>Ccl</i>		<i>Crn</i>		<i>Ap</i>					<i>Dol</i>	<i>Cal</i>	<i>Zrn</i>
№ пробы	211-6	261-10	718-A	К-418	337-5	211-10	718-A	338-13**	MPM-2**	338	338-16	Сд-3-2**
№ п.п.	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Li	2.39	55.1	6.75	0.62	1.09	0.6	1.84	0.49	0.11	0.02	<	0.08
Be	0.08	0.91	0.87	0.06	0.42	<	0.09	<	<	<	<	<
Sc	3.72	10.3	1.01	<	3.21	0.6	1.18	0.06	0.09	0.53		319
V	205	113	16.7	2.01	17	4.65	7.11	11.1	8.61	0.39	0.34	0.71
Cr	65.4	134	147	4.82	4.52	0.87	1.07	0.33	0.36	4.07	3.29	0.39
Co	37.9	64.1	0.69	0.83	1.6	0.82	0.95	0.24	0.24	0.59	0.92	<
Ni	319	549	1.56	7.9	4.9	4.30	1.73	0.65	0.36	4.14	5.47	<
Zn	163	20.1	<	7.79	2.24	<	<	0.19	0.23	7.99	<	0.27
Rb	3.73	6.78	2.25	0.65	3.57	1.06	0.92	<	<	0.07	0.03	0.02
Sr	81.3	19.5	30.1	17.8	369	1859	1239	82.9	95	70.4	109	0.12
Y	2.03	1.16	1.92	0.37	177	90	40.3	1.87	16.1	0.88	1.65	85.9
Zr	220	46.2	12.5	2.16	69.9	31.7	23.8	0.13	0.45	1.99	0.41	49
Nb	5.6	4.28	0.66	0.42	1.87	2.04	0.31	0.06	0.02	<	<	3.69
Mo	0.64	<	<	<	<	1.6	0.1	<	<	<	<	4.12
Sn	1.65	0.66	0.31	0.51	0.16	0.12	0.35	0.21	0.17	0.93	<0.01	0.07
Sb	0.02	64.6	0.09	0.06	0.17	0.13	1.01	<	0.03	3.36	0.04	<
Cs	0.06	0.37	0.06	<	0.14	0.003	0.07	<	<	<	<	<
Ba	41.8	2892	40.60	43.9	23.7	15.9	226	0.15	0.18	119	12.3	<
La	2.42	1.37	2.34	0.32	59	36.4	20.7	1.2	10.4	0.34	0.56	<
Ce	4.74	3.05	5.86	0.62	270	64.1	51.1	0.89	12.9	0.26	0.62	0.45
Pr	0.59	0.42	0.68	0.07	36.1	11.4	6.73	0.24	2.74	0.0	0.14	<
Nd	2.15	1.78	3.17	0.27	201	55.1	33.1	1.08	12.4	0.28	0.46	<
Sm	0.45	0.36	0.65	0.07	68	15.2	9.34	0.23	2.59	0.04	0.14	0.02
Eu	0.11	0.54	0.65	0.03	12.6	4.49	12.6	0.06	0.51	0.04	0.02	0.05
Gd	0.39	0.35	0.6	0.08	70	17.6	9.23	0.26	2.53	0.07	0.0	0.43
Tb	0.04	0.04	0.09	0.01	8.3	2.69	1.24	0.03	0.35	0.1	0.02	0.26

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Минералы	<i>Ccl</i>		<i>Crn</i>		<i>Ap</i>					<i>Dol</i>	<i>Cal</i>	<i>Zrn</i>
№ пробы	211-6	261-10	718-A	K-418	337-5	211-10	718-A	338-13**	МРМ-2**	338	338-16	Сд-3-2**
№ п.п.	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Dy	0.33	0.23	0.46	0.08	39.1	15.1	6.75	0.22	1.98	0.07	0.1	4.69
Ho	0.06	0.05	0.08	0.02	6.76	3.13	1.34	0.04	0.37	0.02	0.03	2.14
Er	0.23	11.6	0.25	0.03	16.2	8.56	4.09	0.1	0.92	0.54	0.08	13.3
Tm	0.04	0.02	0.04	0.01	1.81	1.15	0.6	0.01	0.1	0.01	0.01	3.23
Yb	0.3	0.17	0.23	0.05	9.51	6.89	3.87	0.05	0.52	0.03	0.05	38.2
Lu	0.05	0.03	0.03	0.01	1.28	0.97	0.66	0.01	0.06	0.01	0.01	9.79
Hf	4.74	1.1	0.31	0.05	2.08	0.65	0.6	<	0.005	0.03	<	5754
Ta	0.5	0.5	0.07	1.04	0.48	0.36	0.15	<	<	<	<	0.95
W	<	0.12	0.25	0.11	4.56	2.17	1	0.64	5.16	<	<	<
Th	2.09	0.32	1.15	0.05	4.29	2.45	1.29	0.9	15.29	<	<	0.12
U	3.39	0.13	0.52	0.05	16.6	18.50	7.52	19.2	89.5	0.03	0.03	91.4
ΣРЗЭ	11.81	20.01	15.13	1.67	799.66	242.78	161.35	4.42	48.37	1.81	2.24	72.56

Примечание. Буквенные обозначения минералов, привязка проб, названия вмещающих пород – см. табл. 1. **Проба для анализа методом LA-ICP-MS, “<” – меньше чувствительности масс-спектрометра.

Note. Abbreviation, probe location, names of host rocks see in Table 1. **Probe for LA-ICP-MS analyses, “<” – less sensitivity of the mass spectrometer.

нежели в эпидоте из диопсид-эпидотового анортитового габбро (14.59 г/т, см. табл. 2, ан. 47).

Существенно различается количество микроэлементов в апатитах разных пород. Наиболее низкие концентрации РЗЭ отмечены в кальцитовых “безрудных” карбонатитах (4–48 г/т, см. табл. 2, ан. 71, 72), малы в них и содержания Sr, Y, Zr. Однако в доломитовой разновидности этих карбонатитов (см. табл. 2, ан. 68) велика и сумма РЗЭ (около 800 г/т) и количества Sr, Y, Zr (соответственно 369.9, 177 и 69.9 г/т). Апатиты из горнблендита и габбро-амфиболита выделяются большим содержанием Sr (1239–1859 г/т), умеренными – Y, Zr и суммы РЗЭ (161–242 г/т).

Распределение многих элементов в анортите и скаполите из магматических пород в целом однотипно. Обращают на себя внимание высокие содержания в них и других Sr (231–4188), Zr (31–106), Ba (52–1584 г/т). Близка в анортитах и скаполитах повышенная сумма РЗЭ (до 50 г/т).

Безжелезистый флогопит из доломитовых и кальцитовых карбонатитов характеризуется повышенными, но различающимися количествами Li, V, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Zr, Ba (см. табл. 2, ан. 60, 61). Биотиты из анортитового биотит-амфиболового габбро и гранат-биотит-кианитового кристаллосланца также содержат необычно высокие количества Li (51–118), V (212–651), Zn (237–273), Rb (210–824), Ba (471–8663 г/т). По сравнению с литературными данными [Леснов, 2007] в наших примерах биотиты и флогопиты содержат повышенные количества РЗЭ (7–64 г/т).

Несмотря на то что шпинели были отобраны преимущественно из ультрамафитов или из линз

карбонатитов в клинопироксенитах, содержания микроэлементов в них существенно различаются. Колебания содержаний V шпинелях находятся в пределах 4–346 г/т, Cr – 1.4–8093, Co – 59–188, Ni – 304–1464, Zn – 1071–2687, Zr – 5–10, Ba – 6–2242 г/т. Относительно высоки для этого минерала суммарные содержания РЗЭ (1.4–51.3 г/т).

Распределение микроэлементов во впервые проанализированных хёбomite, сапфирине подобно таковому в ассоциирующих с ними шпинелях. Необычно низкими оказались содержания РЗЭ в доломитах и кальцитах некоторых разновидностей карбонатитов (см. табл. 2, ан. 73, 74), а также в цирконе из клинопироксенитов (табл. 2, ан. 75). Последний в этом отношении резко уступает циркону из дунитов и габброидов Урала [Ферштатер и др., 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные подтверждают общие закономерности в распределении микроэлементов в большинстве породообразующих минералов [Ефимов и др., 1989; Другова, Скублов, 2004; Скублов, 2005; Леснов, 2007]. Обращает на себя внимание очень большой разброс в содержаниях этих элементов внутри родственных видов минералов (амфиболов, гранатов, пироксенов, оливинов, эпидотов, шпинелей, слюд и др.). Эти колебания не зависят от типа щелочности вмещающих пород, их геологической природы. Впервые выявлена весьма существенная роль цоизита и клиноцоизита в концентрации элементов-примесей, в том числе РЗЭ. Не подтвердилась роль апатита как одного из глав-

ных минералов-концентраторов РЗЭ не только в основных и ультраосновных породах, но и в некоторых кальцит-доломитовых карбонатитах. Представленный аналитический материал дополняет и расширяет представления [Балашов, 1976; Интерпретация..., 2001; Григорьев, 2009] о распределении микроэлементов в горных породах и минералах Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **436**(6), 711-715.
- Баженов А.Г., Баженова Л.Ф., Иванов Б.Н., Попов В.А. (1980) Состав редкоземельных элементов в гранатах из пород Ильменского комплекса. *Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 65-66.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 268 с.
- Банева Н.Н., Медведева Е.В., Русин А.И. (2009) Геохимические особенности ультрамафитов Ильменской сдвиговой зоны. *Ежегодник-2008*. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 156, 115-119.
- Готтман И.А. (2014) Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 142 с.
- Готтман И.А., Пушкарев Е.В. (2009) Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-амфиболитовых комплексах Урало-Аляскинского типа. *Литосфера*, (2), 78-86.
- Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 383 с.
- Другова Г.М., Скублов С.Г. (2004) Распределение редкоземельных элементов в гранатах, клинопироксенах, амфиболах и биотитах метаморфических пород. *Записки РМО*, (2), 47-58.
- Ерохин Ю.В., Вахрушева Н.В., Шагалов Е.С. (2007) Топазы из жилы "Южная" Адуйского пегматитового поля. *Минералогия Урала-2007. Сб. науч. ст.* Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 191-194.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.А., Маегов В.И. (1989) Стронций в плагиоклазе уральских габбро: петрогенетический и прикладной аспекты. *Геохимия*, (1), 1541-1553.
- Зайков В.В., Таиров А.Д., Зайкова Е.В., Юминов А.М., Котляров В.А. (2016) Благородные металлы в рудах и древних золотых изделиях Центральной Евразии. Челябинск: Каменный пояс, 320 с.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Под ред. Е.В. Скларова). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Колонин Г.Р., Широносова Г.П., Палесский С.В., Федорин М.А., Кандинов М.Н., Попова В.И., Репина С.А., Швецова И.В. (2007) Редкоземельные элементы монацитов Урала и модели физико-химических условий минералообразования. *Минералогия Урала-2007. Сб. науч. ст.* Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 246-249.
- Кориневский В.Г. (2008) Магматический эпидот из габбро. *Геология и геофизика*, **49**(3), 214-220.
- Кориневский В.Г., Баженова Л.Ф. (2004) Редкие земли в экзотических амфиболитах и кристаллосланцах Ильмен. *Уральский геол. журн.*, (6), 3-1.
- Кориневский В.Г., Баженова Л.Ф. (2008) Редкоземельные элементы в мафитах и ультрамафитах Ильменских гор. *Уральский минералог. сб.*, (15). Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 50-58.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2006) Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 102 с.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2007) Ильмены: не только минералами едиными... *Уральский минералог. сб.*, (14). Миасс: ИМин УрО РАН, 153-211.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2013) Новые горные породы и минералы из Ильменских гор. *Уральская Минералогическая школа-2013*. Екатеринбург: УГГУ, 77-80.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2014а) Фрагменты пород основания земной коры в структуре Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Уральский геол. журн.*, (1), 68-72.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2014б) Новое доказательство позднепалеозойского возраста кварцито-сланцевых толщ обрамления Ильменского комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, **455**(5), 553-555.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2015) Необычная форма включений пирротина в скаполитах магматических пород Южного Урала. *Записки РМО*, (6), 74-83.
- Косарев А.М. (2012) Геохимические особенности вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон, геодинамические реконструкции, колчеданное оруденение. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Уфа: ДизайнПресс, 148-151.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 147 с.
- Леснов Ф.П. (2007) Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Новосибирск: Гео, 403 с.
- Леснов Ф.П., Балькин П.А., Палесский С.В. (2007) Распределение элементов-примесей в оливиновых габбро и слагающих их плагиоклазах и клинопироксенах из Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива, Южный Урал (по данным метода LA ICP-MS). *Минералогия Урала-2007. Сб. науч. ст.* Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 86-90.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. (2014) Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 340 с.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В. (2017) Доордовикские фосфориты и палеогеография: краткий геохимический экскурс в систематику редкоземельных элементов. *Литосфера*, (1), 5-30.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005)

- Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала. *Докл. АН*, **401**(5), 668-672.
- Медведева Е.В. (2010) Распределение РЗЭ в гранатах метаморфических пород Ильменских гор. *Наука, природа и общество. Мат-лы Междунар. конф.* Мисс; Екатеринбург: УрО РАН, 37-39.
- Недосекова И.Л., Мурзин В.В. (2007) Типохимизм и эволюция состава карбонатов из карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал). *Минералогия Урала-2007. Сб. науч. ст.* Мисс; Екатеринбург: УрО РАН, 49-54.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. (1996) Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности Восточно-Хабарнинского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа. *Ежегодник-1995*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 90-93.
- Репина С.А., Юзеева Н.С. (2005) Редкоземельные и стронциевые алюмофосфаты в хрусталеносных жилах месторождения Пирамида (Приполярный Урал). *Записки РМО*, (6), 103-110.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. (2008) Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar систематика. *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов*. Екатеринбург: УрО РАН, 117-120.
- Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А., Банева Н.Н., Медведева Е.В., Дубинина Е.В. (2012) Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород Ильменогорского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, (1), 91-109.
- Салихов Д.Н., Бабуров А.В. (1999) Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах Учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны. *Ежегодник-1997 ИГ УНЦ РАН*. Уфа: Дизайн-Пресс, 211-214.
- Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А. (1980) РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали. *Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 36-64.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. (2006) Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 176 с.
- Соболев С.Ф. (1965) Редкоземельные элементы в ультраосновных и основных породах Урала. *Геохимия*, (4), 433-442.
- Скублов С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 147 с.
- Удачин В.Н., Аминов П.Г., Филиппова К.А. (2014) Геохимия горнопромышленного техногенеза Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 252 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, (3), 195-218.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М. П., Скэрроу Дж. (2004) Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис. *Геохимия*, (7), 707-728.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. (2012) Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала. *Литосфера*, (4), 13-29.
- Шатров В.А., Войцеховский Г.В. (2016) Реконструкция обстановок фосфатообразования (по данным распределения лантаноидов). *Геология и геофизика*, **50**(10), 1104-1118.
- Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P. (2004) Trace element geochemistry of epidote minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**(1), 553-605.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.*, **62**, 1-11.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Baynova T.B. (2013) Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrol.*, **107**, 101-123.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.

REFERENCES

- Anikina E.V., Krasnobayev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lokhov K.I. Isotopic-geochemical characteristics of zircon from dunites, clinopyroxenites and gabbro of Platinum-bearing belt of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **436**(6), 711-715. (In Russian)
- Bazhenov A.G., Bazhenova L.F., Ivanov B.N., Popov V.A. (1980) Compositions of rare-earths elements in garnets from the rocks of the Il'menogorsky complex. *Elementy-primesi v mineralakh i gornykh porodakh Urala* [Trace elements in minerals and rocks of Ural Mountains]. Sverdlovsk, USC Akad. Nauk SSSR Publ., 65-66. (In Russian)
- Balashov Yu.A. (1976) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare-earths elements]. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russian)
- Baneva N.N., Medvedeva E.V., Rusin A.I. (2009) Geochemical features of ultramafites of Il'menogorsk wrench fault zone. *Ezhegodnik-2008*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 156, 115-119. (In Russian)
- Gottman I.A., Pushkarev E.V. (2009) Geological data about magmatic nature of hornblendites in the gabbro-amphibolite complexes of the Ural-Alyaska tipe. *Litosfera*, (2), 78-86. (In Russian)
- Grigor'ev N.A. (2009) *Raspredelenie khimicheskikh elementov v verhnei chasti kontinentalnoi kory* [Distribution of chemical elements in the upper continental crust]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 383 p. (In Russian)
- Drugova G.M., Scublov S.G. (2004) Distribution of REE in garnets, clinopyroxenes, amphiboles and biotites of metamorphic rocks. *Zapiski RMO*, (2), 47-58. (In Russian)
- Efimov A.A., Efimova L.A., Maegov V.I. (1989) Strontium in plagioclase of Urals gabbro: paragenetic and applied aspect. *Geokhimiya*, (1), 1541-1553. (In Russian)
- Erokhin Yu.V., Vakhrusheva N.V., Shagalov E.S. (2007)

- Topazes from the vein "Southern" of the Aduisk pegmatite field. *Mineralogiya Urala-2007. Sb. nauch. st.* [Mineralogy of the Urals-2007. Collection of scientific articles]. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 191-194. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic magmatism of the Middle and South Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 368 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Bea F. (1996) Geochemical typification of the Urals ophiolites. *Geokhimiya*, (3), 195-218. (In Russian)
- Fershtater G.B., Bea F., Montero M.P., Scarrow J. (2004) Hornblende gabbro of the Urals: typification, geochemical features and petrogenesis. *Geokhimiya*, (7), 707-728. (In Russian)
- Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Bea F., Montero P. (2012) Geochemistry of zircon from the igneous and metamorphic rocks of the Urals. *Litosfera*, (4), 13-29. (In Russian)
- Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P. (2004) Trace element geochemistry of epidote minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**(1), 553-605.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., and Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh.* (2001) (Ed. E.V. Sklyarov) [The interpretation of geochemical data (Ed. E.V. Sklyarov)]. Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian)
- Kolonin G.R., Shironosova G.P., Palevskii S.V., Fedorin M.A., Kandinov M.N., Popova V.I., Repina S.A., Shvetsova I.V. (2007) Rare-earth elements of the monazites of the Urals and models of physicochemical conditions of mineral formation. *Mineralogiya Urala-2007. Sb. nauch. st.* [Mineralogy of the Urals-2007. Collection of scientific articles]. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 246-249. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (2008) Magmatic epidote from gabbro. *Geologiya i geofizika*, **49**(3), 214-220. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Bazhenova L.F. (2004) Rare-earth elements in exotic amphibolites and crystalline shists of the Il'meny. *Ural'skii geologicheskii zhurnal*, (6), 3-17. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Bazhenova L.F. (2008) Rare-earth elements in mafic and ultramafic rocks of the Il'meny Mountains. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik*, (15). Miass; Ekaterinburg, IMin UB RAS, 50-58. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2006) *Novoe v geologii, petrografii i mineralogii Il'menskikh gor* [The new in geology, petrography and mineralogy of the Il'meny Mountains]. Miass, IMin UB RAS, 102 p. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2007) Il'meny: not only minerals... *Ural'skii mineralogicheskii sbornik*, (14). Miass, IMin UB RAS, 153-211. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2013) New rocks and mineral from Ilmeny Mountains. *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2013* [Uralian mineralogical school-2013]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 77-80. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2014a) Fragments of rocks of the bottom of earth's crust in the structure of the Il'meny-Vishnevogorsk complex. *Ural'skii geologicheskii zhurnal*, (1), 68-72. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2014b) New evidence of Late Paleozoic age of quartzite-shists suites of the Il'menogorsky complex (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(5), 553-555. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2015) Unusual form of pyrrhotite inclusions in scapolite of magmatic rocks of the South Urals. *Zapiski RMO*, (6), 74-83. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2012) Geochemical features of volcanic rocks of the Sakmarskoy and Voznesensko-Prisakmarskoy zones, geodynamic reconstructions, massive sulfide mineralization. *Geologiya, mineraly i problemy geoecologii Bashkortostana, Urala i prilgayushchikh territorii* [Geology, minerals and geo-ecology problems of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories]. Ufa, DizaynPress Publ., 148-151. (In Russian)
- Krasnobaev A.A. (1986) *Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov* [Zircon as indicator of geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 147 p. (In Russian)
- Lesnov F.P. (2007) *Redkozemel'nye elementy v ultramafitovykh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh* [Rare-earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals. The book 1]. Novosibirsk, Geo Publ., 403 p. (In Russian)
- Lesnov F.P., Balykin P.A., Palevskii S.V. (2007) Distribution of trace-elements in olivine gabbros and their constituent plagioclases and clinopyroxenes from the Kokpektinski dunite-troctolite-gabbro massif, the Southern Urals (according to the method of LA ICP-MS). *Mineralogiya Urala-2007. Sb. nauch. st.* [Mineralogy of the Urals-2007. Collection of scientific articles]. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 86-90. (In Russian)
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.*, **62**, 1-11.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tret'yakov G.A., Melekestseva I.Yu., Safina N.P., Belogub E.V., Large R.R., Danyushevsky L.V., Tseluiko A.S., Gladkov A.G., Krainev Yu.D. (2014). *Toksicheskie elementy v kolchedanoobrazuyushchikh sistemakh* [Toxic elements in massive sulfide systems]. Ekaterinburg, RIO UB RAS, 340 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (2005) *Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh* [Sediment rocks: methods of study and interpretation of received data]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 289 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (2017) The Preordovician phosphorites and paleogeography: a short geochemical excursus into the systematics of rare earth elements. *Litosfera*, (1), 5-30. (In Russian)
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) Systematics of rare earth elements and Nd model age in mudstones of the Vendian of the Western slope of the Middle Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **401**(5), 668-672. (In Russian)
- Medvedeva E.V. (2010) REE distribution in garnets of metamorphic rocks of the Il'meny Mountains. *Nauka, priroda i obshchestvo. Materialy Mezhdunarodnoi konferentsii* [Science, Nature and Society. Collection of Internat. Conf.]. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 37-39. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Murzin V.V. (2007) Typochemical

- and evolutionary composition of carbonates from carbonatites of the Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (South Urals). *Mineralogiya Urala-2007. Sb. nauch. st.* [Mineralogy of the Urals-2007. Collection of scientific articles]. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 49-54. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatskii B.V., Baynova T.B. (2013) Origin and evolution of the Il'meno-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Miner. Petrol.*, **107**, 101-123.
- Pushkarev E.V., Fershtater G.B. (1996) Geochemistry of the REE as a criterion for belonging to the East-Khabarninskii complex to the hyperbasite-gabbro associations of the platinum-bearing type. *Ezhegodnik-1995*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 90-93. (In Russian)
- Repina S.A., Yuzeeva N.S. (2005) Rare earth and strontium alumophosphate in crystal-containing veins of deposits of the Pyramid (the Subpolar Urals). *Zapiski RMO*, (6), 103-110. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P. (2008) Isotope geology of the oldest formations of the Urals: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar systematics. *Strukturno-veshchestvennye komplekсы i problemy dokembriiskoi geodinamiki fanerozoiskikh orogenov* [Structural real complexes and geodynamic problems of the Precambrian Phanerozoic orogens]. Ekaterinburg, UB RAS, 117-120. (In Russian)
- Rusin A.I., Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Baneva N.N., Medvedeva E.V., Dubinina E.V. (2012) Nature of the garnet-anorthite-clinopyroxene-amphibole rocks of the Il'menogorsky complex (South Urals). *Litosfera*, (1), 91-109. (In Russian)
- Salikhov D.N., Baburov A.V. (1999) Rare earth elements in the Ordovician effusives of the Uchalinsky segment of the Voznesensko-Prisakmarskoy melange zone. *Ezhegodnik-1997 of IG USC RAS*. Ufa, 211-214. (In Russian)
- Scublov S.G. (2005) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v porodoobrazuyushchikh metamorficheskikh mineralakh* [Geochemistry of rare-earths elements in rock-forming metamorphic minerals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 147 p. (In Russian)
- Shatrov V.A., Voitsekhovskii G.V. (2009) Reconstruction of the environments of phosphate-generation (according to the distribution of the lanthanoides). *Geologiya i Geofizika*, **50**(10), 1104-1118. (In Russian)
- Semenov I.V., Kolenko L.I., Shtenke A.A. (1980) REE in the basalts of volcanogenic formations of the Ural eugeosyncline). *Elementy-primesi v mineralakh i gornykh porodakh Urala* [Elements-impurities in minerals and rocks of the Urals]. Sverdlovsk: USC AN SSSR, 36-64. (In Russian)
- Snachev A.V., Puchkov V.N., Savel'ev D.E., Snachev V.I. (2006) *Geologiya Aramil'sko-Sukhtelinskoi zony Urala* [Geology of the Aramil'sko-Sukhtelinskoy zone of the Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 176 p. (In Russian)
- Sobolev S.F. (1965) Rare-earth elements in ultrabasic and basic rocks of the Urals. *Geokhimiya*, (4), 433-442. (In Russian)
- Udachin V.N., Aminov P.G., Filippova K.A. (2014) *Geokhimiya gornopromyshlennogo tekhnogeneza Yuzhnogo Urala* [Geochemistry of mining-industrial technogenesis of the South Urals]. Ekaterinburg, RIO UB RAS, 252 p. (In Russian)
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.
- Zaikov V.V., Tairov A.D., Zaikova E.V., Yuminov A.M., Kotlyarov V.A. (2016) *Blagorodnye metally v rudakh i drevnykh zolotykh izdeliyakh Tsentralnoi Evrazii* [Precious metals in ores and ancient gold products of Central Eurasia]. Chelyabinsk, Kamennyi poyas Publ., 320 p. (In Russian)

УДК 552.63+523.681.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-293-303

Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск

© 2019 г. В. С. Антипин¹, М. И. Кузьмин¹, А. С. Мехоношин¹, С. А. Язев²¹Институт геохимии Сибирского отделения РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, e-mail: antipin@igc.irk.ru²Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Советская, 119А, e-mail: syazev@gmail.com

Поступила в редакцию 04.05.2018 г., принята к печати 30.05.2018 г.

Объект исследований. В статье представлены результаты минералого-геохимических исследований 10 фрагментов метеорита Челябинск и дана оценка вариаций его химического состава. **Материалы и методы.** Изученные фрагменты изометричной либо удлиненной формы сложены светло-серой зернистой породой с хондритовой структурой. Большая часть их поверхности покрыта буровато-черной корой плавления толщиной до 1 мм. Изучение петрогенных компонентов метеорита выполнено методом химического силикатного анализа, а редких элементов – методом ICP MS. Все измерения осуществляли на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent Technologies. Состав сульфидов и металлических частиц определяли методом электронно-зондового микроанализа (PCMA) на микроанализаторе JXA8200 (Jeol, Япония). **Результаты.** Хондры и цементирующая их матрица сложены преимущественно оливином и ортопироксеном. Межхондровый матрикс состоит из пироксен-оливинового агрегата с плагиоклазом, апатитом, расплавленным стеклом и включениями рудных минералов (тэнита, камасита, троилита, реже пирротина, пентландита, единичных зерен хромита, ильменита). Концентрация большинства редких и рудных элементов в пробах метеорита Челябинск близка к средним значениям для LL-хондрита. Вещество фрагментов изученного метеорита и средний LL-хондрит при нормировании по углистому хондриту наиболее близки к нему по уровню содержания элементов сидерофильной группы (Mo, Ni, Cr, Co, V, Cu). В то же время халькофильные элементы (Zn, Pb, Sn) в метеорите Челябинск имеют существенно более низкую (почти на порядок) концентрацию относительно C1. **Выводы.** В целом, сравнивая новые и опубликованные ранее аналитические данные (ICP MS), можно прийти к выводу об определенной геохимической неоднородности разных фрагментов метеоритного дождя, выпавшего на обширной территории Челябинской области. Результаты исследований могут свидетельствовать о том, что уже на ранних этапах формирования планет земной группы проявляется дифференциация метеоритного вещества, возможно связанная с импактными процессами.

Ключевые слова: метеорит, хондрит, состав фрагментов, минералы, редкие элементы

The variations of chemical composition and features of the distribution of rare elements in chondrites of fragments of the Chelyabinsk meteorite

Viktor S. Antipin¹, Mikhail I. Kuzmin¹, Alexei S. Mekhonoshin¹, Sergei A. Yazev²¹A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS, 1a Favorskii st., Irkutsk 664033, Russia²Irkutsk State University, 119A Sovetskaya st., Irkutsk 664003, Russia

Received 04.05.2018, accepted 30.05.2018

Research subject. This paper reports the results of a series of experiments carried out to study the mineral and geochemical features of 10 Chelyabinsk meteorite fragments. In addition, these fragments were analysed in terms of their chemical composition. **Materials and methods.** The fragments under study were represented by light-grey granular rocks of the chondrite structure having either isometric or elongated shape. Their surface was largely covered with a black-brownish fusion crust with a thickness of approximately 1 mm. The petrogenic components of the meteorite and the content of rare elements were studied using the methods of chemical silicate analysis and ICP MS respectively. All measurements were carried out using an Agilent 7700x quadrupole mass spectrometer produced by the Agilent Technologies company. The composition of sulphides and metal particles was determined by electron probe microanalysis (PCMA) using a JXA8200 microanalyzer (Jeol, Japan). **Results.** The chondri and cementing matrix are found to be primarily composed of olivine and orthopyroxene. The inter-chondruli matrix is shown to consist of a pyroxene-olivine aggregate with inclusions of plagioclase, apatite, fused glass and ore minerals (tenite, kamasite, troilite, rarely pyrrhotine, pentlandite, single grains of chromite and ilmenite). The concentration of the majority of rare and ore elements in the Chelyabinsk meteorite samples is established to be close to their average values for LL-chondrite. When normalizing to coaly chondrite, the substance of the meteorite fragments and the average LL-chondrite were closest to coaly chondrite in terms of the content of siderophile elements (Mo,

Для цитирования: Антипин В.С., Кузьмин М.И., Мехоношин А.С., Язев С.А. (2019) Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск. *Литосфера*, 19(2), 293–303. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-293-303

For citation: Antipin V.S., Kuzmin M.I., Mekhonoshin A.S., Yazev S.A. (2019) The variations of chemical composition and features of the distribution of rare elements in chondrites of fragments of the Chelyabinsk meteorite. *Litosfera*, 19(2), 293–303. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-293-303

Ni, Cr, Co, V and Cu). At the same time, the studied meteorite fragments are shown to contain a significantly lower (nearly by one order) concentration of chalcophile elements (Zn, Pb and Sn) with regard to C1. *Conclusion.* A comparison of the obtained and published analytical data (ICP MS) has allowed us to make a conclusion on the geochemical heterogeneity of different meteorite remanents that were scattered over a wide area of the Chelyabinsk Region. The acquired evidence suggests the differentiation of meteorite substance at early stages of the formation of terrestrial planets, which is likely to have occurred due to impact processes.

Keywords: meteorite, chondrite, fragments composition, minerals, rare elements

Acknowledgements

The authors are grateful to V.F. Yermolaeva and V.V. Molodtzevskii – inhabitants of Chelyabinsk oblast and V.I. Grokhovsky (*Institute of Physics and Technology, Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia*) for the meteorite fragments they sent, and for helpful discussion on the Chelyabinsk meteorite as well as to all the colleagues who carried out the analyses at the Vinogradov Institute of Geochemistry.

ВВЕДЕНИЕ

Одно из самых крупных природных событий за последние 100 лет – появление яркого болида, вспышка, сильный взрыв и выпадение метеоритного дождя на обширной территории Челябинской и соседних областей Урала – произошло 15.02.2013 г. Падение метеорита, вошедшего в международный каталог под названием Челябинск, вызвало большой интерес в научном мире и инициировало всесторонние комплексные исследования, которые еще не завершены. Вероятно, это наиболее крупное космическое тело, которое взорвалось в атмосфере Земли, со времен Тунгусской катастрофы в Сибири в 1908 г. Данное событие еще раз напомнило, что движение Земли в космосе происходит в тесной взаимосвязи с астероидами, метеороидами и другими телами Солнечной системы и проблема астероидно-кометной опасности для планеты представляется крайне серьезной и вполне реальной. В связи с этим любые фрагменты космического вещества должны подвергаться детальному изучению всеми доступными методами.

Образцы метеорита Челябинск начали исследоваться почти сразу после падения, в 2013 г. был опубликован спецвыпуск журнала “Геохимия” (№ 7), посвященный первым результатам опытов, проведенных сотрудниками ГЕОХИ РАН совместно с английскими учеными. Уральскими, дальневосточными и сибирскими исследователями представлены данные по петрографии, минералогии и геохимии фрагментов метеорита [Anfilogov et al, 2013; Берзин и др., 2013; Коротеев и др., 2013; Ханчук и др., 2013; Антипин и др., 2014]. Наиболее полная информация о метеорите Челябинск и результаты комплексных исследований его фрагментов приведены в сборнике статей “Метеорит Челябинск – год на Земле” [2014].

Размер метеороида при входе в атмосферу Земли в районе г. Челябинск составлял около 19 м, он двигался под углом 19° к горизонту со скоростью приблизительно 19 км/с, на величину которой указывают также данные NASA. Высота основной вспышки болида оценивается специалистами в 22–23 км. В момент взрыва метеороид превратился в

метеоритный дождь, и на земную поверхность выпали десятки, а возможно, и сотни тысяч фрагментов, общая масса которых могла равняться 7–12 тыс. т. Они рассеялись на огромной площади, образовав эллипс длиной более 100 км при ширине 10–20 км [Бадюков, Дудоров, 2013]. Самый крупный фрагмент метеорита массой около 540 кг был поднят в октябре 2013 г. из оз. Чебаркуль. По информации NASA, мощность взрыва оценивается в 440 кт ТНТ [Фортов и др., 2013].

