

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 4 2020 Июль–Август

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 20 No. 4 2020 July–August

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2020. Том 20, № 4

Научный журнал. Выходит 6 раз в год

Основан в 2001 году

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

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

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

Заместитель главного редактора **В.В. Мурзин**

Ответственный секретарь **Г.А. Мизенс**

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: [В.П. Алексеев], УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф.Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контар, 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. Нечехухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлтон 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. Кащубин, 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. Пушкирев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

Адрес издателя и редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварыцкого 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), 2020. Volume 20, No. 4

Scientific journal. Issued 6 times a year

Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief **Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov**

Deputy Editor-in-chief **Valerii V. Murzin**

Secretary **Gunar A. Mizens**

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: 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); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leontov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslenikov (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. Nечехухин (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

Publisher and editorial address: 15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12

E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 20, № 4, 2020

Башкирский мегантиклиниорий: позднерифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна <i>А. В. Маслов</i>	455
Общие закономерности в развитии гжельско-ассельских конодонтов <i>В. В. Черных</i>	471
О возрасте пирохлоровых карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, Ю. Урал (по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов) <i>И. Л. Недосекова, В. А. Коротеев, Т. Б. Баянова, П. А. Серов, В. И. Попова, М. В. Червяковская</i>	486
Элементы-примеси в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал: форма нахождения и источники вещества <i>И. Ю. Мелекесцева, В. В. Масленников, С. П. Масленникова</i>	499
Структура земной коры и верхней мантии по сейсмологическому профилю Мезень–Тиман–Печора (МЕЗТИМРЕСН) <i>В. В. Удоратин</i>	517
Сдвиговый тектогенез в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса: структурно-динамический анализ <i>В. П. Уткин, А. Н. Митрохин, П. Л. Неволин, Ю. П. Юшманов</i>	528
Параавтохтонные палеоокеанические и островодужные комплексы Южного Урала <i>В. Г. Кориневский</i>	542
Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Ильич, Северный Урал (структура, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования) <i>Л. А. Шмелёва</i>	557
Первые данные о геохимии редкоземельных элементов и платиноидов в породах золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал) <i>С. Г. Ковалев, С. В. Мичурин, А. В. Маслов, А. А. Шарипова</i>	573
Петрографическое изучение миграции нефти на примере Имилорского месторождения (Когалымский регион, Западная Сибирь) <i>Г. Х. Шайхутдинова</i>	592

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 20, No. 4, 2020

Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances <i>A. V. Maslov</i>	455
General regularities in the development Gzhelian-Asselian conodonts <i>V. V. Chernykh</i>	471
On the age of pyrochlore carbonatites from the Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex, the Southern Urals (insights from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data) <i>I. L. Nedosekova, V. A. Koroteev, T. B. Bayanova, P. A. Serov, V. I. Popova, M. V. Chervyakovskaya</i>	486
Trace-elements in sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, the Southern Urals: Mode of occurrence and matter sources <i>I. Yu. Melekestseva, V. V. Maslennikov, S. P. Maslennikova</i>	499
Structure of the Earth crust and upper mantle along seismological profile Mezen–Timan–Pechora (MEZTIMPECH) <i>V. V. Udaratin</i>	517
Strike-slip fault tectogenesis in formation of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt: Structural and dynamic analysis <i>V. P. Utkin, A. N. Mitrokhin, P. L. Nevolin, Yu. P. Yushmanov</i>	528
Parautochthonic paleoceanic and island-arc complexes of the Southern Urals <i>V. G. Korinevsky</i>	542
The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, Ilych River, the Northern Urals (structure, paleobiocenosis, microfacies, model of formation) <i>L. A. Shmeleva</i>	557
First data on the geochemistry of rare earth elements and platinoids in the host rocks of the gold mining deposit Ulyuk-Bar (the Southern Urals) <i>S. G. Kovalev, S. V. Michurin, A. V. Maslov, A. A. Sharipova</i>	573
Petrographic study of oil migration on the example of Imilorskoye field (Kogalymsky petroleum region, Western Siberia) <i>G. H. Shaikhutdinova</i>	592

Subscription

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

Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендинские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна

А. В. Маслов

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

Поступила в редакцию 29.04.2019 г., принята к печати 09.07.2019 г.

Объект исследований. В верхней части верхнерифейско-вендинской осадочной последовательности Башкирского мегантиклинория (западное крыло и центральная часть названной структуры, отвечающие стратотипической местности рифея) присутствуют достаточно хорошо установленные перерывы, например предурукский и предбакеевский. Можно предполагать также существование предурюкского и предбасинского перерывов. Во время каждого из них система питания бассейна алюмосиликокластикой могла подвергаться тем или иным трансформациям. Однако так ли это на самом деле, до сих пор не вполне ясно. Для решения данной проблемы проанализированы литогеохимические особенности глинистых пород инзерской, миньярской, уксской, бакеевской и басинской свит. Если предполагать, что перерывы сопровождаются перестройками областей питания, то это может/должно приводить к появлению на палеоводоразделах более свежих, ранее не подверженных выветриванию комплексов пород. Данное обстоятельство должно обусловить изменение литохимических характеристик поступающей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластики. **Методы.** Анализ литогеохимических особенностей глинистых пород основан на данных о содержании в них основных породообразующих оксидов (всего около 40 анализов) и редких и рассеянных элементов (всего 70 анализов). Указанные данные не дают возможности исследовать изменение различных литогеохимических параметров глинистых пород (например, CIA, GM, K_2O/Al_2O_3 или др.) снизу вверх по разрезу каждой из перечисленных свит, поэтому мы оперируем средними в целом для свит величинами таких параметров с учетом значений свойственных им стандартных отклонений. **Результаты и выводы.** На большинстве использованных нами дискриминантных диаграмм фигуративные точки состава аргиллитов басинской свиты занимают положение, в той или иной мере отличное от положения глинистых пород других свит. Единственным литостратиграфическим подразделением в рассматриваемой нами части верхнедокембрийской осадочной последовательности Башкирского мегантиклинория, глинистые породы которого демонстрируют химически заметно менее зрелый, по сравнению с подстилающими их образованиями, характер, служит уксская свита (ее нижняя подсвита). Можно думать, что это является следствием появления в предурукское время на палеоводоразделах более свежих (менее преобразованных процессами выветривания) комплексов пород – источников тонкой алюмосиликокластики. Масштабы предбакеевского и предбасинского перерывов, если они и существовали, были, скорее всего, заметно менее значительными.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний рифей, вено, глинистые породы, литогеохимия

Источник финансирования

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00062

Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances

Andrey V. Maslov

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

Received 29.04.2019, accepted 09.07.2019

The object of research. At the top of the Upper Riphean-Vendian sedimentary sequence of the Bashkirian meganticlinorium (western and central parts of the named structure, corresponding to the stratotypical locality of Riphean) there is a series of fairly well-established hiatuses – the pre-Uk and pre-Bakeevo. One can also assume the existence of the pre-Uruk and pre-Basa hiatuses. During each of them, the thin-grained aluminosiliciclastic's distribution systems could be subjected to

Для цитирования: Маслов А.В. (2020) Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендинские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна. *Литосфера*, 20(4), 455–470. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470

For citation: Maslov A.V. (2020) Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances. *Litosfera*, 20(4), 455–470. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470

one or another transformations. However, whether this is actually the case is still not entirely clear. To solve this problem, the lithogeochemical features of clayey rocks of the Inzer, Minyar, Uk, Bakeev and Basa formations are analyzed. If we assume that the hiatuses are accompanied by restructuring of the provenances, then this can/should lead to the appearance of more fresh, previously not subject to weathering, rock complexes at the paleo-watersheds. This circumstance should cause a change in the lithochemical characteristics of the thin-grained aluminosiliciclastics entering to the sedimentation area. *Methods.* The analysis of the lithogeochemical features of clayey rocks is based on data on the content of the main rock-forming oxides (about 40 analyzes) and rare and trace elements (total of 70 analyzes). These data make it impossible to investigate the change in different lithogeochemical parameters of clayey rocks (for example, CIA, GM, K_2O/Al_2O_3 , or others) from the bottom upwards through the section of each of the formations listed above, therefore we operate with the averages for the formation values of such parameters taking into account the values their standard deviations. *Results and conclusions.* On the majority of the discriminant diagrams used by us, the figurative data points of the Basa Fm. mudstones occupy a position that to some extent differs from the position of the clayey rocks of other formations. The only lithostratigraphic subdivision in the part of the Upper Precambrian sedimentary sequence of the Bashkirian meganticlinorium under consideration, whose clayey rocks demonstrate a chemically noticeably less mature, compared to the underlying formations, is the Uk Fm. It may be thought that this is the result of the appearance of more fresh (less transformed by weathering) rock complexes at the provenances. The scales of the pre-Bakeev and pre-Basa breaks, if they existed, were, most likely, noticeably less significant.

Keywords: Southern Urals, Upper Riphean, Vendian, clayey rocks, lithogeochemistry

Funding information

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-00062)

Acknowledgements

The author is grateful N.S. Glushkova for preparing illustrations for this article

ВВЕДЕНИЕ

Предпринятый нами ранее (Маслов и др., 2010) анализ литогеохимических особенностей песчаников верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклиниория (западный склон Южного Урала) позволил обосновать вывод о смене начиная с басинского уровня их ассоциаций, сформированных в условиях достаточно вялого, пассивного тектонического режима, ассоциациями более активных тектонических обстановок. Было показано, что на протяжении позднего рифея (включая и бакеевское время) основными источниками кластики являлись богатые кварцем осадочные, осадочно-метаморфические и метаморфические образования, а также изверженные породы кислого состава. В басинско-зиганское время существенную роль в поставке материала в бассейн седиментации играли, по всей видимости, изверженные породы среднего и основного состава. Сходство положения и ориентировки поля составов псаммитов средних и верхних уровней ашинской серии с полями псаммитов различных синколлизионных бассейнов на ряде дискриминантных диаграмм позволило (с учетом данных ранее проведенного сравнительно-литологического анализа и ряда других материалов) считать, что начиная с басинского уровня на рассматриваемой территории происходило изменение как тектонических/геодинамических обстановок формирования песчаниковых ассоциаций, так и состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород.

Данные о U-Pb изотопных возрастах обломочных цирконов, выделенных из песчаников кара-

тауской и ашинской серий Башкирского мегантиклиниория, до недавнего времени также позволяли считать, что формирование осадочных последовательностей на указанной территории в позднем рифея контролировалось поступлением кластики с Восточно-Европейской платформы (западный источник в современных координатах), а в венде основные источники обломочного материала располагались к востоку от названной структуры (Кузнецов и др., 2012а, б). Однако новая информация о U-Pb изотопных возрастах обломочных цирконов из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (Маслов и др., 2018), нижней подсвиты укской свиты (А.Б. Кузнецов, неопубликованные данные), а также толпаровской свиты (Кузнецов и др., 2019) внесла изменение и в эту ситуацию.

В верхней части верхнерифейско-вендинской осадочной последовательности Башкирского мегантиклиниория присутствует ряд достаточно хорошо установленных перерывов – предукский и предбакеевский (Стратотип рифея..., 1983; Кузнецов и др., 2003; и др.). Можно предполагать также существование предурюкского и предбасинского перерывов (рис. 1). Во время каждого из них система питания бассейна алюмосиликокластикой могла подвергаться тем или иным трансформациям, главное из подобных изменений пришлось как будто на предбасинский перерыв (Маслов и др., 2010). Однако так ли это на самом деле, до сих пор не вполне ясно. Решение данной проблемы и является целью нашего исследования. Для ее достижения проанализированы литогеохимические особенности глинистых пород инзерской, миньярской, укской, ба-

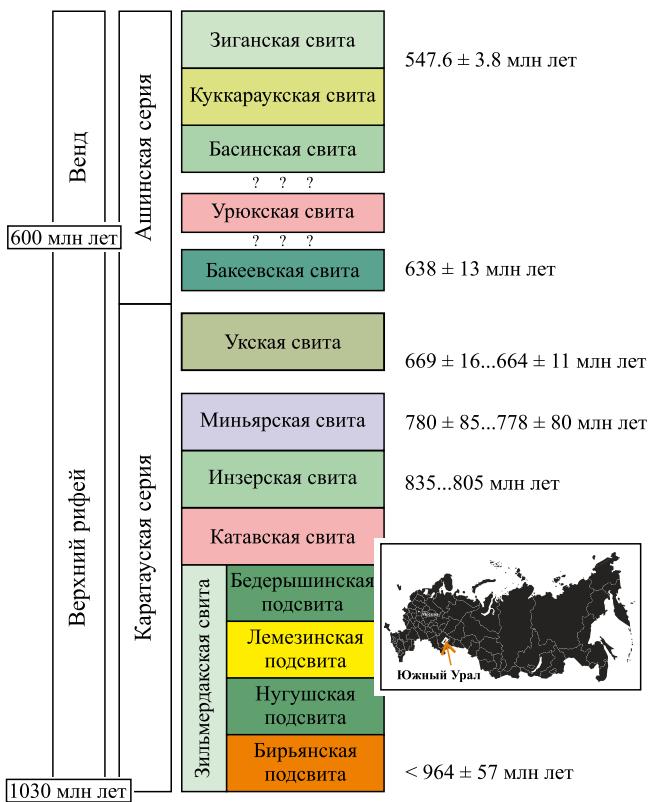


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка отложений верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклиниория (западный склон Южного Урала).

Fig. 1. Stratigraphic column of the Upper Riphean and Vendian deposits of the Bashkir Meganticlinorium (western slope of the Southern Urals).

кеевской и басинской свит (рис. 2). Выбор именно глинистых пород обусловлен тем, что они, как правило, характеризуют интегральный состав более крупных областей питания, чем песчаники (Taylor, McLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003; и др.).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ КАРАТАУСКОЙ И АШИНСКОЙ СЕРИЙ¹

Верхнерифейско-вендинская последовательность западного склона Южного Урала включает терригенные и карбонатные отложения каратауской и ашинской серий (см. рис. 1). Каратауская серия на

западном крыле и в центральной части Башкирского мегантиклиниория объединяет снизу вверх зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Ашинская серия подразделяется на бакеевскую (толпаровскую и суировскую), урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты (Стратотип рифея..., 1983).

Формированию позднерифейских осадочных толщ рассматриваемого региона предшествовала кардинальная перестройка общей палеогеографической ситуации на востоке и северо-востоке палеоконтинента Балтика (Маслов, 1993, 1997; и др.). В отличие от относительно небольших седиментационных бассейнов раннего и среднего рифея в самом начале позднего рифея (≈960–930...920? млн лет назад) на западной периферии и в центральной части Башкирского мегантиклиниория был образован крупный комплекс аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых красноцветных песчаников с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов (бирьянская подсвита зильмердакской свиты). Во второй половине зильмердакского времени (нугушский, лемезинский и бедерышинский века) формировались прибрежно- и мелководно-морские терригенные образования, на смену которым позднее (катауское, инзерское, миньярское и укское время) пришли терригенные и карбонатные преимущественно мелководно-морские последовательности (Маслов, 1988). Последние при этом представлены как силикокластическими образованиями открытого шельфа (инзерская свита), так и, по всей видимости, крупными карбонатными платформами (миньярская и укская свиты). Наиболее справедливо такое утверждение, на наш взгляд, для укской свиты. Терригенные последовательности ашинской серии, вслед за Ю.Р. Беккером (1968; и др.), традиционно рассматриваются как отложения позднедокембрийской молассы, хотя есть и другие точки зрения.

Зильмердакская свита (мощность от 1200 до 3200 м) состоит преимущественно из аркозовых и субаркозовых песчаников с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Свита расчленяется на четыре подсвиты: бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую (Стратотип рифея..., 1983; Маслов, 1988; и др.). Минимальный U-Pb-изотопный возраст обломочных цирконов, выделенных из песчаников бирьянской подсвиты, составляет 964 ± 57 млн лет, а максимальный равен 3039 ± 19 млн лет (Маслов и др., 2018). Обломочные цирконы из песчаников лемезинской подсвиты характеризуются U-Pb-изотопными возрастами, варьирующими от 3070 ± 27 до 1817 ± 59 млн лет (Романюк и др., 2013). Катауская свита (200–300 м) слагается пестро- и красноцветными тонкополосчатыми глинистыми известняками и мергелями; в нижней ее части в ряде разрезов среди карбонатных

¹ Речь здесь идет только о разрезах верхнего рифея стратотипической местности, а также о полных разрезах ашинской серии; мы не привлекаем к анализу отложения верхней части каратауской серии и венда на восточном крыле Башкирского мегантиклиниория (криволукская, кургашлинская и байназаровская свиты).

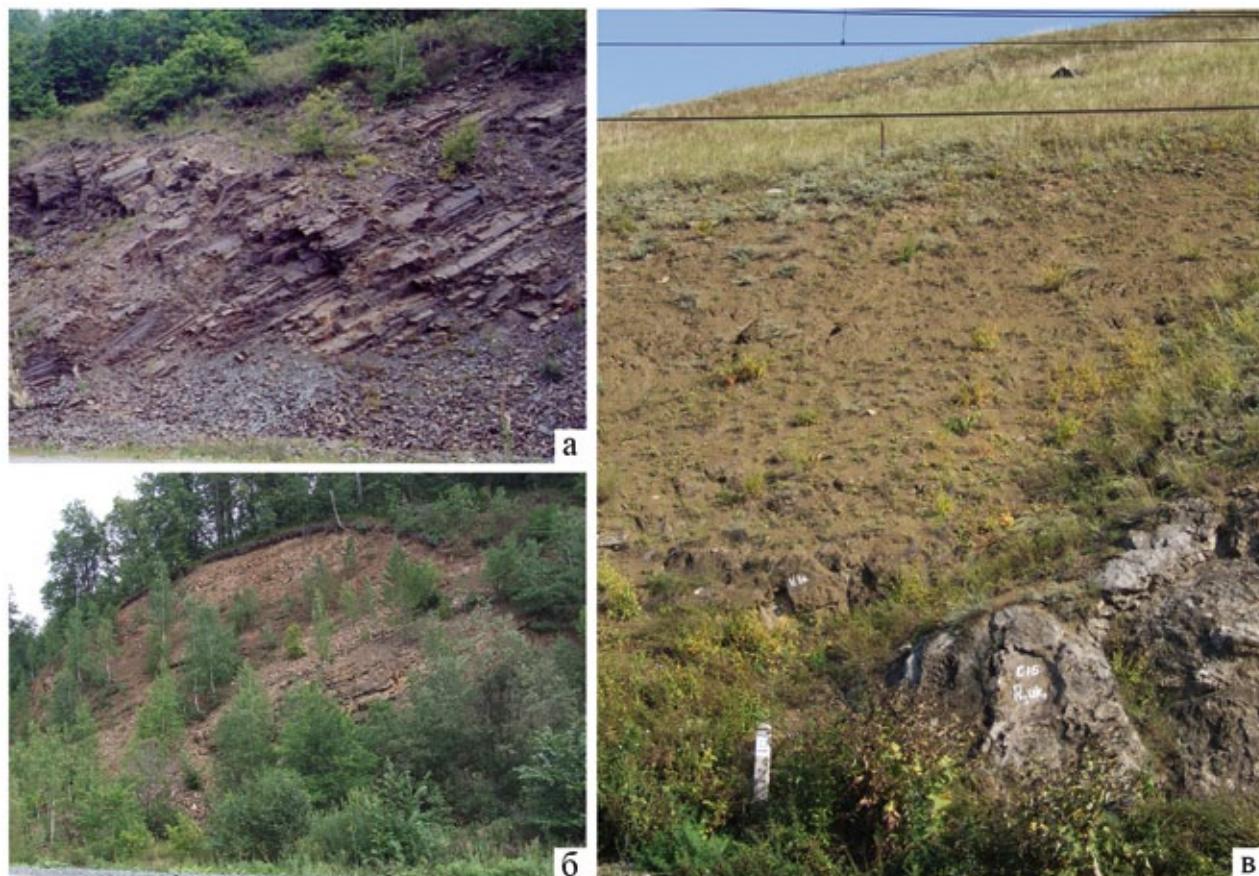


Рис. 2. Типичные ситуации распространения глинистых пород в разрезах каратауской и ашинской серий.
а – инзерская свита, б – нижняя подсвита укской свиты, в – бакеевская свита.

Fig. 2. Typical situations of the distribution of clayey rocks in the sections of the Karatau and Asha groups.
а – Inzer Formation, б – the lower part of the Uk Fm, в – Bakeevo Fm.

натных пород присутствуют маломощные прослои красноцветных глинистых сланцев. *Инзерская свита* (100–1000 м) представлена пакетами и пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов в ее основании залегает примерно 200-метровая пачка сероцветных известняков (подинзерские слои). По данным (Овчинникова и др., 1995; Gorokhov et al., 1995), Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805–835 млн лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). *Миньярская свита* (500–800 м) сложена преимущественно доломитами, в том числе строматолитовыми, в виде маломощных прослоев в разрезах свиты присутствуют алевролиты и аргиллиты. Г.В. Овчинникова с соавторами (1998) приводят средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты, равное 778 ± 80 млн лет (Pb-Pb метод). Несколько

позднее было показано, что Pb-Pb возраст доломитов средней части свиты составляет 780 ± 85 млн лет (Овчинникова и др., 2000). *Укская свита* (300–400 м) в нижней части представлена аргиллитами, песчаниками и алевролитами с прослойями известняков и мергелей, а в верхней – преимущественно известняками со строматолитами.

Основываясь на приведенных изотопно-геохронологических данных и допуская существование линейной зависимости между мощностью отложений и временем их накопления, а также опираясь на результаты хемостратиграфических исследований, А.Б. Кузнецов с соавторами (2003) наметили для свит каратауской серии следующие возрастные рамки: катавская – 890–850 млн лет, инзерская – 850–810, миньярская – 810–770, укская – 690–640 млн лет. Современные представления о возрасте укской свиты по глаукониту и хемостратиграфическим данным различны. Считается, что возраст свиты больше Rb-Sr возраста Al-глауконита (638 ± 13 млн лет) из песчаников баке-

евской свиты, перекрывающей с размывом известняки укской свиты (Zaitseva et al., 2013; Кузнецов и др., 2014; Семихатов и др., 2015). K-Ar и Rb-Sr возраст глауконита из песчаников нижнеукской подсвиты составляет 669 ± 16 и 664 ± 11 млн лет соответственно (Зайцева и др., 2008). Этим возрастным оценкам противоречат результаты изучения изотопного состава стронция. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках укской свиты на коррелируемых стратиграфических уровнях согласуются в ряде удаленных друг от друга разрезах и составляют 0.70533 в основании, 0.70538–0.70586 в нижней трети и 0.70605–0.70609 в верхней части свиты (Кузнецов, 2013). Такие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по мнению большинства специалистов, характерны для докриогениевых отложений с возрастом более 720 млн лет.

Анализ седиментологических и геохимических материалов, а также данных о U-Pb изотопных возрастах обломочных цирконов, присутствующих в песчаниках каратауской серии, показывает, что в качестве главных источников силикокластики для позднерифейского бассейна осадконакопления выступали восточные регионы (например, Средневолжский мегаблок) Восточно-Европейской платформы (Акимова, 1964; Маслов, 1988; Геологическая карта..., 1996; Романюк и др., 2013; Маслов и др., 2018), сложенные архейскими гранитоидами, габбро-норит-анортозитовыми и осадочно-вулканогенными комплексами, раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными и ультраметагенными образованиями, а также калиевыми гранитоидами (Богданова, 1986; Докембрийская геология..., 1988). Во второй половине позднего рифея существовал, по всей видимости, и ограниченный снос силикокластики с востока, что следует из материалов литолого-фациальных исследований и анализа строения разрезов инзерской и миньярской свит (Маслов, 1988, 1997). Данные определения изотопных возрастов обломочных цирконов в песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и нижней части укской свиты дают основание предполагать, что среди поставщиков обломочного материала в бассейн были и комплексы пород, содержавшие мезо- и неопротерозойские цирконы. Пространственное положение таких источников в настоящее время активно обсуждается.

Отложения каратауской серии несогласно перекрыты терригенными породами ашинской серии (Стратотип рифея..., 1983). На западном крыле мегантиклиниория в окрестностях д. Толпарово (бассейн р. Зилим) на глинистых известняках катауской свиты с конгломератами в основании залегают породы *толпаровской свиты* (600–650 м): грубоплитчатые песчаники с прослойками микститов, гравелитов, конгломератов и, редко, аргиллитов. Выше них в этом районе обнажены отложения *суировской свиты* (≈ 300 м), объединяющей алевролиты и аргиллиты с

редкими прослойями песчаников. В других частях мегантиклиниория разрез ашинской серии начинается отложениями бакеевской свиты (возможный фациальный аналог толпаровской и суировской свит), залегающими с размывом на известняках укской свиты каратауской серии. *Бакеевская свита* (мощность до 140 м) в верховьях р. Зилим сложена ожелезненными песчаниками, алевролитами с глауконитом и прослойми гематитовых руд; на севере мегантиклиниория она объединяет преимущественно тонкозернистые обломочные/глинистые породы. По данным изохронного Rb-Sr метода, возраст Al-глауконита из бакеевской свиты составляет 638 ± 13 млн лет² (Zaitseva et al., 2013). *Урюкская свита* (200–300 м) объединяет аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты. *Басинская свита* (до 1000 м) представлена субграувакковыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами. *Куккараукская свита* (30–250 м) слагается конгломератами, песчаниками и алевролитами. *Зиганская свита* (500–600 м) объединяет песчаники, алевролиты и аргиллиты. Цирконы из вулканических туфов в нижней части зиганской (?) свиты имеют U-Pb изотопный возраст 547.6 ± 3.8 млн лет (Levashova et al., 2013). Породы урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит связаны между собой постепенными переходами, что как будто исключает наличие между ними каких-либо перерывов (Стратотип рифея..., 1983), однако состав песчаников урюкской свиты и басинско-зиганского интервала принципиально различен (аркозы и субаркозы, с одной стороны, и граувакки и сходные с ними по составу разности, с другой). Это дает основание предполагать, что между урюкской и басинской свитами существует перерыв в осадконакоплении.

Обломочные цирконы из песчаников *толпаровской свиты* имеют U-Pb изотопный возраст от 2905 ± 15 до 889 ± 21 млн лет (Кузнецов и др., 2019). В песчаниках басинской свиты их возраст варьирует от ≈ 2869 до ≈ 705 млн лет (Кузнецов и др., 2012а, 2012б). Песчаники куккараукской свиты содержат обломочные цирконы, диапазон возрастов которых отвечает интервалу $\approx 3188 \dots \approx 617$ млн лет (Кузнецов и др., 2012б). Исходя из приведенных данных, можно сделать вывод, что в песчаниках ашинской серии примерно треть обломочных цирконов имеет возраста, соответствующие спектру возрастов цирконов, свойственному кристаллическим комплексам цоколя Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы; две трети кристаллов характеризуются более молодыми возрастами (Кузнецов и др., 2012а, б, 2019). Источниками последних, по представлениям Н.Б. Кузнецова с соавтора-

² Строго говоря, в соответствии с (Стратиграфический кодекс..., 2006; Маслов и др., 2013), бакеевская свита имеет верхнерифейский возраст.

ми, не могли являться Свеко-Норвежская и Свеко-Фенская части Балтики, а также магматические образования в пределах Башкирского мегантиклинория. Это приводит к предположению о поступлении обломочных цирконов такого возраста с востока в результате размыва комплексов пород так называемого Белорецкого купола – локальный источник (представления В.Н. Пучкова и его коллег), или, возможно, квинслендского края Австралии – источник более далекий (представления Н.Б. Кузнецова и его соавторов).

Следует, однако, отметить, что еще Ю.Р. Беккер (1961), исходя из литологических наблюдений и данных минералогических исследований, отмечал, что во время накопления отложений урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит источники кластики располагались как на западе (Татарский свод), так и на востоке (Центрально-Башкирское поднятие, Западно-Башкирская область) от современного Башкирского мегантиклинория. Результаты минералогических и изотопных исследований немецких специалистов, полученные в рамках программы “Европроба” и последующих работ (Willner et al., 2001, 2003, 2004; Glasmacher et al., 2001, 2004), не противоречат этим представлениям и указывают на формирование песчаников ашинской серии за счет продуктов размыва высокобарических метаморфических комплексов так называемого Белорецкого купола (восточный источник) и довенских осадочных последовательностей. Такого же мнения придерживаются и авторы последней по времени публикации на эту тему, считающие, что “возрастные характеристики первичных цирконов из рифейских вулканитов и пород Тараташского комплекса, как источников цирконовой кластики для рифейских и венских песчаников, регулируются процессами переотложения, а д detritovaya фракция цирконов формируется за счет местных объектов” (Краснобаев и др., 2019, с. 15).

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Приводимый далее анализ литогеохимических особенностей глинистых пород (аргиллиты и глинистые сланцы) верхней части каратауской и нижней части ашинской серий Башкирского мегантиклинория основан на данных о содержании в них основных пордообразующих оксидов (всего около 40 анализов) и редких и рассеянных элементов (всего 70 анализов), полученных в разные годы методами РРФА и ICP-MS в Институте геологии УФИЦ/УНЦ/БНЦ АН СССР/РАН (г. Уфа) и Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург)³.

³ Образцы для исследования валового химического состава отобраны автором и Э.З. Гареевым из разрезов инзерской свиты в окрестностях пос. Инзер, миньярской свиты – в районе г. Миньяр, укской свиты – в рай-

Указанные аналитические данные не дают возможности исследовать изменение разных литогеохимических параметров глинистых пород (например, CIA, GM, K_2O/Al_2O_3 или др.) снизу вверх по разрезу каждой из перечисленных свит, поэтому далее мы оперируем средними в целом для свит величинами таких параметров с учетом значений свойственных им стандартных отклонений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средние, минимальные и максимальные содержания основных пордообразующих оксидов и некоторых редких и рассеянных элементов в глинистых породах инзерской, миньярской, укской, бакеевской и басинской свит приведены в табл. 1, 2.

На диаграмме НКМ-ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) фигуративные точки состава глинистых пород укской и бакеевской свит расположены вне каких-либо ее классификационных полей. Аргиллиты инзерской свиты сосредоточены в поле V (хлорит-смектит-гидрослюдистые глины), тогда как глинистые породы миньярской свиты локализованы в области перекрытия полей V и VI (гидрослюдистые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов глины), а породы басинской свиты – в области перекрытия полей III (преимущественно хлоритовых глин с примесью Fe-гидрослюд), IV (хлорит-гидрослюдистых глин) и V (рис. 3а). Такое распределение фигуративных точек можно в определенной мере интерпретировать как отражение сходства состава глинистых пород укской и бакеевской свит, с одной стороны, и инзерской, миньярской и басинской, с другой.

На диаграмме K/Al-Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) распределение фигуративных точек иное (рис. 3б). Компактной локализацией здесь обладают глинистые породы, с одной стороны, инзерской и бакеевской свит (к ним примыкают также точки состава укской и миньярской свит), а с другой – басинской свиты. Последние несколько смещены относительно всех остальных в сторону “хлоритовой” вершины. Точки инзерской, миньярской, укской и бакеевской свит в основном сконцентрированы в “иллит-калишпатовой” части данного графика. В целом распределение фигуративных точек состава глинистых пород верхней части каратауской и низов ашинской серии на двух рассмотренных классификационных диаграммах не имеет видимых общих черт.

оне пос. Кулмас, бакеевской свиты – в районе г. Усть-Катав, басинской свиты – там же. Все указанные разрезы расположены в пределах типовой местности распространения отложений рифея на территории западного склона Южного Урала. К сожалению, мы не располагали образцами глинистых пород из урюкской свиты, так как последняя сложена преимущественно/почти исключительно аркозовыми песчаниками.

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания (мас. %) и значения ряда индикаторных отношений основных порообразующих оксидов в глинистых породах инзерско-басинского интервала верхнего докембрия Башкирского мегантиклиниория

Table 1. Average, minimum and maximum contents (wt %) and values of indicator ratios of the main rock-forming oxides in clayey rocks of the Inzer-Basa interval of the Upper Precambrian of the Bashkirian meganticlinorium

Компоненты, отношения	Свита				
	Инзерская	Миньярская	Укская	Бакеевская	Басинская
SiO ₂	<u>61.83 ± 5.02</u> 53.50–69.68	58.70	<u>65.83 ± 3.28</u> 63.48–69.58	<u>58.11 ± 0.53</u> 57.50–58.44	<u>56.53 ± 5.39</u> 50.98–74.22
TiO ₂	<u>0.85 ± 0.25</u> 0.29–1.18	1.00	<u>0.86 ± 0.09</u> 0.80–0.96	<u>0.74 ± 0.01</u> 0.73–0.75	<u>0.98 ± 0.24</u> 0.49–1.35
Al ₂ O ₃	<u>17.70 ± 2.64</u> 12.34–20.81	19.05	<u>14.79 ± 1.28</u> 13.89–16.26	<u>18.28 ± 0.30</u> 18.08–18.63	<u>17.59 ± 2.14</u> 11.44–19.95
Fe ₂ O ₃ общ	<u>6.54 ± 1.65</u> 3.55–9.18	4.41	<u>4.4 ± 0.76</u> 3.52–4.85	<u>7.57 ± 0.50</u> 7.20–8.14	<u>10.44 ± 2.25</u> 4.73–14.37
CaO	<u>0.69 ± 0.41</u> 0.27–1.80	1.16	<u>2.51 ± 0.99</u> 1.37–3.12	<u>0.85 ± 0.12</u> 0.72–0.95	<u>1.13 ± 0.70</u> 0.14–2.82
MgO	<u>2.18 ± 0.55</u> 1.20–3.29	2.41	<u>1.79 ± 0.30</u> 1.45–2.03	<u>2.11 ± 0.08</u> 2.06–2.21	<u>4.16 ± 0.99</u> 1.77–5.34
MnO	<u>0.04 ± 0.04</u> 0.02–0.15	0.01	<u>0.06 ± 0.06</u> 0.01–0.13	0.04	<u>0.12 ± 0.04</u> 0.06–0.22
K ₂ O	<u>4.90 ± 1.06</u> 3.13–7.06	7.23	<u>5.05 ± 0.34</u> 4.67–5.30	<u>4.66 ± 0.21</u> 4.54–4.90	<u>3.64 ± 0.46</u> 2.21–4.23
Na ₂ O	<u>1.11 ± 0.21</u> 0.62–1.41	0.26	<u>0.57 ± 0.48</u> 0.13–1.09	<u>0.57 ± 0.06</u> 0.50–0.60	<u>1.57 ± 0.12</u> 1.40–1.79
P ₂ O ₅	<u>0.10 ± 0.05</u> 0.02–0.23	0.07	<u>0.05 ± 0.02</u> 0.04–0.07	<u>0.21 ± 0.05</u> 0.16–0.25	<u>0.19 ± 0.05</u> 0.02–0.29
П.п.п.	<u>4.25 ± 0.44</u> 3.45–5.00	5.00	<u>4.88 ± 1.98</u> 2.60–6.20	<u>6.85 ± 0.22</u> 6.60–7.03	<u>4.07 ± 1.97</u> 0.32–6.10
K/Al	<u>0.43 ± 0.04</u> 0.38–0.55	0.59	<u>0.54 ± 0.03</u> 0.51–0.57	<u>0.40 ± 0.01</u> 0.39–0.41	<u>0.32 ± 0.03</u> 0.28–0.38
Mg/Al	<u>0.14 ± 0.03</u> 0.08–0.19	0.14	<u>0.14 ± 0.02</u> 0.12–0.16	<u>0.13 ± 0.01</u> 0.13–0.14	<u>0.27 ± 0.05</u> 0.18–0.33
HKM	<u>0.34 ± 0.03</u> 0.29–0.42	0.39	<u>0.38 ± 0.05</u> 0.33–0.44	0.29	<u>0.30 ± 0.03</u> 0.25–0.35
ФМ	<u>0.14 ± 0.04</u> 0.10–0.22	0.12	<u>0.03 ± 0.01</u> 0.02–0.03	0.04	<u>0.26 ± 0.06</u> 0.09–0.36
K ₂ O/Na ₂ O	<u>4.57 ± 1.19</u> 2.61–7.15	27.80	<u>18.29 ± 19.60</u> 4.76–40.77	<u>8.31 ± 1.29</u> 7.57–9.80	<u>2.32 ± 0.36</u> 1.49–2.88
F1	<u>1.75 ± 1.63</u> –1.35...4.79	6.85	<u>5.11 ± 0.95</u> 4.12...6.01	<u>–0.10 ± 0.53</u> –0.62...0.44	<u>–1.97 ± 1.63</u> –4.98...–0.18
F2	<u>1.19 ± 1.34</u> –1.76...3.73	4.61	<u>3.45 ± 1.00</u> 2.35...4.28	<u>0.12 ± 0.24</u> –0.13...0.36	<u>1.83 ± 2.27</u> –2.88...4.62
DF1	<u>2.83 ± 0.29</u> 2.35...3.21	6.27	<u>4.76 ± 2.07</u> 3.54...7.15	<u>3.42 ± 0.21</u> 3.28...3.66	<u>1.26 ± 0.30</u> 0.72...1.73
DF2	<u>0.93 ± 0.91</u> –0.51...1.96	0.82	<u>–0.03 ± 1.35</u> –1.57...0.97	<u>1.14 ± 0.25</u> 0.86...1.34	<u>0.02 ± 0.73</u> –1.64...1.10
CIA	<u>68 ± 4</u> 59–72	65	<u>58 ± 5</u> 52–62	<u>71 ± 1</u> 70–71	<u>67 ± 4</u> 58–72
ГМ	<u>0.41 ± 0.09</u> 0.29–0.55	0.42	<u>0.31 ± 0.02</u> 0.28–0.32	<u>0.46 ± 0.01</u> 0.45–0.47	<u>0.52 ± 0.10</u> 0.23–0.68
K ₂ O/Al ₂ O ₃	<u>0.28 ± 0.03</u> 0.24–0.35	0.38	<u>0.34 ± 0.02</u> 0.33–0.36	<u>0.25 ± 0.01</u> 0.25–0.26	<u>0.21 ± 0.02</u> 0.18–0.24
n	13	1	3	3	17

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе – среднее содержание/значение и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание/значение; n – число проанализированных образцов.

Note. Here and in Table 2 in the numerator – the average content/value and standard deviation, in the denominator – the minimum and maximum content/value; n – the number of samples analyzed.

Таблица 2. Средние, минимальные и максимальные содержания (г/т) и значения ряда индикаторных отношений редких и рассеянных элементов в глинистых породах инзерско-басинского интервала верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория

Table 2. Average, minimum and maximum contents (ppm) and values of indicator ratios of trace elements in clayey rocks of the Inzer-Basa interval of the Upper Precambrian of the Bashkirian meganticlinorium

Компоненты, отношения	Свиты				
	Инзерская	Миньярская	Укская	Бакеевская	Басинская
Sc	<u>10.69 ± 5.42</u> 3.95–25.81	<u>10.41 ± 6.59</u> 2.38–22.13	<u>9.70 ± 3.39</u> 3.17–14.32	<u>13.88 ± 1.48</u> 12.07–15.42	<u>21.95 ± 2.56</u> 17.72–27.09
Cr	<u>63.93 ± 26.00</u> 39.19–121.42	<u>94.55 ± 31.94</u> 46.62–139.38	<u>84.08 ± 22.15</u> 37.39–112.95	<u>101.13 ± 1.35</u> 99.80–103.00	<u>119.98 ± 15.32</u> 87.38–148.50
Co	<u>11.74 ± 2.95</u> 7.06–18.85	<u>8.02 ± 4.26</u> 1.24–14.89	<u>13.05 ± 3.97</u> 8.34–21.12	<u>10.10 ± 1.77</u> 7.90–11.90	<u>25.94 ± 3.84</u> 17.07–33.51
Zr	<u>162.43 ± 38.22</u> 105.72–251.84	<u>211.53 ± 113.14</u> 88.23–474.30	<u>219.89 ± 80.87</u> 70.83–363.29	<u>161.81 ± 16.76</u> 144.62–178.63	<u>201.52 ± 39.78</u> 150.86–294.10
La	<u>22.45 ± 16.56</u> 5.26–54.91	<u>17.04 ± 8.99</u> 4.45–32.78	<u>24.25 ± 10.93</u> 3.82–39.44	<u>42.95 ± 6.04</u> 34.06–47.50	<u>38.92 ± 8.29</u> 26.51–60.88
Th	<u>8.86 ± 5.44</u> 2.50–19.77	<u>11.46 ± 5.21</u> 2.50–17.43	<u>9.38 ± 4.59</u> 1.21–15.44	<u>14.41 ± 0.86</u> 13.35–15.46	<u>13.52 ± 1.56</u> 11.26–17.23
Zr/Sc	<u>18.20 ± 8.14</u> 7.69–45.27	<u>26.13 ± 16.74</u> 9.71–57.95	<u>26.33 ± 18.08</u> 9.85–68.83	<u>11.85 ± 2.49</u> 9.38–14.80	<u>9.19 ± 1.50</u> 7.30–12.39
Th/Sc	<u>0.78 ± 0.21</u> 0.50–1.15	<u>1.23 ± 0.48</u> 0.75–2.22	<u>0.90 ± 0.31</u> 0.38–1.25	<u>1.04 ± 0.10</u> 0.94–1.16	<u>0.62 ± 0.06</u> 0.52–0.73
La/Sc	<u>1.90 ± 0.83</u> 0.85–4.08	<u>1.82 ± 0.69</u> 0.91–2.73	<u>2.36 ± 0.59</u> 1.21–2.96	<u>3.09 ± 0.23</u> 2.82–3.39	<u>1.79 ± 0.40</u> 1.00–2.59
Th/Co	<u>0.78 ± 0.21</u> 0.50–1.15	<u>1.23 ± 0.48</u> 0.75–2.22	<u>0.90 ± 0.31</u> 0.38–1.25	<u>1.04 ± 0.10</u> 0.94–1.16	<u>0.62 ± 0.06</u> 0.52–0.73
Cr/Th	<u>9.20 ± 4.21</u> 3.91–18.24	<u>10.99 ± 10.31</u> 5.84–38.29	<u>16.25 ± 22.65</u> 5.90–72.12	<u>7.04 ± 0.40</u> 6.51–7.47	<u>8.94 ± 1.27</u> 6.74–10.97
n	28	9	8	4	21

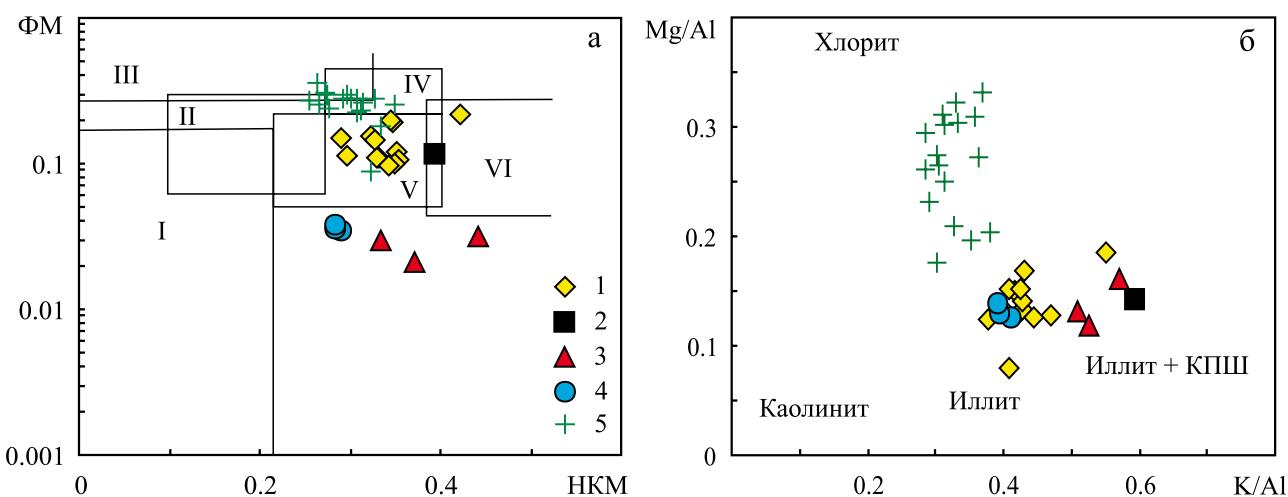


Рис. 3. Положение фигуративных точек состава глинистых пород верхней части каратауской и нижней части ашинской серий на диаграммах НКМ–ФМ (а) и K/Al–Mg/Al (б).

Свиты: 1 – инзерская, 2 – миньярская, 3 – укская, 4 – бакеевская, 5 – басинская.

Fig. 3. Position of the figurative data points of the clayey rocks from the upper part of the Karatau and lower part of the Asha groups on the NKM–FM (a) and K/Al–Mg/Al (b) diagrams.

Formations: 1 – Inzer, 2 – Minyar, 3 – Uk, 4 – Bakeev, 5 – Basa.

На диаграмме Zr/Sc – Th/Sc (McLennan et al., 1993) практически все фигуративные точки состава исследуемых нами глинистых пород сосредоточены в области тренда, определяемого, в соответствии с представлениями С. МакЛеннана и его соавторов, составом исходных пород на палеоводоразделах (рис. 4). Это позволяет использовать лито-геохимические особенности глинистых пород верхов каратауской и низов ашинской серий для различных генетических построений.

Обратимся теперь к распределению точек состава глинистых пород инзерской, миньярской, укской, бакеевской и басинской свит на различных дискриминантных диаграммах, позволяющих в той или иной мере судить о палеогеодинамических обстановках накопления осадочных образований. При этом сразу отметим, что нас интересуют не собственно палеогеодинамические обстановки формирования глинистых пород перечисленных литостратиграфических подразделений, а общий характер распределения точек (более компактный/менее компактный, перекрытие или отсутствие такового для полей, образуемых точками состава разных свит и подобные особенности), исходя из которого можно делать предположения о сходстве или различии состава поступавшей на том или ином этапе в область седиментации тонкой алюмосиликокластики.

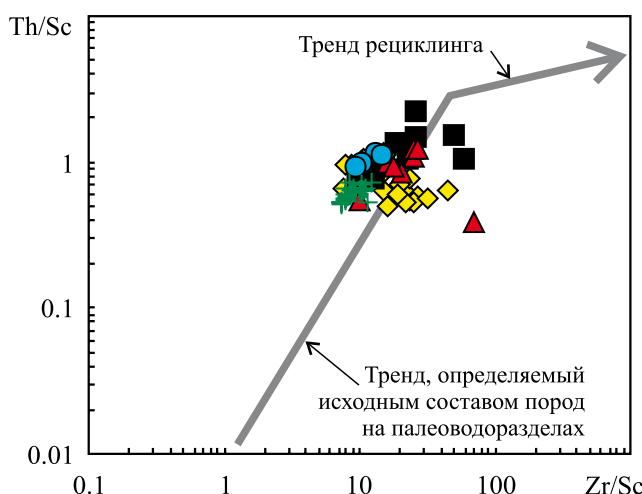


Рис. 4. Положение фигуративных точек состава глинистых пород верхней части каратауской и нижней части ашинской серий на диаграмме Zr/Sc – Th/Sc .

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Position of the figurative data points of the clayey rocks of the upper part of the Karatau and lower part of the Asha groups on the Zr/Sc – Th/Sc diagram.

Legend – see Fig. 3.

На диаграмме SiO_2 –(K_2O/Na_2O) (Roser, Korsch, 1986) фигуративные точки глинистых пород всех свит, за исключением басинской, в основном сконцентрированы в поле составов, характерных для отложений пассивных континентальных окраин (рис. 5а). Аргиллиты басинской свиты локализованы на данной диаграмме преимущественно в других полях: активных континентальных окраин и океанических островных дуг. Не пытаясь объяснить такие особенности распределения с точки зрения палеогеодинамики, отметим лишь то, что на данной диаграмме глинистые породы инзерско-бакеевской последовательности имеют заметно иное положение, нежели аргиллиты басинского уровня. Пере-крытия между двумя названными областями нет.

Примерно такая же ситуация наблюдается на графике $F1$ – $F2$ (Bhatia, Crook, 1986) (рис. 5б). Точки состава аргиллитов басинской свиты сосредоточены здесь в основном в поле отложений пассивных континентальных окраин, тогда как точки глинистых пород инзерской, миньярской, укской и бакеевской свит образуют подобие линейного тренда и распределены в полях отложений континентальных и океанических островных/вулканических дуг. Пере-крытия между двумя этими областями нет. Наиболее значительным разбросом величин $F1$ и $F2$ обладают на рассматриваемой диаграмме глинистые породы инзерской свиты; в образуемую ими область вписываются все точки аргиллитов бакеевской свиты и часть точек укской свиты.

Наконец, на графике $DF1$ – $DF2$ (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) между областями распределения фигуративных точек басинской свиты, а также инзерской и бакеевской свит перекрытие отсутствует. Точка аргиллитов миньярской свиты и ряд точек глинистых пород укской свиты занимают на данной диаграмме обособленное положение и не тяготеют к областям составов басинского уровня или инзерско-бакеевской ассоциации (рис. 5в). Наметившаяся на двух предыдущих дискриминантных диаграммах тенденция обособленного распределения бакеевских и басинских аргиллитов хорошо выражена и здесь.

Распределение фигуративных точек состава глинистых пород всех рассматриваемых литостратиграфических подразделений верхней части каратауской и нижней части ашинской серий на диаграмме La/Sc – Th/Co (Cullers, 2002) показывает, что слагающая их тонкая алюмосиликокластика является по преимуществу продуктом разрушения пород кислого состава (рис. 6а). Какую-либо специфику в локализации точек глинистых пород разных свит на данном графике увидеть трудно.

Примерно также распределены фигуративные точки глинистых пород верхов верхнего рифея и низов венда на диаграмме Cr/Th – Th/Sc в модификации (Bracciali et al., 2007) (рис. 6б). Наиболее широкое поле образуют здесь глинистые сланцы

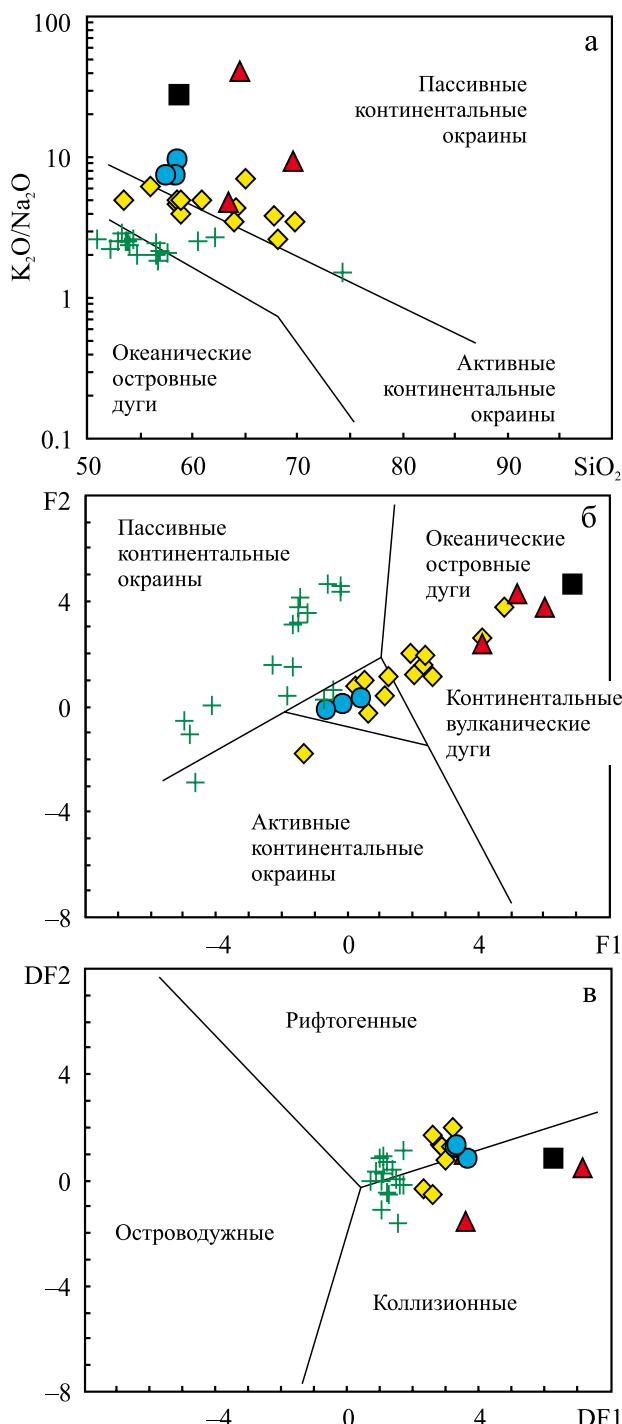


Рис. 5. Локализация фигуративных точек состава глинистых пород верхней части каратауской и нижней части ашинской серий на диаграммах SiO_2 – $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (а), $\text{F}1$ – $\text{F}2$ (б) и $\text{DF}1$ – $\text{DF}2$ (в).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 5. Localization of the figurative data points of the clayey rocks of the upper part of the Karatau and lower part of the Asha groups on the SiO_2 – $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (a), $\text{F}1$ – $\text{F}2$ (b) and $\text{DF}1$ – $\text{DF}2$ (в) diagrams.

Legend – see Fig. 3.

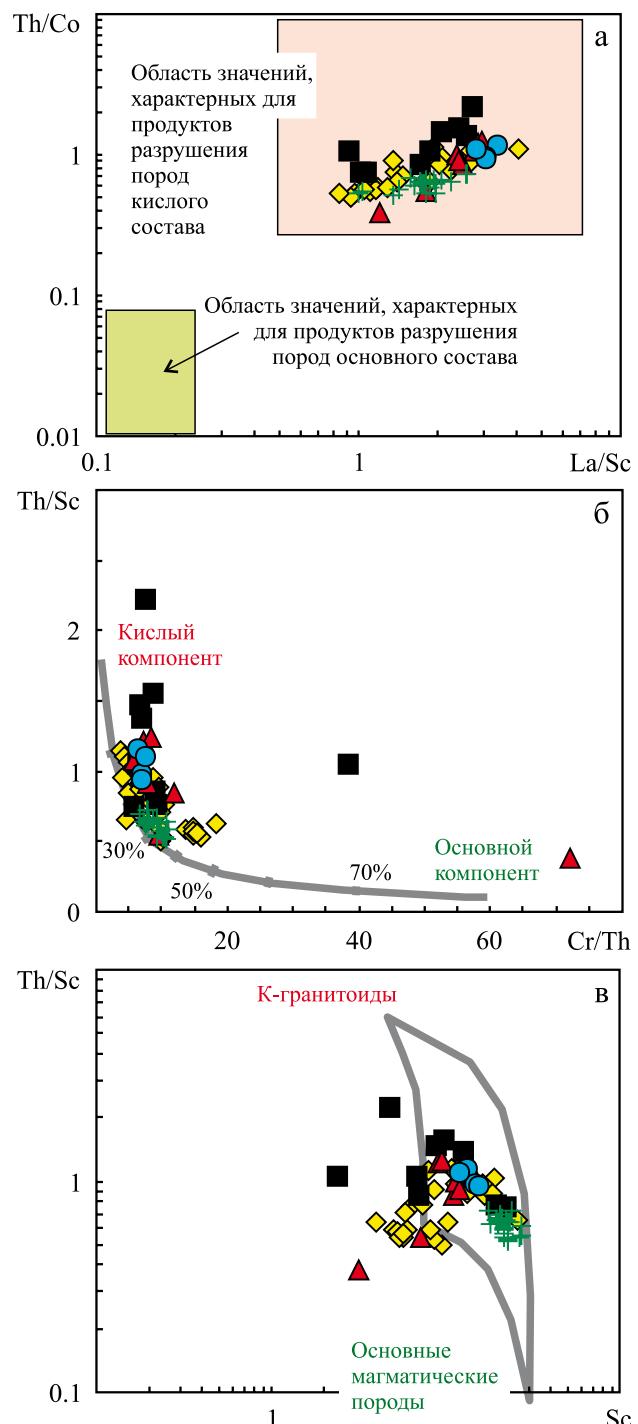


Рис. 6. Распределение figurативных точек состава глинистых пород верхней части каратауской и нижней части ашинской серий на диаграммах La/Sc – Th/Co (а), Cr/Th – Th/Sc (б) и Sc – Th/Sc (в).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. The distribution of figurative data points of the clayey rocks of the upper part of the Karatau and lower part of the Asha groups on the La/Sc – Th/Co (a), Cr/Th – Th/Sc (б) and Sc – Th/Sc (в) diagrams.