Форма фрагментов метеорита обычно неправильная: иногда сферическая с гладкими ровными поверхностями, часто сложная со многими углублениями или удлиненная; либо это бесформенные фрагменты с регмаглиптами. Внутренняя структура иногда представлена неравномернообломочной брекчией [Колисниченко, 2014]. Внутри фрагментов часто фиксируются тонкие прожилки черного стекловатого вещества, которые разделяют хондры или их обломки, образующие типичные массивные или брекчиевидные текстуры. По современной классификации [Wasson, Kallemeyen, 1988], метеорит Челябинск в соответствии с минеральным и химическим составом отнесен к довольно редкому типу хондритов LL-типа и петрологическому классу 5 [Галимов и др., 2013], что характеризует его как слабо дифференцированный хондрит. Фрагменты метеорита отобраны сразу после падения и не подверглись процессам выветривания, что особенно важно для проведения аналитических исследований. В данной статье представлены результаты минералого-геохимических исследований 10 фрагментов метеорита Челябинск и дана оценка вариаций его химического состава.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Местные жители Челябинской области передали в г. Иркутск три небольших фрагмента метеорита, два из них (обр. 8 и 10 массой 5.60 и 2.58 г) поступили в Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН для минералого-геохимических исследований. Остальные проанализированные образцы метеорита Челябинск (табл. 1) относятся к кол-

Таблица 1. Химический состав фрагментов метеорита Челябинск (оксиды – мас. %, элементы – г/т)

Table 1. Chemical composition of fragments of the Chelyabinsk meteorite (oxides in wt %, Elements in ppm)

Компонент	Фрагмент метеорита										LL-хондрит [Wasson, Kallemeyen, 1988]
	У 2	А 12	А 25	А 33	М 16	М 25	К 105	К 108	8	10	
SiO ₂	40.82	40.97	40.83	40.25	42.26	42.33	41.16	40.83	41.31	40.55	40.60
TiO ₂	0.17	0.16	0.16	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.13	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	2.50	2.44	2.33	2.55	2.40	2.30	2.43	2.52	2.36	2.39	2.24
FeO _{общ}	24.14	23.89	23.50	24.66	22.82	22.66	23.36	24.56	25.76	26.23	26.62
MnO	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.34	0.33	0.35	0.34	0.35
MgO	25.27	25.20	25.63	25.18	25.69	25.76	25.03	25.48	25.61	25.63	25.22
CaO	1.72	1.84	1.75	1.58	1.82	1.58	1.79	1.71	2.02	1.98	1.92
Na ₂ O	1.04	1.01	1.00	1.03	0.98	0.98	1.01	1.01	0.91	0.55	0.95
K ₂ O	0.15	0.12	0.12	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.09	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.21	0.19	0.23	0.18	0.21	0.27	0.22	0.21	0.22
S	1.73	—	1.60	1.77	0.04	0.15	1.65	—	0.6–0.9	0.6–0.9	—
Сумма	98.08	96.19	97.46	97.80	96.81	96.53	97.24	96.98	99.31	98.65	98.89
Li	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.50	1.85	2.10
Be	0.09	0.03	—	0.03	0.08	0.04	0.02	0.02	0.06	0.07	0.05
Cr	3737	3805	3128	3438	3577	3676	3710	3826	3799	3799	3740
Co	559	626	376	447	532	471	477	384	754	441	490
Ni	9808	13475	9386	11028	8432	9766	9285	7607	11677	9694	10200
Cu	70	115	79	87	—	66	70	62	72	68	80
Zn	74	53	51	52	55	52	53	52	47	43	46
Ga	4.8	5.3	4.7	5.4	5.0	4.7	4.9	4.6	5.4	5.3	5.0
Ge	8.8	13.4	7.6	8.3	7.9	8.4	7.6	6.2	11.6	8.4	9.9
Rb	2.39	2.67	1.88	3.20	2.50	2.10	2.74	1.63	4.22	3.02	3.10
Sr	11.3	12.1	12.7	14.6	14.2	12.6	12.5	15.0	14.4	18.0	11.1
Y	2.03	2.17	2.06	2.07	2.01	1.76	2.08	2.46	2.29	2.17	2.00
Zr	13.5	12.4	15.0	16.0	13.2	14.2	13.4	14.1	10.7	16.0	5.9
Mo	1.15	2.00	1.62	—	—	1.28	1.22	1.41	0.74	0.98	1.10
Hf	0.42	0.33	0.43	0.45	0.39	0.41	0.40	0.39	0.21	0.17	0.15
Pb	1.06	0.63	0.25	0.90	—	0.52	0.56	0.50	0.39	0.41	—
Sn	1.01	0.30	0.46	1.67	—	0.41	0.39	0.54	0.57	0.63	—
Nb	0.61	0.62	0.63	0.63	0.48	0.42	0.61	0.59	0.62	0.61	0.37
Ta	0.06	0.045	0.023	0.040	0.015	0.018	0.025	0.023	0.020	0.020	0.022
Th	0.150	0.170	0.120	0.160	0.096	0.085	0.097	0.120	0.080	0.060	0.043
U	0.056	0.030	0.039	0.066	0.039	0.038	0.043	0.055	0.046	0.029	0.013
La	0.530	0.670	0.560	0.700	0.460	0.390	0.540	0.670	0.750	0.570	0.315
Ce	1.320	1.490	1.310	1.880	1.220	1.030	1.330	1.620	1.610	1.310	0.907
Pr	0.190	0.210	0.180	0.220	0.160	0.150	0.180	0.230	0.200	0.170	0.122
Nd	0.910	1.030	0.940	1.050	0.890	0.750	0.930	1.110	1.040	0.880	0.660
Sm	0.280	0.290	0.300	0.260	0.280	0.210	0.290	0.320	0.300	0.260	0.200
Eu	0.100	0.110	0.098	0.100	0.083	0.090	0.910	0.100	0.110	0.097	0.076
Gd	0.460	0.410	0.360	0.410	0.380	0.320	0.370	0.420	0.350	0.330	0.303
Tb	0.060	0.067	0.060	0.067	0.065	0.052	0.640	0.069	0.063	0.062	0.048
Dy	0.430	0.460	0.420	0.460	0.450	0.380	0.450	0.570	0.440	0.380	0.351
Ho	0.094	0.097	0.100	0.100	0.094	0.083	0.095	0.120	0.088	0.085	0.077
Er	0.300	0.310	0.310	0.390	0.270	0.260	0.290	0.330	0.290	0.260	0.234
Tm	0.040	0.042	0.046	0.044	0.036	0.037	0.038	0.053	0.043	0.037	0.034
Yb	0.29	0.28	0.28	0.30	0.27	0.26	0.29	0.29	0.31	0.25	0.22
Lu	0.046	0.050	0.041	0.050	0.045	0.044	0.044	0.052	0.047	0.041	0.033
K/Rb	523	374	532	338	367	476	365	613	178	276	269
La/Yb	1.83	2.39	2.00	2.33	1.70	1.50	1.86	2.31	2.42	2.28	1.43
Сумма РЗЭ	5.05	5.52	5.00	6.03	4.70	4.05	6.40	5.95	5.64	4.73	3.58

лекции лаборатории Extra Terra Consortum (Физико-технологический институт Уральского федерального университета им. Б.Н. Ельцина, г. Екатеринбург).

Аналитические методы

Изучение петрогенных компонентов метеорита выполнено методом химического силикатного анализа, а редких элементов – методом ICP MS с использованием научного оборудования ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН. Все измерения осуществлялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent Technologies в Центре коллективного пользования “Байкальский центр нанотехнологий” в технопарке при Иркутском государственном техническом университете (БЦНТ ФГБОУ ВО ИРНИТУ, г. Иркутск). Аналитики: Л.А. Чувашова, О.В. Зарубина, Н.В. Брянский, Т.В. Ожогина. Состав сульфидов и металлических частиц определяли в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методом электронно-зондового микроанализа (РСМА) на микроанализаторе JXA8200 (Jeol, Япония). Аналитик Л.А. Павлова. Анализировали зерна минералов из полированных образцов. Измерение интенсивностей рентгеновского излучения сульфидов и минералов платиновой группы выполняли на волновых спектрометрах при ускоряющем напряжении 20–27 кВ и токе зонда 10–20 нА, с диаметром зонда ≈ 1 мкм. X-ray K α линии были использованы для измерения S, Fe, Ni и Co.

Метрологические характеристики методики определяли на контрольных образцах известного состава. Образцы сравнения и контрольные образцы охарактеризованы как стандартные образцы предприятия в Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Относительная погрешность определения Fe, Co, Ni, S составила 20.0–25.0 отн. % в диапазоне концентраций 0.1–1.0 мас. %; 7.0–10.0 – 1.0–5.0; 4.0–5.0 – 5.0–10.0; 2.0–3.0 – 10.0–20.0; 2.0 – 25.0–40.0; 1.0–1.5 отн. % – 40–70 мас. % соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованные фрагменты метеорита Челябинск изометричной либо удлиненной формы, часто с углублениями или небольшими выступами на ровной поверхности. Они обычно представлены светло-серой зернистой породой с хондритовой структурой (рис. 1). Большая часть их поверхности покрыта буровато-черной корой плавления толщиной до 1 мм. Хондры имеют размеры около 1 мм и часто округлые очертания, но обычно форма их угловатая, приобретенная в результате дробления. Хондры и цементирующая их матрица сложены преимущественно оливином и ортопироксеном. Межхондровый матрикс представлен криптозерни-

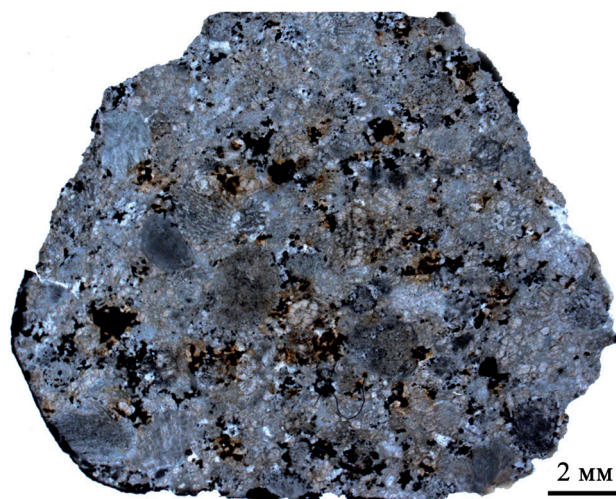


Рис. 1. Метеорит Челябинск. Фото образца.

Fig. 1. Meteorite Chelyabinsk. Photo of sample.

стым слабо раскристаллизованным веществом, состоящим из пироксен-оливинового агрегата с плагиоклазом, апатитом, расплавленным стеклом и включениями рудных минералов (тэнита, камасита, троилита, реже пирротина, пентландита, единичных зерен хромита, ильменита). Оливин в матриксе метеорита (рис. 2) слагает идиоморфные зерна размером до 0.03–0.50 мм и встречается также в хондрах. Он часто образует графические сростания с пироксеном и имеет вещественный состав, отвечающий железистому форстериту. Пироксены встречаются как в хондрах, так и в матриксе породы, они образуют более ксеноморфные выделения по отноше-

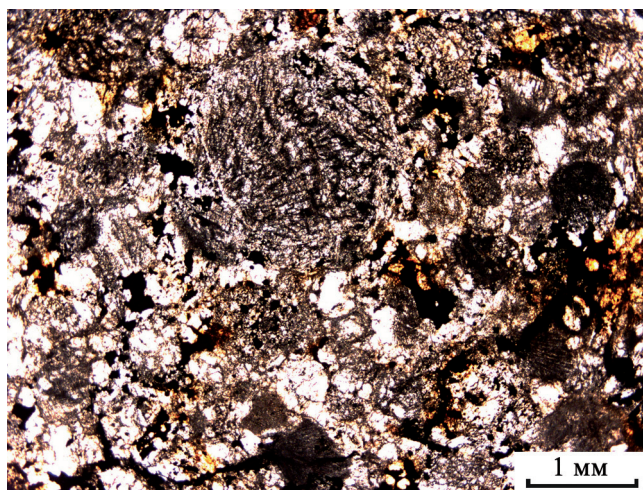


Рис. 2. Метеорит Челябинск. Фото шлифа с хондрой. Николи параллельны.

Fig. 2. Meteorite Chelyabinsk. Photo of microsection with chondrule. Nicols are parallel.

нию к зернам оливина. Кроме того, оливин формирует очень мелкие округлые включения в троилите и металле, при этом он характеризуется устойчивым химическим составом и относится к хризолиту с 25–27% фаялитового минала, 0.39–0.46% MnO и практически не содержит никеля (табл. 2). В местах плавления состав оливина несколько отличается появлением алюминия, кальция и снижением содержания магния, что можно объяснить переходом в расплав в первую очередь присутствующих в метеорите плагиоклазов.

При изучении взаимоотношений рудных минералов установлено, что металлические минералы Fe и Ni, обычно сложенные агрегатами камасита и тэнита, образуют ксеноморфные интерстициальные зерна размером до 0.3 мм и часто находятся в ассоциации с троилитом (табл. 3), который их обрастает как более поздний минерал (рис. 3, 4). Как правило, зерна тэнита подчиняются по форме окружающим его зернам силикатов, но иногда наблюдались капли металла внутри зерен оливина и троилита (рис. 5). Судя по взаимоотношениям рудных и силикатных минералов, можно предположить, что тэнит формировался позднее оливина и пироксена, а камасит – после тэнита. В некоторых зернах образуется эмульсионная структура с троилитом (см. рис. 4). Внутри металлических зерен иногда наблюдаются постепенные переходы между тэнитом и камаситом. На рис. 6 светлые участки зер-

Таблица 3. Химический состав троилита, мас. %

Table 3. Chemical composition of troilite, wt %

№ п.п.	Fe	Co	Ni	S	Сумма
1	63.65	Н.о.	0.22	34.84	98.71
2	62.92	Н.о.	0.23	35.39	98.53
3	63.53	Н.о.	0.28	34.70	98.51
4	63.58	Н.о.	0.21	34.75	98.55
5	62.99	Н.о.	0.34	35.50	98.83
6	62.95	Н.о.	0.13	35.02	98.59
7	62.65	0.12	0.28	35.56	98.61
8	63.32	Н.о.	0.44	34.90	98.66
9	63.46	0.12	1.68	33.72	98.98
10	63.39	0.12	0.18	35.22	98.92

Примечание. 1 – включение в оливине, 2–6 – крупные зерна троилита, 7–10 – включение в металле.

Note. 1 – inclusion in olivine, 2–6 – coarse grains of troilite, 7–10 – inclusion in metal.

Таблица 2. Химический состав оливина, мас. %

Table 2. Chemical composition of olivine, wt %

№ п.п.	SiO ₂	FeO	MgO	NiO	MnO	Сумма
1	36.92	25.21	36.80	Н.о.	0.41	99.34
2	37.70	25.38	36.23	Н.о.	0.39	99.70
3	37.53	25.82	37.36	Н.о.	0.42	101.13
4	37.60	25.58	37.55	Н.о.	0.46	101.18
5	37.47	25.72	37.45	Н.о.	0.42	101.06
6	38.02	25.78	36.71	0.24	0.44	101.19
7	38.16	25.93	37.00	0.23	0.39	101.71
8	38.53	25.84	36.98	Н.о.	0.40	101.75
9	37.90	25.60	37.35	Н.о.	0.45	101.29
10	38.22	25.68	37.52	Н.о.	0.42	101.84
11	38.00	25.59	37.69	Н.о.	0.42	101.70
12	38.22	25.58	37.02	0.28	0.45	101.55
13	37.23	26.94	37.41	0.91	0.40	102.89
14	37.84	26.23	36.94	Н.о.	0.47	101.48
15	38.36	25.50	36.98	Н.о.	0.39	101.23
16	38.31	25.97	37.33	Н.о.	0.44	102.04
17	38.34	25.71	36.65	Н.о.	0.40	101.10
18	38.08	25.58	37.16	Н.о.	0.39	101.21
19	36.82	25.71	37.80	Н.о.	0.40	100.73

Примечание. 1–5, 8–11 крупные зерна оливина; 6, 7, 12 – включение оливина в металле; 13–19 – включение оливина в троилите.

Note. 1–5, 8–11 – coarse grains of olivine; 6, 7, 12 – inclusion of olivine in metal; 13–19 – inclusion of olivine in troilite.

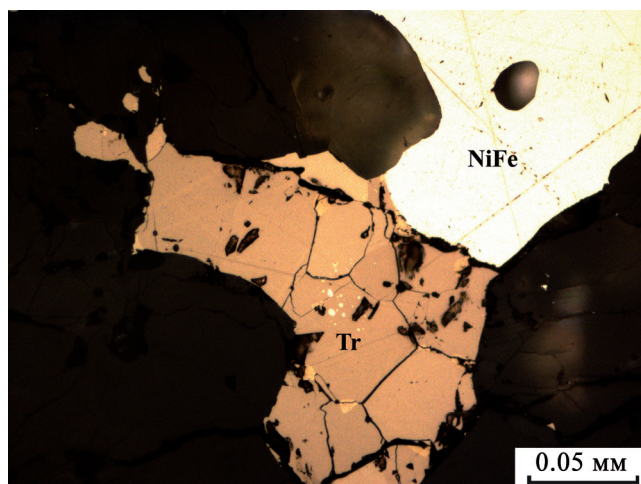


Рис. 3. Взаимоотношение троилит (Tr)–никелистое железо (NiFe). Фото шлифа.

Fig. 3. Relationship of troilite (Tr)–nickel ferrum (NiFe). Photo of polished section.

на сложены тэнитом (49.31% Ni), темные – камаситом (4.7% Ni). Мелкие включения металла в троилите и оливине представлены гомогенными каплями тэнита (рис. 7). Состав металлических минералов характеризуется четким изоморфизмом Fe ↔ Ni (рис. 8).

В табл. 1 приведены результаты анализа химического состава исследованных фрагментов метеорита Челябинск по содержанию главных петрогенных и большой группы (35) редких элементов. Сравнение установленных составов фрагментов со средним составом LL-хондрита показало их полную сходимость для большинства исследованных образцов, что дополнительно подтверждает вывод о принадлежности данного метеорита к группе LL5. Близкими к этим составам были определены

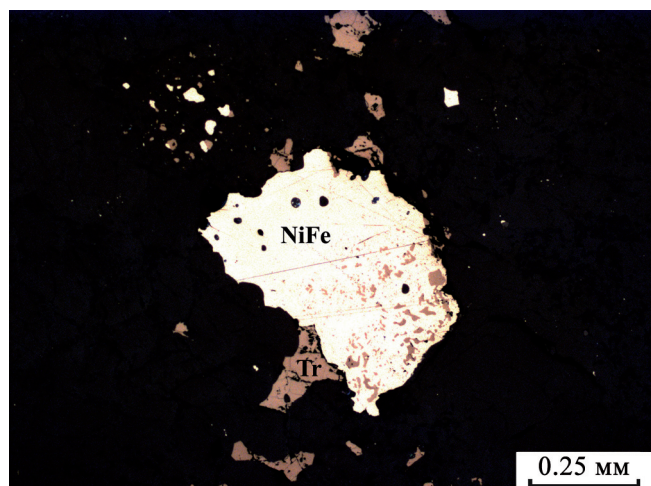


Рис. 4. Эмульсионные выделения троилита (*Tr*) в никелистом железе (*NiFe*). Фото аншлифа.

Fig. 4. Emulsion crystallization of troilite (*Tr*) in *NiFe*. Photo of polished section.

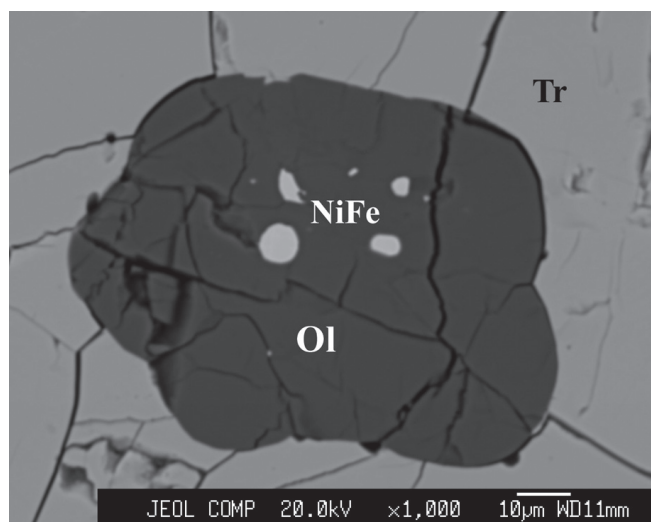


Рис. 5. Включения никелистого железа (*NiFe*) в оливине (*Ol*), расположенного в троилите (*Tr*). Фото в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 5. Inclusions of *NiFe* in olivine (*Ol*), inclined in troilite (*Tr*). BSE image.

ранее также фрагменты метеорита Челябинск в работе [Галимов и др., 2013]. Тем не менее новые данные фиксируют некоторые вариации химического состава исследованных фрагментов метеорита. Из всех проанализированных образцов два, представленные светлой компонентой (M16, M25), характеризуются несколько повышенным содержанием SiO_2 и более низкой концентрацией $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и S относительно таковых в остальных образцах, представленных темной компонентой (см. табл. 1). Фраг-

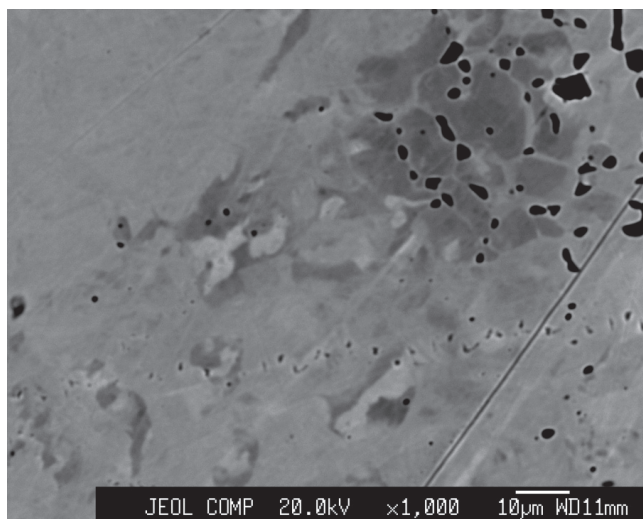


Рис. 6. Взаимоотношения между камаситом (серое и темно-серое) и тенитом (светлое). Фото в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 6. Relationship of kamacite (grey and dark grey) and tenite (bright). BSE image.

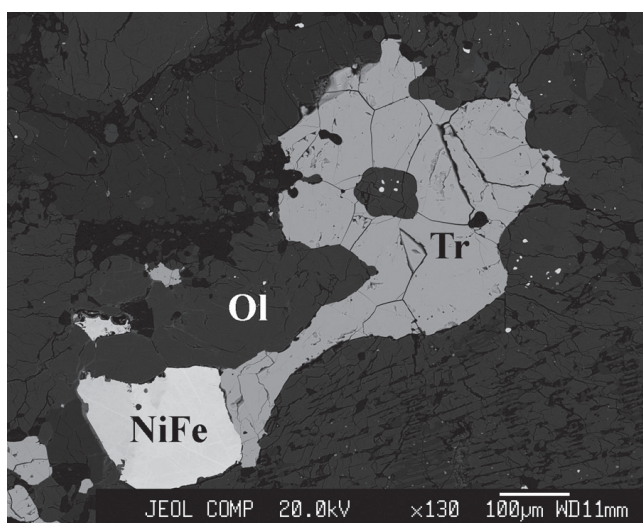


Рис. 7. Взаимоотношения никелистого железа (*NiFe*) с троилитом (*Tr*) и оливином (*Ol*). Фото в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 7. Relationship of *NiFe* and troilite (*Tr*) and olivine (*Ol*). BSE image.

менты темной компоненты существенно обогащены $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и S, что может быть связано с большей долей в расплаве сульфидных фаз. Именно темные разновидности изученного хондрита наиболее приближены к среднему составу LL-хондрита [Wasson, Kallemeyen, 1988]. Необходимо отметить, что приведенные ранее в работе [Галимов и др., 2013] значения содержания $\text{FeO}_{\text{общ}}$, а также Al_2O_3 в светлой

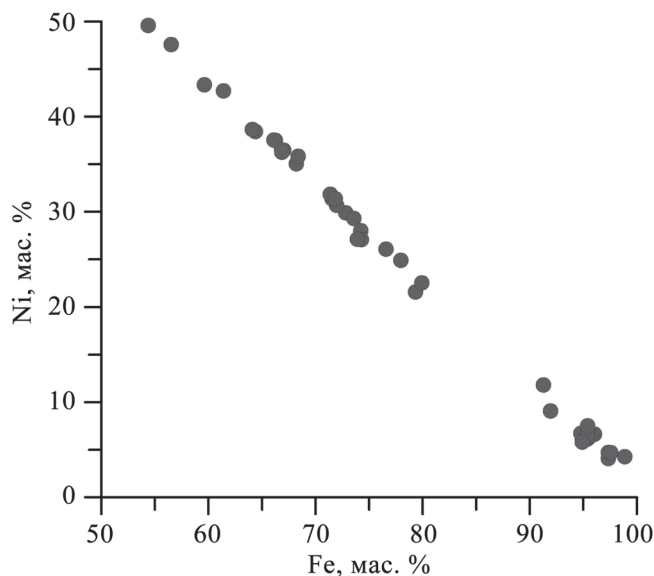


Рис. 8. Соотношение Fe–Ni в металлических минералах.

Fig. 8. Correlation Fe–Ni in metal minerals.

компоненте, по сравнению с таковыми темной разновидности метеорита, заметно ниже, а величины содержания остальных главных элементов в обоих типах пород практически не различаются.

Многие исследователи фиксировали тонкие прожилки черного или бурого стекловатого вещества, которые разделяют хондры или их обломки, и определяли их как серую компоненту. Интерстиции между зернами оливина и пироксенов, а также трещины внутри зерен минералов выполнены расплавленным стеклом (рис. 9), которое по составу является существенно кремнекислым (табл. 4). Новые данные по составу расплавленного стекла сходны с таковыми в работах [Берзин и др., 2013; Коротеев и др., 2013], авторы отмечали, что стекло близко к со-

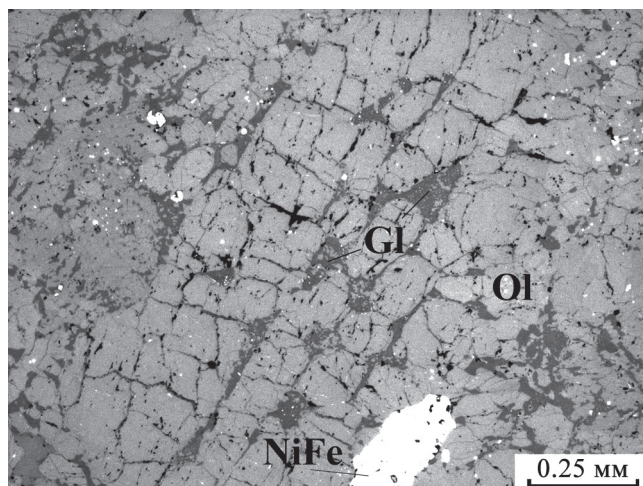


Рис. 9. Включения стекла (Gl) и никелистого железа (NiFe) в оливине (Ol).

Fig. 9. Inclusions of glass (Gl) and (NiFe) in olivine (Ol).

ставу плагиоклаза, но отличается от него более низким содержанием Na и повышенным содержанием K. Эти же особенности состава расплавленного стекла свойственны и новым изученным фрагментам метеорита Челябинск.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Более ранними микронзондовыми исследованиями [Галимов и др., 2013; Анфилов и др., 2013; Берзин и др., 2013] установлено, что главными минеральными фазами метеорита Челябинск являются оливин и ортопироксен. Химический состав ортопироксена соответствует железистому энстатиту (гиперстену), в котором до 25% ферросилитового минала, а клинопироксен образует единичные зерна авгита и клинобронзита с характерным по-

Таблица 4. Состав расплавленного стекла в фрагментах метеорита Челябинск, мас. %

Table 4. Chemical composition of melt glass in the fragments of the Chelyabinsk meteorite, wt %

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
69.07	21.88	Н.о.	0.68	Н.о.	Н.о.	1.92	2.17	1.32	Н.о.	97.03
66.51	23.03	0.16	0.55	Н.о.	Н.о.	2.37	2.76	0.97	Н.о.	96.34
66.82	22.70	0.13	0.54	Н.о.	Н.о.	1.99	1.60	1.44	Н.о.	95.22
66.01	22.18	Н.о.	0.78	Н.о.	Н.о.	2.12	7.16	0.49	Н.о.	98.73
68.02	22.83	Н.о.	0.72	Н.о.	Н.о.	2.28	4.31	0.82	Н.о.	98.99
66.21	23.04	0.21	0.82	Н.о.	0.20	2.62	6.03	0.50	Н.о.	99.63
66.85	21.87	Н.о.	0.67	Н.о.	Н.о.	2.42	3.99	0.63	Н.о.	96.42
69.47	23.14	Н.о.	0.49	Н.о.	Н.о.	2.07	1.53	1.31	Н.о.	98.00
Состав расплавленного стекла в фрагментах метеорита Челябинск [Берзин и др., 2013]										
Черный хондрит (среднее из анализов четырех фрагментов)										
67.71	22.32	0.10	1.07	0.01	0.22	0.61	3.59	1.46	0.03	97.16
Черный прожилок в сером хондрите (анализ одного фрагмента)										
67.77	21.75	0.04	0.89	0.06	0.17	1.54	4.02	1.88	0.02	98.17

лисинтетическим двойникованием и в сростании с ортопироксеном. Вещество стекла черного или бурого цвета, находящееся на поверхности фрагментов метеорита в виде корки, а также прожилков, существенно варьирует по составу. В участках метеорита с корой плавления видны включения сплавов Fe-Ni (камасит + тэнит), троилита и хизлевудита, которые образуют сростки и представлены выделениями неправильной формы. Иногда присутствуют мелкие включения самородной меди, хромит и ильменит. В матриксе фрагментов метеорита отмечены также плагиоклаз, никелистый пирротин, хло-рапатит, мерриллит [Колисниченко, 2014].

Из анализа состава минералов следует, что метеорит Челябинск, принадлежащий к типу LL-хондрита, характеризуется, с одной стороны, относительно повышенным содержанием тэнита, заметным содержанием троилита, а с другой – отсутствием шрейберзита. Известно, что в железных метеоритах, где практически нет троилита и широко распространен шрейберзит, содержание тэнита относительно низкое [Печерский и др., 2012]. Троилит в метеорите Челябинск образует отдельные зерна и полигонально-зернистые агрегаты разме-

ром до 0.3 мм, а также каймы обрастания вокруг металлических частиц и участвует в строении всех типов прожилков (см. рис. 3). Независимо от минеральных ассоциаций троилит обладает устойчивым химическим составом. Из примесей отмечается Ni (обычно не более 1 мас. %) (см. табл. 3). Главные носители магнетизма метеорита Челябинск – Fe-Ni сплавы. Состав их заметно варьирует, но при этом установлен четкий разрыв по содержанию в сплаве никеля: 1) 4–17% Ni, 2) 30–55% Ni. Первая группа, очевидно, относится к камаситу и мартенситу, вторая – по концентрации никеля отнесена к тэниту, и они не смешиваются. Следующая группа минералов – Fe-сульфиды с преобладанием троилита, где изредка отмечается пирротин. Для хромита характерны примеси Mg, Al, Ti [Антипин и др., 2014; Метеорит Челябинск..., 2014].