Legend – see Fig. 3.

инзерской свиты. В этом же поле локализована часть точек аргиллитов миньярского уровня, к нему в существенной степени близки точки аргиллитов укской и басинской свит, а также глинистые породы бакеевской свиты. В то же время примерно половина точек аргиллитов миньярской свиты смещена в область значений $1.3 < \text{Cr/Th} < 2.3$, т. е. имеет, возможно, в составе заметную долю кислой алюмосиликокластики, а одна из точек аргиллитов укской свиты как будто сложена почти исключительно продуктами размыва основных магматических пород. На данном графике также хорошо видно, что между точками глинистых пород бакеевской и басинской свит перекрытия нет.

Сходный характер распределения имеют точки глинистых пород рассматриваемых нами литостратиграфических подразделений и на диаграмме $\text{Sc/Th}/\text{Sc}$ (рис. 6в).

Теперь перейдем к анализу степени зрелости материала, слагающего глинистые породы инзерско-басинского интервала. Глинистые породы инзерской свиты характеризуются средней величиной индекса CIA (68 ± 4). Несколько меньше его величина в аргиллитах миньярского уровня (65)⁴. Глинистые породы укской свиты обладают существенно более низкой средней величиной индекса CIA (58 ± 5). Напротив, аргиллиты перекрывающей их бакеевской свиты характеризуются значением CIA_{cp}, сопоставимым (71 ± 1) со средней величиной данного параметра в глинистых породах инзерской свиты. Для аргиллитов басинской свиты среднее значение CIA составляет 67 ± 4 . В целом, если рассматривать характер изменения средних величин индекса CIA снизу вверх по разрезу верхней части каратауской и нижней части ашинской серий, можно видеть, что с учетом погрешностей (\pm стандартное отклонение) глинистые породы инзерско-миньярского интервала в существенной степени сопоставимы между собой, породы укской свиты заметно отличаются как от них, так и от глинистых пород бакеевской свиты (рис. 7а). Аргиллиты басинской свиты по величине CIA принципиально не отличаются от глинистых пород бакеевской свиты, и в то же время сопоставимы по данному параметру с глинистыми сланцами инзерского и миньярского уровней.

Среднее значение отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистых породах инзерской свиты составляет 0.28 ± 0.03 . Аргиллиты миньярской свиты имеют величину $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 0.38. Глинистые породы укской свиты характеризуются несколько меньшим средним значением данного параметра (0.34 ± 0.02), а аргиллитам бакеевской свиты присущее отношение

$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 0.25 \pm 0.01$, величина которого меньше, чем в породах инзерской свиты. Еще меньше параметр $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}}$ в аргиллитах басинского уровня. Анализ изменения с учетом погрешностей средних значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в вертикальном разрезе показывает, что глинистые породы миньярской свиты значимо отличаются по величине $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ от пород инзерского уровня; в свою очередь, аргиллиты укской свиты отличаются по данному параметру и от глинистых пород инзерской, и от глинистых пород миньярской свиты. Аргиллиты бакеевской свиты, с одной стороны, не похожи по величине $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}}$ на глинистые породы укской свиты (и, скорее всего, на породы миньярской и инзерской свит), а с другой стороны – значимо отличаются и от пород басинской свиты (рис. 7б). Последние же не похожи по свойственным им значениям $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ни на одну из подстилающих их свит инзерско-бакеевского интервала.

Средняя величина гидролизатного модуля в глинистых породах инзерской свиты составляет 0.41 ± 0.09 . Примерно такое же значение данного параметра (0.42) характерно для аргиллитов миньярской свиты. Глинистые породы укской свиты имеют заметно меньшее значение ГМ_{cp} (0.31 ± 0.02), тогда как глинистые породы бакеевской свиты обладают существенно более высокой величиной ГМ_{cp} (0.46 ± 0.01). Еще более высокое среднее значение гидролизатного модуля характерно для аргиллитов басинского уровня (0.52 ± 0.10). Из сказанного следует: 1) глинистые породы инзерско-укского интервала достаточно сопоставимы между собой по величине ГМ; 2) аргиллиты бакеевской свиты заметно отличаются по средним значениям ГМ от глинистых пород укской свиты; 3) вся инзерско-басинская последовательность западного склона Южного Урала представлена примерно однотипными по параметру ГМ глинистыми породами (рис. 7в).

Если предполагать, что перерывы в осадконакоплении сопровождаются какими-либо перестройками областей питания, то это может приводить к появлению на палеоводоразделах более свежих, ранее не подверженных выветриванию и не размывавшихся комплексов пород, что, в свою очередь, должно обусловить изменение литохимических характеристик поступающей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластики в сторону значений, указывающих на снижение зрелости последней. Попытаемся посмотреть на рис. 7 под таким углом зрения, не принимая во внимание положение на нем точки состава аргиллитов миньярской свиты. Очевидно, что на указанном рисунке резким снижением степени зрелости по отношению к подстилающим образованиям характеризуются только глинистые породы нижней части укской свиты. Именно им свойственны статистически выраженные снижения значений и CIA,

⁴ К сожалению, из имеющихся в нашем распоряжении нескольких химических анализов аргиллитов миньярской свиты только один характеризуется содержанием потерь при прокаливании менее 5 мас. %.

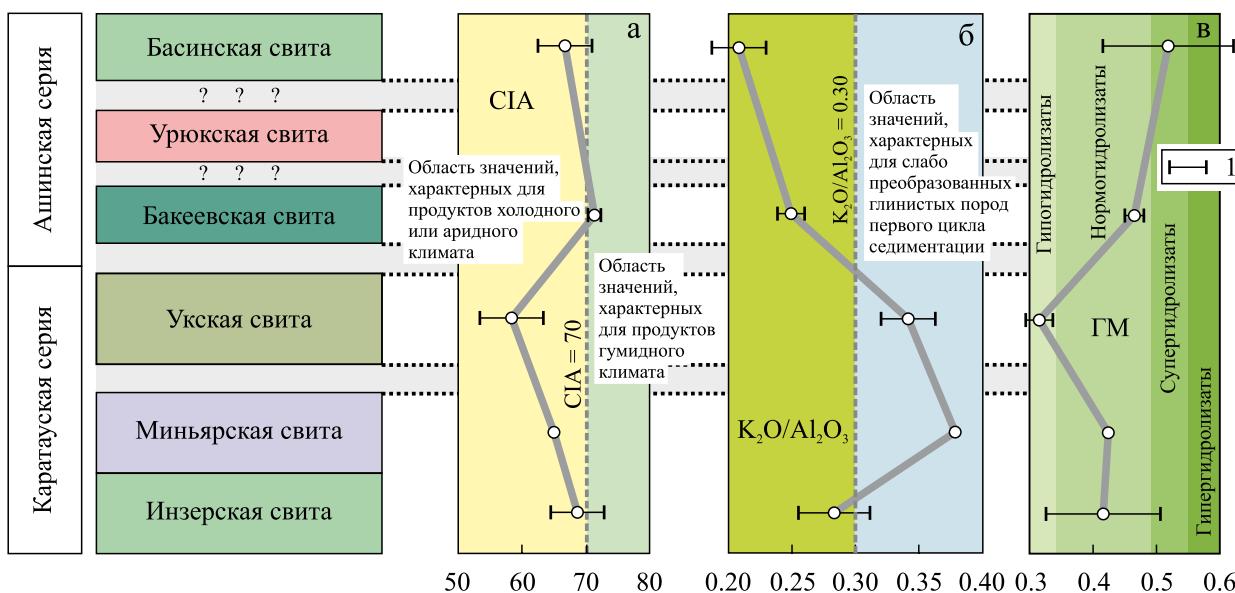


Рис. 7. Вариации средних величин CIA (а), K_2O/Al_2O_3 (б) и ГМ (в) в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений верхней части караптауской и нижней части ашинской серий.

Fig. 7. Variations of average values of CIA (a), K_2O/Al_2O_3 (б) and GM (в) in clayey rocks of various lithostratigraphic subdivisions of the upper part of the Karatau and lower part of the Asha groups.

и ГМ, которые можно интерпретировать, на наш взгляд, как отражение поступления в область осадконакопления в начале укского времени химически заметно менее зрелого материала, чем в предшествующую инзерско-миньярскую эпоху. Вывод подтверждается и существенно более высокой, по сравнению с наблюдаемой в глинистых породах подстилающих и перекрывающих их литостратиграфических подразделений, средней величиной отношения K_2O/Al_2O_3 в аргиллитах нижнеукской подсвиты. Это указывает на преобладание в их составе слабо преобразованной процессами выветривания на палеоводоразделах тонкой алюмосиликокластики. Глинистые породы бакеевской и басинской свит обладают, по сравнению с нижнеукскими аргиллитами, значительно более высокими средними значениями и CIA, и ГМ при ярко выраженном снижении средних величин K_2O/Al_2O_3 . Возможно, это следствие постепенного увеличения степени химического выветривания тех “свежих/слабо преобразованных комплексов пород”, что появились на палеоводоразделах в предукское время. Предбакеевский и предбасинский перерывы не обладают чертами, свойственными предукскому перерыву, как следует из рис. 7; возможно, это указывает на их меньшую длительность или отсутствие существенного обновления на палеоводоразделах комплексов питающих пород.

ВЫВОДЫ

Приведенный материал позволяет сделать несколько выводов. Во-первых, на большинстве представленных в статье дискриминантных диаграмм фигуративные точки состава аргиллитов басинской свиты занимают положение, в той или иной мере отличное от положения точек глинистых пород всех других рассматриваемых нами в настоящей работе литостратиграфических подразделений. Это предполагает присутствие в них заметно иной по составу тонкой алюмосиликокластики, нежели глинистый материал в добасинских отложениях ашинской серии и ряде свит верхней части караптауской серии. Во-вторых, по ряду параметров (CIA, ГМ), характеризующих “зрелость” поступавшего в область осадконакопления глинистого материала, аргиллиты басинской свиты принципиально не отличаются от глинистых пород инзерского уровня. В-третьих, единственным литостратиграфическим подразделением в рассматриваемой нами части верхнедокембрийской осадочной последовательности Башкирского мегантиклинория (в пределах его западного крыла и центральной части), глинистые породы которого демонстрируют химически существенно менее зрелый по сравнению с подстилающими их образованиями характер, является укская свита (ее нижняя подсвита). Можно думать, что это следствие появления в предукское время/предукский перерыв на палеоводоразделах более свежих/менее преобразованных процессами выветривания

комплексов пород-источников тонкой алюмосиликокластики. Масштабы предбакеевского и предбасинского перерывов, если они и существовали, были, скорее всего, заметно менее значительными. Из имеющихся у нас данных нельзя сделать уверенного вывода о том, что источники тонкой алюмосиликокластики, слагающей инзерско-басинский (зиганский) интервал разреза западного склона Южного Урала, претерпели в тот или иной интервал времени (этап развития данной территории) кардинальное изменение. Присутствие в песчаниках ряда уровней каратауской и почти всей ашинской серии обломочных цирконов весьма широкого возрастного диапазона (от $\approx 3200 \dots 2900$ до $\approx 965 \dots 620$ млн лет) не противоречит такому предположению. Для доказательства противного необходим существенно более широкий комплекс данных, чем имеется в настоящее время.

Благодарности

Автор признателен Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций к статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Г.Н. (1964) О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **158**(5), 1099-1101.
- Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 49-60.
- Беккер Ю.Р. (1968) Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 160 с.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 224 с.
- Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендинские образования. Масштаб 1 : 2 500 000. (1996) Отв. ред. Ю.Р. Беккер. СПб.: Роскомнедра, 4 л.
- Докембрийская геология СССР. (1988) (Отв. ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов). Л.: Наука, 440 с.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов уксской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(3), 3-25.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019) Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, **21**(1), 15-25.
- Кузнецов А.Б. (2013) Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 43 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2014) Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(6), 3-25.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. (2003) Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратауской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(5), 3-39.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Каныгина Н.А., Дубенский А.С., Белоусова Е.А. (2019) Первые результаты U-Pb датирования дегритовых цирконов из песчаников верхневендинской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал). *Проблемы тектоники континентов и океанов*. Мат-лы LI Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 305-309.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. (2012б) Возраст дегритовых цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (Australia cradle down conception). *Литосфера*, (4), 59-77.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. (2012а) Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) дегритовых цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты. *Докл. АН*, **447**(1), 73-79.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклиниория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (1993) Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 339 с. (Рукопись депон. в ВИНТИ 10.03.93, № 565-B93).
- Маслов А.В. (1997) Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фацальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 54 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. (2010) Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклиниория. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 320-338.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Докл. АН*, **482**(5), 558-561.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. (2000) Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **8**(6), 3-19.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А.,

- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. (1998) U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 6(4), 20-31.
- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. (1995) Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала. *Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии*. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 73-75.
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. (2013) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования дегритовых цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинария (Южный Урал). *Докл. АН*, 452(6), 642-645.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 23(6), 16-27.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) (Отв. ред. А.И. Жамойда). СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 184 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 181-193.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 420, 73-93.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, 191, 305-327.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphaser Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Prec. Res.*, 110, 185-213.
- Glasmacher U., Matenaar I., Bauer W., Puchkov V.N. (2004) Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold-and thrust belt, SW Urals, Russia. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Res.)*, 93, 361-383.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L., Kutyavin E.P., Samsonova E.N. (1995) Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence. *Terra Nova*, 7, 330-331.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, 236, 16-30.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 284, 21-40.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *J. Geol.*, 94, 6350-650.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, 234, 321-339.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, 355, 117-133.
- Wedepohl H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1217-1239.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Prec. Res.*, 110, 215-239.
- Willner A., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. (2003) Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Prec. Res.*, 134, 1-20.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia). *Geol. Mag.*, 141, 161-172.
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Dankina K.N., Ivanovskaya T.A., Melnikov N.N., Konstantinova G.V. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. Materials of the Second International conference Clays, clay minerals and layered materials-CMLM2013. St.Petersburg: Falcon Print, 79.

REFERENCES

- Akimova G.N. (1964) About the direction and provenances of detrital material in the sediments of the Upper Riphean Zilmerdak Formation of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 158(5), 1099-1101. (In Russian)
- Bekker Yu.R. (1961) Age and sequence of deposits in the upper part of the Karatau Group of the Southern Urals. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (9), 49-60. (In Russian)
- Bekker Yu.R. (1968) *Pozdnedokembriiskaya molassa Yuzhnogo Urala* [Late Precambrian molasses of the Southern Urals]. Leningrad, Nedra Publ., 160 p. (In Russian)
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element charac-

- teristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181-193.
- Bogdanova S.V. (1986) *Zemnaya kora Russkoi plity v ranнем dokembrii (na primere Volgo-Ural'skogo segmenta)* [Earth crust of the Russian plate in the Early Precambrian (on the example of the Volga-Ural segment)]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **420**, 73-93.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327.
- Geologicheskaya karta Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatoi obrazovaniya (v granitsakh byvshego SSSR). Dovendskie obrazovaniya* [Geological map of the East European platform and its folded frame (within the borders of the former USSR). Prevendian formations]. Scale 1 : 2 500 000. (1996) (Ed. Yu.R. Bekker). St.Petersburg, Roskomnedra Publ., 4 p. (In Russian)
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphaser Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Prec. Res.*, **110**, 185-213.
- Glasmacher U., Matenaar I., Bauer W., Puchkov V.N. (2004) Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold and thrust belt, SW Urals, Russia. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Res.)*, **93**, 361-383.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L., Kutyavin E.P., Samsonova E.N. (1995) Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence. *Terra Nova*, **7**, 330-331.
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals. *Georesources*, **21**(1), 15-25. (In Russian)
- Kuznetsov A.B. (2013) *Evolutsiya izotopnogo sostava strontsiya v proterozoiskom okeane*. Avtoref. diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Evolution of the strontium isotopic composition in the Proterozoic ocean. Extended abstract. ... Doctor of Sci. (Geology, Mineralogy) dissertation]. St.Petersburg, IPGG RAS, 43 p. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Kanygina N.A., Dubensky A.S., Belousova E.A. (2019) The first results of U/Pb dating of detrital zircons from sandstones of the Upper Vendian Bakeevio Formation of the Bashkir uplift (South Urals). *Problemy tektoniki kontinentov i okeanov. Materiały LI Tektonicheskogo soveshchaniya. T. 1* [The problems of tectonics of the continents and oceans. Materials of LI Tectonic meeting. V. 1]. Moscow, GEOS Publ., 305-309. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Ipat'eva I.S. (2012a) The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: Paleogeography and paleotectonics. *Dokl. Earth Sci.*, **447**(1), 1240-1246.
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert J. (2012b) The age of detrital zircons from Asha Group, Southern Ural – verification of idea about the spatial conjugation of Baltica and Australia within the Rodinia Supercontinent (a positive test of the “Australia Upside Down conception”). *Litosfera*, **(4)**, 59-77. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Mel'nikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P. (2003) Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, southern Urals, and standard curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Late Riphean Ocean. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(5), 415-449.
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 553-575.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, **236**, 16-30.
- Maslov A.V. (1988) *Litologiya verkhnerifeiskikh otlozhenii Bashkirskogo megantiklinoriya* [Lithology of Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium]. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (1993) *Rifeiskie basseiny sedimentatsii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (fatsii, osnovnye cherty razvitiya)* [Riphean sedimentation basins of the western slope of the Southern Urals (facies, main features of development)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 339 p. (The manuscript was deposited at VINITI 03.10.93, No. 565-B93). (In Russian)
- Maslov A.V. (1997) *Sedimentatsionnye basseiny rifeya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (fatsii, litologofatsial'nye kompleksy, paleogeografiya, osobennosti evolutsii)*. Diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Riphean sedimentary basins of the western slope of the Southern Urals (facies, lithofacial complexes, paleogeography, features of evolution). Dr. geol. and min. diss.]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 54 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Erokhin Yu.V., Gerdes A., Ronkin Yu.L., Ivanov K.S. (2018) First results of U-Pb LA-ICP-MS isotope dating of detrital zircons from Upper Riphean arkose sandstones of the Biryant member of the Upper Riphean Zilmerdak Formation, Southern Ural. *Dokl. Earth Sci.*, **482**(2), 1275-1277.
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N. (2010) Upper Riphean and Vendian sandstones of the Bashkirian anticlinorium. *Lithology and Mineral Res.*, **45**(3), 285-301.
- Maslov A.V., Ronkin Y.L., Krupenin M.T., Meert J., Levashova N.M., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M., Ipat'eva I.S., Grazhdankin D.V. (2013) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **449**(1), 303-308.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**, 21-40.
- Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A.

- (1995) The time of formation and transformation of deposits of the Inzer Formation, the Upper Riphean of the Southern Urals. *Obshchie problemy stratigrafi i geologicheskoi istorii rifeya severnoi Evrazii. Tezisy dokladov Vseros. Soveshch.* [Common problems of stratigraphy and geological history of Riphean Northern Eurasia. Abstract volume of All-Rus. Meeting]. Ekaterinburg, UB RAS, 73-75. (In Russian)
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A. (2000) Pb-Pb dating of carbonate rocks with open U-Pb systems: the Minyar Formation of the Upper Riphean Stratotype, the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **8**(6), 3-19. (In Russian)
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Gorokhovsky B.M., Levsky L.K. (1998) U-Pb systematics of Proterozoic carbonate rocks: Inzer Formation of the Ural Riphean stratotype (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(4), 20-31. (In Russian)
- Romanyuk T.V., Maslov A.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Ronkin Y.L., Krupenin M.T., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S. (2013) First data on LA-ICP-MS U/Pb zircon geochronology of Upper Riphean sandstones of the Bashkir Anticlinorium (South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **452**(2), 997-1000.
- Dokembriiskaya geologiya SSSR* [Precambrian Geology of the USSR]. (1988) (Eds D.V. Rundqvist, F.P. Mitrofanov). Leningrad, Nauka Publ., 440 p. (In Russian)
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *J. Geol.*, **94**, 6350-650.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1-64.
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: The evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, **23**(6), 568-579.
- Stratigrafficheskii kodeks Rossii* [Stratigraphic Code of Russia]. (2006) (Ed. A.I. Zhamoida). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russian)
- Stratotip Rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Stratotype of Riphean. Stratigraphy. Geochronology]. (1983) (Eds B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Cambridge, Blackwell, 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, **355**, 117-133.
- Wedepohl H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1239.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Prec. Res.*, **110**, 215-239.
- Willner A., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. (2003) Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Prec. Res.*, **134**, 1-20.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia). *Geol. Mag.*, **141**, 161-172.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Basics of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Arakelyants M.M., Yakovleva O.V. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the Uk Formation, the southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247.
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Dankina K.N., Ivanovskaya T.A., Melnikov N.N., Konstantinova G.V. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. Materials of the Second International conference Clays, clay minerals and layered materials-CMLM2013. St.Petersburg, Falcon Print, 79.

Общие закономерности в развитии гжельско-ассельских конодонтов

Б. В. Черных

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

Поступила в редакцию 30.01.2019 г., принята к печати 08.04.2019 г.

Предмет исследования. Рассматриваются особенности эволюционного изменения гжельско-ассельских конодонтов. **Материалы.** Используются данные по уральским и североамериканским конодонтам. **Результаты.** Установлен циклический характер изменения морфологии Ра-элемента в процессе эволюционного развития представителей рода *Streptognathodus*. Морфологические эволюционные тренды постепенного развития чередуются с периодами быстрого появления группы форм оригинального строения. Виды этой группы характеризуются широким распространением и коротким временем существования. Такие виды используются в качестве маркеров границ стратиграфических подразделений. Нижняя граница гжельского яруса определяется по появлению видов группы *simulator*; виды группы *isolatus* маркируют нижнюю границу ассельского яруса. Модель ансамблевой эволюции родственных видов используется для объяснения направленного изменения морфологии конодонтов. Сальтационное появление определенного признака объясняется феноменом эволюционных осцилляций. **Выводы.** На основании установленного чередования периодов медленной и быстрой морфологической эволюции конодонтов делается вывод о половом размножении этой группы организмов.

Ключевые слова: гжельские конодонты, ассельские конодонты, циклическость развития, группы конодонтов, ансамблевая эволюция, эволюционные осцилляции, пунктуализм

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590025-8)

General regularities in the development Gzhelian-Asselian conodonts

Valery V. Chernykh

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

Received 30.01.2019, accepted 08.04.2019

Subject of study. The features of the evolutionary changing of Gzhelian-Asselian conodonts are examined. **Materials.** The data on Ural and North American conodonts are used. **Results.** The cyclic type of change of the Pa-element morphology in the process of the evolutionary development of the representatives of the genus *Streptognathodus* is established. Morphological evolutionary trends of gradual development alternate with the periods of the rapid appearance of a group of the forms of original constitution. The species of this group are characterized by wide distribution and short lifetime. Such species are used as the markers of the boundaries of stratigraphic subdivisions. Lower boundary of Gzhelian is determined by the appearance of species of the group *simulator*; the species of group *isolatus* mark lower boundary of Asselian. Model of the ensemble evolution of the related species is used for explaining the directed change in the morphology of conodonts. The saltational appearance of the determined indication is explained by the phenomenon of evolutionary oscillations. **Conclusion.** We can make conclusion about the sexual multiplication of this group of the organisms according the established alternation of the periods of the slow and rapid morphological evolution of conodonts.

Keywords: Gzhelian conodonts, Asselian conodonts, cyclic recurrence of development, groups of conodonts, ensemble evolution, evolutionary oscillations, punktualism

Funding information

This work was carried out as part of the research of the state assignment of the IGG UBRAS (No. АААА-А18-118052590025-8)

Для цитирования: Черных В.В. (2020) Общие закономерности в развитии гжельско-ассельских конодонтов. *Литосфера*, 20(4), 471–485. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-471-485

For citation: Chernykh V.V. (2020) General regularities in the development Gzhelian-Asselian conodonts. *Litosfera*, 20(4), 471–485. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-471-485

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Конодонты давно и успешно используются для решения основных вопросов стратиграфии верхнего палеозоя. К настоящему времени по результатам изучения конодонтов построены детальные биохронологические шкалы для отложений девонского, каменноугольного и пермского возраста, которые позволяют выполнить зональное расчленение и провести широкие (межрегиональные) корреляции выделенных подразделений.

В настоящей работе приводятся данные об особенностях эволюционного развития гжельско-ассельских конодонтов и обсуждаются возможности их использования для детальной стратиграфии. Основным фактическим материалом явились сведения о распределении конодонтов в уральских разрезах западного склона Южного Урала, таких как разрезы Усолка (и дублирующий его разрез Дальний Тюлькас), Никольский, описанные ранее (Черных, 2005, 2006, 2012а). Кроме этого, при определении биозон всех встреченных конодонтов учтены также данные по разрезу Айдаралаш (Chernykh, Ritter, 1997) и разрезам Мидконтинента (Ritter, 1995; Boardman, 1999; Barrick et al., 2004; Boardman, Wardlaw, Nestell, 2009). Биозоны видов конодонтов, наиболее важных для стратиграфии гжельских и ассельских отложений, приведены в недавних публикациях (Черных, 2016, 2017) и используются в настоящей работе (табл. 1, 2).

Сохраняющиеся в ископаемом состоянии скелетные образования конодонтофорид встречаются в подавляющем большинстве случаев в виде разрозненных элементов. Эти микроскопические дискретные элементы подразделяются на несколько морфологических разновидностей. Одна из них, называемая *пектинiformным*, или Ра-элементом, отличается от прочих не только морфологией, но и значительно большей скоростью изменения в процессе эволюции группы. Прочие, так называемые *рамиформные*, элементы характеризуются значительной консервативностью. Рамиформные элементы практически не принимаются в расчет при видовой систематике конодонтов и редко используются для решения стратиграфических задач.

При систематической обработке коллекционного материала по конодонтам и, в частности, при установлении и определении видовых таксонов приходится опираться главным образом на морфологические особенности Ра-элемента. Применяемая традиционная биноминальная номенклатура не должна вводить в заблуждение относительно действительного таксономического значения используемого при этом признака – строения Ра-элемента. Виды конодонтов, установленные по особенностям морфологии единственного элемента скелета, едва ли можно отождествить с “нормальными” биологическими видами. Не исключено, что выделенный

подобным образом как “вид” данный Ра-элемент может присутствовать у некоторого количества реальных видов конодонтофорид. Не исключено и то, что несколько различающиеся по строению Ра-элементы могут присутствовать у одного и того же вида. По-видимому, более приемлемым названием для отдельных состояний Ра-элементов, изменяющихся в процессе эволюции группы, является “форма”. В настоящей работе я не стану отказываться от традиционного “видового” обозначения Ра-элементов и буду использовать оба названия – и “вид”, и “форма”. Однако, как бы ни были названы члены, например, конодонтовой хроноклины – виды или формы, должно быть ясно, что речь идет о последовательности определенных состояний изменяющегося Ра-элемента в процессе эволюции данной группы конодонтов.

Отмечу также, что с большой долей вероятности можно предположить, что Ра-элемент эволюционирует в течение длительного времени как целостная структура и является гомологичным для большой группы конодонтофорид. Об этом свидетельствует не только общность в их строении у разных родов (критерий специального качества), но и возможность создания из них филетического ряда, отражающего трансформацию одних Ра-элементов в другие, более поздние по времени существования (критерий непрерывности, или критерий переходных форм).

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ГЖЕЛЬСКО-АССЕЛЬСКОГО ИНТЕРВАЛА ПО КОНОДОНТАМ

Построенные на основе эволюционной последовательности Ра-элементов биохронологические шкалы я называю *мерономическими* (Черных, 2016), в отличие от традиционных в стратиграфии *таксономических* шкал, построенных на основе последовательности видов ископаемых.

В качестве базиса при построении зональных шкал там, где это оказалось возможным, использовались морфологические тренды, установленные при изучении особенностей эволюционного развития Ра-элемента представителей рода *Streptognathodus*. Разработанная к настоящему времени зональная шкала (Черных, 2005, 2006, 2012а) для гжельского и ассельского ярусов приведена на рис. 1. Эта шкала хорошо зарекомендовала себя при корреляции отдаленных разрезов и использовалась для определения биозон гжельских и ассельских видов конодонтов (см. табл. 1, 2).

Гжельские конодонты относятся к родам *Idiognathodus*, *Streptognathodus*, *Gondolella*, *Gondolelloides* и к эндемичному роду *Solkognathus*. Представители рода *Idiognathodus* прекращают свое существование в первой половине гжельского века (зона *virgilicus*). Формы, отнесенные к родам *Gondolella*,

Таблица 1. Биозоны видов гжельских конодонтов
Table 1. Biozones of the species of the Gzhelian conodonts

Касимовский	Гжельский							Ассельский	Ярус
	<i>firmus</i>	<i>simulator</i>	<i>vitali</i>	<i>virgilicus</i>	<i>simplex</i>	<i>bellus</i>	<i>wabaunsensis</i>		
									Зона
									Конодонты
									<i>S. crassus</i>
									<i>S. dolioliformis</i>
									<i>S. firmus</i>
									<i>S. gracilis</i>
									<i>S. pawhuskaensis</i>
									<i>S. pictus</i>
									<i>S. praenuntius</i>
									<i>S. zethus</i>
									<i>I. excedus</i>
									<i>I. magnificus</i>
									<i>I. toretzianus</i>
									<i>I. undatus</i>
									<i>G. magna</i>
									<i>S. auritus</i>
									<i>S. elegantulus</i>
									<i>S. gravis</i>
									<i>S. luganicus</i>
									<i>S. simulator</i>
									<i>S. sinistrum</i>
									<i>I. lobulatus</i>
									<i>S. stigmatis</i>
									<i>S. oppletus</i>
									<i>S. vitali</i>
									<i>I. tersus</i>
									<i>S. elongatus</i>
									<i>I. comprimerus</i>
									<i>I. insolitus</i>
									<i>I. suspectus</i>
									<i>I. celator</i>
									<i>Go. canadensis</i>
									<i>Go. sp. A</i>
									<i>S. postsimulator</i>
									<i>S. virgilicus</i>
									<i>S. ineptus</i>
									<i>S. triangularis</i>
									<i>S. simplex</i>
									<i>S. bellus</i>
									<i>S. tenuivalveus</i>
									<i>S. longilatus</i>
									<i>S. bonus</i>
									<i>S. costaeflabellus</i>
									<i>S. brownvillensis</i>
									<i>S. fissus</i>
									<i>S. variabilis</i>
									<i>S. limulus</i>
									<i>So. velivolus</i>
									<i>S. acuminatus</i>
									<i>S. wabaunsensis</i>
									<i>S. longus</i>
									<i>S. nodulinearis</i>
									<i>S. isolatus</i>

Примечание. S. – *Streptognathodus*, I. – *Idiognathodus*, G. – *Gondolella*, Go – *Gondolelloides*, So. – *Solkognathus*; темные линии – биозоны видов конодонтов.

Note. S. – *Streptognathodus*, I. – *Idiognathodus*, G. – *Gondolella*, Go – *Gondolelloides*, So. – *Solkognathus*; the dark lines – biozones of the species of conodonts.

Таблица 2. Биозоны видов ассельских конодонтов

Table 2. The biozones of the species of the Asselian conodonts

Гжель- ский	Ассельский						Сакмар- ский	Ярус
<i>wabaun- ensis</i>	<i>isolatus</i>	<i>glenisteri</i>	<i>cristellaris</i>	<i>constrictus</i>	<i>fusus</i>	<i>postfusus</i>	<i>monstra</i>	Зона Конодонты
								<i>S. acuminatus</i>
								<i>S. bellus</i>
								<i>S. bonus</i>
								<i>S. wabaunsensis</i>
								<i>S. glenisteri</i>
								<i>S. nodulinearis</i>
								<i>S. rectangularis</i>
								<i>S. bipartitus</i>
								<i>S. distortum</i>
								<i>S. russoflangulatus</i>
								<i>S. invaginatus</i>
								<i>S. isolatus</i>
								<i>S. semiglomus</i>
								<i>S. deflexus</i>
								<i>S. grandis</i>
								<i>S. paraisolatus</i>
								<i>S. profundus</i>
								<i>S. recreatus</i>
								<i>S. tumeous</i>
								<i>S. plenus</i>
								<i>S. costalis</i>
								<i>S. latus</i>
								<i>S. cristellaris</i>
								<i>S. sigmoidalis</i>
								<i>M. adentata</i>
								<i>M. belladontae</i>
								<i>S. constrictus</i>
								<i>S. longissimus</i>
								<i>S. mizensi</i>
								<i>S. postsigmoidalis</i>
								<i>S. adversus</i>
								<i>S. fusus</i>
								<i>S. verus</i>
								<i>S. anaequalis</i>
							aff.	<i>S. lanceatus</i>
								<i>S. postfusus</i>
								<i>Sw. expansus</i>
								<i>M. striata</i>
								<i>M. simulata</i>
								<i>S. barskovi</i>
								<i>S. postconstrictus</i>
								<i>A. paralaetus</i>
								<i>M. pseudostrigata</i>
								<i>M. arcuata</i>
								<i>M. uralensis</i>
								<i>Sw. merrilli</i>
								<i>M. dentiseparata</i>
								<i>M. monstra</i>

Примечание. S. – *Streptognathodus*, M. – *Mesogondolella*, Sw. – *Sweetognathus*; темные линии – биозоны видов конодонтов.

Note. S. – *Streptognathodus*, M. – *Mesogondolella*, Sw. – *Sweetognathus*; the dark lines – biozones of the species of conodonts.

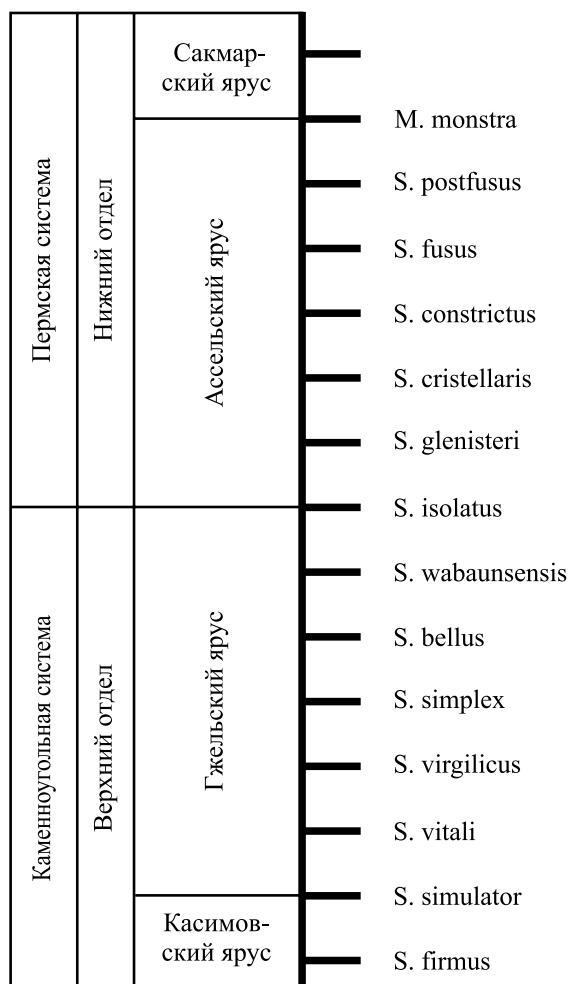


Рис. 1. Зональная шкала гжельско-ассельского интервала по конодонтам.

S. – Streptognathodus, M. – Mesogondolella.

Fig. 1. The conodont zonal scale of the Gzhelian-Asselian interval.

S. – Streptognathodus, M. – Mesogondolella.

Gondolelloides, *Solkognathus*, редки. Основную часть конодонтов составляют виды рода *Streptognathodus*. Они известны начиная со среднего карбона, продолжают существовать в позднем карбоне и являются самыми многочисленными в гжельское и ассельское время.

При построении зональной биохронологической шкалы гжельского яруса использована хроноклина, установленная на основе эволюционной последовательности представителей рода *Streptognathodus* (рис. 2). Инициальный член этой последовательности – вид *S. firmus* Kozitskaya – обладает массивной узкой V-образной в поперечном сечении платформой и длинной сплошной или в задней части бугорчатой кариной, достигающей или почти достигающей заднего конца платформы. У послед-

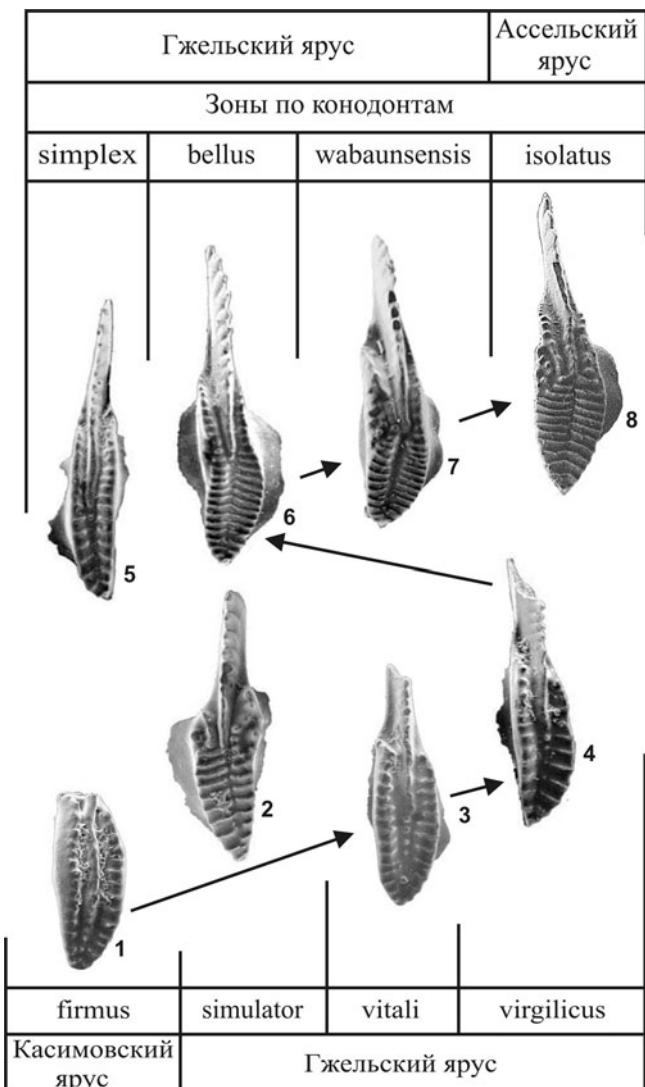


Рис. 2. Последовательность видов-индексов зональных подразделений гжельского яруса.

1 – *S. firmus* Kozitskaya, 2 – *S. simulator* Ellison, 3 – *S. vitali* Chernykh, 4 – *S. virgilicus* Ritter, 5 – *S. simplex* Gunnell, 6 – *S. bellus* Chernykh, 7 – *S. wabaunsensis* Gunnell, 8 – *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw. Пояснения см. в тексте.

Fig. 2. Sequence of the species-indices of the zonal subdivisions of Gzhelian stage.

1 – *S. firmus* Kozitskaya, 2 – *S. simulator* Ellison, 3 – *S. vitali* Chernykh, 4 – *S. virgilicus* Ritter, 5 – *S. simplex* Gunnell, 6 – *S. bellus* Chernykh, 7 – *S. wabaunsensis* Gunnell, 8 – *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw. Explanation see in the text.

дующих членов хроноклины происходит постепенное раскрытие платформы и сокращение размеров карины, сплошной в передней части и дифференцированной на отдельные бугорки в задней части у видов *S. vitali* Chernykh и *S. virgilicus* Ritter. Последующее развитие такого морфотипа по описан-

ному тренду приводит к появлению вида *S. bellus* Chernykh, обладающего удлиненными передними ветвями парапетов, уплощенной передней частью платформы со срединной бороздой, подавляющей или прерывающей поперечные ребра, и сплошной укороченной кариной.

В дальнейшем на внутренней боковой поверхности платформы на уровне окончания карины появляются нодулярные образования, тесно сближенные с ребристым внутренним парапетом (*S. wabaunsensis* Gunnell). На этой основе уже в ассельское время формируются морфотипы группы *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw с дополнительной внутренней нодулярной лопастью, отделенной от внутреннего парапета подковообразной бороздой.

К сожалению, этот ряд не образует достаточной основы для построения непрерывной зональной шкалы и в него пришлось ввести виды, не имеющие отношения к описанной хроноклине, – *S. simulator* Ellison в качестве индикатора нижней границы гжельского яруса и *S. simplex* Gunnell для заполнения пробела между зонами *virgilicus* и *bellus* (см. рис. 2).

Таким образом, к настоящему времени зональная шкала гжельского яруса включает в себя шесть зональных подразделений (*simulator*, *vitali*, *virgilicus*, *simplex*, *bellus*, *wabaunsensis*), использование которых позволяет выполнить межрегиональные и глобальные корреляции (Черных, 2012б).

Родовой состав конодонтов ассельского яруса столь же беден, сколь и гжельский. Здесь также доминируют представители рода *Streptognathodus*, с середины ассельского века к ним присоединяются мезогондолеллы и в конце – конодонты рода *Sweetognathus*.

За основу зональной шкалы ассельского яруса взята стрептогнатодусовая хроноклина *S. isolatus* – *S. glenisteri* – *S. cristellaris* – *S. sigmoidalis* – *S. postsigmoidalis* – *S. constrictus* – *S. fusus* – *S. postfusus* (рис. 3).

Инициальный вид этой хроноклины *S. isolatus* характеризуется развитием дополнительной боковой лопасти с размещенными на ней нодулями. В дальнейшем наблюдаются постепенное сокращение количества нодулярных образований (*S. glenisteri*), их слияние в короткие ребра (*S. cristellaris*), исчезновение дополнительной лопасти, на месте которой образуется глубокий синус (*S. sigmoidalis*, *S. postsigmoidalis*, *S. constrictus*), постепенно становящийся все менее (*S. fusus*) и менее (*S. postfusus*) выраженным. Хроноклина устанавливается по многочисленным переходным формам, занимающим последовательное стратиграфическое положение в разрезе.

Зональная шкала ассельского яруса позволяет выполнить корреляцию уральских разрезов с одновозрастными разрезами Северной Америки (Мид-

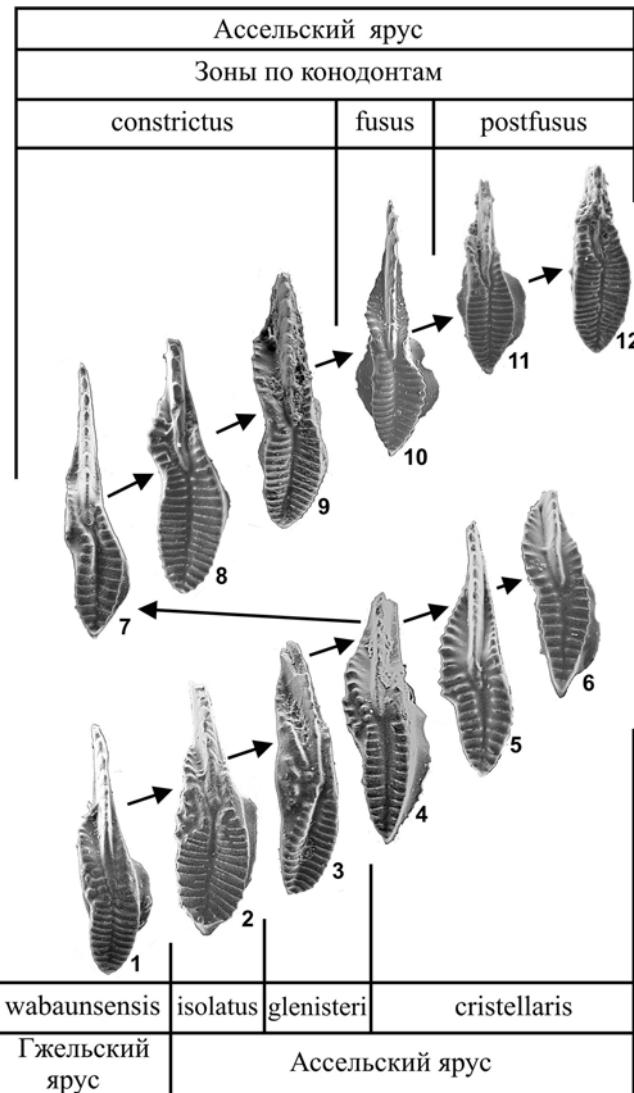


Рис. 3. Последовательность видов-индексов зональных подразделений ассельского яруса.

1 – *S. wabaunsensis* Gunnell; 2 – *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw; 3 – *S. glenisteri* Chernykh et Ritter; 4 – *S. cristellaris* Chernykh et Reshetkova; 5 – *S. recreates* Chernykh; 6 – *S. plenus* Chernykh; 7 – *S. sigmoidalis* Chernykh et Ritter; 8 – *S. postsigmoidalis* Chernykh; 9 – *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh; 10 – *S. fusus* Chernykh et Reshetkova; 11 – переходная форма от *S. fusus* Chernykh et Reshetkova к *S. postfusus* Chernykh et Reshetkova; 12 – *S. postfusus* Chernykh et Reshetkova. Пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Sequence of the species-indices of the zonal subdivisions of Asselian stage.

1 – *S. wabaunsensis* Gunnell; 2 – *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw; 3 – *S. glenisteri* Chernykh et Ritter; 4 – *S. cristellaris* Chernykh et Reshetkova; 5 – *S. recreates* Chernykh; 6 – *S. plenus* Chernykh; 7 – *S. sigmoidalis* Chernykh et Ritter; 8 – *S. postsigmoidalis* Chernykh; 9 – *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh; 10 – *S. fusus* Chernykh et Reshetkova; 11 – transitional form from *S. fusus* Chernykh et Reshetkova to *S. postfusus* Chernykh et Reshetkova; 12 – *S. postfusus* Chernykh et Reshetkova. See text for explanation.

континент) и Южного Китая (Черных, 2012б). Следует заметить, что детальность этой зональной шкалы может быть усиlena путем подразделения зоны *cristellaris* на три зоны (собственно *cristellaris*, *recreatus* и *plenus*) и зоны *constrictus* – также на три зоны (*sigmoidalis*, *postsigmoidalis* и собственно *constrictus*) (см. рис. 3). Необходимые для указанной детализации новые зональные виды-индексы известны пока только на территории Урала. Впредь, до обнаружения этих видов за пределами уральского региона, такая детальная шкала ассельского яруса в составе 12 зональных подразделений может быть использована только для корреляции уральских разрезов. В связи с тем, что для определения биозон учитывались данные не только по Уралу, но и по другим регионам (Мидконтинент, Казахстан), где эти виды и, в частности, вид *S. sigmoidalis* не были найдены, использован усеченный вариант шкалы. Биозоны видов определялись по этой усеченной шкале, и поэтому подразделение на три зоны зоны *constrictus* отсутствует. Точно такая же ситуация и по той же причине с подразделением зоны *cristellaris* на зоны собственно *cristellaris*, *recreatus* и *plenus*.

Однако, как показывает опыт изучения верхнепалеозойских конодонтов, эволюционная последовательность морфотипов, установленная в одном регионе, рано или поздно обнаруживается при тщательном изучении одновозрастных отложений и в других регионах.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ГЖЕЛЬСКИХ И АССЕЛЬСКИХ КОНОДОНТОВ

По особенностям строения среди конодонтов, встреченных в гжельских и ассельских отложениях

я, можно выделить группы, члены которых объединяют определенная особенность строения Радиального элемента, присущая всем членам данной группы. Среди выделенных групп можно указать два типа. Одна группа включает виды, которые появляются совместно и имеют сравнительно короткое время существования (как правило, в границах одной зоны). Другая группа характеризуется более длительным существованием входящих в нее видов. Члены этой группы обычно образуют хроноклину, смежные члены которой имеют перекрывающиеся интервалы распространения и многочисленные переходные формы.

А. Гжельские группы конодонтов

Группа *S. simulator* Ellison

Раннегжельский этап развития стрептогнатодонтид характеризуется появлением своеобразных морфотипов, у которых закладывается срединная борозда, заметно сдвинутая к внутреннему краю платформы. Один из видов этой группы конодонтов – *Streptognathodus simulator* Ellison – предложен в качестве индикатора нижней границы гжельского яруса (Черных, 2005, 2012а; Villa and Task group, 2005; Heckel et al., 2007, 2008). Наряду с этим видом в гжельском веке возникает еще ряд близких форм, таких как *S. sinistrum* Chernykh, *S. auritus* Chernykh, *S. luganicus* Kozitskaya, *S. gravis* Chernykh. Все они характеризуются наличием асимметрично расположенной срединной борозды и коротких неравновеликих слабо орнаментированных передних ветвей парапетов. Такие формы относятся к одной группе, которая названа по ее наиболее характерному представителю, – “группа *simulator*” (рис. 4).

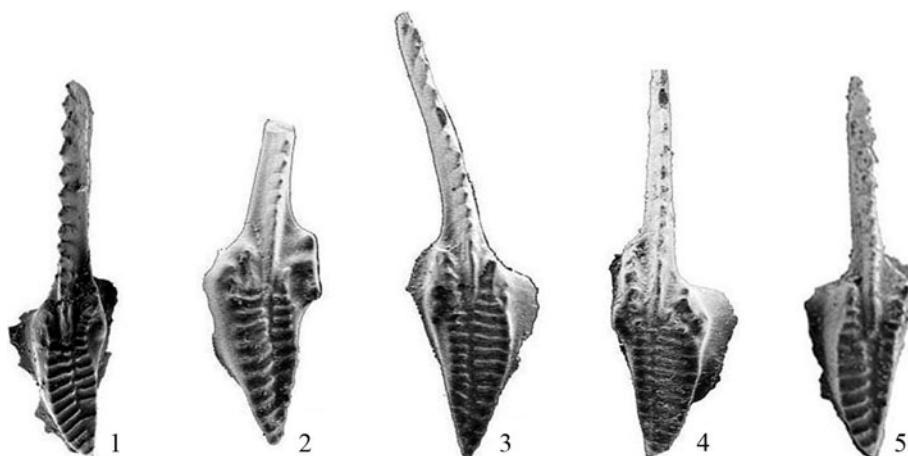


Рис. 4. Конодонты группы *simulator*.

1 – *S. simulator* Ellison, 2 – *S. sinistrum* Chernykh, 3 – *S. auritus* Chernykh, 4 – *S. gravis* Chernykh, 5 – *S. luganicus* Kozitskaya.

Fig. 4. Conodonts of *simulator* group.

1 – *S. simulator* Ellison, 2 – *S. sinistrum* Chernykh, 3 – *S. auritus* Chernykh, 4 – *S. gravis* Chernykh, 5 – *S. luganicus* Kozitskaya.

Все названные виды появляются и существуют в коротком стратиграфическом интервале (зона *simulator*), и находка любого из них позволяет датировать вмещающие отложения с точностью до названной зоны. Между этими морфотипами отсутствуют (не найдены) переходные формы.

Группа *S. vitali* Chernykh

В состав группы входят следующие виды: *S. pawhuskaensis* (Harris et Hollingsworth), *S. firmus* Kozitskaya, *S. amputatus* Chernykh., *S. stigmatis* Chernykh., *S. vitali* Chern., *S. virgilicus* Ritter, *S. triangularis* Chernykh, *S. ineptus* Chernykh (рис. 5). Наиболее характерными и устойчивыми признаками для всех названных видов являются глубокий V-образный срединный желоб, карина, часто пролонгированная линейным рядом бугорков, у более

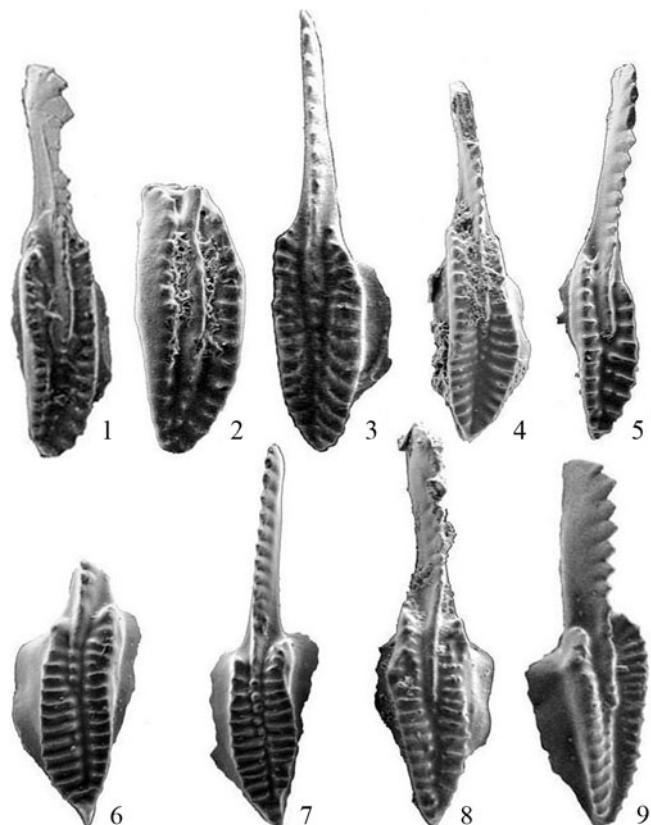


Рис. 5. Конодонты группы *vitali*.

1 – *S. pawhuskaensis* (Harris et Hollingsworth); 2 – *S. firmus* Kozitskaya; 3 – *S. vitali* Chernykh; 4, 5 – *S. virgilicus* Ritter; 6, 7 – *S. triangularis* Chernykh; 8 – *S. ineptus* Chernykh; 9 – *S. amputatus* Chernykh.

Fig. 5. Conodonts of *vitali* group.

1 – *S. pawhuskaensis* (Harris et Hollingsworth); 2 – *S. firmus* Kozitskaya; 3 – *S. vitali* Chernykh; 4, 5 – *S. virgilicus* Ritter; 6, 7 – *S. triangularis* Chernykh; 8 – *S. ineptus* Chernykh; 9 – *S. amputatus* Chernykh.

древних форм – укороченные передние ветви парапетов.

Первый вид *S. firmus* встречается с касимова до раннего гжеля (зона *simulator*) и, вероятно, происходит от вида *S. pawhuskaensis* (Harris et Hollingsworth). Виды *S. amputatus* Chernykh, *S. stigmatis* Chernykh, *S. vitali* Chernykh не выходят за пределы зоны *vitali*, виды *S. virgilicus* Ritter и *S. triangularis* Chernykh – за пределы зон *virgilicus*, *simplex*. Вид *S. ineptus* Chernykh найден пока только в одном разрезе и только в пределах зоны *virgilicus*.

Часть видов данной группы конодонтов входит в состав хроноклины *S. firmus* – *S. vitali* – *S. virgilicus* – *S. bellus* – *S. wabaunsensis*, в которой каждый предыдущий морфотип является инициальным для последующего, а сам процесс изменения во времени отчетливо направленный и сопровождается постепенным уменьшением длины карины (см. рис. 2). Между видами этой хроноклины характерны многочисленные переходные формы, а сама хроноклина занимает достаточно протяженный стратиграфический интервал.

Группа *Idiognathodus tersus* Ellison

Группа *tersus* включает виды, несущие в своем строении признаки идиогнатодид и стрептогнатодид. Конодонтами этой группы, включающей такие виды, как *I. tersus* Ellison, *I. insolitus* Chernykh, *I. celator* Chernykh, *I. comprimerus* Chernykh, *I. suspectus* Chernykh, завершается существование рода *Idiognathodus* (рис. 6). Все названные виды появляются в зоне *vitali* и не выходят за пределы следующей зоны *virgilicus* (см. табл. 1).