Концентрация большинства редких и рудных элементов в пробах метеорита Челябинск близка к ее средним значениям для LL-хондрита [Wasson, Kallemeyen, 1988] (см. табл. 1), а их распределение (нормированное по CI-хондритам) закономерно повторяет форму графиков в последнем на спайдерграмме (рис. 10). Вещество фрагментов исследо-

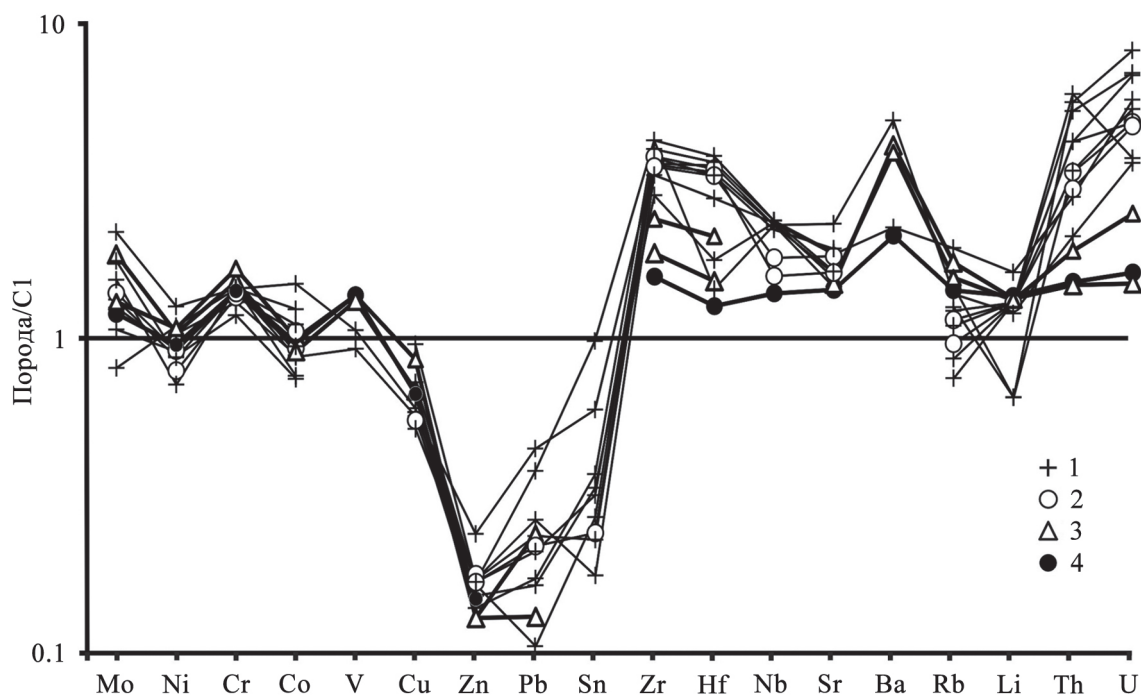


Рис. 10. Распределение редких элементов в хондрите Челябинск, нормированное по содержанию в CI-хондритах в сравнении с хондритом LL-типа.

1 – темная компонента метеорита, 2 – светлая компонента, 3 – анализы фрагментов метеорита по данным [Галимов и др., 2013], 4 – LL-хондрит [Wasson, Kallemeyen, 1988].

Fig. 10. The distribution of rare elements in the Chelyabinsk chondrite normalized to their contents in CI chondrites and compared to the LL-type chondrite.

1 – dark component, 2 – bright component, 3 – ICP MS analyses of the meteorite carried out at the [Galimov et al., 2013], 4 – LL-chondrite [Wasson, Kallemeyen, 1988].

ванного метеорита и средний LL-хондрит при нормировании к углистому хондриту наиболее близки к нему по уровню содержания элементов сидерофильной группы (Mo, Ni, Cr, Co, V, Cu). В то же время халькофильные элементы (Zn, Pb, Sn) в метеорите Челябинск и среднем хондрите LL имеют существенно более низкую (почти на порядок) концентрацию относительно C1. Среди элементов халькофильной группы также отмечены наиболее широкие вариации их нормированных содержаний, особенно характерные для Pb и Sn (см. рис. 10). Совсем иная картина распределения свойственна некоторым высокозарядным и литофильным элементам (Nb, Zr, Hf, Sr, Ba, Th, U), которые отличаются заметно повышенным уровнем нормированных содержаний в метеорите Челябинск (см. рис. 10), что отмечалось также по ранее опубликованным геохимическим данным [Галимов и др., 2013; Берзин и др., 2013]. Судя по новым проанализированным фрагментам, метеорит Челябинск максимально обогащен такими высокозарядными элементами, как Zr, Hf, Nb, Th и U. При этом необходимо подчеркнуть, что темная компонента метеорита, как правило, в большей степени обогащена указанными элементами, чем светлая. Вполне можно допустить, что это обогащение перечисленными элементами связано с процессом дифференциации метеоритного вещества при его импактном плавлении.

Вариации концентрации и закономерности распределения редкоземельных элементов заслуживают специального обсуждения. Суммарное содержание РЗЭ в исследованных образцах хондрита Челябинск составляет в среднем 5.31 г/т и практически совпадает со средним значением суммы редких земель по трем образцам метеорита (5.24 г/т) в работе уральских ученых [Берзин и др., 2013]. Однако оно заметно выше по сравнению с суммарным содержанием РЗЭ в метеорите Челябинск (3.68 г/т) по данным работы [Галимов и др., 2013], а также относительно среднего значения суммы редких земель (3.58 г/т) в LL-хондрите [Wasson, Kallemeyen, 1988]. Установленное обогащение РЗЭ новых исследованных образцов метеорита Челябинск относительно среднего LL-хондрита обусловлено более высоким содержанием в них легких лантаноидов, что фиксируется также повышенным значением для них отношения La/Yb (1.5–2.4) по сравнению с величиной La/Yb в LL-хондрите (1.4) (см. табл. 1, рис. 11). Распределение РЗЭ в LL-хондрите характеризуется отсутствием Eu аномалии, что было подтверждено также на примере отдельных образцов челябинского метеорита [Галимов и др., 2013] (см. рис. 11). Вместе с тем проанализированные нами некоторые фрагменты Челябинска, представленные обычно темной компонентой, фиксируют появление заметного европиевого минимума, что вполне может

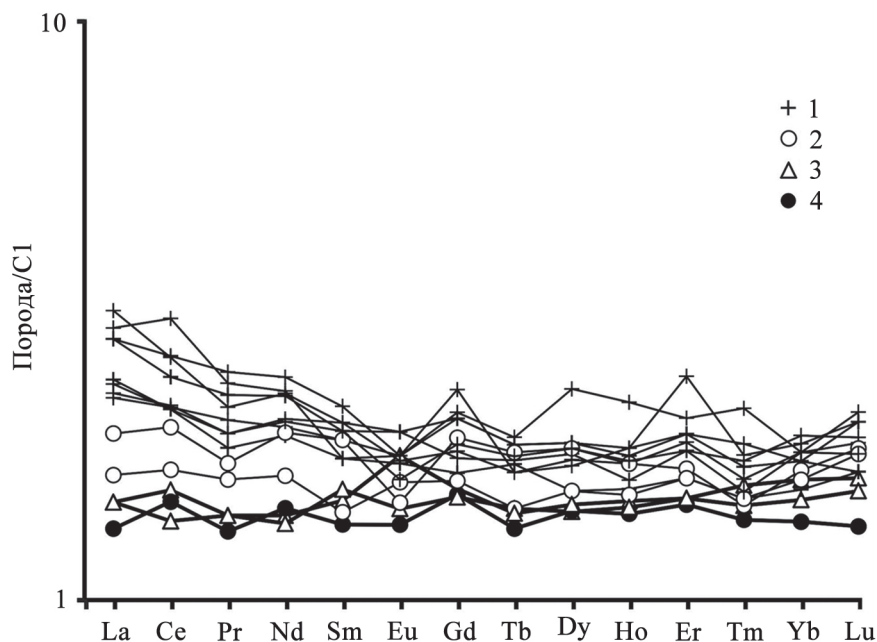


Рис. 11. Распределение РЗЭ в фрагментах метеорита Челябинск.

1 – темная компонента метеорита; 2 – светлая компонента; 3 – анализы фрагментов метеорита по данным [Галимов и др., 2013]; 4 – хондрит LL [Wasson, Kallemeyen, 1988].

Fig. 11. The distribution of REE in the Chelyabinsk chondrite.

1 – dark component; 2 – bright component; 3 – analyses of the meteorite carried out at the data of [Galimov et al., 2013]; 4 – chondrite LL [Wasson, Kallemeyen, 1988].

быть связано с процессом дифференциации метеоритного вещества. Таким образом, главной геохимической особенностью распределения REE в изученной коллекции фрагментов метеорита Челябинск являются заметное обогащение их легкими лантаноидами и плавное снижение концентрации в сторону тяжелых редких земель вплоть до уровня их содержания в среднем LL-хондрите.

Минералого-геохимические исследования 10 фрагментов метеорита Челябинск подтвердили установленную ранее принадлежность его к хондриту LL-типа. Несмотря на сходство их общего химического состава, выявлено обогащение рассмотренных образцов метеорита некоторыми литофильными, высокозарядными и легкими редкоземельными элементами. Установленные закономерности распределения Nb, Zr, Hf, Sr, Ba, Th, U, а также легких РЗЭ свидетельствуют о заметном обогащении ими фрагментов Челябинска относительно их средних содержаний в хондрите LL [Wasson, Kallemeyen, 1988] и о значительных вариациях редкоэлементных характеристик. В целом, сравнивая вновь полученные и опубликованные ранее аналитические данные с использованием прецизионного метода ICP MS, можно прийти к выводу об определенной геохимической неоднородности различных фрагментов метеоритного дождя, выпавшего на обширной территории Челябинской области. Результаты исследований могут свидетельствовать о том, что уже на ранних этапах формирования планетезималей проявляется дифференциация метеоритного вещества, возможно связанная с импактными процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

После проведения первых анализов фрагментов метеорита Челябинск уже в 2013 г. стало очевидно, что это самое крупное в мире падение на Землю хондрита LL-типа. Было собрано огромное количество обломков метеорита, общая масса которых вместе с наиболее крупным фрагментом, упавшим в оз. Чебаркуль, составляет более 1 т. На территории России падений хондритов LL-типа ранее не наблюдалось [Назаров, 2014].

С применением Pb-Pb метода был определен возраст темной компоненты метеорита Челябинск, который составил 4538 ± 2 млн лет и оказался наиболее древним среди всех известных ранее хондритов типа LL [Bouvier, 2013]. Это и дало возможность предположить, что родительское тело метеорита образовалось в начале формирования планетезималей и в первые миллионы лет, еще до отделения от родительского астероида, испытало крупное импактное событие, о чем свидетельствуют трещины в структуре метеорита Челябинск, выполненные черным стеклом. По результатам изотопно-геохимических исследований метеорита незави-

симо было проведено U-Pb датирование апатита С.-Х. Ли в Пекине (Китай) (4452 ± 21 млн лет) и К. Тетрадой в Хиросиме (Япония) (4433 ± 110 млн лет) [Скублов и др., 2015]. По мнению исследователей метеорита Челябинск, эти относительно более молодые возраста датируют крупнейшее импактное событие. Однако полученные для Челябинска Sm-Nd изотопные данные фиксируют другое импактное событие (290 млн лет назад), которое могло привести к существенному перераспределению петрогенных и редкоземельных элементов в более поздней истории астероида, являющегося родительским для метеорита Челябинск [Галимов и др., 2013]. Поэтому ученые допускают, что в его космической истории могло быть несколько ударных событий, определивших трещиноватую структуру, наличие многочисленных прожилков стекловатого черного или бурого вещества, которое покрывало большую часть найденных фрагментов. Значительная фрагментация определила превращение метеорита в метеоритный дождь в момент взрыва. По-видимому, разновозрастные импактные процессы могли быть причиной появления значительной геохимической неоднородности, связанной с дифференциацией на полнокристаллическую (более светлую) и стекловатую (черную или бурую) части метеоритного вещества.

Петролого-геохимические исследования подтвердили, что общий химический состав всех изученных фрагментов Челябинска соответствует среднему составу LL-хондрита, однако выявлены вполне определенные геохимические различия стекловатой и полнокристаллической разновидностей метеорита. Так, по отношению к среднему редкоэлементному составу хондрита LL установлено обогащение изученных образцов метеорита некоторыми литофильными, высокозарядными и легкими редкоземельными элементами. Вероятно, уже на ранних этапах формирования планет земной группы проявляется дифференциация метеоритного вещества, которая усиливается в результате столкновений и взаимодействия космических тел в главном поясе астероидов. Таким образом, процесс фракционирования элементов при образовании различных стекловатых компонентов метеорита Челябинск устанавливается геохимическими исследованиями.

Авторы выражают благодарность жителям Челябинской области В.Ф. Ермолаевой и В.В. Молодзиевскому за присланные фрагменты метеорита и особую благодарность В.И. Гроховскому за представительную коллекцию предоставленных для исследований образцов метеорита, а также за замечания по тексту статьи и полезную дискуссию. Авторы весьма признательны всем коллегам, выполнившим аналитические и графические работы в лабораториях ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН и ИрГТУ (г. Иркутск).

Исследование проведено в рамках государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (0350-2016-0029) и при поддержке проекта государственного задания Минобрнауки № 3.9620.2017/8БЧ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С., Кузьмин М.И., Печерский Д.М., Цельмович В.А., Язев С.А. (2014) Вещество метеорита Челябинск: результаты геохимических и термомагнитных исследований. *Докл. АН*, **458**(1), 57-60.
- Анфилов В.Н., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Еремышев В.Е., Кабанова Л.Я., Лебедева С.М., Лонщакова Г.Ф., Хворов П.В. (2013) Петрография, минералогия и строение метеорита Челябинск. *Литосфера*, (3) 118-129.
- Бадюков Д.Д., Дудоров А.Е. (2013) Фрагменты челябинского метеоритного дождя: распределение по массам, размерам и возможная масса максимального фрагмента. *Геохимия*, (7), 643-646.
- Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. (2013) Особенности минерального и геохимического состава метеорита Челябинск. *Литосфера*, (3), 106-117.
- Галимов Э.М., Колотов В.П., Назаров М.А., Костицын Ю.А., Кубракова И.В., Кононкова Н.Н., Рощина И.А., Алексеев В.А., Кашкаров Л.Л., Бадюков Д.Д., Севастьянов В.С. (2013) Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск. *Геохимия*, (7), 580-598.
- Колисниченко С.В. (2014) Метеорит Челябинск: хроника событий. *Метеорит Челябинск – год на Земле. Мат-лы Всерос. науч. конф.* Челябинск: Мин-во культуры Челяб. обл., 19-55.
- Коротеев В.А., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. (2013) Состав и строение метеорита Челябинск. *Докл. АН*, **451**(4), 446-450.
- Метеорит Челябинск – год на Земле. (2014) *Мат-лы Всерос. науч. конф.* Челябинск: Мин-во культуры Челяб. обл., 694 с.
- Назаров М.А. (2014) Метеоритный ливень над Уралом. *Природа*, (5), 3-6.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. (2012) Внеземные магнитные минералы. *Физика земли*, (7-8), 103-120.
- Скублов С.Г., Гусева Н.С., Пресняков С.Л., Ли С.-Х., Марин Ю.Б., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Тюленева Н.В., Алексеев В.И. (2015) U-Pb возраст циркона и история импактных преобразований метеорита Челябинск. *Докл. АН*, **462**(4), 461-466.
- Фортон В.Е., Султанов В.Г., Шутов А.В. (2013) Взрыв челябинского суперболида в атмосфере Земли: рядовое событие или уникальное стечение обстоятельств? *Геохимия*, (7), 609-628.
- Ханчук А.И., Гроховский В.И., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Кияшко С.И. (2013) Первые данные изотопного состава кислорода, углерода и серы метеорита Челябинск. *Докл. АН*, **452**(3), 317-320.
- Bouvier A. (2013) Pb-Pb chronometry of the dark melt lithology of the Chelyabinsk LL-chondrite. *Proc. Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution V Conf., LPI*, 3087-3087.
- Wasson J.T., Kallemeyen B.W. (1988) Composition of chondrites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A325**, 535-544.

REFERENCES

- Anfilogov V.N., Belogoub E.V., Blinov I.A., Eremyashev V.E., Kabanova L.Ya., Lebedeva S.M., Lonschakova G.F., Khvorov P.V. (2013) Petrography, mineralogy and structure of the meteorite Chelyabinsk. *Litosfera*, (3), 118-129. (In Russian)
- Antipin V.S., Kuz'min M.I., Pecherskii D.M., Tsel'movich V.A., Yazev S.A. (2014) The substance of the Chelyabinsk meteorite: Results of geochemical and thermomagnetic studies. *Dokl. Earth Sci.* **458**(1), 1082-1085.
- Badyukov D.D., Dudorov A.E. (2013) Fragments of the Chelyabinsk meteorite shower: Distribution of masses and sizes and constraints on the mass of the largest fragment. *Geochem. Int.*, **51**(7), 583-586.
- Berzin S.V., Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Khiller V.V. (2013) Structure, the mineralogical and geochemical composition of the meteorite Chelyabinsk. *Litosfera*, (3), 106-117. (In Russian)
- Bouvier A. (2013) Pb-Pb chronometry of the dark melt lithology of the Chelyabinsk LL chondrite. *Proc. Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution V Conf., LPI*, 3087-3087.
- Fortov V.E., Sultanov V.G., Shutov A.V. (2013) Chelyabinsk superbolide explosion in the Earth's atmosphere: A common phenomenon or unique coincidence? *Geochem. Int.*, **51**(7), 549-567.
- Galimov E.M., Kolotov V.P., Nazarov M.A., Kostitsyn Yu.A., Kubrakova I.V., Kononkova N.N., Roshchina I.A., Alexeev V.A., Kashkarov L.L., Badyukov D.D., Sevastyanov V.S. (2013) Analytical results for the material of the Chelyabinsk meteorite. *Geochem. Int.*, **51**(7), 522-539.
- Khanchuk A.I., Grokhovskii V.I., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Kiyashko S.I. (2013) The first data on the oxygen, carbon and sulphur isotope composition of the Chelyabinsk meteorite. *Dokl. Earth Sci.*, **452**(1), 967-970.
- Kolisnichenko S.V. (2014) Meteorite Chelyabinsk: chronicle of the events. *Meteorit Chelyabinsk – god na Zemle. Mat-ly Vseros. nauch. konf.* [Meteorite Chelyabinsk – one year on the earth. Collection of the sci. conf.]. Chelyabinsk, Min-vo Kul'tury Chelyabinskoi obl. Publ., 19-55. (In Russian)
- Koroteev V.A., Berzin S.V., Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Khiller V.V. (2013) Composition and structure of the Chelyabinsk meteorite. *Dokl. Earth Sci.*, **451**(2), 839-842.
- Meteorit Chelyabinsk – god na Zemle. Mat-ly vseros. nauch. konf.* [Meteorite Chelyabinsk – one year on the earth. Collection of the sci. conf.]. (2014) Chelyabinsk, Min-vo Kul'tury Chelyabinskoi obl. Publ., 694 p. (In Russian)
- Nazarov M.A. (2014) Meteoritic rain above Ural. *Priroda*, (5), 3-6. (In Russian)
- Pecherskii D.M., Markov G.P., Tsel'movich V.A., Sharonova Z.V. (2012) Extraterrestrial magnetic minerals. *Fizika Zemli*, (7-8), 103-120. (In Russian)
- Skublov S.G., Guseva N.S., Presnyakov S.L., Li S.Kh., Marin Yu.B., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Tuleneva N.V., Alexeev V.I. (2015) U-Pb age of zircon and the history of impact transformations of the Chelyabinsk meteorite. *Dokl. Earth Sci.*, **462**(2), 586-591.
- Wasson J.T., Kallemeyen B.W. (1988) Composition of chondrites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A325**, 535-544.

Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан)

© 2019 г. И. Ю. Анникова^{1,2,3}, А. Г. Владимиров^{1,2,3}, С. З. Смирнов^{1,2,3}, Т. А. Ойцева⁴,
Е. И. Михеев^{1,2}, Е. Н. Джес⁴, А. В. Травин^{1,2,3}, Б. А. Дьячков^{4,5},
В. И. Маслов⁶, И. Ф. Гертнер³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3,
e-mail: ira99@igm.nsc.ru, iyuannikova@mail.ru

²Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

³Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

⁴Восточно-Казахстанский государственный технический университет, 070004, Республика Казахстан,
г. Усть-Каменогорск, ул. Протожанова, 69

⁵Алтайский геолого-экологический институт, 692024, Республика Казахстан, г. Усть-Каменогорск,
ул. К. Либкнехта, 21

⁶ТОО “GEO.KZ”, 070004, Республика Казахстан, г. Усть-Каменогорск, просп. Победы, 3/2

Поступила в редакцию 06.08.2018 г., принята к печати 16.11.2018 г.

Объект исследования. Ново-Ахмировское литиеносное месторождение в Рудном Алтае (Восточный Казахстан), представленное интрузивным штоком топаз-циннвальдитовых гранитов, локализовано в пределах уникального по протяженности (более 1000 км) Калба-Нарым-Коктогайского литий-танталового редкометалльно-гранитного пояса, входящего в состав Алтайской аккреционно-коллизонной системы. **Материалы и методы.** Микроскопическое описание шлифов проведено классическим методом на основе коллекции геологических образцов, отобранных нами в ходе полевых исследований на Ново-Ахмировском штоке в 2016 г. Определение содержания петрогенных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25; концентрации редких и редкоземельных элементов определялись на масс-спектрометре Element фирмы Finnigan. Содержание главных компонентов в минералах установлено рентгеноспектральным микроанализом на электронном анализаторе Camebax Micro Jeol JXA-8100. **Результаты.** Руды представлены массивными до слабопорфировидных лейкократовыми гранитами, сложенными горошковидным кварцем (30–40), альбитом (25–40), микроклином (15–35%), литиевой слюдой, варьирующей по составу от циннвальдита до лепидолита (до 10) и топазом (до 5%). Судя по прогнозным оценкам, Ново-Ахмировское месторождение является, по сути дела, бедным литиевым месторождением (содержание Li_2O – 0.2–0.4 мас. %, прогнозные запасы – 110 тыс. т Li_2O), однако его рудогенерирующий потенциал до сих пор не доизучен и не востребован, несмотря на благоприятную инфраструктуру и непосредственную близость к горно-обогатительным и химико-металлургическим производствам г. Усть-Каменогорска. Приводятся новые данные по геологическому строению, возрасту, вещественному составу и условиям формирования топаз-циннвальдитовых гранитов Ново-Ахмировского интрузивного штока, а также их сравнительный анализ с топаз-биотитовыми гранитами массива Чёрная Сопка (0.6–0.7 мас. % Li_2O в протолитионитовых слюдах) и сподуменовыми гранит-порфирами Алахинского штока (Li_2O – 0.9–1.1 мас. %). **Выводы.** Сделан вывод, что перспективы освоения этих уникальных “внепегматитовых” литиевых месторождений требуют постановки глубокого разведочного бурения, минералого-технологического исследования керна скважин и переоценки геолого-экономической рентабельности их освоения.

Ключевые слова: литий, редкометалльные граниты, U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar изотопное датирование, геохимия, минералогия, термометрия расплавных включений, Алтай, Россия, Казахстан

Для цитирования: Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. (2019) Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан). *Литосфера*, 19(2), 304–326. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-304-326

For citation: Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Smirnov S.Z., Oitseva T.A., Mikheev E.I., Jes E.N., Travin A.V., D'yachkov B.A., Maslov V.I., Gertner I.F. (2019) Geology and mineralogy of the Novo-Akhmirovskoe deposit of lithium topaz-zinnwaldite granites (East Kazakhstan). *Litosfera*, 19(2), 304–326. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-304-326

Geology and mineralogy of the Novo-Akhmirovskoe deposit of lithium topaz-zinnwaldite granites (East Kazakhstan)

Irina Yu. Annikova^{1,2,3}, Alexandr G. Vladimirov^{1,2,3}, Sergei Z. Smirnov^{1,2,3}, Tatiyana A. Oitseva⁴,
Evgeny I. Mikheev^{1,2}, Elena N. Jes⁴, Alexei V. Travin^{1,2,3}, Boris A. D'yachkov^{4,5},
Vladimir I. Maslov⁶, Igor' F. Gertner³

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: ira99@igm.nsc.ru, iyuannikova@mail.ru

²Novosibirsk State University, 2 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia

³Tomsk State University, 36 Lenin av., Tomsk 634050, Russia

⁴East Kazakhstan Technical State University, 69 A.K. Protozanov st., Ust-Kamenogorsk 070004,
Republic of Kazakhstan

⁵K.I. Satpayev Altai geological and ecological institute, 21 Karl Liebknecht st., Ust-Kamenogorsk 692024,
Republic of Kazakhstan

⁶TOO "GEO.KZ", 3/2 Pobeda ave., Ust-Kamenogorsk 070004, Republic of Kazakhstan

Received 06.08.2018, accepted 16.11.2018

Research subject. The Novo-Akhmirovskoe lithium-bearing deposit in the East Kazakhstan region, which is represented by an intrusive layer of topaz-zinnwaldite granites, is located within of the Kalba-Narym-Koktogai lithium-tantalum rare-metal-granite belt. Being part of the Altai collision system, this belt is considered unique in terms of its length (more than 1000 km). Ores in the Novo-Akhmirovskoe deposit are represented by massive to low porphyry leucocratic granites composed of quartz (30–40%), albite (25–40%), microcline (15–35%), lithium mica varying in composition from zinnwaldite to lepidolite (up to 10%) and topaz (up to 5%). According preliminary estimates, the Novo-Akhmirov deposit is factually a poor lithium deposit with the Li₂O content of 0.2–0.4 wt % and the estimated Li₂O reserves of 110 thousand tones. Despite the favourable infrastructure and close proximity of this stock to Ust-Kamenogorsk mining and chemical-metallurgical enterprises, its ore-generating potential has not been sufficiently studied. **Materials and Methods.** In this research, we obtained new data on the geological structure, age, mineral composition and formation conditions of topaz-zinnwaldite granites in the Novo-Akhmirovskoe deposit. In addition, a comparative analysis of these ores with the topaz-biotite granites of the Black Sopka massif (0.6–0.7 wt % Li₂O in protolith) and spodumene granite porphyries of the Alakha stock (Li₂O = 0.9–1.1 wt %) was conducted. **Results and Discussion.** It is concluded that the development of this unique non-pegmatite lithium-bearing deposit requires deep exploratory drilling, mineralogical and technological research of core samples and reconsideration of economic efficiency parameters.

Keywords: lithium, rare-metal granites, U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar isotope dating, geochemistry, mineralogy, melt inclusion thermometry, Altai, Russia, Kazakhstan

Acknowledgements

The authors express their sincere gratitude to S.V. Khromykh, P.D. Kotlyar and O.N. Kuzmina for participation in expedition works and the material provided for the article on Ar-Ar isotopic age of lithium-fluorine granites of the Novo-Akhmirovskoe intrusion; N.G. Karmanova I.V. Nikolaeva (IGM SB RAS, Novosibirsk) for analytical studies to determine the content of rock-forming oxides, rare and rare-earth elements in rare-metal granites of the Novo-Akhmirov Intrusive rod; as well as V.G. Thomas for research on thermometry of melt inclusions.

The work was carried out on the state task of IGM SB RAS with the financial support of the Ministry of science and higher education of the Russian Federation: project No. 5-1688-2017/PM (definition of petrogenic, rare and rare earth elements in rare-metal granites of Novo-Akhmirovskii rod), project No. 14.Y26.31.0012 (geochemical typing of rare-metal granites of the Novo-Akhmirovskoe rod on the basis of the analysis of distribution in them of rare and rare-earth elements, determination of compositions of rock-forming minerals), the Russian Foundation for basic research: project No. 16-05-00128a (conducting field research on new-Akhmirovka field, the study of the accessory mineral assemblage of the granites Novo-Akhmirovskii rod), project No. 17-05-00936a (⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic studies of light micas from granites Novo-Akhmirovskoe rod).

ВВЕДЕНИЕ

В 80–90-х гг. XX в. в Горном и Рудном Алтае были открыты онгонит-эльвановые дайковые пояса и литиевые интрузивные штоки гипабиссальной фации глубинности [Щерба и др., 1984; Дергачев, 1988; Кудрин и др., 1994; Маслов и др., 1994; Довгаль и др., 1995; Владимиров и др., 1997, 1998]. Предпринятые исследования позволили выделить новую литиеносную провинцию, в которой наряду

с крупными полями сподуменовых пегматитов Калба-Нарым-Коктогайского редкометалльного пояса широко проявлены литиеносные интрузивные штоки и дайковые пояса. Онгонит-эльвановые дайки сейчас рассматриваются в качестве петрологических индикаторов Mo-W, W-Sn и Li-Ta месторождений, однако наибольший интерес вызывают интрузивные штоки литиевых гранитов – Алахинский в Горном Алтае и Ново-Ахмировский (Уланский) в Восточном Казахстане, которые по суще-

ству представляют собой крупные месторождения с бедными рудами, однако имеют контрастный химический и минеральный состав и, как следствие, требуют тщательного изучения. Алахинский интрузивный шток сподуменовых гранит-порфиров сейчас изучен наиболее детально [Анникова и др., 2016]. В настоящей статье представлены новые геологические, геохронологические и минералогическо-геохимические данные по Ново-Ахмировскому штоку.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ново-Ахмировский шток литий-фтористых гранитов приурочен к северо-западному флангу Чечекской метаморфогенной структуры, расположенной в пределах Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ) и непосредственно примыкающей к Калба-Нарымской структурно-формационной зоне (рис. 1). В строении Чечекской структуры участвуют гранитогнейсы, располагающиеся во внутренней части “подковы” Суровского габброидного массива и по существу представляющие собой его мигматизированную кровлю. В настоящее время установлено, что дифференцированные габброиды Суровского массива и мигматит-граниты Чечекской кровли были сформированы в позднем палеозое (315–312 млн лет назад, U/Pb, Ar/Ar изотопное датирование), а затем в составе уже консолидированной метаморфической структуры тектонически экспонированы на верхние уровни земной коры (от 15–20 до 5–7 км). Во внешнем обрамлении Суровского массива с юго-запада на северо-восток (см. рис. 1) залегают углистые алевролиты и песчаники такырской свиты (D_3-C_1), которые отделены от габброидов разрывными нарушениями. В северо-западном направлении эти породы сменяются зелеными сланцами ИСЗ [Савинский, Владимиров, 2015; Травин и др., 2016].

Геологическая карта современных выходов литий-фтористых гранитов и геологический разрез, полученный по разведочным скважинам, представлены на рис. 2. Контур выходов гранитов Ново-Ахмировского штока ($S_{\text{общ}} = 0.02 \text{ км}^2$, $220 \times 110 \text{ м}$) ориентирован в северо-восточном направлении, большая часть интрузива перекрыта рыхлыми отложениями. При вскрытии канавами выявлена его грубая зональность: центральная часть сложена среднезернистыми топаз-циннвальдитовыми гранитами с фациальными переходами по краям в порфировидные разности с более тонкозернистым матриксом, для последних характерно обилие пегматоидных и аплитовидных жил, в том числе пересекающих грейзенизированные роговики. По данным геофизических работ и бурения сетки скважин эти граниты без видимого изменения структурно-текстурных особенностей были прослежены до глубины 324–374 м, что позволило интерпретиро-

вать глубинную морфологию интрузивного тела как трубообразную апофизу от глубинной магматической камеры [Маслов, 1994; Довгаль и др., 1995]. Кровля магматической камеры была зафиксирована гравиразведкой на глубине $\approx 1.5 \text{ км}$, что совпадает с геолого-геофизическими разрезами и расположением кровли отдельных гранитоидных массивов в центральной части Калба-Нарымского батолита [Щерба и др., 1984]. Относительно простое квазиоднородное строение трубообразной апофизы (Ново-Ахмировского штока) было также подтверждено поинтервальным геохимическим опробованием керна разведочных скважин, согласно которому уровень содержания лития и других рудных компонентов устойчиво сохраняется до глубины 374 м (табл. 1). Эти данные свидетельствуют о высокой прогнозной перспективности Ново-Ахмировского литиевого месторождения, сложенного рудами гранитного состава с содержанием Li_2O , варьирующим от 0.2 до 0.4 мас. %, и прогнозными запасами Li_2O 110 тыс. т.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микроскопическое описание шлифов проведено классическим методом на основе коллекции геологических образцов, отобранных нами в ходе полевых исследований на Ново-Ахмировском штоке в 2016 г. Геокартографические материалы, включая результаты опробования разведочных скважин, предоставлены В.И. Масловым (геолого-разведочная компания “Топаз”, г. Усть-Каменогорск).