Б. Асельские группы конодонтов

Группа *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw

Все виды группы *isolatus* появляются в пределах одной зоны и представлены многочисленными нодулярными формами. К ним, кроме номинального вида, относятся такие виды, как *Streptognathodus glenisteri* Chernykh et Ritter, *S. semiglomus* Chernykh, *S. bipartitus* Chernykh, *S. russoflangulatus* Chernykh и *S. invaginatus* Reshetkova et Chernykh. Члены этой группы имеют нодулярные образования на боковой дополнительной лопасти, резко обособленной от ребристого парапета. Наиболее примечательно то, что в довольно обширной коллекции, собранной в узком стратиграфическом интервале (зона *isolatus*), между этими морфотипами не встречены переходные формы (рис. 7).

Группа *S. cristellaris* Chernykh et Reshetkova

К данной группе могут быть отнесены, кроме номинального вида, такие виды, как *S. recreatus* Chernykh и *S. plenus* Chernykh. Между этими вида-

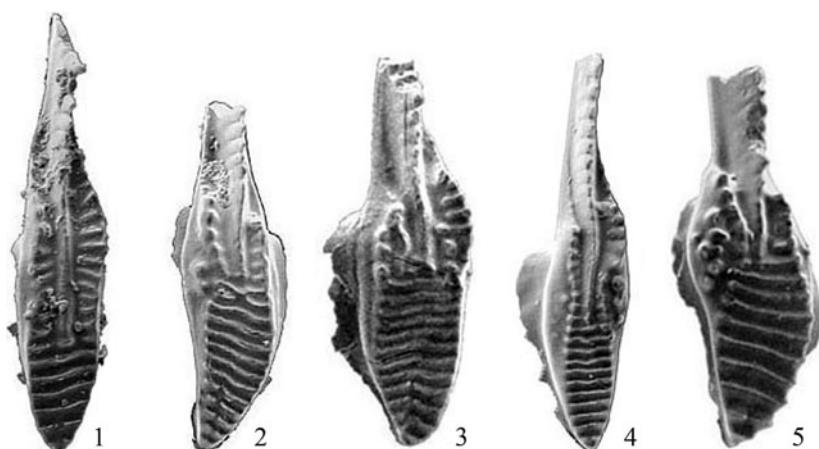


Рис. 6. Конодонты группы *tersus*.

1 – *Idiognathodus tersus* Ellison, 2 – *I. insolitus* Chernykh, 3 – *I. celator* Chernykh, 4 – *I. comprimerus* Chernykh, 5 – *I. suspectus* Chernykh.

Fig. 6. Conodonts of *tersus* group.

1 – *Idiognathodus tersus* Ellison, 2 – *I. insolitus* Chernykh, 3 – *I. celator* Chernykh, 4 – *I. comprimerus* Chernykh, 5 – *I. suspectus* Chernykh.

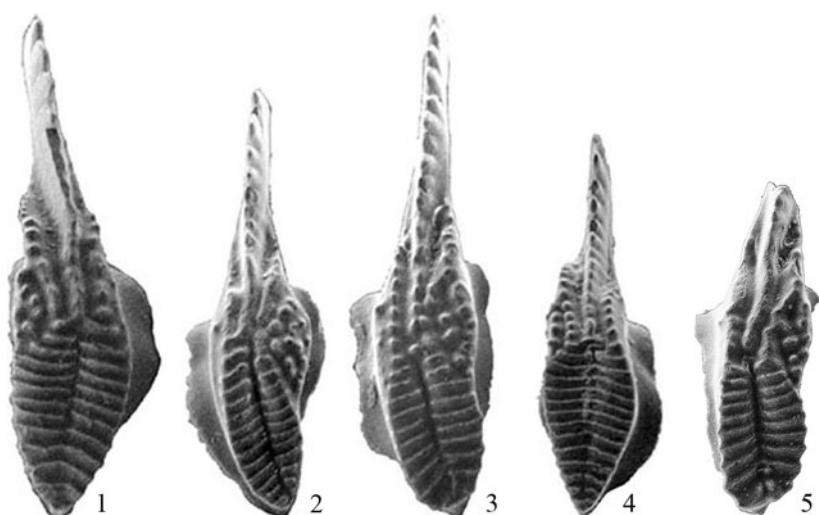


Рис. 7. Конодонты группы *isolatus*.

1 – *Streptognathodus isolatus* Chern., Ritter, Wardlaw; 2 – *S. semiglomus* Chern.; 3 – *S. russoflangulatus* Chern.; 4 – *S. bipartitus* Chern.; 5 – *S. invaginatus* Reshetkova et Chern.

Fig. 7. Conodonts of group *isolatus*.

1 – *Streptognathodus isolatus* Chern., Ritter, Wardlaw, 2 – *S. semiglomus* Chern., 3 – *S. russoflangulatus* Chern., 4 – *S. bipartitus* Chern., 5 – *S. invaginatus* Reshetkova et Chern.

ми наблюдаются переходные формы, и, вероятнее всего, они образуют хроноклину, инициальным видом для которой является *S. cristellaris* (см. рис. 2).

Группа *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh

sus Chernykh, *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh, *S. mizensi* Chernykh, *S. fusus* Chernykh, *S. barskovi* Kozur, *S. postfusus* Chernykh (рис. 8). Члены данной группы образуют хроноклину с большим количеством переходных форм (см. рис. 3).

В состав данной группы входят *S. sigmoidalis* Chernykh, *S. postsigmoidalis* Chernykh, *S. adver-*

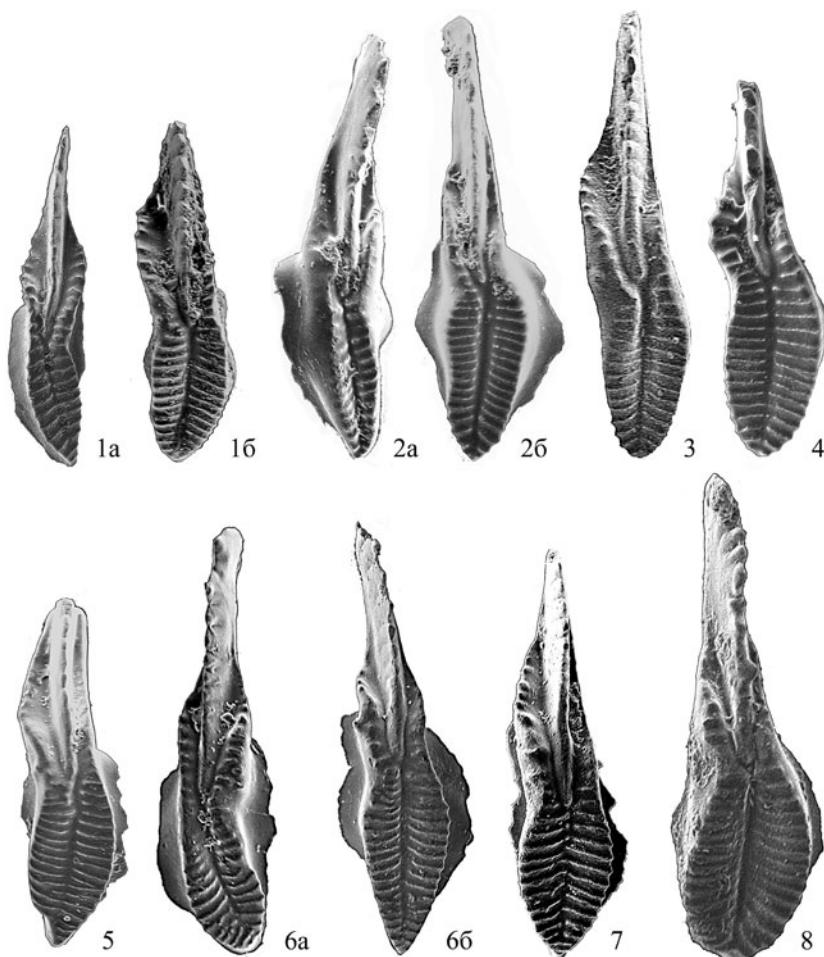


Рис. 8. Конодонты группы *constrictus*.

1 – *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh, 2 – *S. mizensi* Chernykh, 3 – *S. sigmoidalis* Chernykh, 4 – *S. postsigmoidalis* Chernykh, 5 – *S. adversus* Chernykh, 6 – *S. fusus* Chernykh, 7 – *S. barskovi* Kozur, 8 – *S. postfusus* Chernykh; а – левая форма, б – правая форма.

Fig. 8. Conodonts of group *constrictus*.

1 – *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh, 2 – *S. mizensi* Chernykh, 3 – *S. sigmoidalis* Chernykh, 4 – *S. postsigmoidalis* Chernykh, 5 – *S. adversus* Chernykh, 6 – *S. fusus* Chernykh, 7 – *S. barskovi* Kozur, 8 – *S. postfusus* Chernykh; а – left form, б – the right form.

ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Приведу краткую характеристику зональных конодонтовых комплексов для гжельского и асельского интервалов разрезов.

Некоторые из видов рода *Streptognathodus*, известные в касимове, переходят в гжельский ярус, но большая часть таких видов заканчивает свое существование в раннем гжеле (зона *simulator*), и только единичные формы продолжают встречаться в отложениях зоны *vitali* (см. табл. 1). Наиболее характерными для отложений базальной части гжельского яруса зоны *simulator* являются конодонты одноименной группы. В группу *S. simulator* входят морфотипы с удлиненно-треугольной платформой, рассеченной асимметрично расположенной

бороздой, с более или менее развитыми дополнительными нодулярными образованиями. Почти все эти морфотипы не выходят за пределы зоны *simulator* и могут служить ее индикаторами. В их числе, кроме вида-индекса зоны, такие формы, как *S. sinistrum* Chernykh, *S. auritus* Chernykh, *S. luganicus* Kozitskaya, *S. gravis* Chernykh. Единственный и последний по времени существования вид из этой группы *S. postsimulator* Chernykh встречается в зоне *virgilicus*. В целом конодонты зоны *simulator* насчитывают почти два десятка видов – больше, чем комплекс конодонтов любой другой зоны яруса.

Комплекс конодонтов зоны *vitali*, кроме вида-индекса, включает группу морфотипов, названную по характерному ее члену – *Idiognathodus tersus* Ellison. Как отмечено выше, в группу *tersus* входят

виды, несущие в своем строении признаки идиогнатодонтид и стрептогнатодонтид. Конодонты этой группы, включающей такие виды, как *I. tersus* Ellison, *I. insolitus* Chernykh, *I. comprimerus* Chernykh, *I. suspectus* Chernykh, являются последними представителями рода *Idiognathodus* (см. рис. 6). Большинство из них не выходит за пределы смежных зон *vitali* и *virgilicus*, и их присутствие в разрезе позволяет уверенно опознать эти зоны. Для собственно зоны *virgilicus* характерно присутствие таких видов, как *S. virgilicus* Ritter, *S. triangularis* Chernykh, *S. ineptus* Chernykh. Совместное присутствие этих морфотипов отмечается только в зоне *virgilicus*.

Зона *simplex* определяется по совместному присутствию номинального вида и таких морфотипов, как *S. costaeflabelis* Chernykh et Ritter, *S. tenuialveus* Chernykh et Ritter, *S. palmulus* Chernykh, *S. virgilicus* Ritter.

Довольно разнообразный комплекс конодонтов зоны *bellus* включает в себя короткоживущие виды – *S. brownvillensis* Ritter, *S. fissus* Chernykh, *S. variabilis* Chernykh, *S. limulus* Chernykh, *S. venustulus* Chernykh, *S. ultimus* Chernykh, распространение которых не выходит за границы зоны. Нахodka любого из этих видов может служить для идентификации зоны *bellus*.

В терминальной зоне гжельского яруса, кроме вида-индекса *S. wabaunsensis* Ellison, присутствуют конодонты *S. bonus* Chernykh, *S. accuminatus* Gunnell, *S. longus* Chernykh.

Большинство конодонтовых зон гжельского яруса, установленных на Урале, хорошо распознается в одновозрастных отложениях на территории Восточно-Европейской платформы, Мидконтинента и Южного Китая (Черных, 2012б).

Комплекс конодонтов базального подразделения ассельского яруса зоны *isolatus* включает в себя широко распространенные виды, совместное присутствие которых позволяет распознать эту зону не только на Урале, но и на территории Мидконтинента, Казахстана, в Южном Китае и ряде других регионов. В состав комплекса этой зоны входят “доживающие” гжельские формы *S. bellus* Chernykh, *S. bonus* Chernykh, *S. noduliferus* Reshetkova et Chernykh и ассельские виды, такие как *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw, *S. bipartitus* Chernykh, *S. distortum* Chernykh, *S. invaginatus* Chernykh, *S. russoflanguatus* Chernykh. Вид *S. invaginatus* не распространяется за пределы зоны *isolatus*. Совместное присутствие любого из названных ассельских видов с гжельскими видами позволяет достоверно опознать зону *isolatus* (см. табл. 2).

В зоне *glenisteri* продолжают встречаться гжельские виды *S. accuminatus* Gunnell, *S. rectangularis* Chernykh et Ritter и *S. wabaunsensis* Gunnell; вместе с ними найдены такие ассельские формы, как *S. deflexus* Chernykh, *S. grandis* Chernykh, распространение которых не выходит за границы зоны

glenisteri. Совместное нахождение любого из видов *S. wabaunsensis* Gunnell, *S. bipartitus* Chernykh, *S. distortum* Chernykh или *S. russoflanguatus* Chernykh с видом-индексом дает возможность опознать данную зону.

В пределах следующей зоны *cristellaris* установлены такие виды, как *S. recreatus* Chernykh, *S. plenus* Chernykh, *S. costalis* Chernykh, *S. tumeous* Chernykh. Каждый из названных видов является индикаторным для зоны *cristellaris* и позволяет опознать ее при отсутствии вида-индекса. По значительному систематическому разнообразию зонального комплекса, достигающему почти полутора десятков видов, эта зона является одной из самых легко опознаваемых.

В вышележащей зоне *constrictus*, помимо вида-индекса, присутствуют такие морфологически выразительные виды, как *S. longissimus* Chernykh et Reshetkova, *S. mizensi* Chernykh, *S. barskovi* Kozur, *S. adversus* Chernykh, *S. sigmoidalis* Chernykh et Ritter, *S. postsigmoidalis* Chernykh. Кроме этого, здесь появляются первые короткоживущие мезогондолеллы *M. adentata* (Chernykh et Reshetkova) и *M. belladontae* (Chernykh), распространение которых ограничено зоной *constrictus*.

Зона *fusus* хорошо опознается по совместному присутствию таких видов, как *S. fusus* Chernykh et Reshetkova, *S. verus* Chernykh, вместе с которыми продолжают встречаться *S. constrictus* Reshetkova et Chernykh и *S. barskovi* Kozur.

И последняя, терминальная, зона ассельского яруса *postfusus* характеризуется на Урале присутствием последних представителей стрептогнатодонтид, среди которых виды *S. anaequalis* Chernykh, *S. postfusus* Chernykh et Reshetkova позволяют вместе и порознь идентифицировать зону. Целая группа мезогондолелл, таких как *M. dentisepara* (Reshetkova et Chernykh), *M. striata* (Chernykh), *M. simulata* (Chernykh et Reshetkova), также встречается преимущественно только в этой зоне. Примечательно также появление здесь ранее не встреченных *Adetognathus paralautus* Orchard, *Sweetognathus expansus* (Perlmutter).

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ КОНОДОНТОВ

Проанализировав стратиграфическое распределение гжельских и ассельских видов конодонтов (см. табл. 1, 2) по выделенным группам, можно указать в развитии гжельских и ассельских стрептогнатодонтид некоторую общую тенденцию. Одни из выделенных групп конодонтов образуются в течение относительно длительного времени: отдельные члены таких групп последовательно сменяют друг друга в процессе дивергентной эволюции, образуя морфологические тренды с многочисленными переходными формами между основными вида-

ми. Другие группы возникают за относительно короткое время (как правило, в пределах одной зоны), и между основными членами группы не встречается переходных форм. Общий процесс эволюции характеризуется цикличностью, приводящей к чередованию в истории развития конодонтов групп указанных типов. Я поясню высказанное положение на примере развития конодонтов в гжельско-ассельское время. У меня нет достаточно полных данных в отношении развития тех конодонтов в касимовском веке, которые можно было бы считать предковыми по отношению к видам группы *simulator*. Однако один вид *S. praenuntius* Chernykh, который можно рассматривать как непосредственного предшественника *S. simulator* Ellison, найден в позднем касимове (см. табл. 1). Несомненная морфологическая близость этого вида идиогнатодусовому морфотипу предполагает наличие ряда предковых форм среди представителей рода *Idiognathodus*. Среди касимовских форм *S. praenuntius* Chernykh присутствуют экземпляры, переходные от идиогнатодусовых морфотипов к стрептогнатодусовым. Плоская ребристая платформа, короткие слабо ребристые или почти не ребристые передние ветви парапетов и неполно развитая срединная борозда – все эти признаки свидетельствуют о генетической близости этих форм к идиогнатодусам. Вместе с тем у части форм наблюдается полно развитая срединная борозда, которая протягивается от окончания карины до заднего конца платформы, что позволяет отнести все эти морфотипы к роду *Streptognathodus* и считать предковыми по отношению к конодонтам группы *simulator*.

Как было выше отмечено, в состав этой группы входят морфотипы *S. simulator*, *S. sinistrum*, *S. auritus*, *S. luganicus*, *S. gravis*, объединенные наличием полно развитой асимметричной борозды на верхней поверхности платформы (см. рис. 4). Виды этой группы возникли в зоне *simulator* в очень узком стратиграфическом интервале и практически одновременно. Обращает на себя внимание морфологическая обособленность каждого из названных видов и отсутствие между ними переходных форм.

Картину взрывоподобного появления пяти чрезвычайно близких по типу строения и в то же время морфологически отчетливо обособленных видов можно было бы списать на особенности палеонтологической летописи, которая, как известно, сохраняет только малую часть следов некогда происходящих событий, и переходные формы могли просто не сохраняться. Однако такую же картину можно наблюдать и в развитии раннеассельских конодонтов группы *isolatus*.

В отличие от рассмотренных гжельских конодонтов история развития предшественников этой группы хорошо документирована начиная с касимовского времени (см. рис. 8). Инициальный член этой последовательности касимовский вид *S. firmus*

Kozitskaya обладает массивной узкой V-образной в поперечном сечении платформой и длинной сплошной или в задней части бугорчатой кариной, достигающей или почти достигающей заднего конца платформы. Вероятнее всего, такой морфотип образовался в результате дивергентной эволюции видов из группы *rawhuskaensis*. В дальнейшем происходит постепенное раскрытие платформы и сокращение размеров карины, сплошной в передней части и дифференцированной на отдельные бугорки в задней части у видов *S. vitali* Chernykh и *S. virgilicus* Ritter. Последующее развитие такого морфотипа по описанному тренду приводит к появлению вида *S. bellus* Chernykh, обладающего удлиненными передними ветвями парапетов, уплощенной передней частью платформы со срединной бороздой и сплошной укороченной кариной. В дальнейшем на внутренней боковой поверхности платформы на уровне окончания карины появляются нодулярные образования, тесно сближенные с ребристым внутренним парапетом (*S. wabaunsensis* Gunnell). Между всеми названными стратиграфически смежными видами отмечаются многочисленные переходные формы.

В самом начале ассельского времени наблюдается появление многочисленных нодулярных форм группы *isolatus*. Члены этой группы, в отличие от предшествующего вида *S. wabaunsensis*, имеют нодулярные образования на боковой дополнительной лопасти, резко обособленной от ребристого парапета дугообразной бороздой (см. рис. 8). Примечательно, что в довольно обширной коллекции, собранной в узком стратиграфическом интервале (зона *isolatus*), между этими морфотипами не встречаются переходные формы. Вероятно, что этот факт, как и рассмотренный выше случай с конодонтами группы *simulator*, следует связывать с повышенной скоростью эволюционных преобразований, приведших к сокращению количества реально существовавших переходных форм, не получивших в этой связи отражения в палеонтологической летописи.

Дальнейшее эволюционное развитие ассельских стрептогнатодид, берущих начало от нодулярных морфотипов группы *isolatus*, вновь характеризуется постепенным изменением в направлении редукции нодулярных структур и восстановления обычного облика стрептогнатусового Ра-элемента. Между основными членами (6 видов) этой филологии наблюдается большое количество переходных форм, сам процесс перехода занимает значительно большее время, чем становление группы *isolatus*, включающей также 6 видов.

Можно привести еще один пример, когда определенная черта строения, возникшая в некоторый момент времени, охватывает сразу целую группу конодонтов. И среди такой группы неизменно оказываются космополитные широко распространен-

ные виды конодонтов. Я имею в виду своеобразных гжельских идиогнатодусов, которых условно можно отнести к группе *Idiognathodus tersus* Ellison (далее группа *tersus*). Эта группа включает в себя морфотипы, по своему строению переходные от идиогнатодусов к стрептогнатодусам (см. рис. 6). У этих форм присутствует карина, более удлиненная, чем у типичных идиогнатодусов. Передняя (прикаринальная) часть платформы в виде ребристых парапетов подобна передним ветвям парапетов у стрептогнатодонтид. Боковые дополнительные лопасти либо отсутствуют, либо редуцированы до единичных бугорков, размещенных как у стрептогнатодусов на боковой поверхности платформы. Для видов этой группы также можно отметить узкое стратиграфическое и весьма широкое территориальное распространение.

Подытоживая рассмотрение развития гжельско-ассельских конодонтов, можно отметить как характерную черту неравномерный ход эволюции: постепенное и, как правило, направленное изменение определенных особенностей строения Ра-элементов периодически сменяется быстрым становлением морфотипов с общей для всех морфологической особенностью, ранее отсутствующей или редко встречающейся у предковых форм. Для группы *simulator* это – наличие срединной обычно асимметрично расположенной борозды, для группы *isolatus* – возникновение и нодуляризация боковой дополнительной лопасти, для группы *tersus* – развитие передних ветвей парапетов, не свойственных для ранее существующих представителей рода *Idiognathodus*. Примечательно, что такие группы практически всегда содержат некоторое количество космополитных форм. По этой причине обнаружение подобных групп чрезвычайно полезно для выбора космополитного вида-индекса зонального подразделения, которое прослеживается на значительной территории.

В настоящей работе я не останавливаюсь подробно на рассмотрении причин, вызывающих отмеченную цикличность в развитии конодонтов, характеризующуюся массовым и быстрым появлением определенных морфотипов, сменяющимся постепенным направленным развитием с образованием хроноклины. Этому вопросу были посвящены опубликованные работы (Черных, 2005, 2011). Однако самые общие комментарии сделать будет уместно.

В упомянутых публикациях было отмечено сходство феномена резкого увеличения частоты определенного признака у конодонтов с явлением, обнаруженным группой новосибирских исследователей при изучении современных популяций плодовых мух (Голубовский и др., 1974). Они установили, что в определенные годы в пространственно разобщенных (и изолированных) популяциях одного вида, а также в популяциях родственных видов

генофонды меняются одновременно и сходным образом (там же, с. 82). Аналогичные данные были получены для популяций плодовых мух *D. pseudodobscura* Т. Добржанским, который дал этому феномену название “эволюционные осцилляции”.

Подобную же картину можно наблюдать в морфологическом преобразовании конодонтов, примеры которых приведены выше. Я связываю описанное одноактное появление определенного признака в строении Ра-элемента у близкородственных конодонтов с эволюционными осцилляциями. Точно так же, как и у изученных дрозофил, этот процесс резкого повышения частот определенных признаков отмечается на огромной территории. Конодонты групп *simulator*, *isolatus* и *tersus* встречаются в одновозрастных отложениях в разрезах Северной и Южной Америки и Евразии.

Некоторые пояснения уместно дать и по поводу направленного развития, наблюдающегося в группах конодонтов второго типа. Эту особенность можно рассматривать как следствие ансамблевого дивергентного развития группы родственных видов (Черных, 1986, 2011).

Морфологическая дивергенция, возникающая при конкуренции родственных видов, сопровождается усилением изменчивости дифференцирующих признаков и снижением “морфологической и экологической изменчивости одного или обоих видов в зоне перекрывания ареалов” (Майр, 1968, с. 81).

Дивергенция в этом случае затрагивает при прочих равных условиях признаки, которые отличаются относительно большей изменчивостью. В результате этого процесс дивергенции способствует сохранению высокой изменчивости определенных признаков Ра-элементов и сохраняет их в качестве дифференцирующих при всех последующих взаимоотношениях в группах родственных видов. Прочие признаки (рамиформные элементы) стабилизируются. Именно это и наблюдается при рассмотрении эволюции конодонтов, что свидетельствует о правомерности использования выбранной модели ансамблевого развития для оценки особенностей эволюции конодонтов.

Учитывая отмеченные особенности эволюции скелетных элементов конодонтов, можно отметить их хорошее соответствие дивергентному характеру этого процесса. Еще более убеждает в правильности выбранной модели направленный характер изменения Ра-элемента у конодонтов, который непосредственно следует из принятой модели. У близкородственных видов дифференцирующими являются обычно немногие гомологичные признаки, и смещение затрагивает их изменение у одного или обоих конкурентов. Величины изменений при этом взаимно уравновешены, и дифференцирующий признак изменяется у них в противоположные стороны. Преимущество такого характера дивергенции состоит в том, что при взаимном изменении од-

ноименных (гомологичных) структур с противоположным знаком достигается скорейшее ослабление или устранение конкуренции. Как правило, такой процесс имеет определенное ограничение, например, предел возможного увеличения (или уменьшения) количественной характеристики признака у одного конкурента достигается раньше, чем у другого конкурента. Это приводит к постепенному смещению характеристики данного дифференцирующего признака в эволюционной последовательности форм в определенном направлении. Например, длина карины не может превысить размер платформы или исчезнуть совсем у представителей рода *Streptognathodus*. По этой причине конкурентные отношения представителей группы *firmus* и группы *pawhuskaensis* приводят к последовательному появлению крайних форм, обладающих максимально длинной карины у *S. firmus* и минимальной – у *S. pawhuskaensis*. В дальнейшем при конкурентных отношениях таких форм возникает рецессивный процесс, приводящий к формированию все более и более короткой карины (*S. vitali*, *S. virgilius*, *S. bellus*).

Что касается циклического развития конодонтов, включающего в себя чередование медленно идущих процессов преобразования Ра-элементов, сменяющихся быстрым (сальтационным) процессом их изменения, то здесь нельзя не вспомнить о гипотезе видеообразования, известной под названием *модели прерывистого равновесия*, или *пунктуализм* (Eldridge, Gould, 1972). Гипотеза была выдвинута для объяснения чередований периодов стазиса и сальтаций в эволюции организмов, размножающихся половым путем, что позволяет в случае с конодонтами предполагать половое размножение конодонтофорид и поставить под сомнение их отношение к типу *Chaetognatha*, представители которого являются гермафродитами.

ВЫВОДЫ

1. Высокая представительность конодонтов в пограничных отложениях позднего карбона и ранней перми позволяет детально проследить и установить особенности развития данной группы ортофауны, знание которых дает возможность оптимального использования этой группы для целей стратиграфии.

2. Постепенное и направленное изменение Ра-элементов в процессе эволюции конодонтофорид хорошо согласуется с моделью дивергентной эволюции ансамбля конкурирующих родственных видов (Черных, 1986).

3. Чередование в развитии конодонтофорид периодов быстрого образования новых видов с периодами эволюционного стазиса, сопровождающегося сосуществованием родственных видов, формирующих хроноклину, корректно описывается моде-

лью прерывистого равновесия, предложенной для объяснения прерывистой эволюции организмов, размножающихся половым путем (Eldredge, Gould, 1972).

4. Появление у родственных видов конодонтов Ра-элементов с определенным и ранее отсутствующим признаком предлагаются рассматривать как феномен эволюционных осцилляций. Исходя из такого представления, можно понять появление идентичных морфотипов конодонтов за относительно короткое время (определенной зоны) на значительной территории. Если это предположение подтверждается на более представительном фактическом материале, можно считать отдаленную корреляцию на основе таких Ра-элементов близкой к синхронизации в физическом смысле.

5. Знание особенностей циклического развития конодонтов позволяет предвидеть наличие среди них групп стратиграфически важных видов, которые могут быть использованы для установления границ зональных подразделений региональных и межрегиональных биохронологических шкал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубовский М.Д., Иванов Ю.Н., Захаров И.К., Берг Р.Л. (1974) Исследование синхронных и параллельных изменений генофонда в природных популяциях плодовых мух *Drosophila melanogaster*. *Генетика*, **10**(4), 72–78.
- Майр Э. (1968) *Зоологический вид и эволюция*. М.: Мир, 597 с.
- Черных В.В. (1986) Проблема целостности высших таксонов. М.: Наука, 143 с.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми Урала по конодонтам. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2006) Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 130 с.
- Черных В.В. (2011) Конодонты и ортостратиграфия. *Литосфера*, (2), 3–12.
- Черных В.В. (2012а) Конодонты гжельского яруса Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 158 с.
- Черных В.В. (2012б) Корреляция гжельских и нижнепермских отложений Урала. *Литосфера*, (4), 30–52.
- Черных В.В. (2016) Комплексная характеристика зональных подразделений гжельского яруса по конодонтам. *Ежегодник-2015*. Тр. ИГ УрО РАН. Вып. 163, 43–45.
- Черных В.В. (2017) Комплексная характеристика зональных подразделений ассельского яруса по конодонтам. *Ежегодник-2016*. Тр. ИГ УрО РАН. Вып. 164, 44–48.
- Barrick J.E., Lambert L.L., Heckel P.H., Boardman D.R. (2004) Pennsylvanian conodont zonation for Midcontinent North America. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, **36**, 231–250.
- Boardman D.R. (1999) Virgilian and lowermost Permian sea-level curve and cyclothsems. (Ed. P.H. Heckel), *Guidebook, Fieldtrip No 8, XIV International Congress*

- on the Carboniferous-Permian. *Kans. Geol. Surv. Open File Rep.*, 99-27, 103-118.
- Boardman D.R., Wardlaw B.R., Nestell M.K. (2009) Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Uppermost Carboniferous and Lower Permian from North American Midcontinent. *Kans. Geol. Surv. Bull.*, **255**, 42 p.
- Chernykh V.V., Ritter S.M. (1997) Streptognathodus (Conodonta) succession at the proposed Carboniferous-Permian boundary stratotype section, Aidaralash Creek, Northern Kazakhstan. *J. Paleontol.*, **71**(3), 459-474.
- Eldredge N., Gould S. (1972) Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. *Models in Paleobiology*. Ed. T.J. Schopf. San Francisco: Freeman, Cooper a. Co, 82-115.
- Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E., Boardman D.R., Goreva N.V., Nemyrovska T.I., Ueno K., Villa E., Work D.M. (2007) Cyclothem (“digital”) correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North America and eastern Europe. *Geology*, **35**, 607-610.
- Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E., Boardman D.R., Goreva N.V., Isakova T.N., Nemyrovska T.I., Ueno K., Villa E., Work D.M. (2008) Choice of conodont *Idiognathodus simulator(sensu stricto)* as the event marker for the base of the global Gzhelian Stage (Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System). *Episodes*, **31**(3), 319-325.
- Ritter S.M. (1995) Upper Missourian-Lower Wolfcampian (Upper Kasimovian-Lower Asselian) conodont biostratigraphy of the Midcontinent, U.S.A. *J. Paleontol.*, **69**(6), 1139-1154.
- Villa E. and Task Group (2005) Report of the Task Group to establish GSSPs at the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian boundaries: *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **23**, 9-10.
- Permian by the conodonts]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 217 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2006) *Nizhnepermie konodonty Urala* [Lower Permian conodonts of the Urals]. Ekaterinburg, IGG UB RAS 130 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2011) Conodonts and orthostratigraphy. *Litosfera*, (2), 3-12. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2012a) *Konodonty Gzhel'skogo yarusa Urala* [Conodonts of Gzhelian stage of the Urals]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 158 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2012b) Correlation Gzhelian and Lower Permian deposits of Urals. *Litosfera*, (4), 30-52. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2016) Complex characteristic of the zonal subdivisions of the Gzhelian stage on conodonts. *Ezhegodnik-2015*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 163, 43-45. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2017) Complex characteristic of the zonal subdivisions of the Asselian stage on conodonts. *Ezhegodnik-2016*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 164, 44-48. (In Russian)
- Chernykh V.V., Ritter S.M. (1997) Streptognathodus (Conodonta) succession at the proposed Carboniferous-Permian boundary stratotype section, Aidaralash Creek, Northern Kazakhstan. *J. Paleontol.*, **71**(3), 459-474.
- Eldredge N., Gould S. (1972) Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. *Models in Paleobiology*. Ed. T.J. Schopf. San Francisco: Freeman, Cooper a. Co, 82-115.
- Golubovskii M.D., Ivanov Yu.N., Zakharov I.K., Berg R.L. (1974) Study synchronous and parallel changes of the gene pool in the natural populations of fruit-fly *Drosophila melanogaster*. *Genetika*, **10**(4), 72-78. (In Russian)
- Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E., Boardman D.R., Goreva N.V., Nemyrovska T.I., Ueno K., Villa E., Work D.M. (2007) Cyclothem (“digital”) correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North America and eastern Europe. *Geology*, **35**, 607-610.
- Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E., Boardman D.R., Goreva N.V., Isakova T.N., Nemyrovska T.I., Ueno K., Villa E., Work D.M. (2008) Choice of conodont *Idiognathodus simulator(sensu stricto)* as the event marker for the base of the global Gzhelian Stage (Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System). *Episodes*, **31**(3), 319-325.
- Mair E. (1968) *Zoologicheskii vid i evolutsiya* [Animal species and evolution]. Moscow, Mir Publ., 597 p. (In Russian)
- Ritter S.M. (1995) Upper Missourian-Lower Wolfcampian (Upper Kasimovian-Lower Asselian) conodont biostratigraphy of the Midcontinent, U.S.A. *J. Paleontol.*, **69**(6), 1139-1154.
- Villa E. and Task Group (2005) Report of the Task Group to establish GSSPs at the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian boundaries: *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **23**, 9-10.

REFERENCES

- Barrick J.E., Lambert L.L., Heckel P.H., Boardman D.R. (2004) Pennsylvanian conodont zonation for Midcontinent North America. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, **36**, 231-250.
- Boardman D.R. (1999) Virgilian and lowermost Permian sea-level curve and cycloths. *P.H. Heckel (Ed.), Guidebook, Fieldtrip No 8, XIV International Congress on the Carboniferous-Permian*. Kans. Geol. Surv. Open File Rep., 99-27, 103-118.
- Boardman D.R., Wardlaw B.R., Nestell M.K. (2009) Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Uppermost Carboniferous and Lower Permian from North American Midcontinent. *Kans. Geol. Surv. Bull.*, **255**, 42 p.
- Chernykh V.V. (1986) *Problema tselostnosti vysshikh taksonov* [Problem of the integrity of highest taxons]. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2005) *Zonal'nyi metod v biostratigrafi*. *Zonal'naya shkala nizhnei permi po konodontam* [Zonal method in biostratigraphy. The zonal scale of the lower

О возрасте пирохлоровых карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, Ю. Урал (по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов)

И. Л. Недосекова¹, В. А. Коротеев¹, Т. Б. Баянова², П. А. Серов², В. И. Попова³,
М. В. Червяковская¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: vldi49@yandex.ru

²Институт геологии, Кольский НЦ, 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14

³Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс

Поступила в редакцию 24.10.2019 г., принята к печати 09.12.2019 г.

Объект исследования. Приведены результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопного датирования пирохлоровых карбонатитов Вишневогорского ниобиевого месторождения, Ильмено-Вишневогорский щелочный комплекс (ИВК), Южный Урал. ИВК является представителем карбонатитовых комплексов линейного типа, с которым связаны редкометалльные (Nb-Zr-TR) месторождения и рудопроявления, время и продолжительность формирования которых остается предметом дискуссий. В целях определения возраста карбонатитов и связанного с ними ниобиевого оруденения проведены измерения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов и концентраций элементов в валовых пробах пирохлоровых карбонатитов и слагающих их минералах (пирохлоре, кальците, апатите, биотите). **Методы.** Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 RPQ (TIMS) в статическом режиме (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты). Изотопный состав и концентрации Rb и Sr измерялись на термоионизационном масс-спектрометре Triton Plus (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). **Результаты.** С использованием Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем определен возраст кристаллизации пирохлоровых карбонатитов рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения. Минеральная Sm-Nd изохорона (5 точек) показала возраст 229 ± 16 млн лет, минеральная Rb-Sr изохорона (5 точек) дала близкий возраст 250.5 ± 1.2 млн лет. **Заключение.** Результаты Sm-Nd и Rb-Sr датирования свидетельствуют о том, что пирохлоровые карбонатиты рудной зоны 140 кристаллизовались ≈ 250 млн лет назад на этапе постколлизионного растяжения, возможно, в связи с эксгумацией комплекса, сопровождающейся декомпрессией, участием флюидов, частичным плавлением пород, растворением и переотложением вещества ордовикско-силурийских щелочно-карбонатитовых комплексов.

Ключевые слова: карбонатиты, пирохлор, Nb месторождения, Sm-Nd и Rb-Sr датирование, Урал

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00154 и темы государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590028-9

On the age of pyrochlore carbonatites from the Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex, the Southern Urals (insights from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data)

Irina L. Nedosekova¹, Viktor A. Koroteev¹, Tamara B. Bayanova², Pavel A. Serov²,
Valentina I. Popova³, Maria V. Chervyakovskaya¹

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: vldi49@yandex.ru

²Institute of Geology Kola Science Centre of RAS, 14 Fersman st., Murmansk region, Apatity 184209, Russia

³Institute of Mineralogy Ural Branch of RAS, Chelyabinsk region, Miass 456317, Russia

Received 24.10.2019, accepted 09.12.2019

Для цитирования: Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Баянова Т.Б., Серов П.А., Попова В.И., Червяковская М.В. (2020) О возрасте пирохлоровых карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, Ю. Урал (по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов). *Литосфера*, 20(4), 486–498. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-486-498

For citation: Nedosekova I.L., Koroteev V.A., Bayanova T.B., Serov P.A., Popova V.I., Chervyakovskaya M.V. (2020) On the age of pyrochlore carbonatites from the Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex, the Southern Urals (insights from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data). *Litosfera*, 20(4), 486–498. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-486-498

Research subject. In this research, we carried out Sm-Nd- and Rb-Sr-dating of pyrochlore carbonatite from the Vishnevogorsky niobium deposit, Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex, Southern Urals. IVC is located in the Ural fold region and is a carbonatite complex of the linear type. Rare metal (Nb-Zr-TR) deposits and occurrences are related to IVC. The age and the duration of IVC deposits formation remains a matter of debate. To determine the age of IVC carbonatites and related niobium ore, we measured Sm-Nd and Rb-Sr isotopic compositions and concentrations of the elements in the minerals (pyrochlore, calcite, apatite, biotite) and bulk sample of pyrochlore carbonatite. **Materials and methods.** The Sm and Nd isotopic compositions and concentrations were determined on a Finnigan MAT-262L (RPQ) seven-collector mass spectrometer in the static regime at the Geological Institute of the Kola Scientific Center, Apatity, Russia. The Sr and Rb isotopic compositions and concentrations were determined on thermos-ionization mass spectrometer Triton Plus ("Geoanalitik", IGG UD RAN, Ekaterinburg, Russia). **Results.** Age of pyrochlore carbonatites from ore zone 140 (Vishnevogorsky deposit, IVC) defined by Sm-Nd and Rb-Sr isotopic methods. Mineral Sm-Nd-isochron (5 points) indicated age 229 ± 16 Ma, mineral Rb-Sr-isochron (5 points) showed similar age 250.5 ± 1.2 Ma. **Conclusions.** Results Sm-Nd and Rb-Sr dating indicate that the pyrochlore carbonatites of ore zone 140 crystallized ≈ 250 Ma ago, at the stage of the postcollisional extension, possibly, in connection with exhumation complex, which was accompanied by decompression, partial melting of rocks, involving fluids, dissolution and precipitation of Ordovician-Silurian alkaline-carbonatite complex. Thus, the formation of the IVC carbonatites and related Nb-ore, which began in Silurian (S), continued in Permian (P) and Triassic (T₁₋₂) and was associated with the post-collision stage of tectonic activity in the Ural Fold Belt.

Keywords: carbonatites, pyrochlore, Nb-deposits, Sm-Nd- and Rb-Sr-dating, Urals

Funding information

This work supported by grant RFFI No. 17-05-00154 and in accordance with the theme No. AAAA-A18-118052590028-9 of the IGG UB RAS state assignment

Acknowledgements

The authors express their deep appreciation to the staff geochronology laboratory IG KSC RAS and FHMI IGG UB RAS for carrying out isotope studies

ВВЕДЕНИЕ

Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс, расположенный в Уральской складчатой области, является представителем карбонатитовых комплексов линейного типа и известен как источник редкометалльной (Nb, Zr, РЗЭ) минерализации и промышленных месторождений ниобия и циркония. Наиболее крупные Nb месторождения – Вишневогорское, Потанинское, Булдыжское, а также ряд рудопроявлений связаны с пирохлоровыми карбонатитами ИВК.

Происхождение карбонатитовых комплексов и редкометалльных месторождений складчатых областей (и в частности, месторождений ИВК Южного Урала) до сих пор является дискуссионным (Левин и др., 1997; Баженов, 1997, 2006; Burke et al., 2003; Mitchell, 2005; Attoh et al., 2007; Biswal et al., 2007; Недосекова и др., 2009; Иванов и др., 2010; Иванов, 2011; Русин и др., 2012; Nedosekova et al., 2013; Emmanuel et al., 2013). Геохронологическими исследованиями установлено, что наряду с синхронным образованием карбонатитов, силикатных пород и редкометалльных руд (Hou et al., 2006; Attoh et al., 2007; Rodionov et al., 2012; Ye et al., 2013; Poletti et al., 2016), формирование редкометалльных месторождений в этих комплексах может быть связано с более поздними метасоматическими событиями (Campbell et al., 2014; Vetrin et al., 2014; Ying et al., 2017).

Изотопно-геохронологические исследования ИВК, проведенные ранее с использованием U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопных систем, показали много-

этапность его формирования. Так, изотопным датированием фиксируются палеозойский этап магматического внедрения интрузий щелочных пород и карбонатитов ИВК (≈ 440 – 390 млн лет) и более поздние этапы их ремобилизации и преобразования на этапе уральской коллизии (≈ 350 – 250 млн лет) и постколлизионного растяжения (≈ 250 – 230 млн лет) (Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983, 1993; Чернышев и др., 1987; Краснобаев и др., 2010а, б, 2016; Недосекова, Беляцкий, 2012; Недосекова и др., 2016).

Данные исследования различных изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf), полученные для пород и рудных минералов (пирохлоров, цирконов) ранних стадий рудообразования в ИВК, свидетельствуют о едином источнике их вещества, соответствующего умеренно деплетированной мантии (Кононова и др., 1979; Прибавкин, Недосекова, 2006; Недосекова и др., 2010, 2014, 2018; Nedosekova et al., 2013). Изотопные составы пород и минералов поздних стадий карбонатитообразования в ИВК, а также изотопные составы отдельных рудных зон Вишневогорского месторождения показывают обогащение радиогенным Sr и нерадиогенным Nd и Hf, что может свидетельствовать об участии в процессах рудообразования, наряду с мантийными, коровыми компонентами (Недосекова и др., 2009, 2016, 2018; Иванов, 2011).

Несмотря на значительную изученность ИВК, до настоящего времени остаются актуальными вопросы возраста и длительности этапов рудообразования на месторождениях комплекса. Результаты U-Pb датирования рудных минералов (пирохлора и

циркона) позволяют предположить, что формирование Nb-Zr руд происходило как на этапе внедрения щелочно-карбонатитовых интрузий (S-D), так и на поздне- и постколлизионном этапах (P-T) становления карбонатитовых комплексов Урала (Недосекова и др., 2012, 2015, 2016, 2018; Беляцкий и др., 2018). В целях датирования процессов карбонатито- и рудообразования в ИВК нами выполнены исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов с построением Sm-Nd и Rb-Sr изохрон для пирохлоровых карбонатитов и их минералов рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ПОРОД ИВК

ИВК залегает в докембрийских метаморфических породах Сысерско-Ильменогорского антиклиниория Южного Урала, в коллизионной структуре субмеридионального простираия, и состоит из двух крупных факолитоподобных миаскитовых plutонов ($(20-25) \times 6$ км) – Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных Центральной щелочной полосой, протягивающейся с севера на юг на расстояние более 100 км и сложенной цепью пластообразных тел миаскитов, сиенитов, карбонатитов, силикатно-карбонатных пород, ореолами фенитов и щелочных метасоматитов (рис. 1). По В.Я. Левину (Левин и др., 1997), породы Центральной щелочной полосы представляют собой наиболее глубинную корневую часть ИВК; интрузивы миаскитов (Вишневогорский и Ильменогорский) являются аллохтонами, были пластически деформированы, подверглись частичному плавлению (Баженов, 1997) и были ремобилизованы во время Уральской коллизии.

Геохронологические данные для миаскитов ИВК, полученные различными изотопными методами, показали ордовикско-силурийские возрасты, интерпретированные как возраст внедрения миаскитовых интрузий (Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983; Чернышев и др., 1987; Недосекова, Беляцкий, 2012). При этом на основе Rb-Sr изохронного датирования был получен ордовикский (440–446 млн лет) возраст кристаллизации – по валовым пробам миаскитов, и пермский (244–255 млн лет) – по минеральным изохронам миаскитов, который интерпретирован как возраст закрытия Rb-Sr изотопных систем при метаморфизме (Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983). Аналогичные бинарные возрасты также получены U-Pb методом по цирконам миаскитов и карбонатитов ИВК: 417–432 млн лет, S_{1-2} и 260–280 млн лет, P_{1-3} (Чернышев и др., 1987; Kramm et al., 1993; Краснобаев и др., 2010а, 2016; Недосекова и др., 2010, 2014, 2016).

Карбонатиты с редкометалльной (Nb-Zr) минерализацией в ИВК широко развиты в апикальной части Вишневогорского миаскитового массива,

в породах Центральной щелочной полосы, а также в фенитовом ореоле Вишневогорского и Ильменогорского миаскитовых plutонов. Рудоносные Nb-REE карбонатиты также известны в массивах ультрабазитов (Булдыжском, Спиринском и др.), залегающих в обрамлении миаскитовых интрузивов. С карбонатитами ИВК связаны многочисленные месторождения и рудопроявления ниобия – Вишневогорское, Потанинское, Булдыжское, Светлинское, Ишкульское, Увильдинское, Байдашевское и др. (см. рис. 1).

Карбонатиты слагают пластообразные и линзовидные тела субмеридионального простираия в миаскитах Центральной щелочной полосы, а также в корневой части Вишневогорского массива и представлены силикокарбонатитами (Севиты I) – брекчевидными, флюидальными и массивными разновидностями пород кальцитового состава, содержащими нефелин, полевые шпаты, биотит, иногда амфибол, акцессорный черный U-(Ta)-пирохлор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит (Левин и др., 1997). Особенности петро- и геохимии Севитов I (повышенные содержания Si, Mg, Al, значительные содержания Sr и Ba, минимальные содержания РЗЭ и отношения Nb/Ta, отсутствие европиевой аномалии) характерны для высокотемпературных и магматических разностей карбонатитов и подтверждают их принадлежность к ранним высокотемпературным дифференциатам миаскитовых магм (Недосекова и др., 2009). Пирохлоры севитов I представлены U-(Ta)-содержащими разновидностями оксикальциопирохлоров и гидроксилкальциопирохлоров (по классификации (Atencio et al., 2010)) (или уранпирохлорами, по классификации (Hogarth, 1977)) с вариацией составов, мас. %: 40.0–50.4 – Nb_2O_5 , 2.6–13.9 – CaO, 0.0–6.4 – Na_2O , 4.0–13.8 – Ta_2O_5 , 8.0–12.5 – TiO_2 , 0.1–3.4 – РЗЭ, 14.5–23.8 – U_3O_8 , 0.0–2.0 – ThO_2 , 0.1–2.1 – SrO, 0.2–2.6 – F.

Возраст Севитов I ИВК: 417 ± 3 млн лет (U-Pb-метод по цирконам (Недосекова и др., 2014)), а также возраст уранпирохлоров из севитов I: 378.0 ± 4.9 млн лет (U-Pb метод по U-(Ta)-пирохлорам (Беляцкий и др., 2018; Недосекова и др., 2018)) соотносятся с завершающими стадиями кристаллизации щелочно-карбонатитовых расплавов. Поздний циркон (280 млн лет (Недосекова и др., 2016)) встречается в ранних карбонатитах в виде тонких кайм и редок.

Рудоносные пирохлоровые карбонатиты также широко развиты в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов и его фенитовом ореоле. С ними связано Вишневогорское месторождение пирохлора, включающее в себя три основные рудные зоны – 147, 140, 125 (рис. 2).

Рудная зона 147 приурочена к северному эндоконтакту Вишневогорского массива и сложена пластообразными и жильными телами карбонатитов (Севиты II). Карбонатиты зернистые и афани-

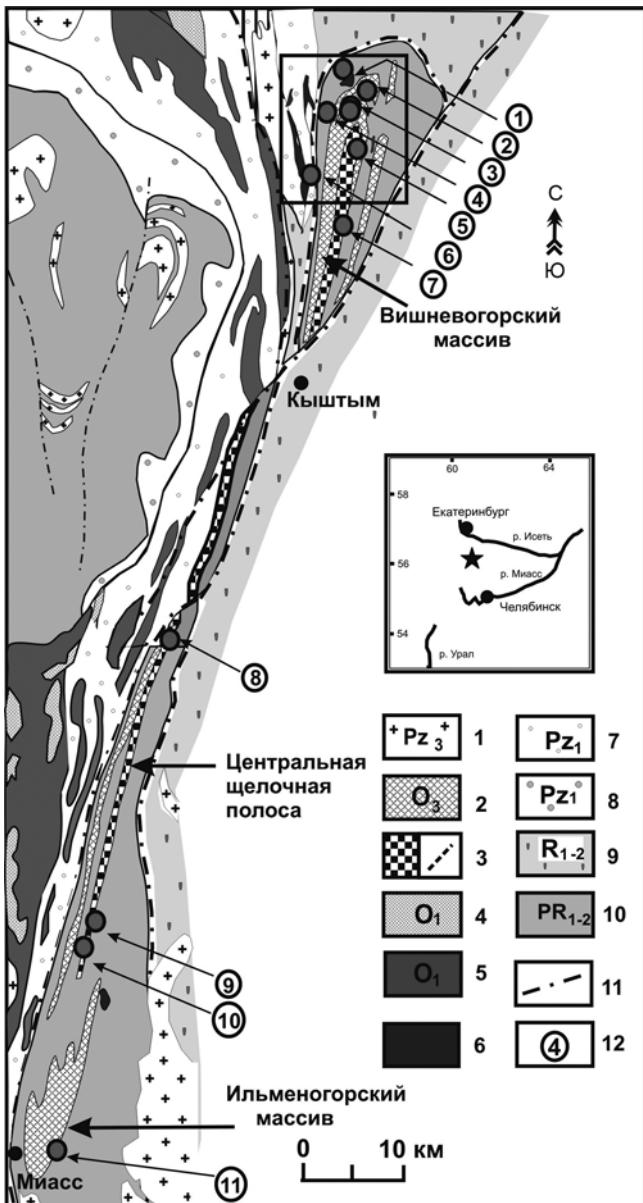


Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса Южного Урала с основными месторождениями и рудопроявлениями Nb, Zr и РЗЭ (Левин и др., 1997; Золоев и др., 2004).

1 – граниты (Pz_3); 2, 3 – Ильмено-Вишневогорский комплекс (O_3-S); 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – зоны метасоматитов, карбонатитов, силикатно-карбонатных пород Центральной щелочной полосы; 4 – габбро офиолитовой формации (O_1); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6 – метаультрабазиты булдынского комплекса (PR?); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклиниория (Pz_1); 8 – сланцы гранатослюдянные и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (Pz_1); 9 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысерского-Ильменогорского срединного массива (R_{1-2}); 10 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысерского-Ильменогорского срединного массива (R_{1-2}); 11 – разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и РЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1 – Булдымское (Nb и РЗЭ), 2, 3 – Вишневогорское (Nb) (2 – Зона 125, 3 – Зона 140), 3а – Зона 147, 4 – Спирхинское (РЗЭ), 5 – Светлинское (Nb), 6 – Каганское (РЗЭ), 7 – Потанинское (Nb), 8 – Увильдинское (Nb), 9 – Байдашевское (Nb), 10 – Ишкульское (Nb), 11 – Ильменское, Копь 97 (Nb и РЗЭ).

ных массивов (PR₁₋₂); 11 – разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и РЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1 – Булдымское (Nb и РЗЭ), 2, 3 – Вишневогорское (Nb) (2 – Зона 125, 3 – Зона 140, 3а – Зона 147), 4 – Спирхинское (РЗЭ), 5 – Светлинское (Nb), 6 – Каганское (РЗЭ), 7 – Потанинское (Nb), 8 – Увильдинское (Nb), 9 – Байдашевское (Nb), 10 – Ишкульское (Nb), 11 – Ильменское, Копь 97 (Nb и РЗЭ).

Fig. 1. Geological scheme of the Il'meno-Vishnevogorsky alkaline-carbonatite complex (Levin et al., 1997; Zoloev et al., 2004).

1 – Late Paleozoic granite; 2, 3 – Late Ordovician–Silurian Il'meno-Vishnevogorsky Complex: 2 – miaskite of the Vishnevogorsky and Il'menogorsky plutons, 3 – metasomatic and igneous rocks of the Central alkaline zone: phenites, feldspathic and silicate-carbonate metasomatic rocks, carbonatites, and miaskites; 4 – Early Ordovician gabbro of ophiolitic complex; 5 – Early Ordovician ultramafic rocks of ophiolitic complex; 6 – Paleoproterozoic (?) meta-ultramafic rocks of the Buldym, Kagan, and Nya-shevo complexes; 7 – Lower Paleozoic volcanic and sedimentary rocks of the Tagil-Magnitogorsk Megasyclinorium; 8 – Lower Paleozoic garnet-mica schist and eclogite of the eastern margin of the Ufalei Median Massive; 9 – Lower and Middle Riphean plagioclase schist and quartzite in the framework of the Syerts-II'menogorsk Median Array; 10 – Paleoproterozoic plagiogneiss, granitic migmatite, crystalline schist, amphibolite, and quartzite of the Syerts-II'menogorsk and Ufalej median arrays; 11 – Faults and unconformities; 12 – Nb and REE deposits and occurrences related to carbonatites (numerals in circles): 1 – Buldymskoe (Nb and REE), 2, 3 – Vishnevogorskoe (Nb): 2 – Ore Zone 125, 3 – Ore Zone 140, 4 – Spirkhinskoe (REE), 5 – Svetlenskoe (Nb), 6 – Kagan'skoе (REE), 7 – Potaninskoe (Nb), 8 – Uvildinskoe (Nb), 9 – Baidashevskoe (Nb), 10 – Ishkul'skoe (Nb), 11 – Il'menskoe (Pit 97) (Nb and REE).

товые, кальцитового состава, с полосчатым, параллельным контактам тел распределением силикатных и акцессорных минералов – биотита, апатита, красного пирохлора (размером в мм), ильмениита, циркона, магнетита, пирротина, пирита. От Севитов I они отличаются особенностями петрохимии и геохимии (более низкими содержаниями Mg, Si, Al, более высокими – Mn, экстремально высокими содержаниями Sr (до 2.5 мас. %) и РЗЭ (до 3210 г/т), высокими значениями Nb/Ta, Sr/Ba, снижением Eu/Eu* (до 0.75), что характерно для более поздних среднетемпературных членов карбонатитовых серий (Недосекова и др., 2009). Пирохлоры в Севитах II красного и светло-бурого цвета представлены низкоурановыми разностями фторкальциопирохлора с высокими содержаниями макропримесей Sr и TR, тогда как уранпирохлор отсутствует. Встречается лишь урансодержащий пирохлор (возможно, реликты?) в ядрах кристаллов фторкальциопирохлора (Недосекова и др., 2018). Вариации составов пирохлоров, мас. %: 52.0–67.0 – Nb₂O₅, 6.0–15.0 – CaO, 0.0–7.1 – Na₂O, 0.0–0.3 – Ta₂O₅, 3.2–5.0 – TiO₂, 1.3–4.9 – РЗЭ, 0.0–3.7 – U₃O₈, 0.3–0.8 – ThO₂, 1.0–5.0 – SrO, 0.5–5.2 – F.