Определение содержания петрогенных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Определение концентрации редких и редкоземельных элементов осуществлено методом ICP-MS на масс-спектрометре Element фирмы Finnigan в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН по стандартной методике. Уровни концентрации F, B, Sr, Ba определены методом количественного атомно-эмиссионного анализа, щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) – методом пламенной фотометрии в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Для изучения составов породообразующих минералов из гранитов Ново-Ахмировского штока (плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и слюд) отобраны монофракции из образца наиболее “свежего” гранита (№ ВК-16-60), зерна затем смонтированы в “шашку”. Содержание главных компонентов в этих минералах определялось методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном анализаторе Camebax Micro Jeol JXA-8100 в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО

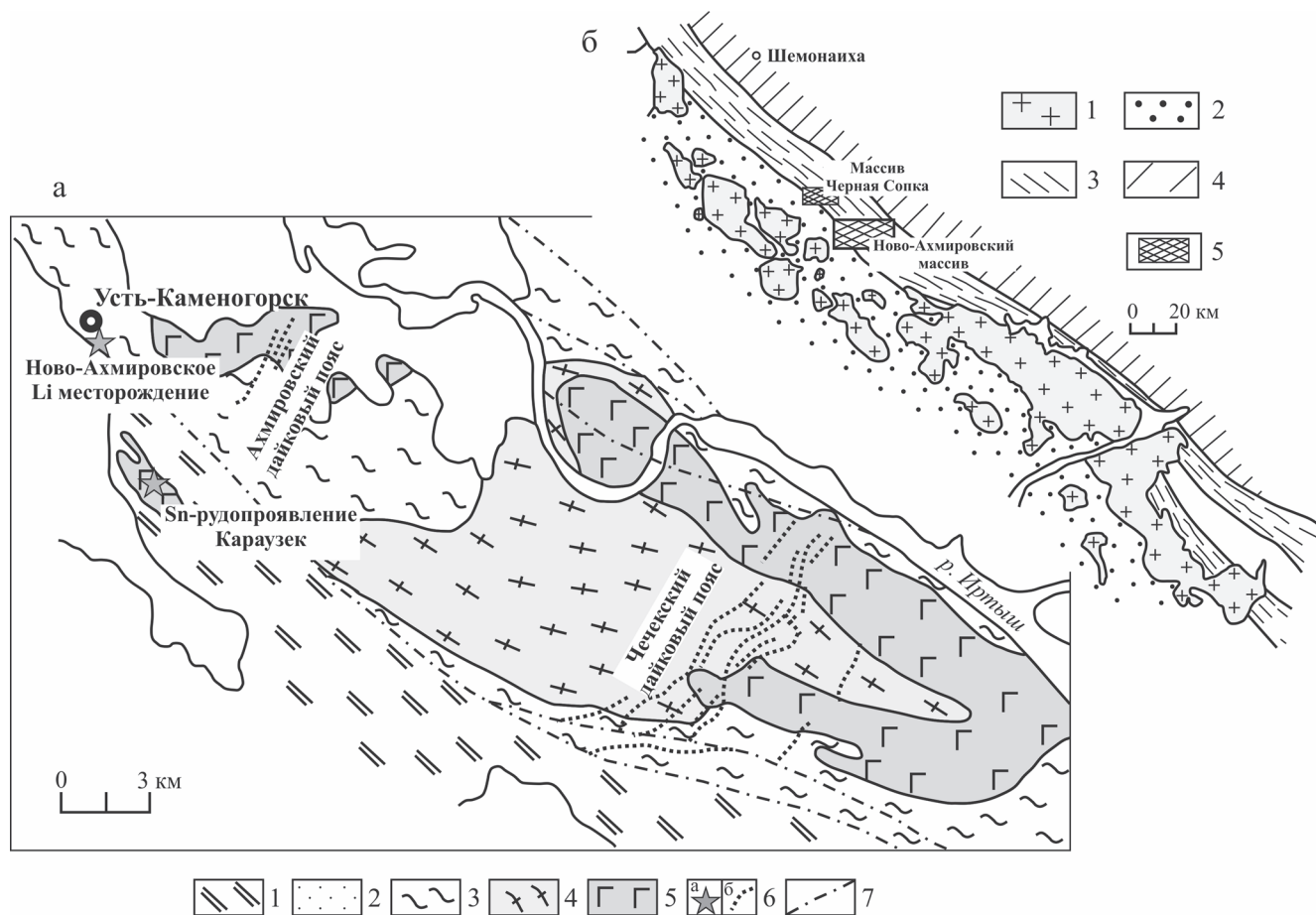


Рис. 1. Структурно-геологическая схема размещения онгонитов и литий-фтористых гранитов в зоне сочленения Иртышской сдвиговой зоны и центральной части Калба-Нарымской структурно-формационной зоны, Восточный Казахстан (а; составлена В.И. Масловым и М.С. Козловым [Довгаль и др., 1995], с изменениями и дополнениями); и геологическая схема Калба-Нарымского гранитоидного батолита с вынесенным контуром полигона исследований и массива Чёрная Сопка (б).

а: 1 – алевролиты и песчаники с линзами известняков и сланцев живетского яруса; 2 – песчаники, алевролиты, сланцы, известняки эйфельского яруса; 3 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы Иртышской зоны смятия нерасчлененные; 4 – гнейсогранодиориты и гнейсограниты, С₃ Чечекского купола; 5 – дифференцированные габброиды Суровского массива, С₃; 6а – топазовые циннвальдит-лепидолитовые граниты, Р₂; 6б – онгонитовые дайки, Р₂; 7 – дизъюнктивные нарушения.

б: 1 – позднепалеозойские гранитоиды Калба-Нарымского батолита нерасчлененные; 2 – девон-каменноугольные-осадочные отложения Калба-Нарымской зоны нерасчлененные; 3 – Иртышская сдвиговая зона; 4 – Рудно-Алтайская структурно-формационная зона; 5 – полигон исследований.

Fig. 1. Structural-geological scheme of emplacement of ongonites and lithium-fluoride granites at the joint area of the Irtysh shear zone and the central part of the Kalba-Narym structural-formational zone, East Kazakhstan (a; compiled by V.I. Maslov and M.S. Kozlov [Dovgal et al., 1995], with changes and additions); and geologic scheme of the Kalba-Narym granitoid batholith with studied area outline and with the Black Sopka massif position (b).

a: 1 – the siltstones and sandstones with lenses of limestone and shale of Givetian stage; 2 – sandstones, siltstones, shales, limestone of the Eiffel stage; 3 – gneiss, amphibolites, crystalline schists of the Irtysh shear zone, undivided; 4 – gneiss granodiorites and gneiss granites of Chechek dome, C₃; 5 – differentiated gabbroids of the Surovsky massif, C₃; 6a – Topaz zinnwaldite-lepidolite granites, P₂; 6b – ongonite dikes, P₂; 7 – disjunctive faults.

b: 1 – Late Paleozoic granitoids of the Kalba-Narym batholith, undifferentiated; 2 – Devon-Carboniferous-sedimentary deposits of the Kalba-Narym zone, undivided; 3 – Irtysh Shear Zone; 4 – The Ore-Altai structural and formational zone; 5 – research area.

РАН. Акцессорный минеральный парагенезис редкометалльных гранитов Ново-Ахмировского штока изучен на сканирующем электронном микроско-

пе Tescan Mira 3 LMU с рентгеноспектральными детекторами EDS и WDS в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

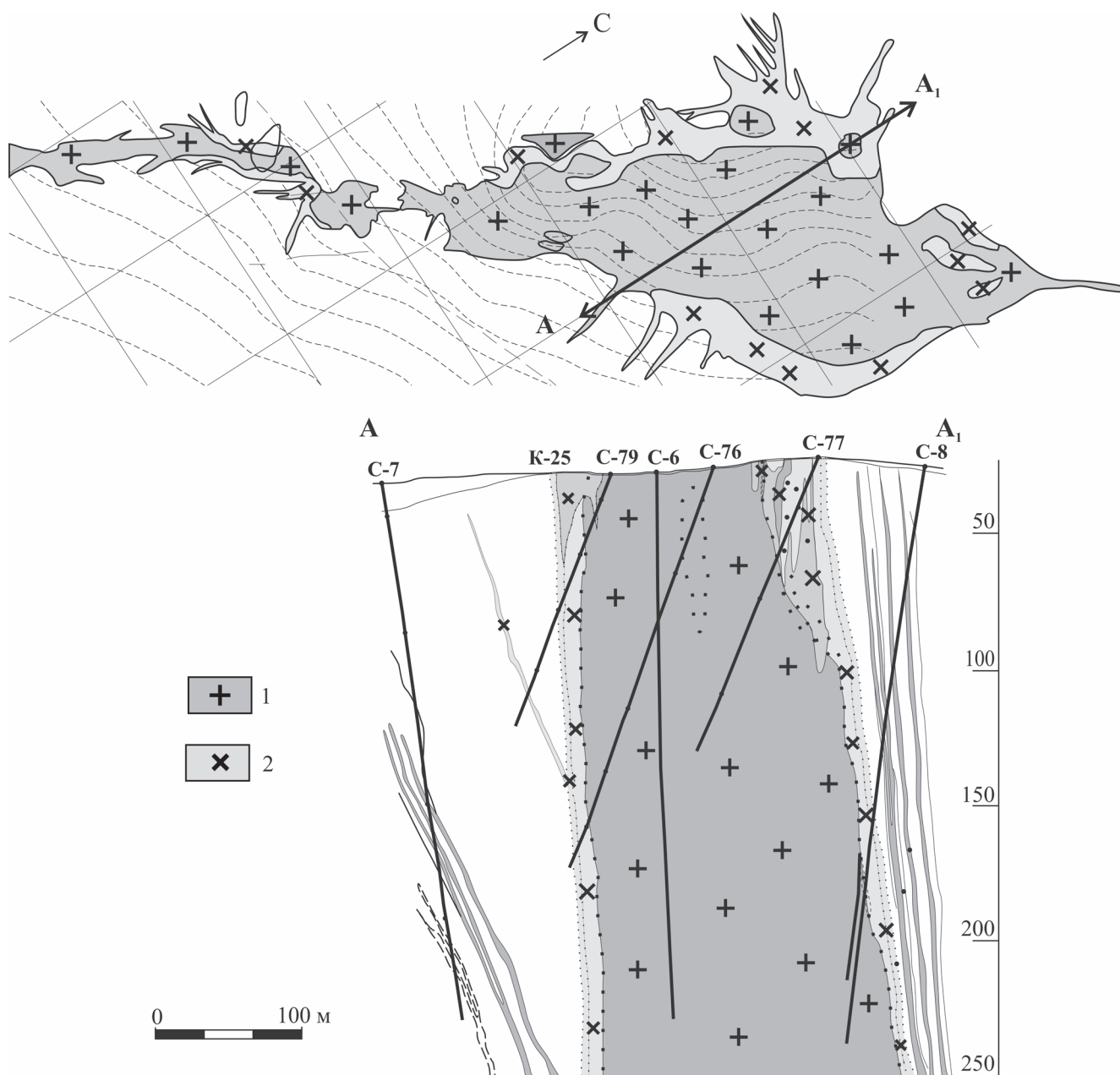


Рис. 2. Геологическая карта и глубинная морфология Ново-Ахмировского интрузивного штока (составлена по данным крупномасштабного картирования и разведочного бурения [Маслов, 1994], с изменениями и дополнениями).

1 – среднезернистые, часто порфировидные топаз-циннвальдитовые граниты главной интрузивной фазы (для структур характерны “горошковидные” выделения кварца и призматические кристаллы калиевого полевого шпата); 2 – мелкозернистые топаз-циннвальдитовые гранит-лейкограниты эндоконтактовой фации (подвержены неравномерной площадной грейзенизации, характерны аплит-пегматиты с резкими или постепенными переходами в граниты).

Fig. 2. Geological map and deep morphology of Novo-Akhmirovsky intrusive stock (compiled from large-scale mapping and exploration drilling data [Maslov, 1994], with changes and additions).

1 – medium-grained, often porphyritic topaz-zinnwaldite granites of the main intrusive phase (for structures “pea shaped” of quartz and prismatic crystals of potassic feldspar are characteristic); 2 – fine-grained topaz-zinnwaldite granite-leucogranites of endocontact facies (subjected to uneven areal granite greysening, aplite-pegmatites with sharp or gradual transitions in granite are typical).

Таблица 1. Содержание лития, олова и других рудных элементов в гранитах Ново-Ахмировского интрузивного штока по данным разведочного бурения

Table 1. Content of lithium, tin and other ore elements in granites of the Novo-Akhmirovsky intrusive stock according to exploration drilling data

Участок опробования, порода	Гипсометрическое положение интервала опробования	Содержание, мас. %					
		Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Sn	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Центральная часть интрузива, мелко-среднезернистые порфириовидные граниты с горошковидным кварцем	Поверхность	0.420	0.143	0.005	0.01–0.1	0.003–0.006	0.003–0.011
	0–203 м (инт. 0–203 м, скв. 6)	0.461	0.160	0.005	0.056	0.004	0.006
	320–366 м (инт. 322–374 м, скв. 37)	0.427	0.148	0.005	0.044	0.0047	0.008
Эндоконтактовая зона, аплитовидные граниты, участки с пегматитовидными выделениями	Поверхность	0.110–0.310	0.098–0.170	0.004–0.007	0.002–0.120	0.003	0.007
	125–196 м (инт. 131–202 м, скв. 9)	0.057–0.0321	0.055–0.141	0.005	0.006–0.100	0.003–0.005	0.007
	133–210 м (инт. 174–214 м, скв. 8)	0.082–0.297	0.047–0.075	0.005	0.004–0.005	0.005	0.007
	275–320 м (инт. 275.5–322 м, скв. 37)	0.093–0.241	0.051–0.105	0.005	0.004–0.045	0.003–0.005	0.008

Примечание. Приведены средневзвешенные содержания либо указаны их вариации при интервальном опробовании разведочных скважин. Прогнозные запасы Ново-Ахмировского литиевого месторождения топаз-циннвальдитовых гранитов: P_{Li₂O} – 110 тыс. т, P_{Rb₂O} – 40, P_{Sn} – 13–20, P_{Ta₂O₅} – 1 тыс. т [Маслов, 1994].

Note. The weighted average contents are given, or their variations are indicated for interval testing of exploratory wells. The estimated reserves of the Novo-Akhmirovsky lithium deposit: P_{Li₂O} – 110 thousand tons, P_{Rb₂O} – 40, P_{Sn} – 13–20, P_{Ta₂O₅} – 1 thousand tons [Maslov, 1994].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Топаз-циннвальдитовые граниты, слагающие главную интрузивную фазу Ново-Ахмировского штока, – это светло-серые, кремово-серые породы с массивной текстурой и равномернозернистой до слабопорфириовидной структурой (рис. 3а), сложенные горошковидным кварцем (30–40%), альбитом (25–40), микроклином (15–35), литиевой слюдой, варьирующей по составу от циннвальдита [Циннвальдит...] до лепидолита (до 10), и топазом (до 5%). Размер зерен породообразующих минералов (полевых шпатов, слюды, топаза) во всех разновидностях гранитов варьирует от 0.5 до 2.5 мм, зерна кварца наиболее крупные, обычно горошковидные, составляют в диаметре 2–4 мм. В порфириовидных разновидностях вкрапленники слагают не более 5–10% объема породы и варьируют в размерах от 0.5 до 3.0 мм, размеры кристаллов основной массы обычно не превышают 0.3 мм. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата и округлыми горошковидными зернами кварца. Для пород характерно проявление вторичных изменений в виде пелитизации полевых шпатов. Типичные микроструктуры, отвечающие главной интрузивной фазе гранитов, представлены на микрофотографиях шлифов (рис. 3б–д), эндоконтактовая фация гранитов – на микрофотографии (рис. 3е). Для этой разновидности

сти характерны порфириовидные структуры с редкими вкрапленниками полевых шпатов, кварца и более мелкозернистой основной массой. Следует подчеркнуть, что по внешнему облику и текстурно-структурным особенностям литийсодержащие граниты Ново-Ахмировского (Восточный Казахстан) и Алахинского (Горный Алтай) интрузивных штоков подобны друг другу, за исключением вкрапленников топаза, место которого в алахинских гранит-порфирах занимает сподумен [Анникова и др., 2016].

Приведенная далее характеристика минералогеохимических особенностей пород относится к гранитам главной интрузивной фазы Ново-Ахмировского штока.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Геохимическая характеристика гранитов Ново-Ахмировского штока приведена в сравнении со сподуменовыми гранит-порфирами Алахинского штока (табл. 2). На TAS-диаграмме составы топаз-циннвальдитовых гранитов Ново-Ахмировского штока отвечают полю субщелочных гранитов и лейкогранитов (SiO₂ = 70.49–74.38 мас. %, Σ K₂O, Na₂O = 8.27–8.97 мас. %, K₂O/Na₂O = 0.64–0.87) и пересекаются с полем составов сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока (см. табл. 2, рис. 4а).

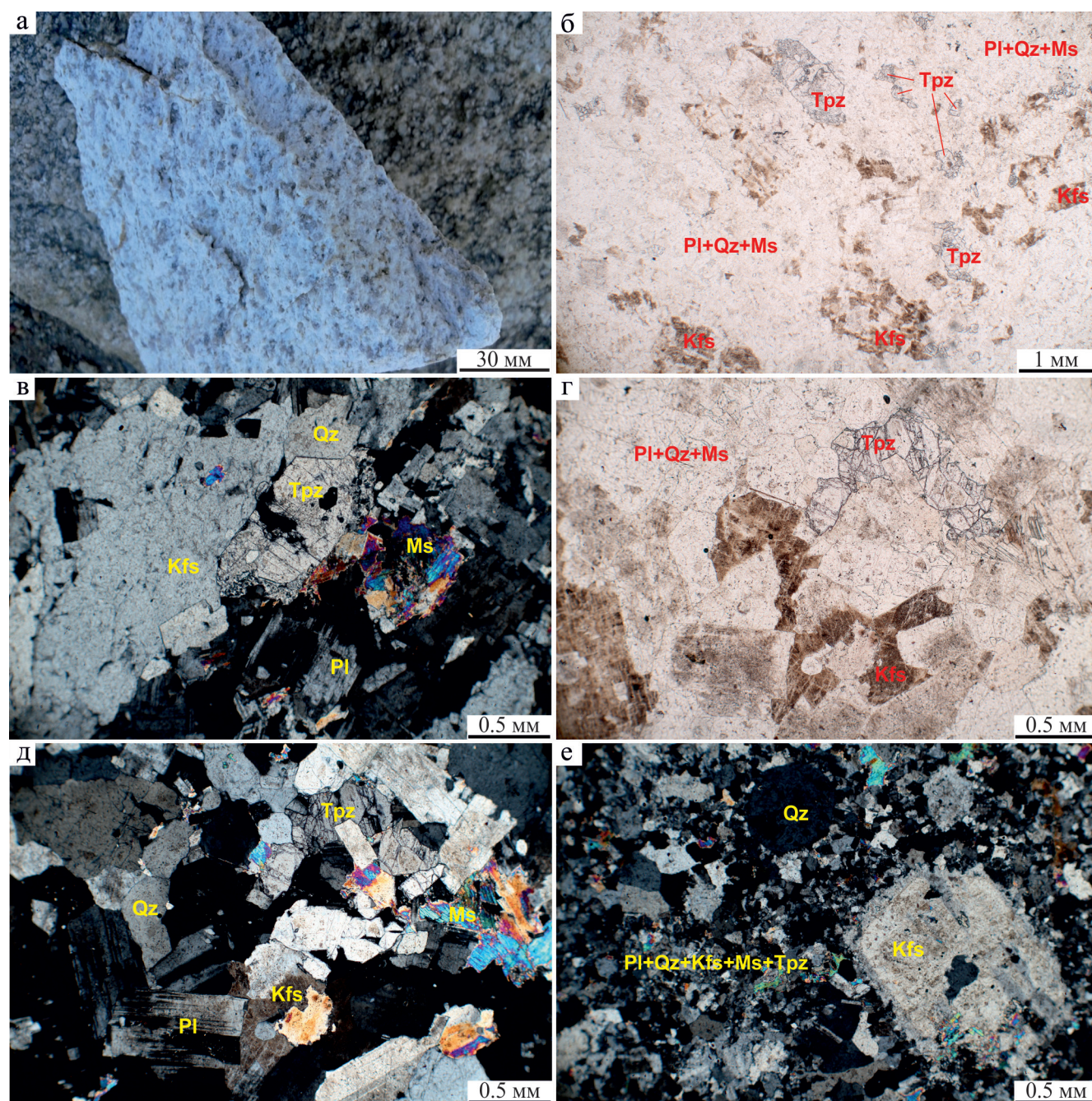


Рис. 3. Текстурно-структурные особенности литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского интрузивного штока.

а – текстура среднезернистых, часто порфировидных топаз-циннвальдитовых гранитов главной интрузивной фазы; б–д – микроструктуры литий-фтористых гранитов главной интрузивной фазы в параллельных (б, г) и скрещенных (в, д) николях под микроскопом; е – порфировидная структура литий-фтористых гранитов эндоконтактовой фации с вкрапленниками “горошковидного” кварца и таблитчатого калиевого полевого шпата в скрещенных николях.

Fig. 3. Textural and structural features of lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky intrusive stock.

а – texture of medium-grained, often porphyritic topaz-zinnwaldite granites of the main intrusive phase; б–д – the microstructure of lithium-fluoride granites of the main intrusive phase in parallel (б, г) and crossed (в, д) nicols under a microscope; е – porphyry structure of lithium-fluoride granites of the endocontact facies with phenocrysts of “pea-shaped” quartz and tabular potassium feldspar in crossed nicols.

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов, фтора, бора, лития (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в представительных образцах гранитов Ново-Ахмировского штока и вмещающих роговиках. Для сравнения приведены составы сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока [Анникова и др., 2016]

Table 2. Content of rock-forming oxides, fluorine, boron, lithium (wt %), rare and rare earth (ppm) elements in representative samples from granites of the Novo-Akhmirovsky stock and in the cornea enclosing them. For comparison, the compositions of spodumene granite porphyries of the Alakha stock are given [Annikova et al., 2016]

Порода	Ново-Ахмировский шток											Алахинский шток		
	Топаз-циннвальдитовые граниты							Гранит грейзе- низи- рован- ный	Грейзен по гра- ниту	Роговик грейзе- низи- ро- ванный	Рого- вик	Мусковит- сподумен-калишпат- альбитовые гранит- порфиры		
№ пробы	ВК- 16-60	ВК- 16-61	ВК- 16-62	ВК- 16-63	ВК- 16-64	ВК- 16-65	ВК-16- 72	ВК-16- 66	ВК-16- 67/1	ВК- 16/70	ВК- 16/71	A-1/35	A-3/36	22g-a
SiO ₂	71.39	72.02	70.49	70.97	71.54	74.38	72.25	73.79	74.59	69.11	64.94	73.65	71.82	72.81
TiO ₂	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.33	0.67	<0.03	<0.03	<0.03
Al ₂ O ₃	15.88	15.43	15.68	15.60	15.52	14.00	15.50	14.95	14.57	15.80	16.60	17.12	17.90	19.10
S	0.81	0.72	0.82	0.55	0.86	1.02	0.91	0.73	1.22	3.56	4.75	0.42	0.42	0.48
MnO	0.16	0.15	0.18	0.16	0.18	0.07	0.09	0.05	0.06	0.15	0.08	<0.03	0.04	0.07
MgO	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.07	0.73	1.44	<0.01	<0.01	0.38
CaO	0.26	0.23	0.57	0.50	0.31	0.56	0.34	0.45	0.36	0.57	1.56	0.32	0.12	0.22
Na ₂ O	5.33	4.96	4.95	4.93	5.20	4.43	4.50	5.03	3.64	2.44	2.69	7.27	5.19	5.14
K ₂ O	3.64	3.73	3.60	3.39	3.33	3.84	3.89	2.86	2.93	3.93	3.63	0.43	3.31	1.07
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.12	0.11	0.11	0.04	0.12	0.14	0.08	0.08	0.15	0.18	0.16	0.14
F	1.43	1.43	1.17	1.45	1.45	1.05	1.28	0.85	0.56	1.28	0.95	0.01	—	0.01
B	0.0031	0.0035	0.0033	0.0037	0.0036	0.0026	0.0042	0.005	0.0055	0.013	0.011	0.002	0.0056	0.0012
Li	0.22	0.22	0.28	0.26	0.25	0.10	0.13	0.051	0.036	0.092	0.039	0.37	0.51	0.58
Rb	1250	1270	1380	1340	1260	828	973	509	416	633	397	130	1900	600
Cs	44	46	52	52	55	42	49	48	20	127	157	73	270	96
Sr	6.7	5.3	8.1	9.7	8.4	5.7	19.0	3.4	<3.0	23	188	80	11	14
Ba	29	29	22	22	17	30	33	32	34	71	390	30	30	—
Be	14	12	11	10	10	64	18	134	8.9	300	205	100	41	41
Ta	44	38	26	25	36	11.9	18.5	13.6	6.7	8.1	1.21	130	150	100
Nb	62	58	43	42	60	28	35	36	31	32	12.9	120	150	232
Zr	25	22	23	25	29	81	54	84	66	154	259	12	8	14
Hf	3.1	2.5	2.6	2.8	3.1	5.6	3.8	5.3	3.9	5.0	7.0	3.1	3.6	3.7
Y	10.3	9.5	9.8	10.6	12.0	73	42	67	64	34	31	2.0	51	15
La	2.2	1.17	1.13	1.31	1.43	6.2	5.4	7.8	12.6	25	38	0.3	0.16	0.24
Ce	6.2	3.3	3.3	3.8	4.3	18.1	15.5	24	38	58	77	—	—	—
Pr	0.86	0.48	0.46	0.54	0.64	2.9	2.2	3.5	5.4	7.2	9.1	—	—	—
Nd	3.7	2.0	1.88	2.4	2.4	13.7	9.7	14.0	22	29	35	—	—	—
Sm	1.67	1.05	0.98	1.34	1.55	5.9	3.9	6.4	8.9	7.1	6.4	0.16	0.09	0.07
Eu	0.005	0.006	0.009	0.005	0.012	0.030	0.005	0.005	0.008	0.20	1.20	0.0088	0.0033	0.0086
Gd	1.53	1.04	1.17	1.27	1.52	7.5	4.6	7.2	8.4	5.9	6.1	—	—	—
Tb	0.32	0.27	0.24	0.30	0.35	1.56	1.07	1.77	1.77	1.05	0.89	0.01	0.01	—
Dy	1.85	1.53	1.56	1.84	2.2	10.7	7.2	11.3	10.6	6.2	5.4	—	—	—
Ho	0.29	0.28	0.25	0.34	0.38	2.2	1.27	2.1	1.84	1.08	1.08	—	—	—
Er	0.88	0.80	0.82	0.99	1.10	7.0	3.9	6.1	5.6	3.2	3.0	—	—	—
Tm	0.17	0.17	0.14	0.20	0.20	1.22	0.76	1.16	1.05	0.54	0.51	—	—	—
Yb	1.19	1.25	1.13	1.25	1.40	7.8	5.3	8.5	7.3	3.9	3.1	0.016	0.01	0.03
Lu	0.15	0.17	0.17	0.17	0.20	1.13	0.74	1.16	1.02	0.54	0.45	0.0025	0.0016	0.0047
ΣРЗЭ	21.03	13.57	13.20	15.75	17.64	85.99	61.41	94.78	124.63	148.83	187.75	0.50	0.27	0.35

Примечание. Анализы выполнены в аналитических лабораториях ИГМ и ИГХ СО РАН; “<” – содержание элемента ниже чувствительности аналитического метода, ΣРЗЭ – сумма редкоземельных элементов, прочерк – не определялось.

Note. Analyzes were performed in analytical laboratories of the IGM and IGC SB RAS; “<” – the content of the element is lower the sensitivity of the analytical method, ΣREE – the amount of rare earth elements, dash – not defined.

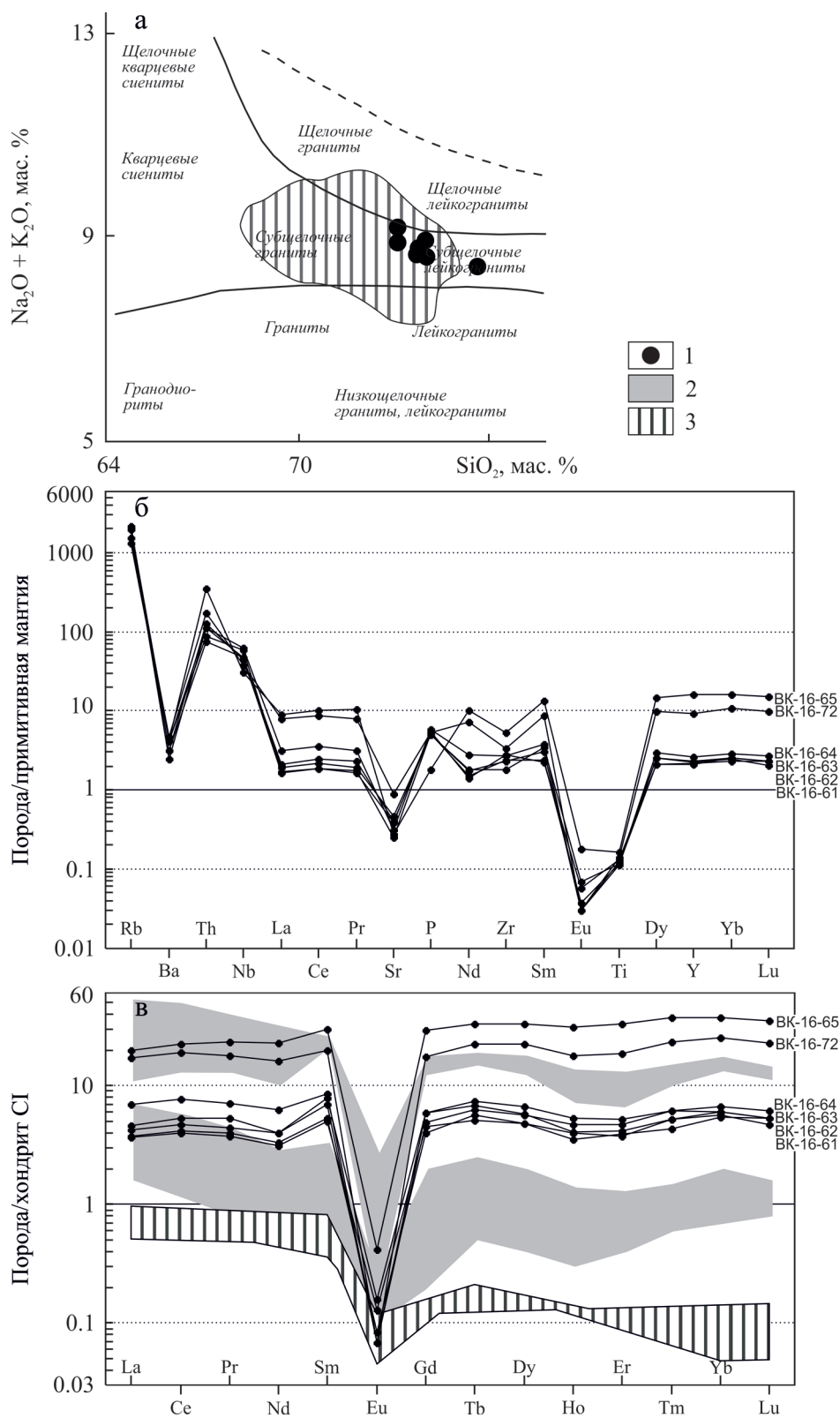


Рис. 4. Геохимические диаграммы топаз-цинновальдитовых гранитов Ново-Ахмировского интрузивного штока (составлена по данным табл. 4 и данным из [Анникова и др., 2016]).

а – TAS-диаграмма [Магматические..., 1983]; б – мультиэлементные спектры, нормированные по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]; в – спектры редкоземельных элементов, нормированные по хондриту CI [Boynnton, 1984]. 1 – литий-фтористые граниты Ново-Ахмировского штока, 2 – онгониты Чечекского и Ахмировского дайковых поясов, 3 – сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока.

Fig. 4. Geochemical diagrams of topaz-zinnwaldite granites of the Novo-Akhmirovsky intrusive stock (compiled according to Table 4 and data [Annikova et al., 2016]).

a – TAS-diagram [Magmatic..., 1983]; б – multi-element charts normalized by the composition of the primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]; в – charts of rare-earth elements, normalized by chondrite CI [Boynton, 1984].
 1 – lithium-fluoric granites of the Novo-Akhmirovsky stock, 2 – ongonites of the Chechek and Akhmirov dyke belts, 3 – spodumene granite porphyries of the Alakha stock.

Для гранитов Ново-Ахмировского штока отмечаются следующие вариации уровней концентрации литофильных редких элементов, фтора и бора (по 7 пробам, в г/т): Li (1000–2800), Rb (830–1380), Cs (42–55), Nb (28–62), Ta (12–44), Ga (26–47), Sn (170–1200), В (17–220), F – 0.75–1.85 мас. %, в то же время для них характерны пониженное содержание Sr (5.7–19.0), Ba (5–14) и низкие Σ РЗЭ (86–14) (все в г/т, см. табл. 2).

На спайдер-диаграммах для гранитов Ново-Ахмировского штока отмечаются максимумы по Cs, Rb, Nb и минимумы – по Sr, Ba, Zr, Ti (см. рис. 4б). Спектры распределения РЗЭ симметричны с небольшим обогащением тяжелыми элементами: $(La/Yb)_n = 0.53–0.71$, в одном случае установлено слабое обеднение тяжелыми РЗЭ: $(La/Yb)_n = 1.22$ (см. рис. 4в). Для всех спектров характерно наличие глубоких европиевых минимумов: $(Eu/Eu^*)_n = 0.01–0.03$. По геохимическим особенностям граниты Ново-Ахмировского штока обнаруживают значительное сходство со средними составами литий-фтористой фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов [Таусон, 1977]. В сравнении со сподуменовыми гранит-порфирами Алахинского штока они отличаются более высоким содержанием РЗЭ: 3–30 хондритовых единиц и 0.05–0.10 хондритовых единиц соответственно и более глубокими Eu-минимумами: $(Sm/Eu)_n = 38.8–283.6$ и $(Sm/Eu)_n =$

$= 3.0–11.5$ соответственно. Кроме того, породам Алахинского штока свойственны более фракционированные спектры РЗЭ с заметным обогащением легкими лантаноидами: $(La/Yb)_n = 5.39–12.64$ (см. рис. 4в). Следует отметить, что по геохимическим особенностям самыми близкими аналогами гранитов Ново-Ахмировского штока являются литий-фтористые топаз-циннвальдитовые (протолитовые) граниты и аплиты Этыкинского редкометалльного рудного поля в Восточном Забайкалье, которые также рассматривались как перспективное литиевое месторождение с крупными запасами, но бедными рудами гранитного состава [Бескин и др., 1994].

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Плагноклазы из гранитов Ново-Ахмировского штока отвечают альбитам от практически “чистых” (100% альбитового минала) до альбитов с примесью до 6% анортитовой составляющей, содержание ортоклазового минала в проанализированных плагноклазах не превышает 2% (табл. 3).

Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом (вариации ортоклазового минала составляют от 94 до 99%), для их составов характерны весьма незначительные (0.01–0.12 мас. %), а иногда ниже предела чувствительности аналитического метода значения содержания CaO (табл. 4). Составы

Таблица 3. Составы плагноклазов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %

Table 3. Compositions of plagioclase from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	68.21	67.29	67.86	67.13	66.49	67.56	67.7	67.13	67.27	66.26	67.4	67.97	66.79	67.92	65.83	68.00
Al ₂ O ₃	19.17	19.78	19.55	19.59	20.42	19.87	19.52	19.93	19.01	20.03	19.76	19.45	19.83	19.68	20.58	19.49
Na ₂ O	11.68	11.72	12	11.75	11.16	11.93	12.04	11.71	12.01	11.29	11.54	11.92	11.54	11.97	11.28	12.15
K ₂ O	0.02	0.12	0.14	0.17	0.31	0.16	0.17	0.19	0.08	0.37	0.14	0.14	0.19	0.12	0.17	0.1
CaO	0.01	0.35	0.18	0.46	0.98	0.36	0.05	0.44	0.05	1.31	0.33	0.05	0.84	0.26	1.32	0.32
Сумма	99.09	99.26	99.73	99.11	99.36	99.88	99.48	99.4	99.42	99.26	99.17	99.53	99.19	99.85	99.18	100.06
Кристаллохимические коэффициенты, рассчитанные на 8 атомов кислорода (количество ионов в пересчете на 8 атомов О)																
Si	3.00	2.97	2.98	2.97	2.94	2.96	2.98	2.96	2.99	2.94	2.97	2.99	2.95	2.98	2.92	2.98
Al	0.99	1.03	1.01	1.02	1.06	1.03	1.01	1.04	1.00	1.05	1.03	1.01	1.03	1.02	1.08	1.01
Na	1.00	1.00	1.02	1.01	0.96	1.02	1.03	1.00	1.04	0.97	0.99	1.02	0.99	1.02	0.97	1.03
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.02	0.01	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.06	0.02	0.00	0.04	0.01	0.06	0.02
Молекулярные проценты основных миналов																
Ab	100.0	98.0	98.0	97.0	94.0	98.0	99.0	97.0	99.0	92.0	98.0	99.0	95.0	98.0	93.0	98.0
An	0.0	1.0	1.0	2.0	4.0	2.0	0.0	2.0	0.0	6.0	1.0	0.0	4.0	1.0	6.0	1.0
Or	0.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

Таблица 4. Составы калиевых полевых шпатов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %**Table 4.** Compositions of potassium feldspar from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	64.73	64.78	64.79	64.30	64.19	64.88	64.77	64.14	65.73	65.52	64.42	64.51	64.04	65.00	64.17	64.88
Al ₂ O ₃	18.26	18.43	18.37	17.89	18.06	18.04	17.75	18.28	17.98	17.85	17.99	17.87	17.95	17.96	18.18	18.06
Na ₂ O	0.19	0.65	0.50	0.41	0.16	0.19	0.52	0.11	0.22	0.14	0.17	0.25	0.23	0.16	0.22	0.64
K ₂ O	15.25	14.73	14.87	15.70	15.90	15.76	15.46	15.96	15.02	15.42	15.59	15.46	16.46	15.77	15.86	14.57
CaO	—	—	0.01	0.01	—	—	0.12	—	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	—	—	—
Сумма	98.43	98.59	98.54	99.40	98.31	98.87	98.62	98.49	98.96	98.95	98.18	98.11	98.70	98.89	98.43	98.15
Кристаллохимические коэффициенты, рассчитанные на 8 атомов кислорода (количество ионов в пересчете на 8 атомов О)																
Si	3.02	3.01	3.01	3.01	3.01	3.02	3.02	3.00	3.04	3.04	3.02	3.02	3.00	3.02	3.01	3.02
Al	1.00	1.01	1.01	0.99	1.00	0.99	0.98	1.01	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.98	1.00	0.99
Na	0.02	0.06	0.05	0.04	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06
K	0.91	0.87	0.88	0.94	0.95	0.94	0.92	0.98	0.89	0.91	0.93	0.92	0.98	0.94	0.95	0.87
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Молекулярные проценты основных миналов																
Ab	2.0	6.0	5.0	4.0	3.0	3.0	5.0	1.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	6.0
An	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	98.0	94.0	95.0	96.0	96.0	97.0	95.0	99.0	98.0	97.0	98.0	98.0	98.0	99.0	99.0	94.0

Примечание. Прочерк – содержание компонента ниже предела чувствительности аналитического метода.

Note. Dash – below limit of detection.

плаггиоклазов из гранитов Ново-Ахмировского штока, вынесенные на треугольную диаграмму “альбит–анортит–ортоклаз”, формируют более широкое поле в сравнении с составами плаггиоклазов из сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока, в то время как поля составов калиевых полевых шпатов из гранитов Ново-Ахмировского и Алахинского штоков практически совпадают (рис. 5).

Литиевые слюды из гранитов Ново-Ахмировского штока в протоочках повсеместно пред-

ставлены серебристо-белыми до серебристо-серых с перламутровым отливом идиоморфными лейстами. Существенный недостаток суммы компонентов в их составах, а также высокое (до 10 мас. %) содержание F (табл. 5) связаны с тем, что уровень концентрации таких компонентов, как Li₂O и H₂O, не определяется на микроанализаторе Jeol JXA-8100. По данным предыдущих исследователей [Маслов и др., 1994], для слюд из гранитов Ново-Ахмировского штока характерно содер-

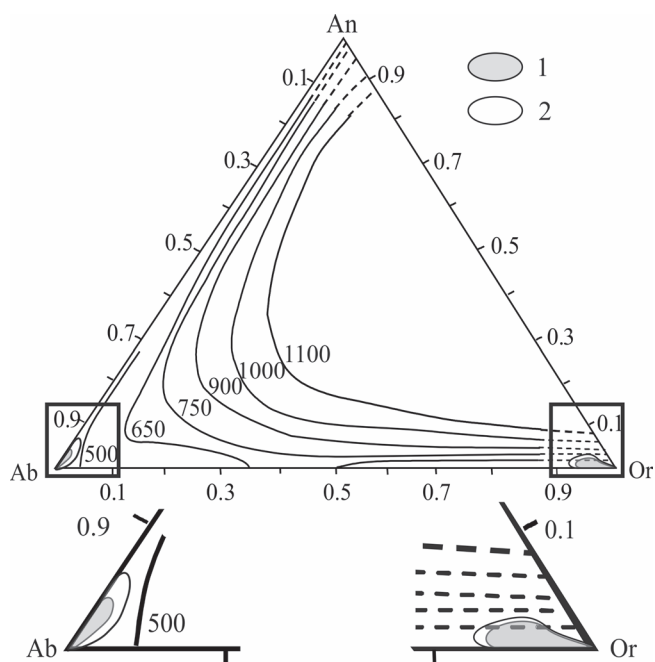


Рис. 5. Составы калиевых полевых шпатов и плаггиоклазов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока в миналах “ортоклаз–анортит–альбит”.

Линии солидуса проведены для $P_{(H_2O)} = 1.5$ кбар, T от 500 до 1100°C [Barth, 1961; Seck, 1972]. Поля составов полевых шпатов: 1 – составы полевых шпатов из мусковит-сподумен-альбитовых гранит-порфиров Алахинского штока [Анникова и др., 2016], 2 – составы полевых шпатов из гранитов Ново-Ахмировского штока.

Fig. 5. Compositions of potassium feldspars and plagioclases from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock in the orthoclase–anorthite–albite minals.

Solidus lines are drawn for $P_{(H_2O)} = 1.5$ kbar, T from 500 to 1100°C [Barth, 1961; Seck, 1972]. Fields of feldspar compositions: 1 – compositions of feldspars from muscovite-spodumene-albite granite-porphyrries of the Alakhinsky stock [Annikova et al., 2016], 2 – compositions of feldspars from granites of the Novo-Akhmirovsky stock.

Таблица 5. Составы слюд из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %

Table 5. Compositions of mica from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.88	51.20	49.34	53.80	43.95	52.46	48.66	48.58	49.66	47.36
Al ₂ O ₃	20.01	18.11	18.18	24.24	25.40	17.63	20.04	22.58	19.46	20.46
K ₂ O	8.67	8.67	8.64	8.23	8.26	8.76	9.64	7.43	9.31	8.94
Na ₂ O	0.19	0.14	0.11	0.2	0.30	0.11	0.13	0.22	0.24	0.24
FeO	5.17	3.96	4.04	1.12	6.07	4.04	6.10	5.23	5.06	5.35
MnO	1.83	1.44	1.44	0.48	2.32	1.29	2.01	1.74	1.89	1.96
MgO	0.03	0.03	0.06	0.01	0.06	0.05	0.05	0.06	0.042	0.04
CaO	0.016	0.004	0.026	—	0.002	—	0.013	0.016	0.02	0.08
Rb ₂ O	0.96	1.09	0.85	1.02	0.37	0.91	1.04	0.79	1.15	0.90
Cs ₂ O	0.028	0.032	0.036	0.018	0.002	0.04	0.06	0.02	0.031	0.029
Li ₂ O*	6.00	6.56	6.59	8.24	4.37	6.65	6.73	4.06	6.14	6.51
F	8.55	9.03	9.05	10.37	7.05	9.10	9.17	6.74	8.67	8.98
Cl	0.016	—	—	—	0.001	—	—	—	—	—
Сумма	98.03	96.77	94.86	100.72	95.43	97.52	100.09	94.87	98.32	97.33
Кристаллохимические коэффициенты, рассчитанные по катионам										
Si	3.45	3.54	3.47	3.35	3.20	3.60	3.26	3.60	3.42	3.25
Al (IV)	0.55	0.46	0.53	0.65	0.80	0.40	0.74	0.40	0.58	0.75
Al (VI)	1.08	1.02	0.98	1.13	1.38	1.03	0.84	1.57	0.99	0.91
Fe	0.30	0.23	0.24	0.06	0.37	0.23	0.34	0.32	0.29	0.31
Mn	0.11	0.08	0.09	0.03	0.14	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11
Mg	0.003	0.003	0.006	0.001	0.007	0.005	0.005	0.007	0.004	0.004
Ca	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.006
K	0.77	0.77	0.77	0.65	0.77	0.77	0.82	0.70	0.82	0.78
Na	0.025	0.019	0.015	0.024	0.042	0.015	0.017	0.032	0.032	0.032
Rb	0.043	0.049	0.038	0.041	0.017	0.040	0.045	0.038	0.051	0.040
Cs	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Li	1.67	1.83	1.86	2.06	1.28	1.84	1.81	1.21	1.70	1.80
F	1.87	1.98	2.01	2.04	1.62	1.98	1.94	1.58	1.89	1.95
Cl	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Содержание Li₂O было рассчитано, исходя из концентраций фтора по формуле $Li_2O^ = 0.177 \times F^{1.642}$ [Tieschendorf et al., 1997].
 Примечание. Прочерк – содержание компонента ниже предела чувствительности аналитического метода.

The content of Li₂O was calculated based on the concentrations of fluorine using the formula $Li_2O^ = 0.177 \times F^{1.642}$ [Tieschendorf et al., 1997].

Note. Dash – below limit of detection.

жание Li₂O – 2.60–4.44, F – 3.04–4.39, Ta₂O₅ – до 0.006, Nb₂O₅ – до 0.025, Sn – до 0.043, H₂O – до 0.04 (мас. %).

Широкие вариации в содержании главных компонентов: (K₂O – 9.64–7.43, Al₂O₃ – 17–25, SiO₂ – 44–54 (см. табл. 5)), а также высокое содержание Li₂O (до 4.4), F (до 10.4) и повышенное – FeO (до 6.1) (все в мас. %) в составе светлых слюд из гранитов Ново-Ахмировского штока позволяют отнести их к подгруппе лепидолита, при этом состав варьирует между двумя минеральными видами: собственно лепидолитом и циннвальдитом. Обращает на себя внимание тот факт, что их состав совпадает с первично-магматическими слюдами из онгитовых даек Восточного Казахстана [Соколова и др., 2016] и резко отличается от сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока, для которых характерно ничтожное содержание $Li_2O \leq 0.14$ –0.34 мас. %, находящееся на уровне аналитических погрешностей (рис. 6).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Характеристика акцессорного минерального парагенезиса гранитов Ново-Ахмировского штока представлена в сравнении с таковыми Алахинского штока. В топаз-циннвальдитовых гранитах Ново-Ахмировского интрузивного штока диагностированы следующие акцессорные минеральные фазы (в порядке уменьшения их распространенности): прозрачный топаз, голубоватый апатит, розовый полупрозрачный гранат, касситерит, танталит-колумбит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, циркон, полупрозрачный зеленовато-бурый турмалин, ильменит, рутил, сфен, магнетит, фосфаты РЗЭ (ксенотим, брокит). Составы наиболее распространенных из них – топазов, апатитов и гранатов – приведены в табл. 6–8.

Топаз является наиболее распространенным акцессорным минералом гранитов Ново-Ахмировского штока (до 5% в составе породы). В протооч-

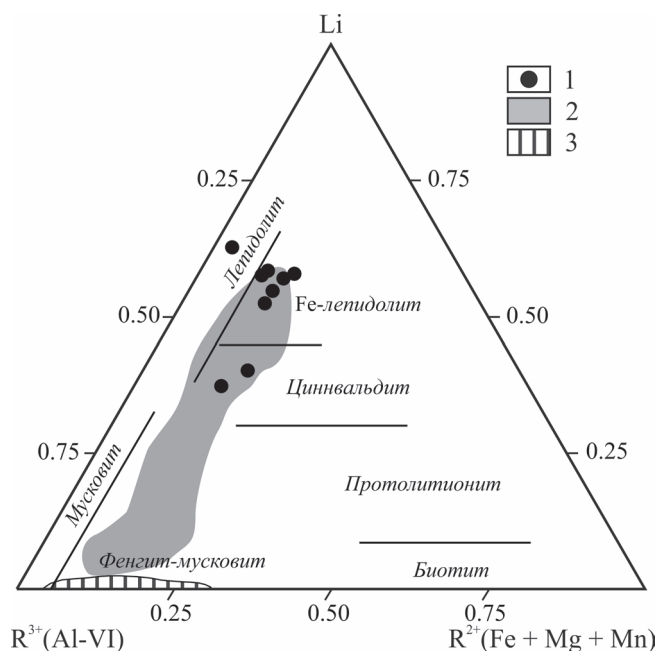


Рис. 6. Состав слюд из гранитов Ново-Ахмировского штока на треугольной диаграмме $R^{2+}(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})\text{--Li--}R^{3+}(\text{Al}^{\text{VI}})$. Элементы — в формульных единицах.

1 — Ново-Ахмировский шток, 2 — редкометалльные и ультраредкометалльные онгониты Чечекского пояса [Соколова и др., 2016], 3 — мусковит-сподумен-альбитовые гранит-порфиры Алахинского штока (Горный Алтай) [Анникова и др., 2016].

Fig. 6. Composition of mica from granites of the Novo-Akhmirovsky stock on the triangular diagram $R^{2+}(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})\text{--Li--}R^{3+}(\text{Al}^{\text{VI}})$. Elements are given in the formula amounts.

1 — Novo-Akhmirovsky stock, 2 — rare-metal and ultra rare-metal ongonites of the Chechek dike belt [Sokolova et al., 2016], 3 — muscovite-spodumene-albite granite-porphyry of the Alakha stock (Gorny Altai) [Annikova et al., 2016].

ках он повсеместно представлен бесцветными прозрачными до полупрозрачных короткостолбчатыми кристаллами и параллельно-шестоватыми агрегатами со стекляннм до перламутрового блеском на плоскостях спайности. Для топаза характерны микровключения как породообразующих минералов (слюды и плагиоклаза), так и других акцессорных минеральных фаз, в частности апатита, танталит-колумбита и циркона (рис. 7). Главными компонентами в составе топазов Ново-Ахмировского штока являются Al_2O_3 , SiO_2 и F, какие-либо примеси выявлены не были (см. табл. 6).

Апатит представлен полупрозрачными голубоватыми короткопризматическими до длиннопризматическими кристаллами со стекляннм до жирного блеском. Иногда отмечаются достаточно отчетливые гексагональные сечения зерен апатита (см. рис. 7). Апатит чаще всего находится в сростании

с породообразующими минералами (альбитом, калишпатом и слюдой), реже — с другими акцессорными минералами (топазом, цирконом, касситеритом), отмечены его микровключения в топазе. По химическому составу апатит из гранитов Ново-Ахмировского штока оказался Mn-содержащим F-апатитом (см. табл. 7), как и апатит из сподуменных гранит-порфиров Алахинского штока [Анникова и др., 2016].

Гранат представлен розовыми до буровато-розовых полупрозрачными округлыми зернами со стекляннм до жирного блеском. В них диагностированы микровключения кварца и фосфатов РЗЭ (см. рис. 7). Главными компонентами в составах гранатов из гранитов Ново-Ахмировского штока являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и MnO, второстепенными — CaO и MgO, что позволяет отнести их к типичным для гранитных пород альмандин-спессартинам, но с небольшой примесью андрадитового минала, и лишь два состава (1 и 7, см. табл. 8) отвечают спессартин-альмандину, содержащему не андрадитовый, а гроссуляровый минал, что также характерно для гранитов.

Касситерит образует отдельные короткопризматические зерна и их сростки от коричневого, буровато-коричневого до смоляно-черного цвета с алмазным на плоскостях кристаллов до жирного и смоляного на изломе блеска. Находясь в сростании с апатитом, касситерит содержит микровключения циркона (см. рис. 7). Для его состава характерными оказались примеси, мас. %: FeO — 0.99, Ta_2O_5 — 3.14, Nb_2O_5 — 2.59.

Минералы рода танталита-колумбита представлены идиоморфными кристаллами таблитчатого габитуса от темно-бурого до смоляно-черного цвета с металлическим блеском и диагностированы только в виде микровключений в топазе (см. рис. 7). Состав минералов рода танталита-колумбита, присутствующих в гранитах Ново-Ахмировского штока, позволяет отнести их к манганколумбитам, мас. %: TiO_2 — 1.53, FeO — 8.21, MnO — 12.22, WO_3 — 10.44, Nb_2O_5 — 63.32, Ta_2O_5 — 6.96. В сподуменных гранит-порфирах Алахинского штока также определены манганколумбиты, но с более низким содержанием TiO_2 (в среднем 0.55) и WO_3 (в среднем 0.69 мас. %) [Анникова и др., 2016].

Циркон в гранитах Ново-Ахмировского штока, в отличие от гранит-порфиров Алахинского, является значительно менее распространенным. Он диагностирован в виде единичных идиоморфных микровключений в касситерите и топазе (см. рис. 7). В составе цирконов Ново-Ахмировского штока, как и в сподуменных гранит-порфирах Алахинского, обнаружены существенные примеси HfO_2 (4.93) и UO_2 (2.95 мас. %).

Фосфаты РЗЭ в виде агрегатов ксеноморфных зерен встречаются как микровключения в гранате (см. рис. 7). По вариациям главных компонентов

Таблица 6. Состав топазов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %

Table 6. Compositions of topaz from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	52.09	52.42	52.11	52.04	52.57	52.64	51.75	52.02
SiO ₂	30.06	30.06	30.58	30.24	30.34	30.47	30.71	30.34
F	17.31	16.98	17.31	17.73	17.09	16.89	17.54	17.59
Сумма	99.46	99.46	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00

Таблица 7. Состав апатитов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %

Table 7. Compositions of apatite from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
MnO	4.33	6.16	6.25	4.58	5.99	3.28	3.90
CaO	49.00	46.82	46.94	47.62	46.69	49.04	50.46
P ₂ O ₅	42.14	42.32	42.53	42.94	42.48	42.23	41.80
F	4.25	4.61	5.09	5.08	4.23	4.74	4.53
Сумма	99.71	99.91	100.81	100.22	99.40	99.29	100.69

Таблица 8. Состав гранатов из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока, мас. %

Table 8. Compositions of garnets from lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36.73	35.11	35.60	35.04	35.38	35.06	36.86
Al ₂ O ₃	20.48	20.46	20.33	20.31	20.24	20.52	20.69
FeO	28.57	16.58	17.34	15.48	16.34	16.40	26.15
MnO	12.02	27.65	27.21	28.39	27.52	27.23	13.43
MgO	1.96	—	—	—	—	—	1.84
CaO	1.19	0.32	0.38	0.41	0.32	0.35	1.60
Сумма	100.96	100.12	100.86	99.63	99.80	99.57	100.57

Примечание. Прочерк – отсутствие компонента.

Note. Dash – no component.

в составе они отвечают следующим минеральным видам – монациту, броккиту, ксенотиму, чералиту, мас. %: P₂O₅ – 12.92–33.04, CaO – 0.35–2.14, Ce₂O₃ – 21.2–28.9, La₂O₃ – 6.61–10.40, Nd₂O₃ – 10.91–13.30, Sm₂O₃ – 1.32–3.88, Gd₂O₃ – 2.42–3.79, Dy₂O₃ – 5.13–5.69, Yb₂O₃ – 4.25–7.41, Y₂O₃ – 33.4–34.9, ThO₂ – 2.55–14.88, UO₂ – 2.59–4.00. Их детальная идентификация выходит за рамки статьи и требует проведения рентгено-структурных исследований.

В целом набор аксессуарных минералов в гранитах Ново-Ахмировского штока оказался более разнообразным, чем в сподуменовых гранит-порфирах Алахинского штока [Анникова и др., 2016]. Общим для аксессуарного минерального парагенезиса тех и других является наличие апатита, пирита, минералов рода танталит-колумбита, циркона, граната, касситерита, в то же время в гранитах Ново-Ахмировского штока не были диагностированы минералы рода пироклора, но более широко представлены аксессуарные сульфиды: помимо характерного для обоих объектов пирита, здесь определены арсенопирит, сфалерит, галенит и халькопирит. В сподуменовых гранит-

порфирах Алахинского штока не выявлены топаз и фосфаты редкоземельных элементов, что является принципиально важным для понимания их генезиса. Как отмечено ранее, для обоих объектов характерно сходство в составах апатитов, танталит-колумбитов и цирконов: апатит представлен Mn-содержащим F-апатитом, минералы рода танталит-колумбита – манганколумбитом, а в составе цирконов выявлены существенные примеси HfO₂ и UO₂. Если учесть, что аксессуарные минералы, как правило, кристаллизуются на ранних стадиях отвердевания кремнекислого расплава, то становится очевидным более высокая степень рафинирования (“чистоты”) сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока – экстремально дифференцированных остаточных расплавов, гомологически подобных сподуменовым пегматитам [Загорский и др., 2014; Анникова и др., 2016].

Rb/Sr и Ar/Ar ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Первые попытки надежного определения возраста гранитов Ново-Ахмировского штока были

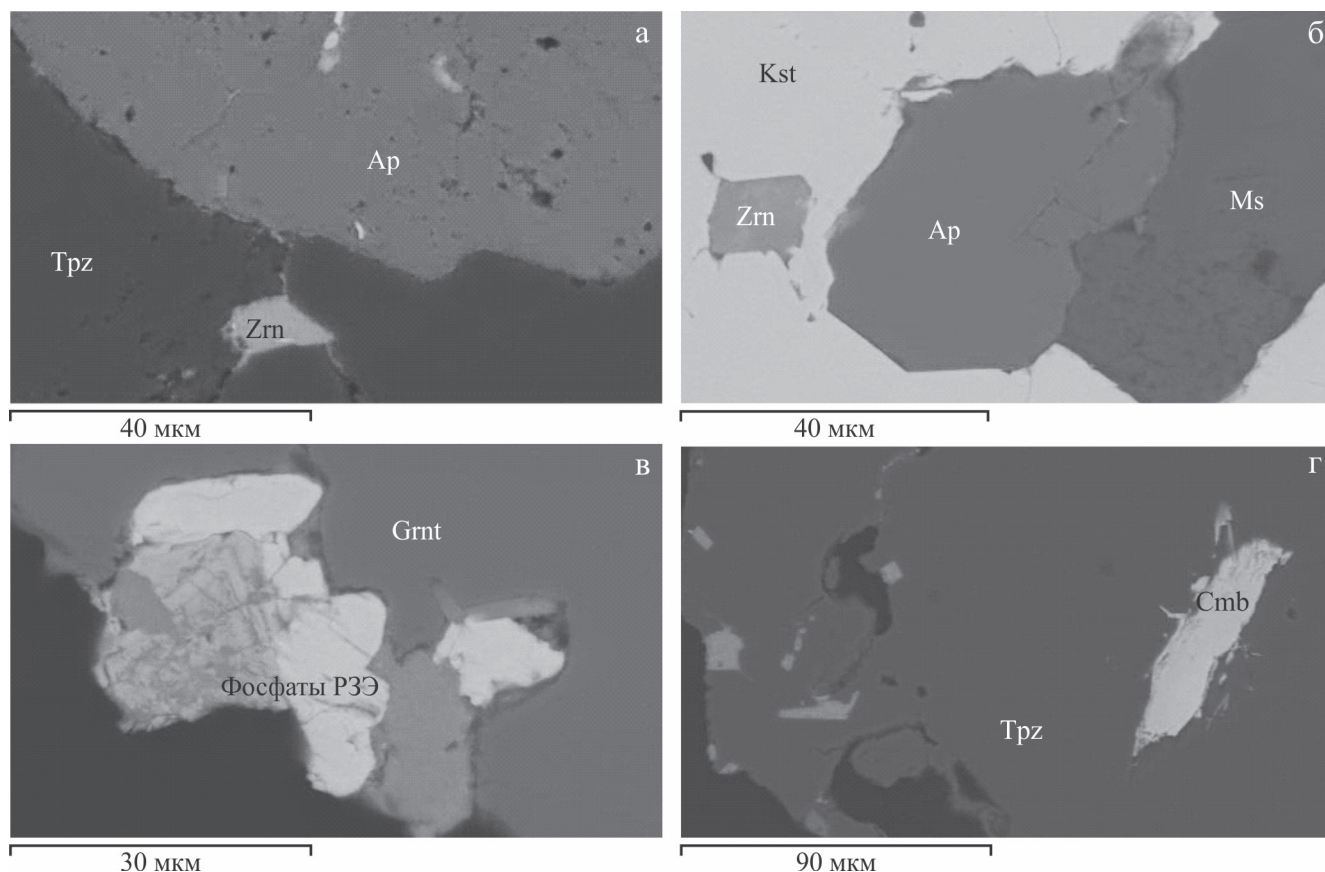


Рис. 7. Акцессорная минерализация литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока. На микрофотографиях, выполненных на сканирующем электронном микроскопе в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE), вынесены наиболее распространенные акцессорные минералы, диагностированные в гранитах Ново-Ахмировского штока: *Tpz* – топаз, *Ap* – апатит, *Cmb* – колумбит, *Zrn* – циркон, *Grnt* – гранат, *Kst* – касситерит.

Fig. 7. Accessory mineralization of lithium-fluoride granites of the Novo-Akhmirovsky stock. On the micrographs taken on a scanning electron microscope in the back-scattered electron (BSE) mode, the most common accessory minerals diagnosed in granites of the Novo-Akhmirovsky stock are shown: *Tpz* – topaz, *Ap* – apatite, *Cmb* – columbite, *Zrn* – zircon, *Grnt* – garnet, *Kst* – cassiterite.

предприняты В.И. Масловым и В.Н. Довгалем с соавторами, в чьих статьях приведены следующие результаты Rb-Sr изохронного датирования: $T = 272 \pm 4$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.707 \pm 7$, СКВО = 0.97 [Маслов и др., 1994; Довгаль и др., 1995].

В рамках предпринятого в настоящей статье исследования проведена ревизия геохронологических возрастов на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования “белых” слюд из литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока (табл. 9). Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований осуществлено выделение мономинеральных фракций Li-мусковита и циннвальдита из образцов наиболее свежих гранитов центральной части Ново-Ахмировского штока (обр. КТ-1/4, ВК-16-60) с использованием бинокуляра фирмы LEICA EZ4 (Германия). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования методом ступенчатого прогрева выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований

ИГМ СО РАН. Навески образцов, совместно с мусковитом МСА-11 (возраст – 311.0 ± 1.5 млн лет), используемым в качестве монитора и откалиброванным с помощью международных стандартных образцов биотита LP-6 и мусковита Bern-4m [Baksi et al., 1996], заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Затем пробы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Физико-техническом институте при ТПУ (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микро-

Таблица 9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева слюд Ново-Ахмировского интрузивного штока

Table 9. Results of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating dating on the mica of Novo-Akhmirovsky intrusive stock (Eastern Kazakhstan)

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	^{40}Ar (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)	$\pm 1\sigma$
Гранит главной фазы, Li мусковит, обр. КТ-1/4, $J = 0.003857 \pm 0.000039^*$; возраст плато ($875\text{--}1130^\circ\text{C}$) = 272.4 ± 2.4 млн лет**														
500	10	$2.9 \cdot 10^{-9}$	56.314	1.199	0.02624	0.01890	0.0236	0.0357	0.00903	0.02400	0.0849	0.3	339.3	41.5
625	10	$15.0 \cdot 10^{-9}$	53.181	0.348	0.01825	0.00687	0.0244	0.0181	0.01983	0.00648	0.0877	1.6	302.5	11.8
725	10	$33.0 \cdot 10^{-9}$	48.013	0.103	0.01636	0.00102	0.0158	0.0061	0.01495	0.00207	0.0568	5.1	280.4	4.5
800	10	$72.7 \cdot 10^{-9}$	44.223	0.049	0.01325	0.00149	0.0006	0.0026	0.00026	0.00241	0.0022	13.2	283.7	5.0
875	10	$290.3 \cdot 10^{-9}$	42.519	0.026	0.01560	0.00029	0.0009	0.0007	0.00012	0.00048	0.0033	47.0	273.8	2.7
950	10	$251.2 \cdot 10^{-9}$	42.624	0.062	0.01571	0.00014	0.0001	0.0004	0.00114	0.00055	0.0004	76.2	272.6	2.8
1030	10	$117.3 \cdot 10^{-9}$	42.409	0.041	0.01512	0.00095	0.0005	0.0016	0.00126	0.00090	0.0019	89.9	271.1	3.0
1130	10	$87.2 \cdot 10^{-9}$	42.558	0.051	0.01649	0.00077	0.0002	0.0023	0.00123	0.00052	0.0008	100.0	272.0	2.7
Гранит главной фазы, циннвальдит, обр. ВК16-60, $J = 0.003108 \pm 0.000025^*$; возраст плато = 250.1 ± 2.7 млн лет***														
1050	10	$2.8 \cdot 10^{-9}$	164.913	8.884	0.16583	0.06517	—	—	0.21805	0.08282	—	0.7	490.3	106.1
1130	10	$4.6 \cdot 10^{-9}$	123.098	3.705	0.10770	0.03565	—	—	0.21409	0.02447	—	2.1	307.7	34.2
1050	10	$8.7 \cdot 10^{-9}$	69.602	0.390	0.02787	0.01490	—	—	0.03288	0.00432	—	6.9	307.9	6.6
1130	10	$17.2 \cdot 10^{-9}$	61.927	0.217	0.02590	0.00671	—	—	0.02612	0.00447	—	17.6	280.9	6.7
1050	10	$115.5 \cdot 10^{-9}$	55.038	0.069	0.01370	0.00196	—	—	0.02431	0.00135	—	98.7	250.2	2.7
1130	10	$2.8 \cdot 10^{-9}$	84.584	8.203	0.01389	0.11271	—	—	0.26174	0.15236	—	100.0	40.1	243.5

*J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока. **Автор пробы – С.В. Хромых, аналитик А.В. Травин. ***Авторы пробы – И.Ю. Анникова, А.Г. Владимиров, аналитик А.В. Травин.

*J – parameter characterizing the magnitude of the neutron flux. **The author of the sample – S.V. Khromykh, analyst A.V. Travin. ***The authors of the sample – I.Yu. Annikova, A.G. Vladimirov, analyst A.V. Travin.

масс” (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm 0.000003$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000004$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. Перед измерениями производилась предварительная дегазация образцов при температуре 350°C . Для контроля изотопной дискриминации масс-спектрометра регулярно измерялись порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 299 ± 1 . При интерпретации возрастных и Ca/K спектров использовался метод возрастного плато [Flash et al., 1977], в котором рассчитывается средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней с согласующимися значениями возраста, близкими Ca/K отношениям. Доля выделенного ^{39}Ar , соответствующего плато, должна быть не менее 50%.

Полученные даты подтвердили предшествующие Rb-Sr оценки и показаны на одном рисунке с Rb-Sr изохронной диаграммой (рис. 8). Обращает на себя внимание, что Rb/Sr (вал – слюды) и Ar/Ar изотопные даты по Li-мусковитам совпадают в пределах аналитической погрешности (272 ± 2 млн лет), в то время как измеренный циннвальдит не дает устойчи-

вого плато на Ar-Ar диаграмме и, вероятнее всего, фиксирует значительно более поздние (≥ 20 млн лет) термальные события в Иртышской сдвиговой зоне.

ТЕРМОМЕТРИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для проведения термобарогеохимических исследований первичный отбор проб осуществлялся путем просмотра полированных с двух сторон пластинок, специально изготовленных для данных исследований. Для определения P - T параметров формирования пород Ново-Ахмировского штока отобраны четыре образца следующих разновидностей пород, слагающих шток: граниты топаз-циннвальдитовые (обр. ВК-16-72), граниты грейзенизированные (обр. ВК-16-66), грейзены по гранитам (обр. ВК-16-67/1) и пегматоиды (обр. ВК-16-69). Из этих проб выделены монофракции кварца по 250 зерен каждая, размером 0.5–1.0 мм, используемые в дальнейшем для прогрева наряду с пластинками. По всем четырем образцам сделаны прогревы при температуре 550 и 600°C и давлении оксида дейтерия (D_2O) 1 кбар по методике, описанной в работе [Смирнов и др., 2011]. После каждой стадии прогрева включения изучались с помощью петрографического микроскопа Olympus BX-51 и фотографировались.

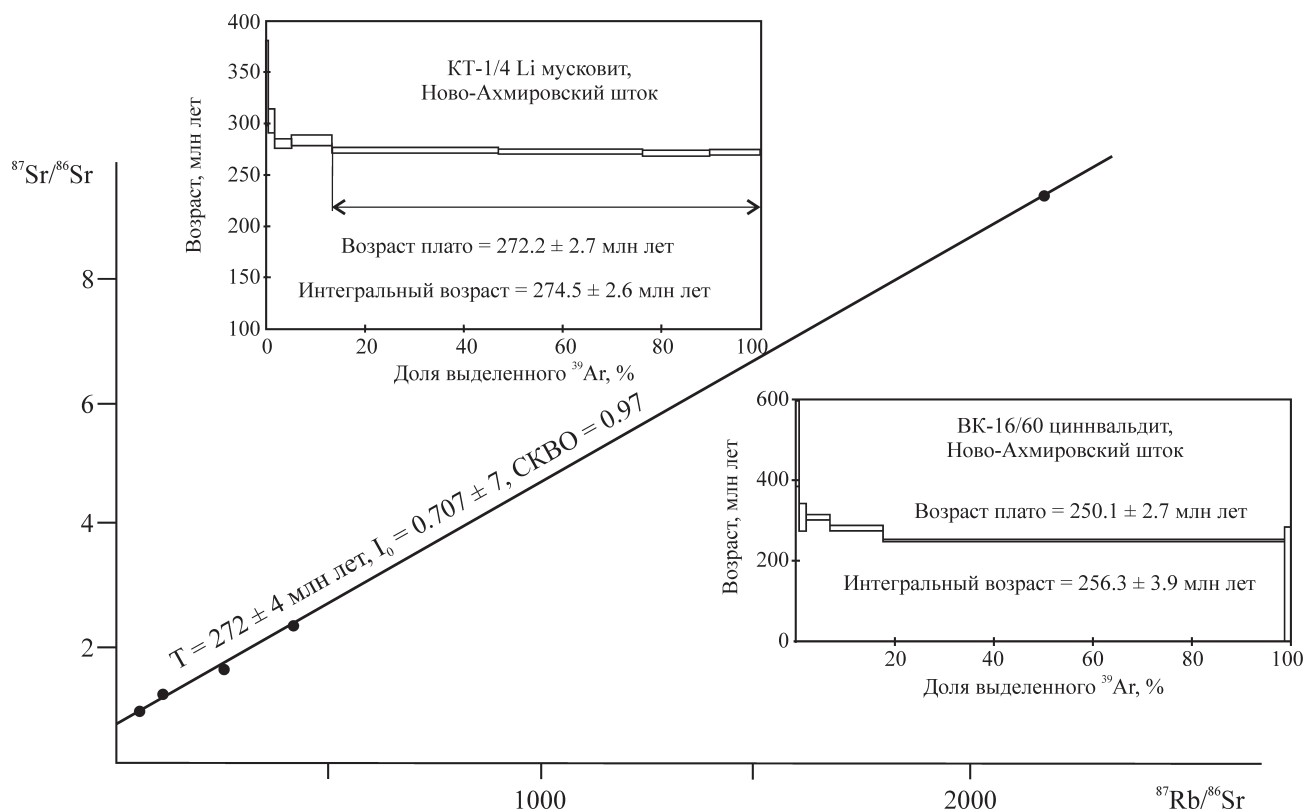


Рис. 8. Rb-Sr изохронная диаграмма (вал–слюды) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры (литиевый мусковит и циннвальдит) для литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского интрузивного штока.

Fig. 8. Rb-Sr isochron diagram (whole rock–mica) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra (lithium muscovite and zinnwaldite) for lithium-fluoride granites of Novo-Akhmirovsky intrusive stock.

Результаты исследования физико-химических параметров кристаллизации пород Ново-Ахмировского штока сводятся к следующему. Было установлено, что в изученных образцах присутствуют раскристаллизованные расплавные включения в кварце размером около 10 мкм. Крупные включения 20 мкм и более, как правило, окружены ореолом залеченных трещин, содержащих флюидные включения. Это свидетельствует о том, что при охлаждении массива возрастание давления во включениях, обусловленное выделением водного флюида, привело к декрепитации. Прогревы проводились при температуре 550 и 600°C и давлении оксида дейтерия (D_2O) 1 кбар. Мелкие гомогенные и полностью переплавленные включения, содержащие при комнатной температуре гомогенное стекло или стекло и газовый пузырек, обнаружены во всех рассмотренных образцах после закалки как при 600°C, так и при 550°C. Это свидетельствует о том, что температуры захвата включений и кристаллизации кварца не превышали 600°C. Микроаналитические исследования расплавных включений провести не представилось возможным в силу их слишком мелких размеров.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Калба-Нарымская зона – это главная редкометалльная структура Восточного Казахстана, в которой сосредоточены месторождения и рудопрооявления пегматитового (Ta, Nb, Be, Li и др.), грейзеново-кварцевожильного и кварцевожильного (Sn, W) типов [Щерба и др., 1998; Лопатников и др., 1982; Дьячков, 2012]. В настоящее время эти месторождения отработаны, большая часть законсервирована. Одним из возможных резервов сырьевой базы редких металлов является “внепегматитовый” тип оруденения, связанный с альбитизированными и грейзенизированными гранитами (объекты Карасу, Мало-Черновинский, Ново-Ахмировский, Караузек, Черная Сопка и др.), близкими по текстурно-структурному облику и составу к месторождению Алаха в Горном Алтае [Анникова и др., 2016].

Топаз-циннвальдитовый гранитный шток **Ново-Ахмировский**, а в перспективе – литиевое месторождение, охарактеризован в настоящей статье. Для полноценной характеристики литий-фтористых гранитов и связанного с ним редкометалльного “внепегматитового” оруденения в Вос-

точном Казахстане необходимо упомянуть два рудопрооявления: Черная Сопка и Караузок.

Топаз-флюоритовый гранитный массив **Черная Сопка** [Дьячков, 2012; Джес и др., 2017] расположен в Иртышской зоне смятия и имеет размеры 4.2×1.2 км ($S_{\text{общ}} \approx 5$ км²). Массив сложен средними и крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами (I фаза), мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами (II фаза) и аплитовидными гранитами (III фаза), отмечаются наиболее поздние жилы аплитов мощностью до 0.3 м, часто сложной ветвящейся формы. По данным гравиметрической съемки, массив на глубине представляет собой вертикальный клиновидный шток с глубиной залегания до 4–5 км. В приповерхностной части фиксируются небольшие субпластовые апофизы этого массива. В продольном разрезе интрузив интерпретируется в виде асимметричного этмолита, северо-западный контакт которого круто (под углом 60–80°) погружается к его центральной части, а на юго-восточном фланге (на глубине 0.2–0.5 км) фиксируется пологозалегающая гранитная апофиза длиной до 3 км.

Визуально это серые порфировидные граниты, среди которых отмечаются линзы и жилообразные тела кварц-слюдистых метасоматитов. Слюда отличается черной окраской, относится к протолиитониту. Минеральный состав варьирует в широких пределах, %: кварц – 15–25, калиевый полевой шпат – 25–60, плагиоклаз – 35–40, биотит – 1–15, мусковит – 0.2–2.0, флюорит – до 2, апатит, ортит и циркон – до 1. Плагиоклаз представлен альбитом, образует зерна с включениями флюорита. В биотите – многочисленные включения микронных (0.01–0.03 мм) кристаллов циркона и более крупных (до 0.15 мм) кристаллов ортита. По химическому составу граниты близки к аляскитам и содержат, %: SiO₂ – 74–76, Na₂O – 3.45–4.20, K₂O – 3.66–4.00. Экзоконтактовые роговики развиты широко, подтверждая наличие нескрытой части массива. Повышенные концентрации фтора и лития в гранитах позволяют отнести их к литий-фтористому типу. По результатам анализа методом пламенной фотометрии содержание Li₂O варьирует от 0.011 до 0.085, Rb₂O – от 0.11 до 0.21%, по данным экстракционного метода – Ta₂O₅ – 0.0010–0.0058 и Nb₂O₅ – 0.0047–0.0187%. В меланократовых грейзеноподобных кварцево-слюдистых метасоматитах методом пламенной фотометрии установлено максимальное содержание Li₂O – 0.66% и Rb₂O – 0.22–0.41%, связанное с протолиитонитом. Здесь не выявлены экономически значимые рудопрооявления и месторождения, однако на глубинных уровнях, особенно связанных со вскрытой скважинами гранитной апофизой на глубине 0.2–0.5 км, следует ожидать Sn-флюоритовое и Li-протолитовое оруденение.

Топазовые риолиты (онгониты) и оловянное рудопрооявление **Караузок** расположены на юго-

востоке от Ново-Ахмировского интрузивного тела (см. рис. 1). Рудопрооявление представлено крупным дайкообразным телом габброидов, рассеченным поперечными кварцевыми прожилками с альбит-флюорит-касситеритовой минерализацией. Отмечаются также онгонитовые дайки. Общие размеры оловоносного штокверка 700 × 400 м. Насыщенность штокверка рудными прожилками неравномерная с плотностью 4–7 на 1 м, мощность их изменяется от 1–2 мм до 1–5 см, редко – более. Кварцевые прожилки имеют параллельное и кулисообразное расположение, протяженность их первые метры и десятки метров. В их составе отмечаются альбит, топаз, мусковит, флюорит и касситерит темно-коричневой окраски.

В рудных кварцевых прожилках по керну скважин установлено содержание, мас. %: Li – 0.010–0.041, Rb – 0.009–0.056, F – 0.43–11.34, Sn – 0.05–8.20. По результатам масс-спектрометрии в брекчированных кварцевых прожилках с касситеритом отмечена повышенная концентрация редких щелочей, г/т: Li – 960, Rb – 637, Cs – 545; редких элементов – Be – 606, Nb – 40, Sn – до 504, W – 88–90. В кварц-флюорит-альбитовых метасоматитах отмечаются следующие значения, г/т: Li – 1450, Rb – 1275, в меньшей степени Cs – 284, Sn – 50, Nb – 27.

Особый интерес представляют дайки топазовых риолитов (онгонитов) с натриевой спецификой щелочей (Na/K = 22/1) и высоким содержанием фтора (2.84–5.85 мас. %). В них отмечается повышенное содержание следующих элементов, г/т: Та – до 20, Nb – 70, W – до 415, Мо – до 32, при содержании Sn – 2.4–28.0. По вещественному составу они относятся к онгонитоподобным породам, чужды габброидам и генетически связаны с глубинным магматическим очагом гранитоидного состава [Дьячков, 2012; Джес и др., 2017].

Таким образом, следует констатировать, что общей геохимической особенностью “внепегматитового” магматогенного редкометалльного оруденения, локализованного в зоне сочленения ИСЗ и центральной части Калба-Нарымской структурно-формационной зоны Восточного Казахстана, является высокая фтористость рудно-магматических систем. Это оруденение, представленное литий-фтористыми гранитами и онгонитами, условно может быть ранжировано на несколько генетических типов в зависимости от глубины кристаллизации расплавов и степени их разгерметизации (отделение рудоносных флюидов) (табл. 10).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы позволяют утверждать, что наибольшее сходство в составах литий-фтористых гранитов и онгонитов Калба-Нарымской редкометалльной провинции обнаруживается с их аналогами месторождения Онгон-Хайерхан в Мон-

Таблица 10. *P-T* параметры и динамика формирования литий-фтористых гранитных расплавов и рудоносных магматогенных флюидов (центральная часть Калба-Нарымской зоны, Восточный Казахстан)**Table 10.** *P-T* parameters and dynamics of formation of rare-metal-granite melts and ore-bearing magmatogenic fluids (central part of the Kalba-Narym zone, East Kazakhstan)

Генетические типы оруденения	Магматизм	Рудогенез
1-й	Флюорит-топазовые граниты с законсервированными в алюмосиликатной матрице флюорит-протолиитионитовыми включениями и линзами ($P \approx 2-3$ кбар)	Многофазный гранит-лейкогранитный интрузивный шток Черная Сопка, (“автоклавный эффект”), здесь можно ожидать отделение рудоносных флюидов и Sn рудные штокверки. В слюдистых включениях и зонах содержания Li_2O достигают 0.66 мас. %, что позволяет рассматривать их как перспективный литиевый объект [Дьячков, 2012; Джес и др., 2017]
2-й	Гомогенные топаз-циннвальдитовые граниты с маломощной эндоконтактной фацией ($P_{общ} \approx 1-2$ кбар)	Ново-Ахмировский интрузивный шток (апофиза от гранитоидного батолита, частичная разгерметизация). $Li_2O = 0.42-0.46$ мас. % в топаз-циннвальдитовых гранитах главной фазы. В перспективе – это крупное литиевое месторождение [Маслов и др., 1994; Довгаль и др., 1995; Анникова и др., 2016]
3-й	Онгонитовые дайки, пространственно совмещенные с альбит-флюорит-касситерит-кварцевым рудным штокверком ($P_{общ} \approx 1-1.5$ кбар)	Sn рудопроявление Караузек, с масштабным отделением магматогенных флюидов (полная разгерметизация) [Дьячков, 2012; Джес и др., 2017]
4-й	Онгонит-эльвановые дайки с закалочными оторочками без следов рудной минерализации ($P_{общ} \leq 1.0$ кбар)	Чечекский и Ахмировский дайковые пояса (отсутствие дегазации и отделения рудоносных водных флюидов от расплава) [Хромых и др., 2014; Соколова и др., 2016]

голии [Коваленко, Коваленко, 1976]. Главная особенность тех и других – высокая фтористость и обводненность рудно-магматических систем, что приводит к “альбитовому” тренду фракционирования гранитных расплавов и внедрению онгонитовых даек [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 2018]. Эти геохимические особенности находят отражение на тройной диаграмме $Qz-Ab-Or$ (рис. 9а), где вынесены поля составов сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока, онгонитов Чечекского дайкового пояса и фигуративные точки литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского штока. На этой диаграмме поля составов и фигуративные точки указанных пород перекрываются, образуя единый “альбитовый тренд” (см. рис. 9а). По содержанию фтора и сумме редких щелочных элементов ($Li + Rb + Cs$) топаз-циннвальдитовые граниты Ново-Ахмировского штока и сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока резко различаются: составы первых ложатся в поле редкометалльных рудоносных гранитов мира, отчасти перекрывающееся с полем составов онгонитов Восточного Казахстана, а составы вторых образуют очень узкое поле, полностью перекрываемое полем составов сподуменовых пегматитов Сибири и Восточного Казахстана (см. рис. 9б).

Литий-фтористая специализация топаз-циннвальдитовых гранитов Ново-Ахмировского што-

ка и аналогичность составов гранит-порфиров Алахинского штока и сподуменовых пегматитов позволяют рассматривать те и другие как перспективные объекты для возобновления минерально-сырьевой базы лития в Казахстане и России. Первая попытка экономико-геологического анализа Алахинского и Ново-Ахмировского месторождений была предпринята в 1992–1993 гг. в рамках государственных программ развития атомной промышленности Российской Федерации и Республики Казахстан, затем была проведена их переоценка на Всероссийском научно-практическом совещании “Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность” [Владимиров и др., 2012; Ляхов и др., 2012]. В том и другом случаях речь идет о прогнозных запасах и к месторождениям их можно отнести только условно.

Авторы выражают искреннюю признательность канд. геол.-мин. наук С.В. Хромых, канд. геол.-мин. наук П.Д. Котляру и канд. геол.-мин. наук О.Н. Кузьминой за участие в экспедиционных работах и предоставленный для статьи материал по $Ar-Ar$ изотопному возрасту литий-фтористых гранитов Ново-Ахмировского интрузивного штока; канд. геол.-мин. наук Н.Г. Кармановой и канд. хим. наук И.В. Николаевой (ИГМ СО РАН, г. Новоси-

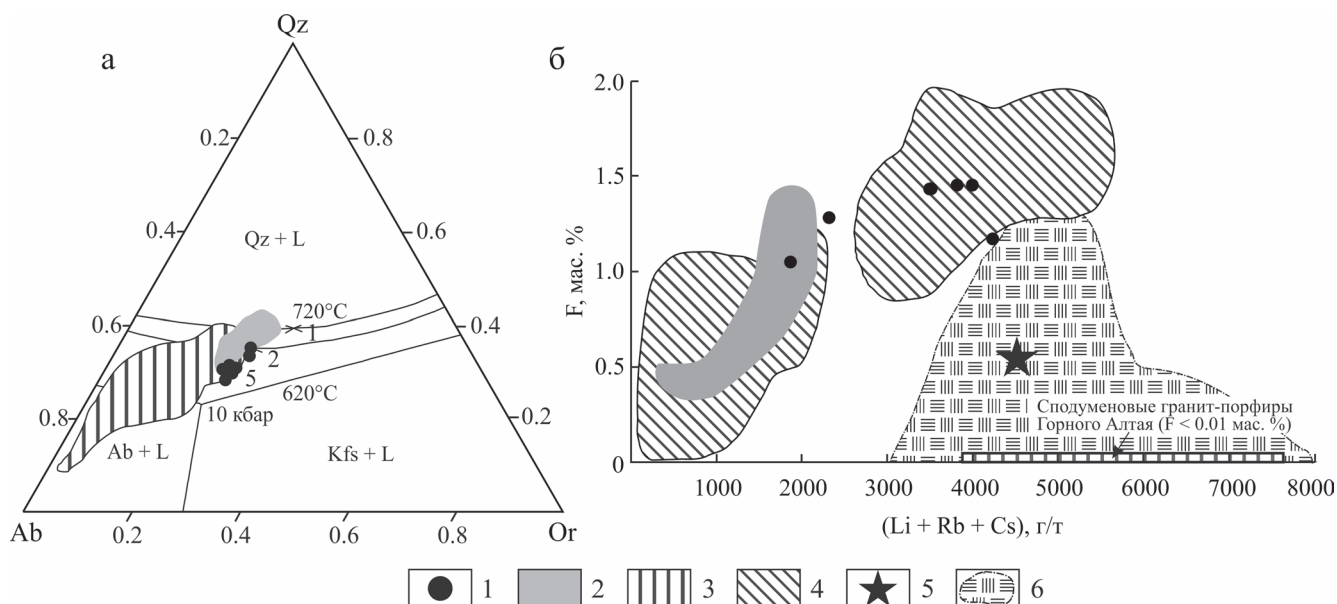


Рис. 9. Нормативные минеральные составы и геохимические тренды литий-фтористых гранитов и онгонитов центральной части Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) в сравнении со сподуменовыми гранит-порфирами Алахинского штока (Горный Алтай) и редкометалльными гранитами ведущих рудных районов мира [Антипин и др., 2002; Соколова и др., 2016]. Диаграммы Qz–Ab–Or [Johannes and Holtz, 1996] (a) и (Li + Rb + Cs)–F (б).

1 – топаз-циннвальдитовые граниты Ново-Ахмировского штока, 2 – редкометалльные и ультраредкометалльные онгониты Чечекского пояса [Соколова и др., 2016], 3 – мусковит-сподумен-альбитовые гранит-порфиры Алахинского штока (Горный Алтай) [Анникова и др., 2016], 4 – редкометалльные рудоносные гранитоиды мира, 5 – среднее содержание в редкометалльных промышленных пегматитах [Загорский, Перетяжко, 1992], 6 – контур составов сподуменовых пегматитов Сибири и Восточного Казахстана (авторские данные).

В базу данных (см. условное обозначение 4) включены литий-фтористые граниты и онгониты редкометалльных провинций: Онгон-Хайерхан (W, Sn, $\pm$ Nb), Монголия; Корнуолл (Sn, $\pm$ W, Cu, Mo), Англия; Спор-Маунтин (Be), США; Утулик (Sn-W), Прибайкалье; Ары-Булак, Орловка (Ta), Хангилай (W $\pm$ Sn), Спокойнинское (W), Забайкалье; Тигриное (Sn, W, In), Приморье; Бовуар (Sn, Li, Be, Ta), Франция; Пиа Оак (Sn), Вьетнам; Тоскана, Италия; Базардара (Sn), Таджикистан; Рудные горы (Sn), Германия, Чехия [Антипин и др., 2002; Соколова и др., 2016].

Fig. 9. Normative mineral compositions and geochemical trends of lithium-fluorine granites and ongonites of the central part of the Kalba-Narym zone (East Kazakhstan) in comparison with spodumene porphyry granites of the Alakha stock (Gorny Altai) and rare-metal granites of the world's leading ore regions [Antipin et al., 2002; Sokolova et al., 2016]. Qz–Ab–Or [Johannes and Holtz, 1996] (a) and (Li + Rb + Cs)–F (b) diagrams.

1 – topaz-zinnwaldite granites of the Novo-Akhmirovsky stock, 2 – rare-metal and ultra rare-metal ongonites of the Chechek dike belt [Sokolova et al., 2016], 3 – muscovite-spodumene-albite granites of the Alakha stock (Gorny Altai) [Annikova et al., 2016], 4 – rare-metal ore-bearing granitoids of the world, 5 – average content in rare-metal industrial pegmatites [Zagorsky, Peretyazhko, 1992], 6 – composition's contour of the spodumene pegmatites of Siberia and East Kazakhstan (author's data).

The database (see legend 4) includes lithium-fluorine granites and ongonites of rare-metal provinces: Ogon-Khaierhan (W, Sn, $\pm$ Nb), Mongolia; Cornwall (Sn, $\pm$ W, Cu, Mo), England; Spore Mountain (Be), USA; Utulik (Sn-W), Baikal; Aru-Bulak, Orlovka (Ta), Khangilay (W $\pm$ Sn), Spokoininskoe (W), Transbaikalia; Tiger (Sn, W, In), Primorye; Beauvoir (Sn, Li, Be, Ta), France; Pia Oak (Sn), Vietnam; Tuscany, Italy; Bazardara (Sn), Tajikistan; Ore Mountains (Sn), Germany, Czech Republic [Antipin et al., 2002; Sokolova et al., 2016].

бирск) – за аналитические исследования по определению содержания порообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах Ново-Ахмировского интрузивного штока, а также канд. геол.-мин. наук В.Г. Томасу – за проведение исследований по термометрии расплавных включений.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке

ке Министерства науки и высшего образования РФ: проект № 5.1688.2017/ПЧ (определение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах Ново-Ахмировского штока), проект № 14.Y26.31.0012 (геохимическая типизация редкометалльных гранитов Ново-Ахмировского штока на основе анализа распределения в них редких и редкоземельных элементов, определение составов порообразующих минералов), Российского фонда фундаментальных исслед-

дований: проект № 16-05-00128а (проведение полевых исследований на Ново-Ахмировском месторождении, исследование акцессорного минерального парагенезиса гранитов Ново-Ахмировского штока), проект № 17-05-00936а ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные исследования светлых слюд из гранитов Ново-Ахмировского штока).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. (2016) Геология и минералогия Алаштинского месторождения сподуменовых гранитпорфиров (Горный Алтай, Россия). *Геология руд. месторождений*, **58**(5), 451-475.
- Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Перепелов А.Б. (2018) Геохимическая эволюция и рудоносные метасоматиты Бага-Газрынского многофазного массива редкометалльных Li-F гранитов (Монголия). *Докл. АН*, **483**(3), 83-90.
- Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н. (2002) Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов. *Геология и геофизика*, **43**(9), 847-857.
- Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М. (1994) Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь). *Геология руд. месторождений*, **36**(4), 310-325.
- Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикун Ю.В. (1998) Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая. *Геология и геофизика*, **39**(7), 901-916.
- Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. (2012) Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири. *Химия в интересах устойчивого развития*, **20**(1), 3-20.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В. (1997) Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая. *Геология и геофизика*, **38**(4), 715-729.
- Дергачев В.Б. (1988) Новая разновидность онгонитов. *Докл. АН СССР*, **302**(1), 188-191.
- Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И. (2017) О нетрадиционных типах редкометалльного оруденения Восточного Казахстана. *Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы IX Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием*. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 140-143.
- Довгаль В.Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А., Палеский С.В., Титов А.В., Чупин В.П., Маслов В.И., Козлов М.С. (1995) О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитоидов Юго-Западного Алтая. *Геология и геофизика*, **36**(3), 64-72.
- Дьячков Б.А. (2012) Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 130 с.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н., Гаврюшкина О.А. (2014) Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы. *Геология и геофизика*, **2**, 303-322.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (1992) Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта. *Геология и геофизика*, **1**, 87-97.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. (1976) Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 127 с.
- Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. (1994) Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов. *Петрология*, **2**(1), 88-95.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.Е. (1982) Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 247 с.
- Ляхов Н.З., Владимиров А.Г., Исупов В.П. (2012) Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири. *Химия в интересах устойчивого развития*, **20**(1), 1-2.
- Магматические горные породы. Под ред. О.А. Богатикова. Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. (1983). М.: Наука, 368 с.
- Маслов В.И. (1994) Отчет Зырянской партии о результатах поисков на олово и редкие металлы на участке Диабазовый за 1990–1994 гг. Государственная холдинговая компания “Топаз”. Усть-Каменогорск, 171 с.
- Маслов В.И., Козлов М.С., Довгаль В.Н., Дистанова А.Н. (1994) Комплекс онгонитов и литий-фтористых гранитов юго-западного Алтая. *Петрология*, **2**(3), 331-336.
- Савинский И.А., Владимиров В.Г. (2015) Чечекская гранитоидная структура (Иртышская зона смятия). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, **1**(21), 15-22.
- Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. (2011) Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D_2O при 650°C и 3 кбар. *Геология и геофизика*, **52**(5), 690-703.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. (2016) Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. *Петрология*, **24**(2), 168-193.
- Таусон Л.В. (1977) Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 280 с.
- Травин А.В., Владимиров В.Г., Мурзинцев Н.Г., Савинский И.А. (2016) Термохронология Иртышской сдвиговой зоны (Центральная Азия). *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения*. Новосибирск: СО РАН, 184-186.
- Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. (2014) Геохимия и возраст редкоме-

- талльных дайковых пород Восточного Казахстана. Докл. РАН, **459**(5), 612-617.
- Циннвальдит. Каталог минералов [Электронный ресурс]. URL: <http://www.catalogmineralov.ru/mineral/zinnwaldite.html> (дата обращения: 15.03.2019).
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. (1984) Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 239 с.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. (1998) Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым, 304 с.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards (1996). *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Barth T.F. (1961) The feldspar lattices as solvent of foreign ions. *Inst. Lucas Mallada, Cursos y Conferencias*, 3-8.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. N. Y.: Elsevier, 63-114.
- Flash R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 15-32.
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. *Minerals Rocks Ser.*, **22**, 335.
- Seck H.A. (1972) The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. *Fortschritt. Mineral*, **49**, 31-49.
- Sun S.-s., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral. Mag.*, **61**(6), 809-834.
- rozhd., **36**(4), 310-325. (In Russian)
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. N. Y.: Elsevier, 63-114.
- Dergachev V.B. (1988) A new variety of ongonites. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **302**(1), 188-191. (In Russian)
- Dovgal' V.N., Distanova A.N., Sobotovich S.A., Palesskii S.V., Titov A.V., Chupin V.P., Maslov V.I., Kozlov M.S. (1995) On the origin of late Paleozoic lithium-fluorine granitoids of South-Western Altai. *Geol. Geofiz.*, **36**(3), 64-72. (In Russian)
- D'yachkov B.A. (2012) *Geneticheskie tipy redkometall'nykh mestorozhdenii Kalba-Narymskogo poyasa* [Genetic types of rare-metal deposits of Kalba-Narym belt]. Ust'-Kamenogorsk, VKGTU Publ., 130 p. (In Russian)
- Flash R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 15-32.
- Jess E.N., Dyachkov B.A., Maslov V.I. (2017) On non-traditional types of rare-metal mineralization of East Kazakhstan. *Mat-ly Vseros. petrograf. konf. s mezhdunar. uchastiem. "Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov"* [Materials IX all Russian. petrographer. Conf. with international. participation. "Petrology of magmatic and metamorphic complexes"]. Tomsk, Tomsk TsNTI Publ., 140-143. (In Russian)
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. *Minerals Rocks Ser.*, **22**, 335.
- Khromykh S.V., Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Travin A.V., Annikova I.Yu. (2014) Geochemistry and age of rare-metal dyke rocks of East Kazakhstan. *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(5), 612-617. (In Russian)
- Kovalenko V.I., Kovalenko N.I. (1976) *Ongonity (topaz-soderzhashchie kvartsevye keratofiry) – subvolkanicheskie analogi redkometall'nykh litii-floristyykh granitov* [Ongonites (Topaz-containing quartz keratophyres) are the subvolcanic analogues of rare metal lithium-fluorine granites]. Moscow, Nauka Publ., 127 p. (In Russian)
- Kudrin V.S., Stavrov O.D., Shuriga T.N. (1994) A new spodumene type of tantalum-bearing rare metal granites. *Petrologiya*, **2**(1), 88-95, (In Russian)
- Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Ermolov P.V., Ponomareva A.P., Stepanov A.E. (1982) *Magmatizm i rudonost' Kalba-Narymskoi zony Vostochnogo Kazakhstana* [Magmatism and ore content of Kalba-Narym zone of East Kazakhstan]. Moscow, Nauka Publ., 247 p. (In Russian)
- Lyakhov N.Z., Vladimirov A.G., Isupov V.P. (2012) Lithium deposits of spodumene pegmatites of Siberia. *Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya*, **20**(1), 1-2. (In Russian)
- Magmaticheskie gornye porody. (Pod red. O.A. Bogatikova). T. 1. Klassifikatsiya, nomenklatura, petrologiya. Ch. 1* [Igneous rocks. (Ed. O.A. Bogatikov). V. 1. Classification, nomenclature, petrography. Pt 1]. (1983) Moscow, Nauka Publ., 368 p. (In Russian)
- Maslov V.I., Kozlov M.S., Dovgal V.N., Distanova A.N. (1994) complex of ongonites and lithium-fluoride granites of South-Western Altai. *Petrologiya*, **2**(3), 331-336. (In Russian)
- Maslov V.I. (1994) *Otchet Zyryanovskoi partii o rezul'tatakh poiskov na olovo i redkie metally na uchastke Diabazovyi*

- za 1990–1994 gg. [The Report of Zyryanovsk party on the results of the search for tin and rare metals on the site Diabase for 1990–1994]. Ust'-Kamenogorsk, State holding company "Topaz", 171 p. (In Russian)
- Savinsky I.A., Vladimirov V.G. (2015) Chechek granite-gneiss structure (Irtysh zone of crumpling). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*, **1**(21), 15-22. (In Russian)
- Seck H.A. (1972) The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. *Fortschritt. Mineral*, **49**, 31-49.
- Shcherba G.N., D'yachkov B.A., Nakhtigal' G.P. (1984) *Metallogeniya Rudnogo Altaya i Kalby* [Metallogeny of Rudny Altai and Kalba]. Alma-Ata, Nauka Publ., 239 p. (In Russian)
- Shcherba G.N., D'yachkov B.A., Stuchevsky N.I., Nakhtigal' G.P., Antonenko A.N., Lyubetsky V.N. (1998) *Bol'shoi Altai (geologiya i metallogeniya)* [Great Altai: (Geology and metallogeny)]. Almaty, Gylm Publ., 304 p. (In Russian)
- Smirnov S.Z., Thomas V.G., Sokolova E.N., Kupriyakov I.N. (2011) Experimental study of tightness of inclusions of water-containing silicate melts at external pressure D₂O at 650°C and 3 kbar. *Geol. Geofiz.*, **52**(5), 690-703. (In Russian)
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Khromykh S.V. (2016) Conditions of crystallization, composition and sources of rare-metal magmas in the formation of ongonites of Kalba-Narym zone of East Kazakhstan. *Petrologiya*, **24**(2), 168-193. (In Russian)
- Sun S.-s., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral. Mag.*, **61**(6), 809-834.
- Towson L.V. (1977) *Geokhimicheskie tipy i potentsial'naya rudonosnost' granitoidov* [Geochemical types and potential ore content of granitoids]. Moscow, Nauka Publ., 280 p. (In Russian)
- Travin A.V., Vladimirov V.G., Murzyntsev N.G., Savinsky I.A. (2016) Thermochronology Irtysh shear zone (Central Asia). *Korrelyatsiya altaid i uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya* [Correlation of Altaic and Uralic: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny]. Novosibirsk, SB RAS, 184-186. (In Russian)
- Vladimirov A.G., Lyakhov N.Z., Zagorsky V.Ye., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Isupov V.P., Belozero I.M., Uvarov A.N., Gusev G.S., Yusupov T., Annikova I.Yu., Beskin S., Shokalsky S., Mikheev E.I., Kotler P.D., Moroz E.N., Gavryushkina O.A. (2012) Lithium deposits of spodumene pegmatites of Siberia. *Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya*, **20**(1), 3-20. (In Russian)
- Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Shokalsky S.P., Khalilov V.A., Kostitsyn Y.A., Ponomarchuk V.A., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Crook N.N., Titov A.V. (1997) Late Paleozoic-early Mesozoic granitoid magmatism in Altai. *Geol. Geofiz.*, **38**(4), 715-729. (In Russian)
- Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A., Titov A.V., Rudnev S.N., Dergachev V.B., Annikova I.Yu., Tikunov Yu.V. (1998) Petrology of early Mesozoic rare-metal granites of the South of the Altai Mountains. *Geol. Geofiz.*, **39**(7), 901-916. (In Russian)
- Zagorsky V.E., Peretyazhko I.S. (1992) Types and average composition of myarolic pegmatites of the Malkhan ridge. *Geol. Geofiz.*, **1**, 87-97. (In Russian)
- Zagorsky V.E., Vladimirov A.G., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Dyachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokal'sky S.P., Uvarov A.N., Gavryushkin O.A. (2014) Large fields of spodumene pegmatites in the conditions of rifting and in post-collisional deformation of the continental lithosphere. *Geol. Geofiz.*, **2**, 303-322. (In Russian)
- Zinnwaldite. Catalogue of minerals [Electronic resource]. URL: <http://www.catalogmineralov.ru/mineral/zinnwaldite.html> (date accessed: 15.03.2019)

Золото и другие элементы-примеси в пирите Березовского месторождения, Средний Урал

© 2019 г. Н. В. Сидорова, И. В. Викентьев, В. Д. Абрамова, Е. В. Ковальчук

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: nsidorova989@mail.ru

Поступила в редакцию 19.10.2018 г., принята к печати 21.11.2018 г.