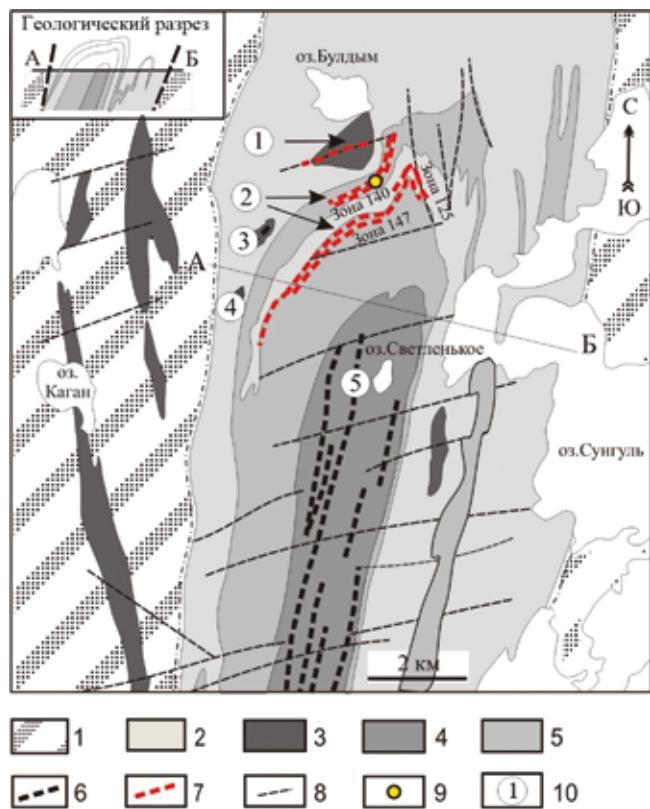


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Ильмено-Вишневогорского комплекса, Южный Урал (Левин и др., 1997).

1 – плагиосланцы и кварциты (R_{1-2}); 2 – плагиогнейсы и амфиболиты (PR_1); 3 – ультрабазиты; 4 – щелочные породы Центральной щелочной полосы (фениты, миаскиты, сиениты, силикатно-карбонатные породы, карбонатиты); 5 – миаскиты Вишневогорского массива; 6 – зоны силикатно-карбонатных пород и карбонатитов с редкометалльной минерализацией (пирохлором, цирконом и др.); 7 – рудные зоны Вишневогорского ниобиевого месторождения; 8 – линии тектонических нарушений; 9 – точка отбора пробы карбонатитов Рудной зоны 140 (обр. 140-39); 10 – месторождения и рудопроявления пирохлоровых карбонатитов ИВК (цифры в кружках: 1 – Булдымское, 2 – Вишневогорское, 3 – Спирихинское, 4 – Халдихинское, 5 – Светлинское).

Fig. 2. Geological sketch map of the northern part of the Ilmeno-Vishnevogorsk complex, the Southern Urals (Levin et al., 1997).

1 – plagiostolts and quartzites (R_{1-2}); 2 – plagiogneisses, amphibolites (PR_1); 3 – ultrabasites; 4 – alkaline rocks of the Central alkaline belt (fenites, miaskites, carbonatites); 5 – miaskites of the Vishnevogorsk massif; 6 – zones of silicate-carbonate rocks and carbonatites with rare metal mineralization (pyrochlore, zircon, etc.); 7 – ore zones of Vishnevogorsk Nb-deposit; 8 – faults; 9 – point of sampling (sample 140-39); 10 – deposits and ore occurrences of the IVC pyrochlore carbonatites (figures in circles: 1 – Buldymskoe, 2 – Vishnevogorskoe, 3 – Spirikhinskoe, 4 – Haldihinskoe, 5 – Svetlinskoe).

Возраст карбонатитов рудной зоны 147, полученный Sm-Nd изохронным методом по минералам и валовому составу (5 точек – кальцит, апатит, пирохлор, биотит, вал), составляет 425 ± 44 млн лет (Недосекова, Беляцкий, 2012) и близок возрасту миаскитов и Севитов I. Необходимо отметить, что в отличие от Севитов I первичный циркон (с U-Pb возрастом 416 ± 6 млн лет) сохраняется здесь лишь в виде реликтов и обрастают каймами более молодого новообразованного циркона (с U-Pb возрастом 280 млн лет) (Недосекова и др., 2016). U-Pb возраст пирохлора 255–230 млн лет (Беляцкий и др., 2018), как и возраст новообразованного циркона, соответствует постколлизионному этапу развития Уральской складчатой области (Пучков и др., 2010).

Наиболее богатая рудная зона 140 Вишневогорского месторождения находится за пределами Вишневогорского массива (см. рис. 2) в подшве маломощного сателлитного тела миаскитов и сложена субширотной системой жил миаскитовых пегматоидов и крупнозернистых жильных карбонатитов, представляющих собой тела выполнения зонального строения (рис. 3). В эндоконтактах жил карбонатитов – полевые шпаты и биотит, редко кальцит, пирохлор, циркон, а центр выполнен агрегатом кальцита с пирохлором, апатитом, ильменитом, пирротином, пиритом (размеры кристаллов до 1 см), также встречаются бастнезит, анкилит, стронцианит.

Необходимо отметить, что пирохлоры карбонатитов рудной зоны 140, в отличие от карбонатитов рудной зоны 147, не содержат реликтов ранних генераций и представлены крупными новообразованными кристаллами размером до нескольких сантиметров, красно-бурого цвета, обычно однородными, реже – с зональностью (рис. 4). По составу это фторкальциопирохлоры с очень низкими содержаниями микроэлементов, в том числе урана, с вариацией составов, мас. %: 56.9–65.7 – Nb_2O_5 , 13.6–15.6 – CaO , 4.5–7.8 – Na_2O , 0.6–3.2 – Ta_2O_5 , 3.0–8.3 – TiO_2 , 1.35–1.70 (редко до 5.7) – РЭ, 0.02–0.50 – U_3O_8 , 0.19–1.80 – ThO_2 , 0.15–0.80 – SrO , 2.9–5.6 – F.

Изотопно-геохронологических исследований возраста карбонатитов рудной зоны 140 ранее не проводилось.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В целях определения возраста карбонатитов и связанного с ними ниобиевого оруденения проведены измерения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов и концентраций элементов в пирохлоровых карбонатитах и слагающих их минералах рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения ИВК (обр. 140-39).

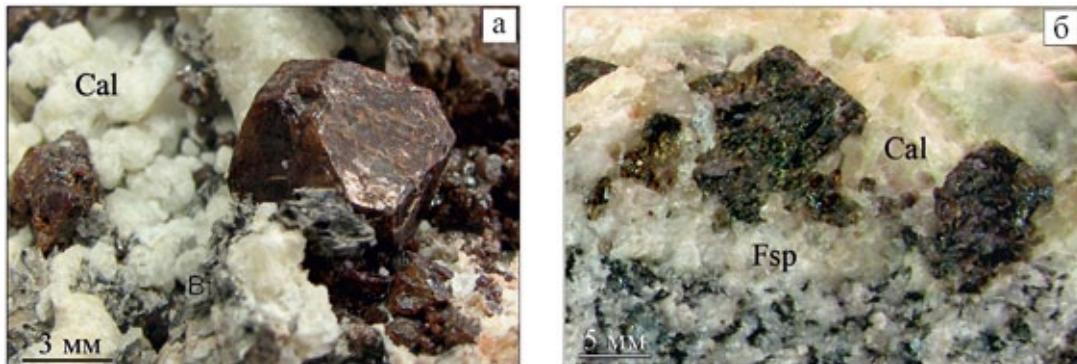


Рис. 3. Кристаллы пирохлора с биотитом (Bt) и кальцитом (Cal) из карбонатитовой жилы рудной зоны 140, Вишневогорское месторождение, ИВК, Южный Урал. Фото В.А. Попова.

а – типичный вид кристаллов пирохлора (кальцит частично подтравлен HCl); б – сечение жилы карбонатитов зонального строения: в эндоконтактах – полевые шпаты и биотит, центр выполнен агрегатом кальцита с пирохлором.

Fig. 3. Pyrochlore crystals with biotite (Bt) and calcite (Cal) in carbonatite veins from Ore Zone 140, Vishnevogorsky Nb-deposit, IVC, Urals. Photo: V.A. Popov.

а – typical appearance of pyrochlore crystals (calcite partially HCl dissolved); б – cross section of the zonal carbonatite vein: in the endocontact vein – feldspar and biotite, and center consists of aggregate of calcite with pyrochlore.

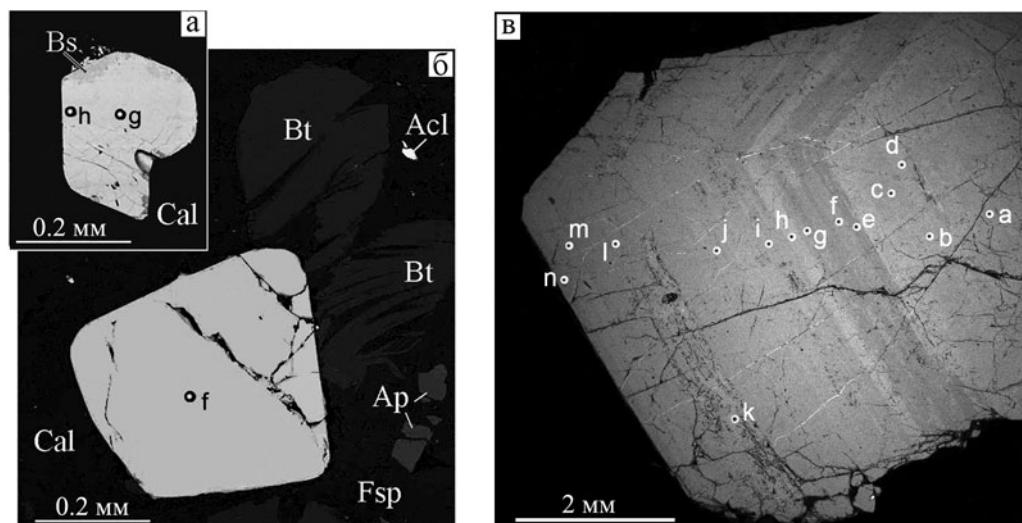


Рис. 4. Кристаллы фторкальциопирохлора из карбонатитов рудной зоны 140, Вишневогорское месторождение, ИВК, Южный Урал. BSE-фото И.А. Блинова.

а, б – однородные по составу; в – зональный кристалл пирохлора с зонами фторкальциопирохлора, оксикальциопирохлора и частичной гидратации. Минералы: Cal – кальцит, Bt – биотит, Fsp – полевой шпат, Ap – фторапатит, Bs – бастнезит-(La), Acl – анкилит-(La).

Fig. 4. Fluorcalciopyrochlore from carbonatites of Ore Zone 140, Vishnevogorsky Nb-deposit, IVC, Southern Urals. BSE-photo: I.A. Blinov.

а, б – homogeneous fluorcalciopyrochlore; в – zonal crystal of pyrochlore with zones of fluorcalciopyrochlore and oxycalciopyrochlore, and partly hydrated. Minerals: Cal – calcite, Bt – biotite, Fsp – feldspar, Ap – fluorapatite, Bs – bastnezie-(La), Acl – ankerite-(La).

Изученная проба № 140-39 представлена крупнозернистым кальцитовым карбонатитом, содержащим биотит, пирохлор, апатит, пирротин, пирит (см. рис. 3). Sm-Nd и Rb-Sr изотопные составы

определенены в валовой пробе и в четырех минералах (кальците, апатите, биотите, пирохлоре).

Методы исследования: изотопное разбавление и масс-спектрометрия высокого разрешения

(TRITON, Finnigan MAT-262). Для химической подготовки проб использованы навески мелко расщепленных образцов массой 150–300 мг.

Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 RPQ (TIMS) в статическом режиме (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты). Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Внешний контроль погрешностей регистрируемых отношений выполнялся путем измерения стандарта JNd-1. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd = 0.3 нг, по Sm = 0.06 нг. Методика определения изотопного состава Nd более детально описана в работе (Bayanova et al., 2019).

Измерения изотопного состава и концентраций Rb и Sr проводились на термоионизационном масс-спектрометре TRITON Plus (ЦКП “Геоаналитик”, ИГУ РАН, г. Екатеринбург). Для контроля инструментальной стабильности и краткосрочной

воспроизводимости использовали изотопный стандарт стронция NIST SRM 987. Содержания Sr и Rb в пробе холостого опыта составили 0.3 и 0.05 нг соответственно. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$.

Вычисление параметров изохрон проводилось с помощью программного комплекса ISOPLOT (Ludwig, 2008). При расчете Sm-Nd и Rb-Sr изохрон использовались реальные ошибки измерения изотопного состава Nd и Sr, но не ниже уровня воспроизводимости измерения изотопного состава Nd (0.003%), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.3%) и изотопного состава Sr (0.002%), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.5%).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты исследований Rb-Sr и Sm-Nd изотопных составов минералов и валового состава карбонатита (обр. 140-39) представлены в табл. 1, результаты вычисления изохрон – на рис. 5, 6.

Таблица 1. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для пирохлоровых карбонатитов Рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения, ИВК

Table 1. Sm-Nd and Rb-Sr data for carbonatites of the Ore Zone 140, Vishnevogorskoe deposit, IVC

№ п/п	№ образца	Минерал или порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ abs
1	140-39 WR	Вал	36.9	246	0.0905	0.3	0.512225	0.000006
2	140-39 Ap	Апатит	203	1427	0.0861	0.3	0.512207	0.000006
3	140-39 Prx	Пирохлор	104.3	930	0.0677	0.3	0.512187	0.000006
4	140-39 Ca	Кальцит	71.1	172.6	0.2489	0.3	0.512457	0.000012
5	140-39 Bt	Биотит	0.109	0.582	0.1129	0.3	0.512259	0.000001
№ п/п	№ образца	Минерал или порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2σ %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ abs
1	140-39 WR	Вал	173	8414	0.05938	0.04	0.704604	0.000012
2	140-39 Ap	Апатит	1.2	9095	0.00039	2.77	0.704388	0.000012
3	140-39 Prx	Пирохлор	1.5	8332	0.00051	1.92	0.704389	0.000012
4	140-39 Ca	Кальцит	4.0	11092	0.00105	0.71	0.704401	0.000014
5	140-39 Bt	Биотит	987	159	18.117	0.01	0.768940	0.000014

Примечание. Измерения изотопного состава Sm и Nd проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 RPQ (TIMS) в статическом режиме (ГИ КНЦ, г. Апатиты). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 (N = 9). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.005%, а для минералов с низкими концентрациями неодима и самария – до 0.01%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd = 0.3 нг, по Sm = 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ± 0.5%. Измеренные изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd-1 = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). Измерения изотопных отношений Rb и Sr выполнены на термоионизационном масс-спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan) (ЦКП “Геоаналитик”, ИГУ РАН, г. Екатеринбург). Стронций наносили на рениевую ленту в 1 мкг HNO_3 с активатором Ta_2O_5 (одноленточный режим, 90 циклов), Rb – на рениевую ленту в 1 мкг HNO_3 (двухленточный режим, 15 циклов). Для контроля инструментальной стабильности и краткосрочной воспроизводимости использовали изотопный стандарт стронция NIST SRM 987 с результатирующим значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на период измерений 0.710250 ± 11 (1SD, N = 6). Содержания Sr и Rb в пробе холостого опыта составили 0.3 и 0.05 нг соответственно. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$.

Note. Measurements of the Sm and Nd isotopic composition were performed on a seven-channel Finnigan MAT-262 RPQ (TIMS) mass spectrometer in static mode (GI KNC, Apatity). The average value of the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio in the JNd-1 standard for the measurement period was 0.512090 ± 13 (N = 9). The error in the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio is 0.3% (2σ)-the average of 7 measurements in the BCR-2 standard (Raczek et al., 2003). The error of measuring the isotopic composition of Nd in individual analysis is up to 0.005%, and for minerals with low concentrations of neodymium and samarium – up to 0.01%. Idle intra-laboratory contamination for Nd = 0.3 ng, for Sm = 0.06 ng. The accuracy of Sm and Nd concentrations is ± 0.5%. The measured isotope ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, and then recalculated to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in the JNd-1 standard = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). Measurements of the Rb and Sr isotope ratios were performed

using a Triton Plus thermionic mass spectrometer (Thermo Finnigan) (Geoanalytic Center, IGG UrO RAS, Ekaterinburg). Sr was applied to a rhenium tape in 1 μl HNO_3 with the activator Ta_2O_5 (single-film mode, 90 cycles), Rb – to a rhenium tape in 1 μl HNO_3 (two-film mode, 15 cycles). To control the instrumental stability and short-term reproducibility, the strontium isotope standard NIST SRM 987 was used with the resulting value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the measurement period 0.710250 ± 11 (1SD, $N = 6$). The Sr and Rb contents in the sample of the idle experiment were 0.3 and 0.05 ng, respectively. The isotope ratios were normalized with the ratio $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$.

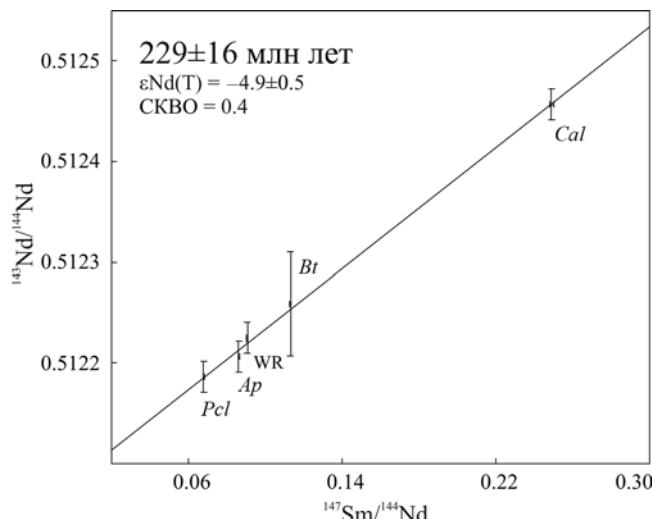


Рис. 5. Минеральная Sm-Nd изохона для пирохлоровых карбонатитов, Рудная зона 140, Вишневогорское Nb месторождение, ИВК.

Cal – кальцит, *Bt* – биотит, *Ap* – апатит, *Pcl* – пирохлор, WR – валовая пробы карбонатитов.

Fig. 5. Mineral Sm-Nd-isochron for pyrochlore carbonatites, the Ore Zone 140, Vishnevogorskoe Nb deposit, IVC.

Cal – calcite, *Bt* – biotite, *Ap* – apatite, *Pcl* – pyrochlore, WR – whole rock.

Sm-Nd изохона для пирохлоровых карбонатитов (обр. 140-39), построенная по пяти точкам, четыре из которых соответствуют изотопным составам минералов (кальциита, апатита, биотита и пирохлора) и одна – валовой пробе, показала возраст 229 ± 16 млн лет, CKBO = 0.4, $\epsilon\text{Nd}_{229} = -4.9 \pm 0.5$, соответствующий среднему триасу (T_2) (см. рис. 5).

Rb-Sr изотопные составы минералов (кальциита, апатита, биотита и пирохлора) и валового состава пробы 140-39 образуют изохону с близким возрастом 250.5 ± 1.2 млн лет (T_1), CKBO = 0.49 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{250} = 0.70439$ (см. рис. 6).

Начальный изотопный состав Nd и Sr исследованной пробы карбонатитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{250} = 0.70439$, $\epsilon\text{Nd}_{229} = -4.9$) соответствует обогащенным мантийным изотопным составам, отличаясь от умеренно деплетированных составов миаскитовых массивов ИВК ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{440} = 0.70336$ – 0.70380 , $\epsilon\text{Nd}_{440} = +2.9 \dots +5.8$ (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013)) более радиогенным изотопным составом Sr и нерадиогенным – Nd, что, вероятно, связа-

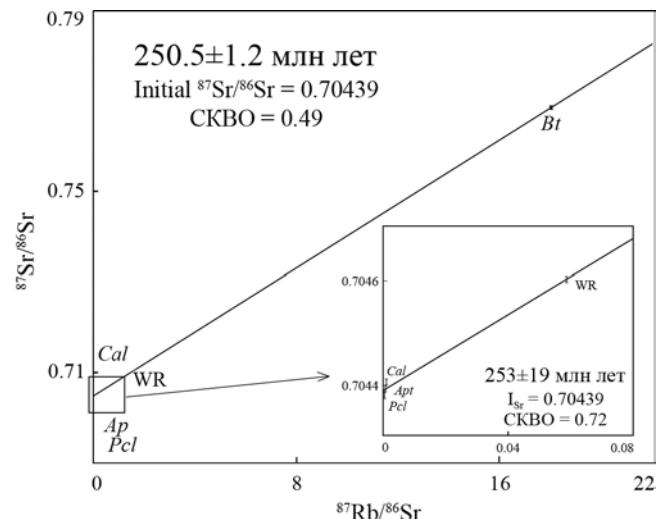


Рис. 6. Минеральная Rb-Sr изохона для пирохлоровых карбонатитов, Рудная зона 140, Вишневогорское Nb месторождение, ИВК.

Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 6. Mineral Rb-Sr-isochron for pyrochlore carbonatites, the Ore Zone 140, Vishnevogorskoe Nb-deposit, IVC.

Legend – see Fig. 5.

но с процессами контаминации и примесью компонентов коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее полученные изотопно-геохронологические данные для миаскитов ИВК соответствуют двустадийной модели их формирования, обоснованной У. Краммом с соавторами (Kramm et al., 1983) в связи с получением бинарного возраста на основе Rb-Sr изохонного датирования: ордовикского (440–446 млн лет) по валовым пробам миаскитов и пермского (244–255 млн лет) – по минеральным изохонам миаскитов. Идентичные возраста двух этапов формирования также были получены по цирконам для миаскитов и ранних карбонатитов ИВК (417–432 млн лет, S_{1-2}) и (250–280 млн лет, P_{1-3}) (Чернышев и др., 1987; Краснобаев и др., 2010а, 2016; Недосекова и др., 2010, 2014; 2016). Согласно (Kramm et al., 1983; Чернышев и др., 1987), первая дата отражает возраст интрузии и кристаллизации щелочного расплава, вторая – возраст термального события,

потери цирконами радиогенного свинца и закрытия Rb-Sr системы при охлаждении после завершения герцинской орогении.

Использование Sm-Nd изотопной системы как одной из наиболее устойчивых и имеющей наиболее высокие температуры закрытия (Скляров и др., 2001) показало силурийский возраст 425 ± 44 млн лет карбонатитов Вишневогорского массива (Недосекова, Беляцкий, 2012), подтверждающий, что карбонатиты в ИВК кристаллизовались одновременно с миаскитами и являются продуктами эволюции миаскитовых расплавов (Недосекова и др., 2009, 2012; Nedosekova et al., 2013).

Кроме того, необходимо отметить, что ранее изохронным датированием пробы карбонатитов Вишневогорского массива были получены несогласующиеся между собой значения Sm-Nd возраста (388 ± 52 млн лет) и Rb-Sr возраста (252 ± 2 млн лет) (Иванов и др., 2010), что соответствует концепции различных температур закрытия этих изотопных систем (Dodson, 1973) и может быть связано с твердофазовой диффузией радиогенных изотопов в структурах минералов при термальном воздействии и последующем охлаждении (Jenkin et al., 1995; Ganguly et al., 1998).

Проведенное нами изохронное датирование с использованием двух (Sm-Nd и Rb-Sr) изотопных систем для пробы карбонатитов ИВК показало достаточно близкие значения Sm-Nd возраста (229 ± 16 млн лет) и Rb-Sr возраста (250.0 ± 1.2 млн лет), не соответствующие метаморфической концепции термального воздействия и последующего охлаждения, предполагающей различные температуры закрытия для различных изотопных систем, и, как следствие, несогласующиеся (обычно уменьшающиеся) значения Sm-Nd и Rb-Sr возрастов для одной и той же породы при ее охлаждении. Полученные данные свидетельствуют о том, что пирохлоровые карбонатиты рудной зоны 140 могли сформироваться в результате нового процесса кристаллизации на этапе постколлизионного растяжения.

Необходимо отметить, что близкие значения возрастов, полученные для пород и минералов ИВК с использованием различных изотопных систем (250 – 280 млн лет – по U-Pb изотопным системам цирконов миаскитов и карбонатитов; 229 ± 16 – по Sm-Nd минеральной изохроне карбонатитов; 244 – 255 млн лет – по Rb-Sr минеральным изохронам миаскитов) могут фиксировать эксгумацию ИВК – выведение пород комплекса на близповерхностный уровень в результате коллизионной тектоники на завершающем этапе Уральской коллизии. Быстрое остывание пород комплекса в результате эксгумации приводит к сближению возрастов, полученных по разным изотопным системам с различающимися температурами закрытия. При этом в процессе эксгумации и последующей релаксации,

сопровождаемых пластическими деформациями, декомпрессией, повышением температуры и участием флюидов, породы ИВК могли подвергнуться частичному плавлению, растворению и переотложению породообразующих и рудных минералов.

ВЫВОДЫ

С использованием Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем определен возраст пирохлоровых карбонатитов Рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения ИВК. Минеральная Sm-Nd изохрона (5 точек) показала возраст 229 ± 16 млн лет, минеральная Rb-Sr-изохрона (5 точек) показала близкий возраст 250.5 ± 1.2 млн лет.

Результаты датирования свидетельствуют о том, что карбонатиты наиболее богатой пирохлором рудной зоны 140 кристаллизовались ≈ 250 – 230 млн лет назад, возможно, в результате эксгумации комплекса, сопровождающейся процессами частичного плавления, растворения и переотложения вещества ордовикско-силурийских щелочно-карбонатитовых комплексов, – почти на 200 млн лет позднее, чем внедрение и кристаллизация (440– 420 млн лет) щелочных и карбонатитовых расплавов ИВК.

Таким образом, процессы карбонатито- и рудообразования в ИВК, начавшиеся в силуре (Чернышев и др., 1987; Краснобаев 2010, 2016; Недосекова и др., 2010, 2014, 2016, 2018; Беляцкий и др., 1918), продолжались на границе перми и триаса и, вероятно, были связаны с новым этапом тектонической активизации и новым этапом рудогенеза на постколлизионной стадии развития Уральской складчатой области.

Благодарности

Авторы выражают глубокую признательность коллективам лаборатории геохронологии ИГ КНЦ РАН и ФХМИ ИГГ УрО РАН за проведение изотопных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов А.Г. (1997) Особенности распределения циркония в Ильменогорском миаскитовом массиве и вопросы генезиса миаскитов. *Урал. минерал. сб.*, 7. Миасс: УрО РАН, 72–79.
- Баженов А.Г. (2006) К вопросу о генезисе миаскитов. *Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Тез. Всерос. сов.* Миасс: УрО РАН, 21–25.
- Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Родионов Н.В., Недосекова И.Л., Петров О.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А. (2018) О возрасте Nb-редкометалльного оруденения Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, **481**(6), 67–73. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18080251>.
- Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. (2004) Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: УрГУПС, 2004.