Объект исследования. С помощью современных методов исследовались кристаллы пирита – одного из главных минералов-концентраторов золота на Березовском месторождении. **Материалы и методы.** Материал для анализа был отобран из лестничных сульфидно-кварцевых жил и сопутствующих им березитов Ильинской, Первопавловской, Второпавловской даек Березовского месторождения. Руды были изучены с помощью оптической микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), а также (в основном пирит) методом LA-ICP-MS. Помимо пирита изучались блеклая руда, галенит и редко встречающиеся айкинит, козалиит, тетрадимит, цумоит. **Результаты.** По данным точечного и профильного анализа, а также картирования по площади зерна, основными элементами-примесями являются Co, Ni и As, их распределение имеет зональный характер с тенденцией увеличения количества Co и Ni и уменьшения As к центру зерен. Cu, Zn и Pb отмечены в пирите в виде микроворостков их сульфидов и как равномерно распределенная примесь. В поздней генерации пирита Первопавловской дайки установлена золотоносность с зональным распределением Au в количестве до 22 г/т. Для золотоносной разновидности пирита характерно аномально низкое содержание Co и Ni и повышенное содержание As (до 8000 г/т). **Выводы.** Общий характер распределения основных элементов-примесей в пирите Ильинской, Второпавловской и Первопавловской даек свидетельствует о сходных условиях его кристаллизации. Наличие в лестничных жилах Первопавловской дайки поздней генерации пирита с тонкодисперсным золотом указывает на неоднородное распределение золотой минерализации, вероятно обусловленной ее многостадийностью, и может быть индикатором концентрационных рудных столбов, но это требует дополнительного изучения.

Ключевые слова: сульфидно-кварцевая жила, пирит, тонкодисперсное золото, зональное распределение, LA-ICP-MS, Березовское месторождение

Gold and other impurity elements in pyrite from the Berezovskoe deposit in the Middle Urals

Nina V. Sidorova, Il'ya V. Vikent'ev, Vera D. Abramova, Elena V. Koval'chuk

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),
35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: nsidorova989@mail.ru

Received 19.10.2018, accepted 21.11.2018

Research subject. In this work, we investigated the crystals of pyrite, one of the key gold-bearing minerals, from the Berezovskoe (the Middle Urals) deposit using modern research approaches. **Materials and methods.** Samples for the analysis were collected from the ladder sulphide-quartz veins and related berезites in the Ilinskaya, Pervopavlovsk and Vtoropavlovsk dykes of the Berezovskoe deposit. The ores were studied using the methods of optical microscopy, X-ray microanalysis (PCMA), scanning electron microscopy (SEM) and LA-ICP-MS. The latter method was largely used to examine pyrite. Along with pyrite, the materials under study included faded ore, galena, and such rare occurring minerals as aikinite, cosalite, tetradymite and tsumoite. **Results.** According to the point and profile analysis, as well as grain mapping, the main impurity elements in the studied samples are found to be Co, Ni and As. The distribution of these elements has shown a zonal character: the amounts of Co and Ni tend to increase and that of As tends to decrease towards the grain centre. In the pyrite samples, Cu, Zn and Pb occur either in the form of their sulphide micro-inclusions or as evenly distributed admixtures. The pyritic ore of later generations in the Pervopavlovsk dyke is established to contain gold in amounts of up to 22 g/t, with Au being zonally distributed. The gold-bearing variety of pyrite is characterized by abnormally low contents of Co and Ni, as well as by an increased content of As (up to 8000 g/t). **Conclusion.** A common character of the distribution of main impurity elements in the pyritic ores in the studied dikes indicates similar conditions of their crystallization. The presence of late-generation pyrite with fine gold in the Pervopavlovsk dike evidences to a heterogeneous distribution of gold mineralization therein, likely due to the multistage character of the latter. This may also be an indicator of the concentration of ore columns, which fact requires further elucidation.

Keywords: sulphide-quartz vein, gold-bearing pyrite, zonal distribution, invisible gold, Berezovskoe deposit

Для цитирования: Сидорова Н.В., Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В. (2019) Золото и другие элементы-примеси в пирите Березовского месторождения, Средний Урал. *Литосфера*, 19(2), 327–336. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-327-336

For citation: Sidorova N.V., Vikent'ev I.V., Abramova V.D., Koval'chuk E.V. (2019) Gold and other impurity elements in pyrite from the Berezovskoe deposit in the Middle Urals. *Litosfera*, 19(2), 327–336. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-327-336

Acknowledgements

We thank to Max S. Nickolsky (SEM), and geologists Alefina N. Troshkina and Yaroslav S. Maksimov for assistant in collecting the stone material.

The study was supported by the Russian Scientific Foundation (project No. 14-17-00693-P).

ВВЕДЕНИЕ

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным способом отбора пробы (LA-ICP-MS) является прецизионным методом, обладающим высокой чувствительностью определения компонентов и большим спектром возможностей, что в совокупности с простой подготовкой пробы делает его весьма перспективным для анализа различных минералов. Метод хорошо зарекомендовал себя при определении элементов-примесей в сульфидных [Watling et al., 1995; Large et al., 2009; Danyushkevsky et al., 2011; Cook et al., 2013]. Одним из важнейших его преимуществ является низкий предел обнаружения содержания Au (0.005–0.03 г/т) при широкой доступности метода не только за рубежом, но теперь и в России. Для золоторудных объектов пирит является наиболее информативным, поскольку он имеет широкое распространение, является важнейшим минералом-носителем золота, включая субмикроскопическое (“невидимое”) золото [Springer, 1983; Таусон и др., 1998; Викентьев, 2015], и его состав признан одним из важнейших индикаторов рудообразующих условий [Прохоров, 1970; Thomas et al., 2011; Викентьев и др., 2016; Tardani et al., 2017]. Основная цель исследования пирита Березовского месторождения с помощью LA-ICP-MS – оценить содержание микрокомпонентов и их распределение (для идиоморфных кристаллов), сравнить поведение микропримесей в пирите кварцевых жил в ранних и поздних дайках.

Березовское золоторудное месторождение на Среднем Урале – классический золоторудный объект кварцевожильного типа, разрабатываемый с 1748 г. Оно расположено в надикипальной части Шарташского интрузива гранодиоритов (C₁₋₂) и представляет собой систему многочисленных даек гранитоидов (субмеридиональных и ССВ), локализованных в метаморфизованных (зеленосланцевая фация) вулканогенно-осадочных породах силура, перемежающихся и перекрытых телами серпентинизированных ультрабазитов (рис. 1). Дайки пересечены вкрест простирания кварцевыми жилами и сложены породами нескольких петрографических типов. В пределах Березовского рудного поля в основном по составу выделены 5 серий даек, а преобладающие на месторождении гранит-порфиры отнесены по относительному возрасту к раннему и позднему циклам [Бородаевский, Бородаевская, 1947]. Рудоносные дайки на месторожде-

нии обычно имеют субмеридиональное простирание и крутое (65–85°) падение. Золотосодержащими являются сульфидно-кварцевые жилы и их альбанды. Среди рудных жил выделяют лестничные (полосовые) и “красичные”. Первые приурочены к гранитоидным дайкам, березитизированным около жил, вторые залегают в зеленокаменных породах и серпентинитах, лиственитизированных около жил. В рудной зоне отработки дайки секутся большим количеством сульфидно-кварцевых жил, основная масса которых имеет близкое к широтному простирание и крутое (75–85°) южное падение, мощность в среднем составляет 5–7 см, длина жил обычно ограничивается контактами даек [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Викентьева et al., 2017].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал для анализа был отобран из лестничных сульфидно-кварцевых жил и сопутствующих им березитов из Ильинской (гор. 325 м/блок 103-105; 345 м/блок 102-105; 412 м/блок 104-105), Первопавловской (гор. 387 м/блок 115, гор. 364 м/блок 104) и Второпавловской (гор. 364 м/блок 95, 101) даек. Ильинская дайка относится к ранним гранит-порфировым I цикла, Второпавловская – к гранит-порфировым II цикла, Первопавловская – к поздним дайкам плагиогранит-порфиров II цикла. В изученных интервалах дайки характеризуются относительно равномерной насыщенностью жилами, в среднем одна жила на 1–2 м. Их мощность варьирует от 2–3 см (в единичных случаях до 30 см), в среднем около 10 см. Часто жилы имеют сложную морфологию и мощности их не выдержаны. Главный жильный минерал – кварц молочно-белого цвета, массивный, местами содержит пустоты, стенки которых выполнены горным хрусталем и мелкозернистыми сульфидами. Руды были изучены с помощью оптической микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), а также (в основном пирит) методом LA-ICP-MS.

Содержание сульфидов в жилах иногда достигает до 70 об. %, в среднем 30%; преобладает пирит, который слагает агрегаты от мелко- до гигантозернистых субидиоморфных и идиоморфных кристаллов. Блеклая руда – второй по распространенности рудный минерал лестничных жил, часто выполняет трещины в пиритовых агрегатах, образует тонкие сращения с халькопиритом и галенитом. Реже

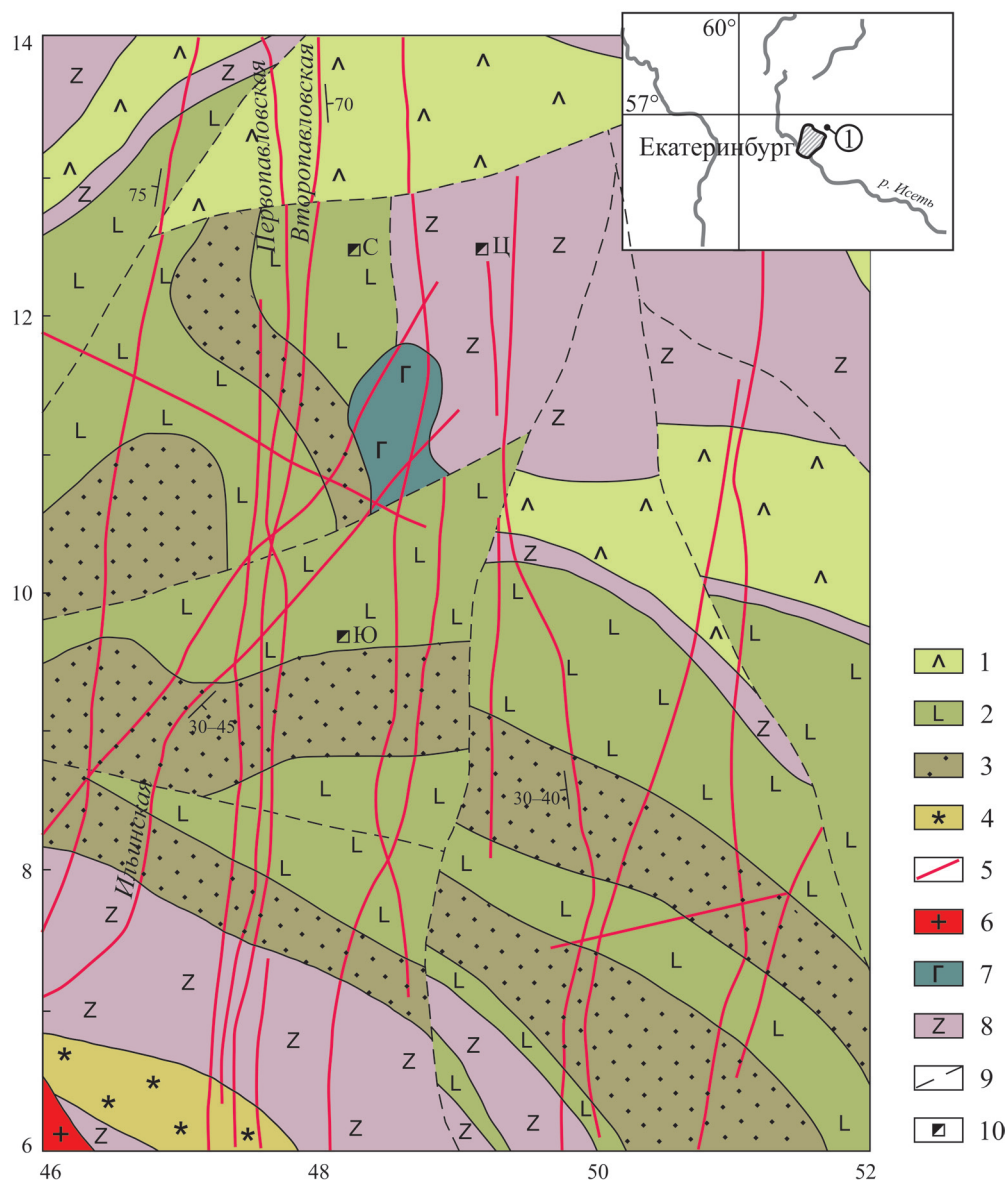


Рис. 1. Геологическая карта Березовского золоторудного месторождения, по [Рапопорт и др., 1994], с изменениями и дополнениями И.В. Викентьева и О.В. Викентьевой.

1 – метадиабазы (S_1W_2); 2 – метабазальты (S_1W_1); 3 – метасадочные породы (S_1W_1); 4 – метасадочные породы (S_1I_1); 5 – дайки; 6 – граниты (C_1) Шарташского массива; 7 – габбро-диабазы (D_2); 8 – серпентиниты (S_1); 9 – разрывные нарушения; 10 – шахты: С – Северная, Ю – Южная, Ц – Центральная-Разведочная. Система координат Березовского рудника (сетка через 1 км). На врезке под цифрой 1 показано географическое положение рудного поля.

Fig. 1. Geological map of the Berezovsk gold deposit after [Rapoport et al., 1994], modified by I.V. Vikent'ev and O.V. Vikent'eva.

1 – metadiabases (S_1W_2); 2 – metabasalts (S_1W_1); 3 – metasedimentary rocks (S_1W_1); 4 – metasedimentary rocks (S_1I_1); 5 – dykes; 6 – granites of Shartash massiff (C_1); 7 – gabbro-diabases (D_2); 8 – serpentinites (S_1); 9 – faults; 10 – shafts: C – Northern, IO – Southern, Ц – Central. Coordinate grid through 1 km corresponds to Berezovsk mine coordinate system. Figure 1 on the inset shows the geographical position of the ore field.

в лестничных жилах встречается галенит – отдельные зерна совместно с другими сульфидами и в виде небольших гнезд и скоплений. В жилах Ильинской дайки в сростании с галенитом и халькопиритом,

развивающимся по трещинам в пирите, отмечены козалин и айкинит, единичные включения тетрадимита, цумоита. Состав “рудной” части лестничных жил Первопавловской дайки слабо отлича-

ется от такового в Ильинской дайке, за исключением большего распространения айкинита, развитого по трещинам в агрегатах пирита. Айкинит слагает включения овальной формы размером до 0.2 мм в пирите, выполняет трещины и цементирует агрегаты пирита, местами образуя сростания с галенитом и халькопиритом, напоминающие структуры распада твердого раствора с появлением мельчайшей вкрапленности (≈ 1 мкм) самородного висмута. Из редких минералов здесь отмечен гессит. Самородное золото в лестничных жилах встречается в виде включений (от 5 до 50 мкм) в пирите, блеклой руде, реже – галените. Распределение рудных минералов в лестничных жилах гнездово-вкрапленное, в призальбандовых областях – часто полосчатое.

Основной анализируемый минерал – пирит. Из сульфидно-кварцевых жил и березитизированных даек отобраны идиоморфные зерна этого минерала преимущественно кубической формы и размером от 0.5 до 2 мм. Они были разделены по размеру, залиты полимерной смолой в шашки и отполированы. В большей части зерен пирита выявлены включения других сульфидов, в основном галенита, блеклой руды и халькопирита, реже – самородного золота и айкинита; они имеют округлую форму, размер не превышает 30 мкм. В кристаллах пирита размером более 1 мм по трещинам развивается блеклая руда в сростании с халькопиритом и самородным золотом. Для микроанализа были выбраны участки зерен пирита без видимых включений.

Образцы были проанализированы в ИГЕМ РАН на квадрупольном масс-спектрометре XSeries, оснащенный приставкой для лазерного пробоотбора NewWave UP-213. Частота 15–20 Гц; диаметр пучка лазера для линий и точек – 40–60 мкм, для получения карты распределения элементов путем сканирования всей поверхности кристалла – 30 мкм; плотность энергии 7–10 Дж/см². При сканировании линией профилей скорость составила 5 мкм/с, при картировании – 7–12 мкм/с. Поток He (0.6 мл/мин) через лазерную приставку транспортировал аблируемый материал ко входу масс-спектрометра, где смешивался с потоком аргона (0.8 л/мин). Длительность каждого измерения для точки – 60 с. Перед каждым измерением снимались показания “бланка” в течение 30 с. В качестве внутреннего стандарта использовался изотоп серы ³³S. Расчет данных был произведен в приложении Iolite для программы IgorPro [Paton et al., 2011]. Для анализа сульфидов были использованы два стандарта: MASS1 (Геологическая служба США) – синтетический полиметаллический сульфид (Zn,Cu,Fe)S в виде прессованных гранул и домашний стандарт pro-stc, содержащий 20 г/т Au, Ag и ЭПГ в пиритиновой матрице и изготовленный по методу, описанному К. Балхаусом [Ballhaus et al., 2006].

С помощью лазерной приставки было отобрано 10 точечных проб и просканировано 52 линии, пре-

имущественно перпендикулярно граням зерен пирита. Для Ильинской дайки проанализировано 6 точек и 17 линий для пирита из лестничных жил и 14 линий для пирита околожилных березитов. Для Второпавловской дайки – 11 точек и 4 линии для пирита из лестничных жил и 5 линий и одна точка для пирита околожилных березитов. Для Первопавловской дайки проанализировано 8 точек проб и 22 линии для пирита лестничных жил и 3 линии для пирита из околожилных березитов; для одного зерна пирита получены карты распределения S, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Au, Pb, Bi. При относительно однородном составе кристаллов пирита для количественного расчета компонентов было взято среднее значение по всей линии анализируемого профиля; при неоднородном и зональном распределении элементов линия делилась на сегменты и бралось среднее значение для сегмента. Для обработки массива данных значений каждого компонента применялось среднее геометрическое чисел:

$$GM(x_1, x_2, \dots, x_n) = \sqrt[n]{x_1 x_2 \dots x_n},$$

где $x_1, x_2, \dots, x_n$ – среднее значение компонента в точке, профиле или сегменте профиля, n – количество анализов (точечных, средних по профилю и средних по сегменту профиля).

Содержание Mo, W, Se, элементов платиновой группы и Tl во всех пробах оказалось ниже предела обнаружения (как правило, <0.02 г/т). Содержание макрокомпонентов (S, Fe) не рассматривалось.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Главными элементами-примесями во всех разностях пирита Ильинской и Второпавловской дайки являются Co, Ni и As (табл. 1). Распределение этих элементов имеет зональный характер с увеличением количества Co и Ni и уменьшением As от края к центру зерен (рис. 2). При переполировке и повторном анализе ранее просканированных зерен такой характер зональности повторялся. Нередко наблюдается небольшой “всплеск” аналитических сигналов этих элементов при приближении к граням кристаллов. В некоторых зернах распределение Co, Ni и As относительно равномерное, что может быть отчасти связано с небольшой глубиной среза крупных (>1 мм) зерен.

В профилях сканирования пирита Ильинской дайки отмечены Cu, Zn и Pb в виде равномерно распределенных примесей. Для пирита из сульфидно-кварцевых жил количество равномерно распределенных Cu и Zn доходит до 2–3, Pb – до 1 г/т; для пирита околожилных березитов примесь Cu доходит до 15–20, Zn – до 10–15, Pb – до 1 г/т. Кроме того, указанные элементы образуют на профилях сканирования группы совместных пиков аналитических сигналов с Bi, Ag, Sb, Te,

Таблица 1. Состав пирита лестничных жил и березитов Березовского месторождения по результатам LA-ICP-MS

Table 1. Composition of pyrite from the Berezovsk deposit «ladder» veins and berezites, according to the results of LA-ICP-MS

Дайка	Хар-ка проб	n	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Ag
Ильинская	Жилы	35	$\frac{0.8-3.3}{- (4)}$	$\frac{0.09-3360}{12.7 (34)}$	$\frac{3.5-183}{19.6 (27)}$	$\frac{1-14}{3 (31)}$	$\frac{1-12}{2.6 (35)}$	$\frac{0.06-0.2}{- (4)}$	$\frac{0.3-0.8}{- (8)}$	$\frac{16-860}{175 (35)}$	$\frac{0.03-5.3}{- (15)}$
	Березиты	36	$\frac{4.2(1)}{17 (36)}$	$\frac{1-4180}{17 (36)}$	$\frac{2-197}{22 (36)}$	$\frac{11-75}{22.7 (36)}$	$\frac{6-113}{14.7 (36)}$	Н.п.о.	$\frac{0.5-1.2}{- (9)}$	$\frac{107-594}{268 (36)}$	$\frac{0.04-0.5}{- (5)}$
Второ-Павловская	Жилы	35	$\frac{0.7-14}{- (5)}$	$\frac{0.2-58}{3.7 (33)}$	$\frac{1.2-100}{18.5 (32)}$	$\frac{1.8-16}{5.8 (25)}$	$\frac{2-53}{- (17)}$	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{27-1486}{706 (35)}$	$\frac{0.1-1}{- (11)}$
	Березиты	12	$\frac{1.4(1)}{45 (12)}$	$\frac{3.8-535}{45 (12)}$	$\frac{5-244}{34 (12)}$	$\frac{3.3-12}{- (3)}$	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{202-1187}{479 (12)}$	$\frac{0.1-0.3}{- (5)}$
Перво-Павловская	Жилы*	28	$\frac{1.1-23}{- (5)}$	$\frac{0.04-0.2}{- (7)}$	$\frac{0.4(1)}{8.8 (37)}$	$\frac{9.7-1430}{103 (28)}$	$\frac{7.7-379}{52 (18)}$	$\frac{0.08-2.8}{- (14)}$	$\frac{0.03-1.9}{- (10)}$	$\frac{51-8277}{1326 (28)}$	$\frac{0.04-1.3}{0.4 (17)}$
	Жилы, березиты	47	$\frac{0.9(1)}{3.4 (45)}$	$\frac{0.1-61}{3.4 (45)}$	$\frac{1.4-101}{8.8 (37)}$	$\frac{1.2-560}{6.3 (33)}$	$\frac{0.5-21}{- (21)}$	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{14-8670}{315 (47)}$	$\frac{0.04-40}{- (9)}$
Дайка	Хар-ка проб	n	Cd	In	Sn	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
Ильинская	Жилы	35	$\frac{1-1.2}{- (2)}$	Н.п.о.	$\frac{0.1-0.4}{- (5)}$	$\frac{0.1-12}{- (8)}$	$\frac{2.6-4.2}{- (4)}$	$\frac{0.01-0.2}{- (7)}$	$\frac{0.1-2.7}{- (15)}$	$\frac{0.6-570}{4.5 (28)}$	$\frac{0.02-47}{0.6 (25)}$
	Березиты	36	$\frac{0.03-1.8}{- (3)}$	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{0.3-10}{- (12)}$	$\frac{6.2-8.5}{- (2)}$	0.4(1)	$\frac{1.5-2.9}{- (8)}$	$\frac{0.2-9.2}{0.8 (36)}$	$\frac{0.03-26}{0.3 (23)}$
Второ-Павловская	Жилы	35	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{0.2-0.5}{- (5)}$	$\frac{0.1-0.8}{- (6)}$	Н.п.о.	$\frac{0.3-0.6}{- (7)}$	$\frac{3-9}{- (10)}$	$\frac{0.1-29}{3.9 (35)}$	$\frac{0.02-19}{0.2 (26)}$
	Березиты	12	Н.п.о.	Н.п.о.	$\frac{0.2-0.3}{- (2)}$	$\frac{0.3-0.5}{- (3)}$	Н.п.о.	0.4(1)	Н.п.о.	$\frac{0.1-28}{0.5 (12)}$	$\frac{0.02-10}{0.3 (9)}$
Перво-Павловская	Жилы*	28	$\frac{0.1-7}{- (14)}$	$\frac{0.03-325}{6.7 (19)}$	$\frac{0.2-838}{35 (20)}$	$\frac{0.04-21}{- (14)}$	$\frac{0.1-2.5}{- (10)}$	$\frac{0.09-21.8}{1.9 (28)}$	$\frac{1.3-5}{- (10)}$	$\frac{0.1-42}{1.9 (27)}$	$\frac{0.01-2.5}{- (13)}$
	Жилы, березиты	47	$\frac{0.01-0.3}{- (2)}$	$\frac{0.01-0.1}{- (4)}$	$\frac{0.05-0.7}{- (5)}$	$\frac{0.03-15}{- (5)}$	$\frac{0.5-10}{- (5)}$	$\frac{0.08-0.1}{- (2)}$	$\frac{0.4-6}{- (9)}$	$\frac{0.06-1090}{2.2 (39)}$	$\frac{0.01-84}{- (22)}$

*Au-содержащая разновидность пирита.

Примечание. n – количество анализов (точечных, средних по профилю и средних по сегменту профиля); в числителе – диапазон значений; в знаменателе – среднее геометрическое (для элементов с количеством определений выше предела обнаружения для более, чем половины n); в скобках – количество определений выше предела обнаружения; Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

*Au-bearing pyrite.

Note. n – number of analyzes (point, average of the probing profile and average of the profile segment); numerator – value range; denominator – geometric mean (for elements with number of definitions above detection limit for more than a half of n); in brackets – number of definition above detection limit; Н.п.о. – below detection limit.

Sn, Ga, Ge, Cd и Hg, что, по-видимому, указывает на наличие микровключений сульфидов (галенита, айкинита, блеклой руды, халькопирита, сфалерита) в пирите.

Средние геометрические значения для основных элементов-примесей в пирите лестничных жил Ильинской дайки, г/т: Co – 12.7, Ni – 19.6, As – 175, Cu – 3, Zn – 2.7, Pb – 4.5; в пирите околосильных березитов: Co – 17, Ni – 22, As – 268, Cu – 22.7; Zn – 14.7, Pb – 0.8. Золото здесь отмечено в количестве 0.01–0.2 г/т (для лестничных жил) и 0.4 г/т (для березитов) в виде единичных пиков, обычно совме-

стимых с пиками сигналов Ag, Pb, Bi, As, т.е. отвечают включениям галенита, либо айкинита. Пики аналитических сигналов Au приурочены к краям зерен этих минералов, вероятно, отражая наличие тонких пленок самородного золота [Сидорова, Абрамова, 2018].

Для пирита лестничных жил Второпавловской дайки средние геометрические значения, г/т: Co – 3.7, Ni – 18.5, As – 706, для пирита из березитов: Co – 45, Ni – 34, As – 479. Cu и Zn здесь имеют меньшее распространение (см. табл. 1) и менее характерны для пирита березитов, а в пирите лест-

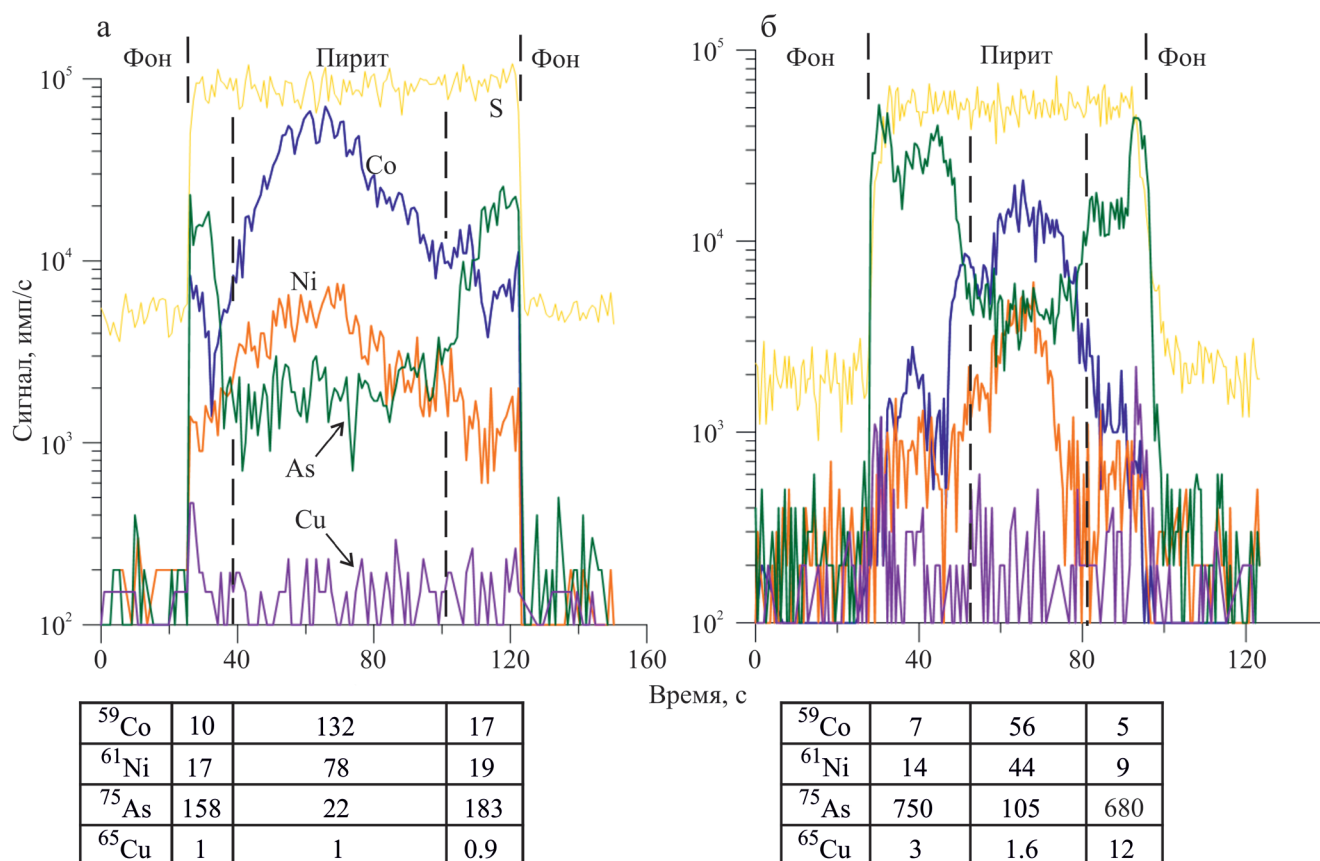


Рис. 2. Графические изображения профилей зондирования двух кристаллов пирита лестничных жил Ильинской дайки.

Здесь и на рис. 4 по оси ординат – количество импульсов в секунду, по оси абсцисс – развертка времени; длина профилей: а – 482 мкм, б – 330 мкм; в таблице под рисунком указаны средние содержания элементов (г/т) в соответствующих интервалах профиля.

Fig. 2. Graphic images of two pyrite crystals probing profiles from the sulphide-quartz veins of the Ilyinskaya dyke.

Here and at Fig. 4 y-axis is signal (counts per second), x-axis is time (in seconds); profiles length: а – 482 μm, б – 330 μm; average content of elements (ppm) in the profile intervals in the table below each figure is indicated.

нических жил – в основном приурочены к включениям вместе с Pb, Hg, Sb, Ag, Bi. Свинец в количестве до 0.5 г/т (практически на уровне предела обнаружения) присутствует в виде равномерно распределенной примеси. Поведение Au аналогично описанному выше для пирита Ильинской дайки.

По составу пирит Первопавловской дайки можно разделить на две группы: 1) золотосодержащий и 2) практически без Au. Преобладает пирит второй группы, в котором Au встречается в количестве 0.08–0.1 г/т в виде единичных пиков в группе с Ag-Pb-Cu-Sb, вероятно, в виде микровключений самородного золота в пирите в сростании с галенитом и блеклой рудой. Для такого пирита средние геометрические значения основных элементов-примесей, г/т: Co – 3.4, Ni – 8.8, Cu – 6.3, As – 315, Pb – 2.2, а их распределение аналогично описанному для Ильинской и Второпавловской даек.

В первую группу был отнесен пирит, в котором Au распределено по всему зерну или значительной его части (т.е. находится не в виде единичных “пиков”) и с содержанием, заметно превышающим предел его обнаружения. Такой пирит был обнаружен в двух соседних лестничных жилах Первопавловской дайки (гор. 387 м/блок 115). Просканировано 11 зерен золотосодержащего пирита. В табл. 1 для золотосодержащего пирита приведены не средние значения содержания золота в целом по профилю, а средние значения для определенных сегментов. Содержание Au варьирует от 1 до 22 г/т. В пирите была выявлена неоднородность (рис. 3) в виде темных в режиме BSE участков неправильной формы, в которых были обнаружены мелкие (от менее 1 до 10 × 1 мкм) включения ярких (в отраженных электронах) фаз, состав которых с помощью рентгеноспектрального микроанализатора удалось установить только качественно из-за за-

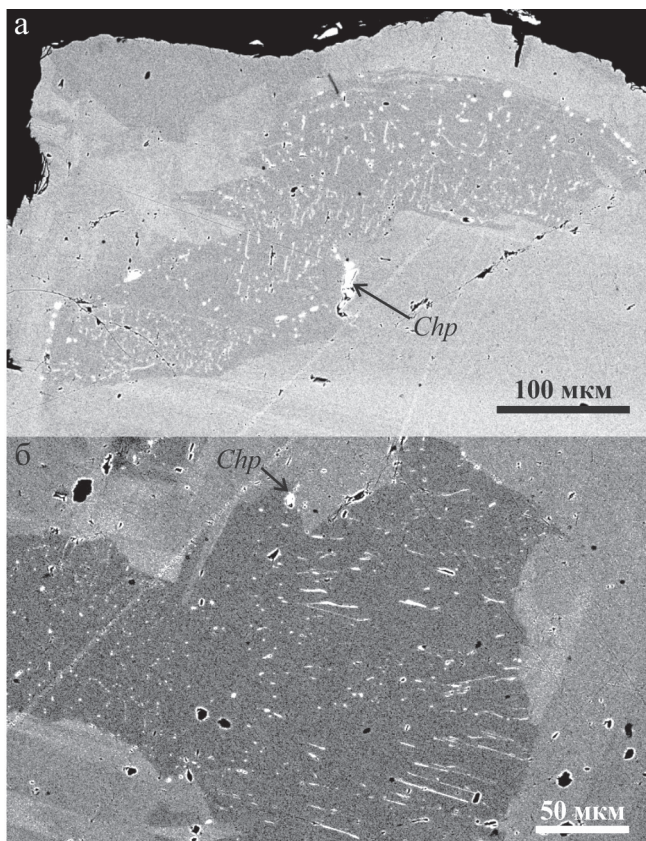


Рис. 3. Участки кристаллов пирита (см. рис. 4) с включениями станнина (мелкие вытянутые) и халькопирита (*Chp*), в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 3. Pyrite crystal areas (Fig. 4) with stannite (small, elongated) and chalcopyrite inclusions, BSE images.

хвата матрицы (пирита). В составе такого пирита с яркими включениями были обнаружены Sn (до 5 мас. %), In (до 0.3 мас. %), Cu (до 5.8 мас. %), Pb (до 0.2 мас. %) и Zn (до 0.5 мас. %) (обращает на себя внимание тот факт, что большинство этих элементов входит в состав станнина).

При анализе профилей лазерной абляции зерен пирита была установлена некоторая закономерность, проиллюстрированная на рис. 4: светлые в BSE части зерен обогащены As и Au, а темные – Sn, Cu, Zn, Pb, Cd, In, Ag, Ga, Ge. Максимумы содержания золота приурочены к определенным зонам и только частично согласуются с областями максимального содержания As. Такое “невидимое” золото было обнаружено только в кристаллах пирита, содержащих мелкие включения (от менее 1 до 10×1 мкм) станнина. На картах распределения микроэлементы, входящие в состав последнего (Sn, Ag, Bi, Cd, Cu, Ga, In, Pb, Zn), сосредоточены в соответствующей, общей для них области (рис. 5). Для золотоносной разновидности пи-

рита характерно низкое содержание Co (<0.16 г/т) и Ni (<0.3 г/т) и повышенное содержание As (ср. геом. 1325 г/т). Точечное повышенное содержание Ni и Co на картах распределения элементов, вероятно, связано с реликтовыми включениями пирита 2-й группы. “Синхронные” повышенные содержания элементов-примесей (Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Sb, Co, Ni) по краям зерна, вероятно, отражают наличие тонких пленок их сульфидов и сульфосолей на поверхности зерна пирита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, с помощью метода LA-ICP-MS получены новые данные по составу и пространственному распределению микроэлементов в пирите Березовского месторождения. Установлено, что характер поведения основных элементов-примесей (As, Co, Ni, Cu, Zn, Pb) в пирите лестничных жил и околожилных березитов Ильинской и Второпавловской даек подобен, имеются частные различия в содержании микроэлементов. Распределение Co, Ni и As имеет зональный характер с увеличением количества Co и Ni и уменьшением – As от краев к центру кристаллов со скачкообразным изменением их уровня при переходе от зоны к зоне. Можно предположить, что изоморфизм в данном случае тесно связан с явлениями упорядочения, которые усиливаются при понижении температуры. Распределение Cu, Zn и Pb в определенном количестве равномерное, эти элементы также входят в состав включений совместно с другими (Cu – с Zn, Co, Ni, Pb, Bi, Ag; Zn – с Mn, Cu, Cd, Sb, Pb, Ga, Ge; Pb – с Ag, Sn, Cd, Sb, Au, Bi, Te, Hg, As), образуя группы пиков аналитических сигналов на профилях сканирования. В лестничных жилах Первопавловской дайки обнаружены две генерации пирита – ранняя, с зонально-распределенными Co, Ni и As ($Au < 0.02$ г/т), и поздняя – золотосодержащий пирит с зональным распределением тонкодисперсного Au в количестве от 0.09 до 22 г/т. В пирите области с тонкодисперсным Au не содержат Ag (н.п.о.): разделению Au и Ag способствовала более высокая халькофильность Ag и повышенное содержание As. Последнее указывает на невысокие температуры образования пирита (вероятно, не выше 200°C), поскольку с повышением температуры растворимость мышьяка в пирите снижается [Clark, 1960]. Требуют дополнительного изучения условия кристаллизации золотоносной разновидности пирита и причины нечеткой связи Au и As в его составе, что осложняется редкостью ее проявления на месторождении.

Авторы выражают благодарность М.С. Никольскому (СЭМ), а также заслуженному геологу РФ, главному геологу Березовского рудника А.Н. Трошкиной и геологу рудника Я.С. Максимо-

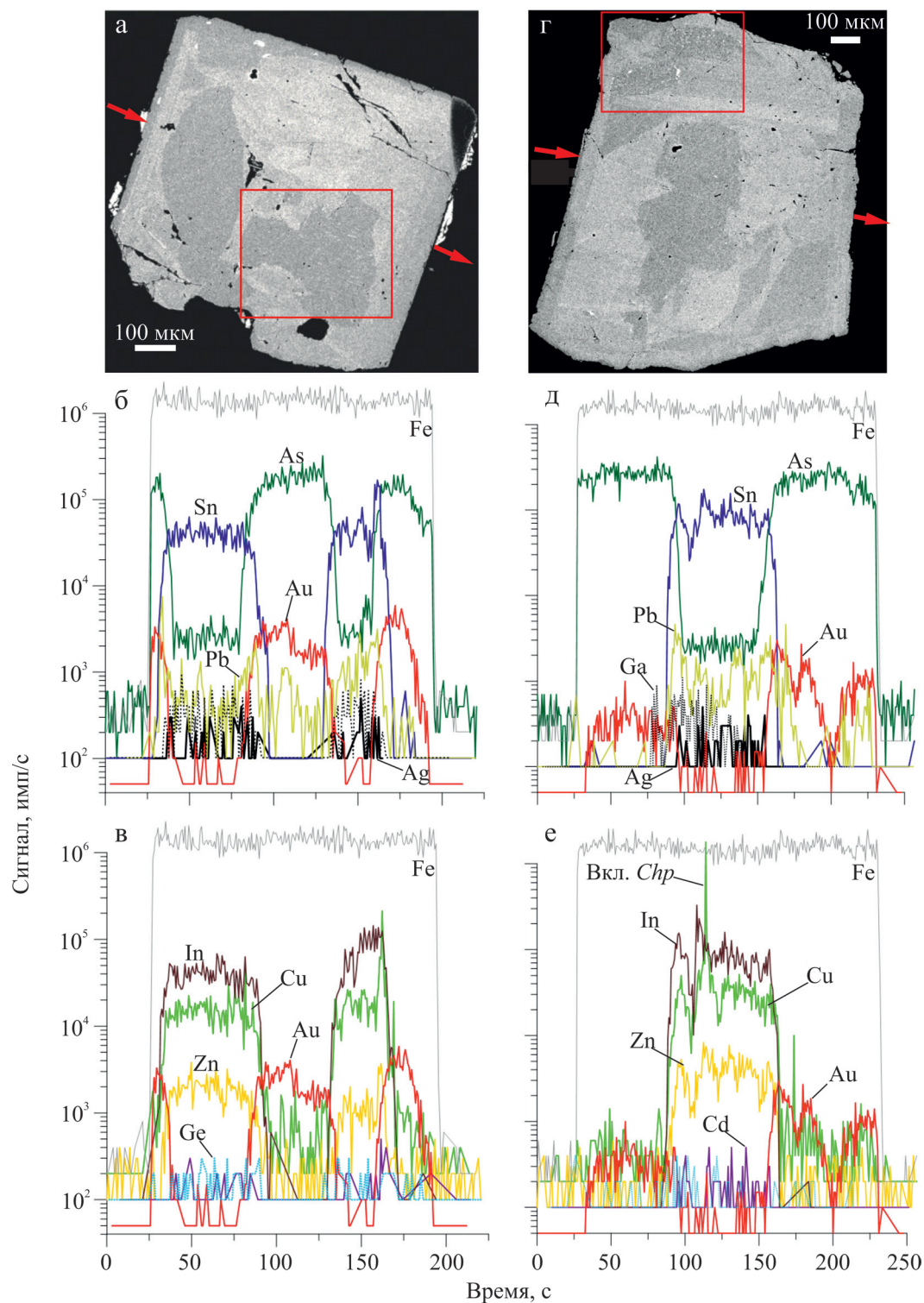


Рис. 4. Графические изображения профилей зондирования двух кристаллов пирита (фото в обратно-рассеянных электронах) лестничных жил Первопавловской дайки.

Длина профилей: слева – 842 мкм; справа – 1023 мкм. На фотографиях стрелками отмечено расположение профилей зондирования, в рамках – участки, показанные на рис. 3.

Fig. 4. Graphic images of the two pyrite crystal (BSE-images) probing profiles from the sulphide-quartz veins of the Pervopavlovskaya dyke.

Profile length: leftward – 842 μm , rightward – 1023 μm . In the BSE-images, cursors indicate the location of the probing profiles; frames indicate the areas, shown in more detail on Fig. 3.

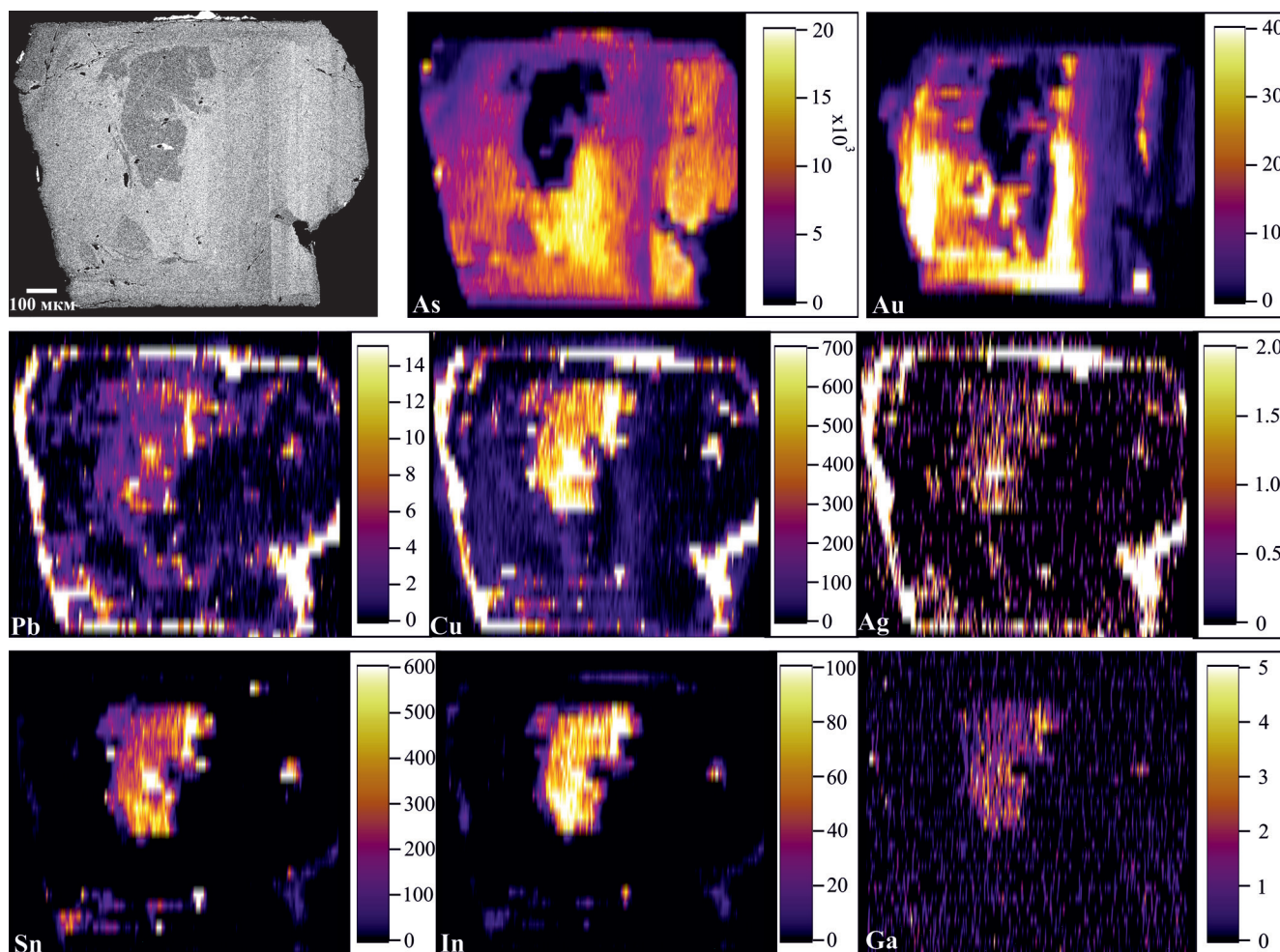


Рис. 5. Вверху слева – снимок зерна пирита в обратно-рассеянных электронах; далее – карты распределения элементов; полуколичественный анализ, шкалы в т/т.

Fig. 5. The pyrite crystal BSE-image (top left) and the element distribution maps; semi-quantitative analysis, scale in ppm.

ву за помощь и содействие в сборе каменного материала.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. (1947) Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 264 с.
- Викентьев И.В. (2015) Исследование форм нахождения золота в сульфидах. *Технологическая минералогия природных и техногенных месторождений. Сб. ст. IX сем. по технолог. минералогии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 71-76.
- Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. (2016) Микропримеси в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS. *Докл. АН*, **470**(3), 326-330.
- Прохоров В.Г. (1970) Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Новосибирск: Наука, 188 с.
- Рапопорт М.С., Бабенко В.В., Болтыров В.Б. (1994) Березовское золоторудное месторождение. *Изв. вузов. Горн. журн.*, (6), 86-96.
- Сидорова Н.В., Абрамова В.Д. (2018) Микропримеси в галените (LA-ICP-MS) сульфидно-кварцевых жил золотоносных метасоматитов Березовского месторождения, Средний Урал. *Металлогения древних и совр. океанов-17*, **24**, 154-158. <https://elibrary.ru/item.asp?id=32870275>
- Таусон В.Л., Пастушкова Т.М., Бессарабова О.И. (1998) О пределе и форме вхождения золота в гидротермальный пирит. *Геология и геофизика*, **39**(7), 924-933.
- Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. (2006) Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **152**, 667-684.
- Clark L.A. (1960) The Fe-As-S system phase relations and

- applications. P. I, II. *Econ. Geol.*, **55**, 1345-1381, 1631-1652.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Meria D., Silcock D., Wade B. (2013) Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: tracing mineralization history from textures and trace elements. *Econ. Geol.*, **108**, 1273-1283.
- Danyushevsky L., Robinson Ph., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley M. (2011) Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effects. *Geochem.: Explor., Environ., Analysis*, **11**(1), 51-60.
- Large R. R., Danyushevsky L., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.*, **104**(5), 635-668.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Analyt. Atom. Spectrom.*, **26**, 2508-2518.
- Prokhorov V.G. (1970) *Pirit (k geokhimii, mineralogii, ekonomike i promyshlennomu ispol'zovaniyu)* [Pyrite (to the geochemistry, mineralogy, economy and industrial use)]. Novosibirsk, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Rapoport M.S., Babenko V.V., Bolturov V.B. (1994) Berezovsk gold deposit. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi Zhurnal.*, **6**, 86-96 (in Russian).
- Sidorova N.V., Abramova V.D. (2018) Trace impurities in galena (LA-ICP-MS) from sulphide-quartz veins of gold-bearing metasomatites of the Berezovskoe deposit, Middle Urals. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2017* [Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2017], **24**, Miass, IMin UB RAS, 135-139. (in Russian) <https://elibrary.ru/item.asp?id=32870275>
- Springer J. (1983) Invisible gold. *The Geology of Gold in Ontario. Miscell. Pap. 110. Ontario Geol. Surv.*, 240-249.
- Tardani D., Reich M., Deditius A.P., Chrysosoulis S., Sanchez-Alfaro P., Wrage J., Roberts M.P. (2017) Copper-arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **204**, 179-204.
- Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis. *Econ. Geol.*, **106**, 1-31.
- Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. (2017) The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs. *Ore Geol. Rev.*, **91**, 837-863.
- Watling R.J., Herbert H.K., Abell I.D. (1995) The application of laser ablation – inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to the analysis of selected sulphide minerals. *Chem. Geol.*, **124**(1-2), 67-81.
- quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effects. *Geochem.: Explor., Environ., Analysis*, **11**(1), 51-60.
- Large R. R., Danyushevsky L., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.*, **104**(5), 635-668.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Analyt. Atom. Spectrom.*, **26**, 2508-2518.
- Prokhorov V.G. (1970) *Pirit (k geokhimii, mineralogii, ekonomike i promyshlennomu ispol'zovaniyu)* [Pyrite (to the geochemistry, mineralogy, economy and industrial use)]. Novosibirsk, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Rapoport M.S., Babenko V.V., Bolturov V.B. (1994) Berezovsk gold deposit. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi Zhurnal.*, **6**, 86-96 (in Russian).
- Sidorova N.V., Abramova V.D. (2018) Trace impurities in galena (LA-ICP-MS) from sulphide-quartz veins of gold-bearing metasomatites of the Berezovskoe deposit, Middle Urals. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2017* [Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2017], **24**, Miass, IMin UB RAS, 135-139. (in Russian) <https://elibrary.ru/item.asp?id=32870275>
- Springer J. (1983) Invisible gold. *The Geology of Gold in Ontario. Miscell. Pap. 110. Ontario Geol. Surv.*, 240-249.
- Tardani D., Reich M., Deditius A.P., Chrysosoulis S., Sanchez-Alfaro P., Wrage J., Roberts M.P. (2017) Copper-arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **204**, 179-204.
- Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis. *Econ. Geol.*, **106**, 1-31.
- Vikent'ev I.V. (2015) Study of the forms of native gold in sulphides. *Tekhnologicheskaya mineralogiya prirodnikh i tekhnogenykh mestorozhdenii. Sb. statei IX sem. po tekhnol. miner.* [Technological mineralogy of natural and man-made deposits. Paper collection of IX seminar on Tekhnolog. Mineral.]. Petrozavodsk, KarSC RAS, 71-76. (in Russian)
- Vikent'ev I.V., Abramova V.D., Ivanova Y.N., Tyukova E.E., Kovalchuk E.V., Bortnikov N.S. (2016) Trace elements in pyrite from the Petropavlovsk gold-porphyry deposit (Polar Urals): Results of LA-ICP-MS analysis. *Dokl. Akad. Nauk*, **470**(3), 326-330.
- Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. (2017) The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs. *Ore Geol. Rev.*, **91**, 837-863.
- Watling R.J., Herbert H.K., Abell I.D. (1995) The application of laser ablation - inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to the analysis of selected sulphide minerals. *Chem. Geol.*, **124**(1-2), 67-81.

REFERENCES

- Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. (2006) Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **152**, 667-684.
- Borodaevskii N.I., Borodaevskaya M.B. (1947) *Berezovskoe rudnoe pole* [Berezovsk ore field]. Moscow, Metallurgizdat Publ., 264 p. (In Russian)
- Clark L.A. (1960) The Fe-As-S system phase relations and applications. P. I, II. *Econ. Geol.*, **55**, 1345-1381, 1631-1652.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Meria D., Silcock D., Wade B. (2013) Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: tracing mineralization history from textures and trace elements. *Econ. Geol.*, **108**, 1273-1283.
- Danyushevsky L., Robinson Ph., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley M. (2011) Routine

О научном сопровождении Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации

© 2019 г. В. Л. Яковлев¹, Е. В. Аникина², И. А. Козлова³, С. В. Корнилков¹

¹Институт горного дела УрО РАН, 620075, г. Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 58, e-mail: direct@igduran.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: director@igg.uran.ru

³Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100, 620016, e-mail: igfuran@mail.ru

On scientific support of the Strategy for the development of the mineral resource base of the Russian Federation

Viktor L. Yakovlev¹, Elena V. Anikina², Irina A. Kozlova³, Sergei V. Kornilkov¹

¹Institute of Mining, UB of RAS, 58 Mamina-Sibiryak st., Ekaterinburg 620075, Russia, e-mail: direct@igduran.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovskogo st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: director@igg.uran.ru

³Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB of RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: igfuran@mail.ru

Накануне празднования 80-летия со дня образования Горно-геологического института УФАН СССР коллективы ИГГ УрО РАН, ИГФ УрО РАН и ИГД УрО РАН подводят итоги своей деятельности, ставят новые задачи.

Уточнение целей и задач институтов на предстоящий период связано с выходом распоряжения Правительства Российской Федерации от 22 декабря 2018 г. № 2914, которым утверждена “Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 г.”, которое определяет приоритеты, цели и задачи геологической отрасли, при этом реальные возможности и естественные ограничения минерально-сырьевой базы России должны учитываться при формировании долгосрочных планов развития добывающих и перерабатывающих отраслей отечественной промышленности.

К началу XXI в. промышленность СССР была полностью обеспечена всеми видами минерального сырья. Однако с течением времени это положение изменилось, поэтому по количеству и качеству балансовых запасов минерального сырья все значимые для экономики страны полезные ископаемые разделены на три группы.

В первую группу входят полезные ископаемые, запасы которых при любых сценариях развития

экономики удовлетворяют необходимые потребности до 2035 г. и в последующий период. Ко второй группе относятся полезные ископаемые, достигнутые уровни добычи которых недостаточно обеспечены запасами разрабатываемых месторождений на перспективу. К третьей группе относятся дефицитные полезные ископаемые, внутреннее потребление которых в значительной степени обеспечивается вынужденным импортом и (или) складированными запасами.

На Урале образовался дефицит многих видов минерального сырья. Проблему обостряет то обстоятельство, что в регионе сосредоточены основные мощности черной и цветной металлургии страны, а имеющаяся здесь рудно-сырьевая база только на треть обеспечивает текущий спрос. Для уральского горно-металлургического комплекса представляется целесообразной научно и экономически обоснованная замена дальнепривозного минерального сырья местным, в том числе с сопредельных северных территорий, вовлечение в разработку ранее разведанных месторождений Среднего и Южного Урала, а также переработка накопленных отходов горного и металлургического производства.

Следует отметить, что минерально-сырьевая база отрасли, региона, предприятия не является только совокупностью разведанных или оцененных

Для цитирования: Яковлев В.Л., Аникина Е.В., Козлова И.А., Корнилков С.В. (2019) О научном сопровождении Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации. *Литосфера*, 19(2), 337–339. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-337-339

For citation: Yakovlev V.L., Anikina E.V., Kozlova I.A., Kornilkov S.V. (2019) On scientific support of the Strategy for the development of the mineral resource base of the Russian Federation. *Litosfera*, 19(2), 337–339. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-337-339

на определенной территории минеральных объектов (месторождений). Даже наличие апробированных балансовых запасов полезных ископаемых совсем не означает, что они должны или будут отрабатываться в обозримом будущем. *Поэтому под минерально-сырьевой базой следует понимать не только совокупность минеральных ресурсов, но также и средств их добычи и переработки.*

Современный этап развития уральского горнодобывающего комплекса требует разработки стратегии развития его сырьевой базы, обеспечивающей реализацию приоритетных программ отечественного машиностроения, металлургии, промышленности строительных материалов и др. (“Легированные стали”, “Энергетическая безопасность”, “Машиностроение для арктических регионов” и др.), основанной на опережающем целевом поиске и ускоренной комплексной геологической разведке месторождений твердых полезных ископаемых, углей, редких земель, драгоценных и благородных металлов и других полезных ископаемых. Минерально-сырьевая база уральских предприятий сокращается, но не истощается. Она или недоразведана, или не обеспечена современной проектной документацией, или нуждается в совершенствовании технологии добычи и переработки.

Приоритетными направлениями исследований, обеспечивающими реализацию стратегии поддержания и развития сырьевой базы на Урале предлагается считать следующие.

1. Разработка прогнозно-поисковых критериев и генетических моделей рудных месторождений, совершенствование методики экспресс-оценки рудной базы, а также организационно-экономических и технико-технологических мероприятий, обеспечивающих доизучение и комплексное освоение георесурсов Северного и Полярного Урала

2. Создание системы учета и мониторинга состояния и запасов техногенных образований и разработка комплекса технологий по ликвидации, консервации, переработке и утилизации отходов горного и металлургического производства для обеспечения экологической безопасности промышленных регионов Урала

3. Создание системы геологического, геофизического и геомеханического мониторинга и комплексной оценки состояния подработанных территорий для обеспечения безопасной и комфортной жизнедеятельности городских агломераций, безопасности природо- и недропользования, а также предотвращения и развития техногенных катастроф.

Исходя из изложенного, одной из первоочередных задач научного сопровождения поддержания и развития уральской минерально-сырьевой базы является разработка региональной стратегии, учитывающей намечаемые структурные изменения в промышленности для реализации приоритетных про-

грамм машиностроения, металлургии, промышленности строительных материалов и др., основанной на российских и мировых тенденциях потребления сырьевых ресурсов в условиях ухудшения качества и доступности районов отработки.

Институты УрО РАН, работающие в области наук о Земле, обладают необходимой квалификацией, знаниями и опытом для решения этой задачи.

Институт геологии и геохимии УрО РАН им. акад. А.Н. Заварицкого занимается решением фундаментальных проблем геологического развития и строения внутриконтинентальных подвижных поясов Земли, осуществляет разработку прогнозно-поисковых критериев и генетических моделей рудных месторождений, проводит изучение экологических аспектов взаимодействия природных и техногенных процессов.

В Институте геофизики УрО РАН им. Ю.П. Булашевича разрабатываются теория и новые методы интерпретации геофизических полей и процессов в целях структурно-тектонического районирования, в том числе для прогноза месторождений углеводородов; создаются и совершенствуются методы и комплексы для поисков полезных ископаемых; разрабатываются аппаратура и информационные технологии интерпретации данных, в том числе для изучения закономерностей изменения электрических параметров горных пород при индукционной аэроэлектроразведке проводящих руд, а также изучение закономерностей строения, геодинамической эволюции земной коры и верхней мантии на основе геолого-геофизических данных.

Институт горного дела УрО РАН выполняет исследования в области недропользования и комплексного освоения недр, базирующиеся на принципах системности, комплексности, междисциплинарности, инновационной направленности, создает научные основы новых технологий разработки глубокозалегающих месторождений, исследует проблемы геомеханики и разрушения горных пород для обеспечения энергоэффективности, ресурсосбережения, промышленной и экологической безопасности в горнодобывающей промышленности.

Для развития минерально-сырьевой базы уральского региона требуется решение задач, обеспечивающих: поиски месторождений в новых перспективных районах; оценку и освоение ранее открытых, но неразрабатываемых месторождений твердых полезных ископаемых с учетом размещения и перспектив развития федеральной инженерной, транспортной и социальной инфраструктуры; формирование системы горно-геологического и технологического аудита запасов полезных ископаемых; разработку и внедрение технологий добычи и комплексного использования сырья, попутного извлечения полезных ископаемых, в том числе из вскрышных и вмещающих пород, а также при переработке забалансовых руд и отходов недрополь-

зования; вовлечение в освоение ранее выявленных месторождений с бедными и труднообогатимыми рудами с использованием новых технических и технологических решений.

В рамках информационного обеспечения развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации актуально объединение усилий для создания регионального фонда горно-геологической информации о недрах, который обеспечит переход на цифровые технологии сбора, обработки, накопления и предоставления в пользование первичной и интерпретированной геолого-геофизической информации и управление недропользованием в соответствии с требованиями цифровой экономики.

Для экологического обеспечения освоения недр целесообразно формирование баз данных наилучших доступных технологий и инженерных решений для экологически безопасного освоения недр и обработки техногенных объектов с вовлечением в освоение отходов горнопромышленного производства.

Обозначенные вопросы предполагается обсудить на совместном заседании президиума УрО РАН и расширенного объединенного совета УрО РАН по наукам о Земле с участием представителей производства и научной общественности, которое состоится 19.06.2019 г. в актовом зале Института геологии и геохимии УрО РАН. Программа заседания будет объявлена дополнительно.

ЮБИЛЕИ

**Евгения Ивановна Богданова.
К 80-летию со дня рождения**

Коллектив Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН и редколлегия журнала “Литосфера” горячо и сердечно поздравляют Евгению Ивановну Богданову с юбилеем.

Евгения Ивановна на протяжении многих лет работает в ИГГ УрО РАН. Ее трудовая жизнь насыщена интересными и творческими событиями. Мы знаем ее как ученого, длительное время занимавшегося проблемами рудоносности вулканитов Урала и выяснением закономерностей формирования связанных с ними колчеданных месторождений. Она являлась постоянным соисполнителем плановых тем и грантов РФФИ по реологической зональности земной коры, возглавляемых чл.-корр. РАН С.Н. Ивановым. Высокий уровень знания английского и французского языков позволял Евге-

нии Ивановне вести систематический обзор многочисленных зарубежных научных публикаций, которые содержали новую или оригинальную информацию, затрагивали различные аспекты фундаментальных проблем строения земной коры. Это были геофизические исследования, публикации по гидродинамике и флюидному режиму, работы по бурению сверхглубоких скважин и др. Евгения Ивановна также принимала участие в составлении карты зон кайнозойского растяжения земной коры материков и собирала материалы по их металлогении. В кругу научных интересов Евгении Ивановны были вопросы петрологии вулканитов. Особое внимание уделялось ею выявлению типовых характеристик вулканических формаций различных геодинамических режимов и анализу эволюции их во времени, что имело и имеет важное значение для палеотектонических реконструкций. В 1984 г. Евгенией Ивановной опубликована работа, впервые обосновывающая возможность нахождения на Урале высокомагнезиальных базальтоидов из серии марианит-бонинит. Впоследствии породы этой серии были ею обнаружены в Восточной вулканогенной зоне Южного Урала. На основе детального исследования химизма базальтоидов Е.И. Богдановой была предложена оригинальная дискриминантная диаграмма, позволяющая отделять серию марианит-бонинитов от базальтоидов нормального ряда и коматиитов. Основные результаты исследований Е.И. Богдановой были изложены в многочисленных публикациях.

В настоящее время Евгения Ивановна занимается редакционной подготовкой журнала “Литосфера” к изданию. Имея большой опыт геологических исследований, она при редактировании научных работ глубоко вникает в их суть, а ее редакционная правка во многих случаях оказывается полезной авторам.

Мы высоко ценим Евгению Ивановну за ответственность, честность, доброту и открытость.

Успехов Вам, дорогая Евгения Ивановна, доброго здоровья, бодрости и творческих свершений. И пусть всегда с Вами будут теплота и внимание Ваших близких друзей и коллег.

*Коллектив ИГГ УрО РАН,
редколлегия журнала “Литосфера”*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата А4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 200–300 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “—”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помещать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://lithosphere.ru>

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors depart surname; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 200, but not exceeding 300 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “—”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 19 № 2

Март–Апрель 2019

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

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 95	Подписано в печать 30.04.2019	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 19,4	Уч.-изд. л. 19,4
	Тираж 120	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО “Мир”
394033, г. Воронеж, Ленинский проспект, дом 119а
литера я, офис 215
Тел.: 8 958 64 95 331