- ринбург: Мин-во природных ресурсов РФ, 336 с.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. *Литосфера*, (1), 20-33. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/861/860>.
- Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э. (2010) О генезисе карбонатитов складчательных поясов (на примере Урала). *Докл. АН*, **435**(2), 218-222. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10110036>.
- Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. (1979) Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов. *Геохимия*, (12), 1784-1795.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. (2016) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*, (9), 797-813. <https://doi.org/10.1134/S0016702916070041>.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. (2010а) Цирконология амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал). *Докл. АН*, **430**(2), 227-231.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. (2010б) Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал). *Докл. АН*, **431**(3), 382-385. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10030268>.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 270 с.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. (2014) U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Южный Урал. *Литосфера*, (5), 19-32. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/406/405>.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. (2015) Изотопный состав гафния и редкие элементы как идентификаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Докл. АН*, **461**(5), 569-574. <https://doi.org/10.15372/GiG20160604>.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. (2010) Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf-изотопии в цирконах. *Докл. АН*, **435**(2), 234-239. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10110176>.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные. *Докл. АН*, **446**(1), 71-76. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12090061>.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. (2016) Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **57**, 1135-1154. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.021>.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, **51**(2), 157-181.
- Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Баянова Т.Б., Беляцкий Б.В. (2018) Источники рудного вещества карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (по данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопии). *Докл. АН*, **480**(5), 578-582. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18060156>.
- Прибавкин С.В., Недосекова И.Л. (2006) Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr, Nd в карбонатах. *Докл. АН*, **408**(3), 385-388. <https://doi.org/10.1134/S1028334X0604026X>.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А., Банеева Н.Н., Медведева Е.В., Дубинина Е.В. (2012) Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород ильменогорского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, (1), 91-109. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/784/783>.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 228 с.
- Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б. (1987) Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам. *Геохимия*, (3), 323-338.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M. (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *Canad. Mineral.*, **48**, 673-698. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.3.67>.
- Attoh K., Corfu F., Nudec P.M. (2007) U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone, West Africa. *Precambr. Res.*, **155**, 251-260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.02.003>.
- Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekmova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. (2019) Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield. *Minerals*, **9**(1), 59. <https://doi.org/10.3390/min9010059>.
- Biswal T.K., Waele B.D., Ahuja H. (2007) Timing and dynamics of the juxtaposition of the Eastern Ghats Mobile Belt against the Bhandara Craton, India: A structural and zircon U-Pb SHRIMP study of the fold-thrust belt and associated nepheline syenite plutons. *Tectonics*, **26**(4), TC4006. <https://doi.org/10.1029/2006TC002005>.
- Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J. (2003) New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites. *Geology*, **31**(5), 391-394. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0391:NWTMOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0391:NWTMOS>2.0.CO;2).
- Campbell L.S., Compston W., Sircombe K.N., Wilkinson C.C. (2014) Zircon from the East Orebody of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit, China, and SHRIMP ages for carbonatite-related magmatism and REE mineralization events. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **168**, 1048-1064. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1041-3>.
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mine-*

- ral. Petrol., **40**, 259-274.
- Emmanuel N.N., Rigobert T., Nédélec A., Siqueira R., Pouclet A., Bascou J. (2013) Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *African Earth Sci.*, **87**, 44-58. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2013.07.008>.
- Ganguly J., Tirone M., Hervig R.L. (1998) Diffusion kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining cooling rates of rocks. *Science*, **281**, 805-807. <https://doi.org/10.1126/science.281.5378.805>.
- Hogarth D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Miner.*, **62**, 403-410.
- Hou Z.Q., Tian S.H., Yuan Z.X., Xie Y.L., Yin S.P., Yi L.S., Fei H.C., Yang Z.M. (2006) The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 234-250. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.052>.
- Jenkin G.R.T., Rogers G., Fallick A.E. (1995) Rb-Sr clousere temperatures in bi-mineralic rocks: a mode effect and test for different diffusion models. *Chem. Geol.*, **122**, 227-240.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.*, **91**, 427-435.
- Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S., Kononova V.A., Brecker V. (1993) Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural. *Petrology*, **1**(5), 474-485.
- Mitchell R.H. (2005) Carbonatites, and carbonatites and carbonatites. *Canad. Mineral.*, **43**, 2049-2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Bayanova T.B. (2013) Origin and evolution of the Il'meno-Vishnevogorsk carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrol.*, **107**, 101-123. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0223-9>.
- Ludwig K.R. (2008) ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.*, **4**, 76 p.
- Poletti J.E., Cottle J.M., Hagen-Peter G.A., Lackey J.S. (2016) Petrochronological constraints on the origin of the Mountain Pass ultrapotassic and carbonatite intrusive suite, California. *J. Petrol.*, **57**(8), 1555-1598. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw050>.
- Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. (2003) Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostand. Geoanalyt. Res.*, **27**, 173-179. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2003.tb00644.x.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2012) Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondw. Res.*, **21**, 728-744. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.005>.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kaga- mi H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yana- gi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. (2000) JNDI-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.*, **168**, 279-281. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov A., Lyalina L.M., Rodionov N.V. (2014) Time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization in the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Deposits*, **56**(8), 603-616. <https://doi.org/10.1134/S107570151408011X>.
- Ye H.-M., Li X.-H., Lan Zh.-W. (2013) Geochemical and Sr-Nd-Hf-O-C isotopic constraints on the origin of the Neoproterozoic Qieganbulake ultramafic-carbonatite complex from the Tarim Block, Northwest China. *Lithos*, **182**, 150-164. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.002>.
- Ying Y., Chen W., Lu J.I.O., Jiang S., Yanget Y. (2017) In situ U-Th-Pb ages of the Miaoya carbonatite complex in the South Qinling orogenic belt, central China. *Lithos*, **290**, 159-171. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.003>.

REFERENCES

- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M. (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *Canad. Mineral.*, **48**, 673-698. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.3.67>.
- Attoh K., Corfu F., Nudde P.M. (2007) U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone, West Africa. *Precambr. Res.*, **155**, 251-260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.02.003>.
- Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekmova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. (2019) Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield. *Minerals*, **9**(1), 59. <https://doi.org/10.3390/min9010059>.
- Bazhenov A.G. (1997) The distribution of zirconium in Il'menogorsk miaskite massif and questions of the Genesis of miaskites. *Ural'skii Mineral. Sbornik*. Miass, URO RAN, **7**, 72-79. (In Russian)
- Bazhenov A.G. (2006) On miaskit genesis. *Geokhimiya, petrologiya, mineralogiya i genezis shchelochnykh rodov. Tezisy Vseross. soveshch.* [Geochemistry, petrology, mineralogy and genesis of alkaline rocks. Abstracts of All-Russian Conf.]. Miass, UB RAS, 21-25. (In Russian)
- Belyatskii V.V., Lepekhina Ye.N., Antonov A.V., Rodionov N.V., Nedosekova I.L., Petrov O.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A. (2018) On age of Nb-rare-earth mineralization of Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline complexes (the Southern Urals) *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(6), 67-73. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18080251>. (In Russian)
- Biswal T.K., Waele B.D., Ahuja H. (2007) Timing and dynamics of the juxtaposition of the Eastern Ghats Mobile Belt against the Bhandara Craton, India: A structural and zircon U-Pb SHRIMP study of the fold-thrust belt and associated nepheline syenite plutons. *Tectonics*, **26**(4), TC4006. <https://doi.org/10.1029/2006TC002005>.
- Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J. (2003) New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites.

- Geology*, **31**(5), 391-394. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0391:NWTMOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0391:NWTMOS>2.0.CO;2).
- Campbell L.S., Compston W., Sircombe K.N., Wilkinson C.C. (2014) Zircon from the East Orebody of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit, China, and SHRIMP ages for carbonatite-related magmatism and REE mineralization events. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **168**, 1048-1064. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1041-3>.
- Chernyshev I.V., Kononova V.A., Kramm U., Grauert B. (1987) Isotope geochronology of alkaline Urals inside U-Pb method on zircons. *Geokhimiya*, (3), 323-338. (In Russian)
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Emmanuel N.N., Rigobert T., Nédélec A., Siqueira R., Pouclet A., Bascou J. (2013) Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *African Earth Sci.*, **87**, 44-58. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2013.07.008>.
- Ganguly J., Tirone M., Hervig R.L. (1998) Diffusion kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining cooling rates of rocks. *Science*, **281**, 805-807. <https://doi.org/10.1126/science.281.5378.805>.
- Hogarth D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Miner.*, **62**, 403-410.
- Hou Z.Q., Tian S.H., Yuan Z.X., Xie Y.L., Yin S.P., Yi L.S., Fei H.C., Yang Z.M. (2006) The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 234-250. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.052>.
- Ivanov K.S. (2011) On Uralian carbonatites nature. *Litosfera*, **1**, 20-33. (In Russian)
- Ivanov K.S., Valizer P.M., Yerokhin Yu.V., Pogromskaia O.Ye. (2010) About genesis of fault belts carbonatites (on the example of the Urals) *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(2), 218-222. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10110036>. (In Russian)
- Jenkin G.R.T., Rogers G., Fallick A.E. (1995) Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: a mode effect and test for different diffusion models. *Chem. Geol.*, **122**, 227-240.
- Kononova V.A., Dontsova Ye.I., Kuznetsova L.D. (1979) The isotopic composition of oxygen and strontium Il'meno-Vishnevogorsky alkaline complex, and questions of genesis of miaskites. *Geokhimiya*, (12), 1784-1795. (In Russian)
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.*, **91**, 427-435.
- Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S., Kononova V.A., Brecker V. (1993) Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural. *Petrology*, **1**(5), 474-485.
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Lepekhanina Ye.N., Medvedeva Ye.V. (2010a) Zirkonology of Il'menogorsk Massiv amfibol miaskits (the Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **430**(2), 227-231. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Valizer P.M., Busharina S.V. (2010b) Zirkonology of Vishnevogorsk Massi-
sive calcite carbonatites (the Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **431**(3), 382-385. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10030268>. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Busharina S., Lepekhanina Ye.N., Medvedeva Ye.V. (2016) Miaskite zirkonology of Il'menskie Mounts (the Southern Urals). *Geokhimiya*, **9**, 797-813. <https://doi.org/10.1134/S0016702916070041>. (In Russian)
- Levin V.A., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) *Shchelochino-karbonatnye kompleksy Urala* [Alkaline-carbonatites rocks of the Urals]. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 270 p. (In Russian)
- Ludwig K.R. (2008) ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.*, **4**, 76 p.
- Mitchell R.H. (2005) Carbonatites, and carbonatites and carbonatites. *Canad. Mineral.*, **43**, 2049-2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>.
- Nedosekova I.L., Belousova Ye.A., Belyatskiy B.V. (2014) U-Pb age and Lu-Hf isotope systems of zircons of the Il'meno-Vishnevogorsky alkaline-carbonatite complex, the Southern Urals. *Litosfera*, **5**, 19-32. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/406/405>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova Ye.A., Belyatskiy B.V. (2015) Isotopic composition of hafnium and rare elements as identifiers of zircon genesis during the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Il'men-Vishnevogorsky complex, the Urals, Russia) *Dokl. Akad. Nauk*, **461**(5), 569-574. <https://doi.org/10.15372/GiG20160604>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova Ye.A., Sharygin V.V. (2010) Sources of the Ilmen-Vishnevogorsky alkaline complex substance according to Lu-Hf isotopes in zircons *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(2), 234-239. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10110176>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatskiy B.V., Bayanova T.B. (2013) Origin and evolution of the Il'men-Vishnevogorsk carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrol.*, **107**, 101-123. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0223-9>.
- Nedosekova I.L., Belyatskii B.V. (2012) Age and sources of the substance of the Ilmen-Vishnevogorsk alkaline complex (S. Urals): isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf data *Dokl. Akad. Nauk*, **446**(1), 71-76. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12090061>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belyatskii V.V., Belousova Ye.A. (2016) Rare elements and isotopic composition of hafnium as indicators of zircon Genesis during the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Il'men-Vishnevogorsk complex, Urals, Russia). *Geol. Geofiz.*, **57**, 1135-1154. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.021>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Koroteev V.A., Bayanova T.B., Belyatskii B.V. (2018) Sources of ore matter of carbonatite complexes of the Ural folded region (according to Rb-Sr and Sm-Nd isotopes). *Dokl. Akad. Nauk*, **480**(5), 578-582. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18060156>. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Vladikin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeno-Vishnevogorsk miaskite-carbonatite complex: origin, ores, sources (Urals, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **51**(2), 157-181. (In Russian)

- Poletti J.E., Cottle J.M., Hagen-Peter G.A., Lackey J.S. (2016) Petrochronological constraints on the origin of the Mountain Pass ultrapotassic and carbonatite intrusive suite, California. *J. Petrol.*, **57**(8), 1555-1598. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw050>.
- Pribavkin S.V., Nedosekova I.L. (2006) Sources of carbonatites in Il'meno-Vishnevogorsk complex on the Sr-Nd isotopes date *Dokl. Akad. Nauk*, **408**(3), 385-388. <https://doi.org/10.1134/S1028334X0604026X>. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafi, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geologa of Urals and Cis-Urals (modern stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny data)]. Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. (2003) Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostand. Geoanalyt. Res.*, **27**, 173-79. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2003.tb00644.x.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2012) Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondw. Res.*, **21**, 728-744. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.005>.
- Rusin A.I., Valizer P.M., Krasnobayev A.A., Baneva N.N., Medvedeva E.V., Dubinina E.V. (2012) Nature of garnet-anorthite-clinopyroxen-amfibole rocks of Il'menogorsky complex (the Southern Urals). *Litosfera*, (1), 91-109. (In Russian)
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A.I. (2001) *Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data]. Moscow, Intemet Inzhiniring Publ., 228 p. (In Russian)
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kaga-mi H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yone-da S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. (2000) JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.*, **168**, 279-281. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov A., Lyalina L.M., Rodionov N.V. (2014) Time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization in the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Deposits*, **56**(8), 603-616. <https://doi.org/10.1134/S107570151408011X>.
- Ye H.-M., Li X.-H., Lan Zh.-W. (2013) Geochemical and Sr-Nd-Hf-O-C isotopic constraints on the origin of the Neoproterozoic Qieganbulake ultramafic-carbonatite complex from the Tarim Block, Northwest China. *Lithos*, **182**, 150-164. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.002>.
- Ying Y., Chen W., Lu J.I.O., Jiang S., Yanget Y. (2017) In situ U-Th-Pb ages of the Miaoya carbonatite complex in the South Qinling orogenic belt, central China. *Lithos*, **290**, 159-171. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.003>.
- Zoloev K.K., Levin V.Ya., Mormil' S.I., Shardakova G.Yu. (2004) *Mineraly i mestorozhdeniya redkikh metallov, molibdena, volframa Urala* [Mineralogy and deposits of rare metals, molybdenum, and tungsten in the Urals]. Ekaterinburg, Minprirody RF Publ., 336 p. (In Russian)

Элементы-примеси в сульфидах Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, Южный Урал: форма нахождения и источники вещества

И. Ю. Мелекесцева, В. В. Масленников, С. П. Масленникова

Институт минералогии, УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс,
e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.10.2019 г., принята к печати 31.12.2019 г.

Объект исследований. В статье представлены результаты изучения элементов-примесей (ЭП) в сульфидах главного рудного тела и северо-западного фланга Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, залегающего в серпентинитах (Южный Урал). **Материалы и методы.** Исследованы халькопирит-пирит-марказитовые песчаники скв. 1Т в центральной части главного рудного тела и пирит-халькопирит-пирротиновые “гравелиты” скв. 200 на северо-западном фланге месторождения. Содержание ЭП проанализировано методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой. **Результаты.** Установлено, что содержания, распределение и форма нахождения ЭП в сульфидах скважин 1Т и 200 различаются. В рудах скв. 1Т большинство ЭП (Ag, Sn, Mn, As, Co, Ni, Te, Pb, Au) накапливается в пирите-1, пирит-марказитовые агрегаты концентрируют Ti и Вi, марказит – Mo и Sb, а халькопирит – Zn, Se и Cd. Пирит-2 не отличается по накоплению ЭП от других сульфидов. В рудах скв. 200 наибольшее количество ЭП накапливается в халькопирите (Bi, Te, Zn, Cd, Se, Pb, Au, Ti, Ni, Co). Олово накапливается в кубаните, As и Ni – в пирите-4, Ag, Mn и Mo – в пирротине, Sb – в пирите-3 и Co – в пирите-2. **Выводы.** На основании корреляционного анализа методом максимального корреляционного пути показано, что сульфиды главного рудного тела и северо-западного фланга месторождения характеризуются разной формой нахождения ЭП. Различающееся накопление ЭП в сульфидах главного рудного тела и северо-западного фланга месторождения обусловлено двумя причинами: 1) “мафитовым” источником металлов для сульфидов главного рудного тела и “ультрамафитовым” – для сульфидов северо-западного фланга месторождения и 2) разной степенью диагенетического преобразования сульфидов.

Ключевые слова: сульфиды, пирит, пирротин, халькопирит, кубанит, элементы-примеси, Дергамышское месторождение, Главный Уральский разлом, Южный Урал

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке проекта фундаментальных научных исследований по программам РАН (номер государственной регистрации AAAA-A18-118060890054-0) и частично при поддержке темы № AAAA-A19-119061790049-3

Trace-elements in sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, the Southern Urals: Mode of occurrence and matter sources

Irina Yu. Melekestseva, Valery V. Maslennikov, Svetlana P. Maslennikova

Institute of Mineralogy UB RAS, Miass 456317, Chelyabinsk district, Russia,
e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru

Received 14.10.2019, accepted 31.12.2019

Subject of study. The article presents the results of study of trace elements (TEs) in sulfides of the main ore body (borehole 1T) and the northwestern ore body (borehole 200) of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit hosted in serpentinites (South Urals). **Materials and methods.** The chalcopyrite-pyrite-marcasite sandstones of the main ore body and pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite “gravelites” of its northwestern satellite were studied with laser ablation with inductively coupled plasma. **Results.** The TE contents, distribution and mode of occurrence differ in sulfides of the main ore body

Для цитирования: Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П. (2020) Элементы-примеси в сульфидах Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, Южный Урал: форма нахождения и источники вещества. *Литосфера*, 20(4), 499–516. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-499-516

For citation: Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P. (2020) Trace-elements in sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, the Southern Urals: Mode of occurrence and matter sources. *Litosfera*, 20(4), 499–516. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-499-516

and its northwestern satellite. In ores of the main ore body, most TEs (Ag, Sn, Mn, As, Co, Ni, Te, Pb, Au) accumulate in pyrite-1, pyrite-marcasite aggregates concentrate Tl and Bi, marcasite is a host to Mo and Sb, and chalcopyrite contains Zn, Se and Cd. Pyrite-2 is depleted in TEs relative to other sulfides. In sulfides of the northwestern satellite, most TEs are related to chalcopyrite (Bi, Te, Zn, Cd, Se, Pb, Au, Tl, Ni, Co). Tin accumulates in cubanite, As and Ni are hosted in pyrite-4, Ag, Mn and Mo are concentrated in pyrrhotite, Sb is typical of pyrite-3, and Co accumulates in pyrite-2. *Conclusions.* Based on the correlation analysis, it is shown that sulfides of the main ore body and its northwestern satellite are characterized by different mode of TE occurrences. The differences are explained by two main reasons: 1) "mafic" and "ultramafic" metal sources for sulfides of the main ore body and its northwestern satellite, respectively, and 2) different degree of diagenetic alteration of sulfides.

Keywords: sulfides, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, cubanite, trace elements, Dergamysh deposit, Main Uralian Fault, South Urals

Funding information

The work was supported by the project of fundamental scientific research on RAS programs (state registration number AAAA-A18-118060890054-0) and partially supported by the topic No. AAAA-A19-119061790049-3

Acknowledgements

The authors thank R. Large and L. Danyushevsky for the opportunity of analytical work at the University of Tasmania, as well as N.R. Ayupova and N.P. Safina for discussing the results. We are deeply grateful to the reviewer for the insightful comments, the correction of which allowed us to improve the original version of the article

ВВЕДЕНИЕ

Распределение и форма нахождения элементов-примесей (ЭП) в сульфидах является одним из ключевых вопросов последнего десятилетия в изучении рудных месторождений полезных ископаемых. Подобным исследованиям посвящено большое количество публикаций, поскольку, с фундаментальной точки зрения, распределение ЭП в минералах проливает свет на источники металлов, условия образования и преобразования руд, а информация о форме нахождения ЭП напрямую связана с извлечением ценных элементов из руд месторождений.

При изучении образцов сульфидных руд Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения в Республике Башкортостан установлено различие микропримесного состава руд главного рудного тела и северо-западного фланга месторождения. В связи с этим целью настоящей работы стало определение причин этого различия, а также установление формы нахождения ЭП в рудах.

Дергамышское кобальт-мединоколчеданное месторождение являлось единственным отрабатываемым колчеданным месторождением на Урале, залегающим в ультрамафитовых породах, и отрабатывалось с 2012 по 2016 г. Руды месторождения характеризовались повышенными содержаниями Co (до 0.21 мас. %), но металл не извлекался и даже мешал технологическому процессу. Однако несмотря на то, что к настоящему моменту это месторождение отработано, результаты наших исследований могут быть учтены в будущем при возможной переработке Co-содержащих хвостов, а также при возможной разработке Ишキンского кобальт-мединоколчеданного месторождения в ультрамафитах, расположенного в 20 км к западу от г. Гай в Оренбургской области.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическая позиция

Дергамышское месторождение находится в 18 км к северо-западу от г. Бурибай в Баймак-Бурибайском колчеданоносном районе Республики Башкортостан (рис. 1). Месторождение приурочено к зоне Главного Уральского разлома, находится на западном крыле региональной синформы и сложено несколькими тектоническими пластинами серпентинитов, базальтов и вулканогенно-осадочных пород силура и девона мощностью 50–400 м (рис. 2) (Зайков и др., 2009; Melekestseva et al., 2013; Артемьев и др., 2016).

Нижняя пластина, подстилающая рудоносные серпентиниты, представлена олистостромовой толщей пестрого состава и сложного строения с олистолитами фтанитов, яшм, базальтов, андезитов, кварц-плагиоклазовых риолитов и офильтитовых брекчий (не показана на рис. 2). Эта пластина не имеет выхода на площади месторождения, а обнажается на левобережье р. Дергамыш возле пос. Байгускарово. В кровле пластины залегают серпентинитовые конгломераты и песчаники. Следующая пластина сложена брекчированными серпентинитами Байгускаровского массива, в кровле которых располагается сульфидное линзообразное тело с массивными и обломочными рудами. "Надрудная" пластина представлена брекчированными серпентинитами с линзами тальк-карбонатных пород, блоков габброидов и габбролеритов и перекрыта пластиной, сложенной вулканомиктовыми отложениями нижнего-среднего девона с про слоями углеродистых алевролитов и песчаников и плитчатыми телами серпентинитов. Пятая пласти-

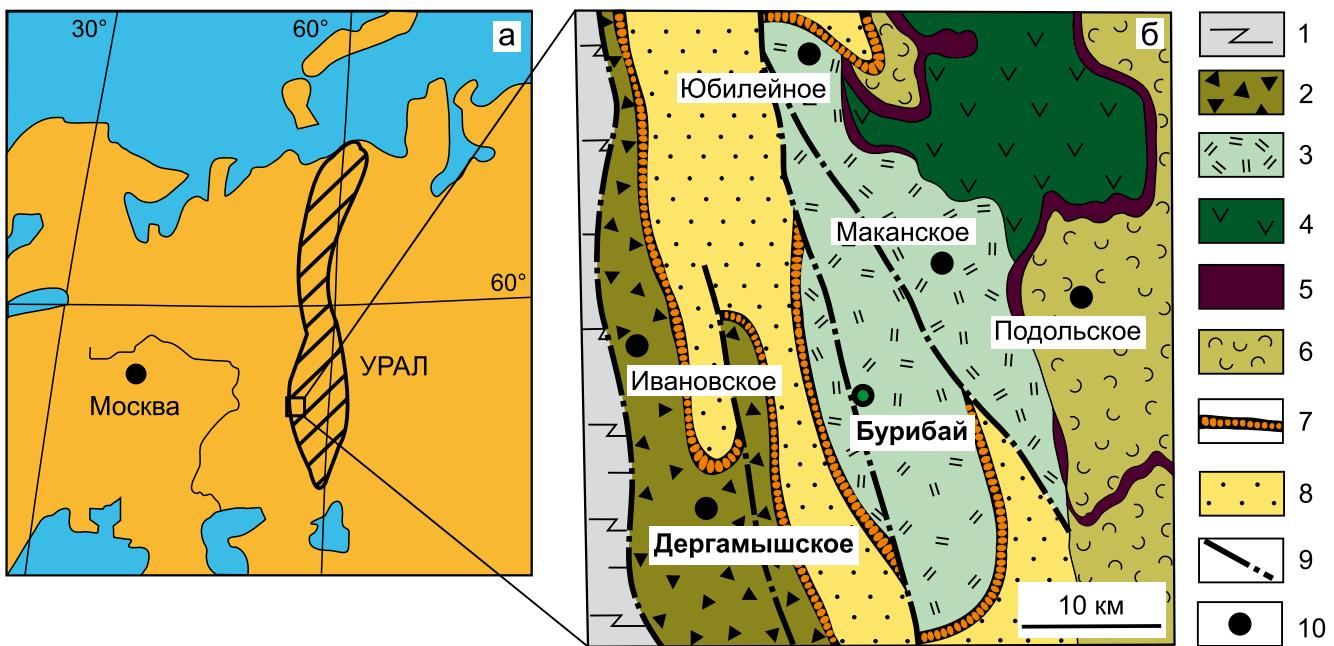


Рис. 1. Географическая позиция (а) и положение Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения на схеме Бурибайского рудного района (б), по (Зайков, 2006; Серавкин, 2010; Зайков, Мелекесцева, 2011; Puchkov, 2017) с упрощениями.

1 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения (PR); 2 – палеозойские океанические и островодужные комплексы зоны Главного Уральского разлома; 3 – риолиты, дациты, андезибазальты баймак-бурибайской свиты, $D_{1,bb}$; 4 – андезибазальты ирендыкской свиты, $D_{1-2,ik}$; 5 – яшмы и гематит-кварцевые породы бугульгырского горизонта, D_2 ; 6 – вулканомиктовые горизонты улутауской свиты, D_2 ; 7 – кремнистые сланцы мукасовского горизонта, D_3 ; 8 – осадочные породы зилаирской свиты, D_3-C_1 ; 9 – региональные разломы; 10 – колчеданные месторождения.

Fig. 1. Geographical setting (a) and position of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit within the Buribay ore district (б), simplified after (Zaykov, 2006; Seravkin, 2010; Zaykov, Melekestseva, 2011; Puchkov, 2017).

1 – metamorphosed volcanosedimentary rocks, Proterozoic; 2 – Paleozoic ocean floor and island arc complexes of the Main Uralian Fault Zone; 3 – rhyolites, dacites, basaltic andesites of the Baymak-Buribay Formation, Early Devonian; 4 – basaltic andesites of the Irendyk Formation, Early to Middle Devonian; 5 – jaspers and hematite-quartz rocks of the Bugulygyr Horizon, Middle Devonian; 6 – volcanomichtic horizons of the Ulutau Formation, Middle Devonian; 7 – cherts of the Mukasovo Horizon, Upper Devonian; 8 – sedimentary rocks of the Zilair Formation, Upper Devonian–Lower Carboniferous; 9 – regional faults; 10 – massive sulfide deposits.

на сложена вулканитами баймак-бурибайской свиты, включающими базальты (преимущественно в дайках), бониниты, андезиты и дациты. Структура месторождения “запечатана” флишоидными отложениями зилаирской свиты с фтанитами и силицитами в основании разреза (мукасовский горизонт), образующими ядро брахисинклинальной складки.

Состав и строение рудного тела

Главное рудное тело имело северное падение под углом 30–35° и выклинивалось на глубине 130 м (Бучковский, 1966). Форма тела линзовидная, мощность варьировала от 6.5 до 40 м в раздуве, поперечник 150–200 м. На флангах тело расщеплялось на 2–3 пластрообразные выклиники-пластины, разделенные серпентинитами, габбро и пироксенитами. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие; в лежачем боку залежи они сопротивляются маломощной зоной дробления и расланцевания, а в висячем – рудокластитами. Внутри залежи наблюдались линзы и отдельные обломки тальк-хлоритовых пород. Вмещающие породы подвержены оталькованию, окварцеванию, карбонатизации и хлоритизации. При геологоразведочных работах руды месторождения подразделены на халькопирит-марказитовые и халькопирит-пиритовые, слагающие основной объем рудного тела, и пирит-марказитовые, развитые в подчиненном количестве в центральной части рудного тела. Главные рудные минералы – пирит, марказит, халькопирит; второстепенные – пирротин, магнетит, ильменит, хромит, минералы группы линнита, сфалерит, кубанит; редкие – золото, валлерит, кобальтин, герсдорфит, никелин (Зайков и др., 2009).

Впоследствии по распределению и соотношению рудных фаций главное рудное тело было ре-

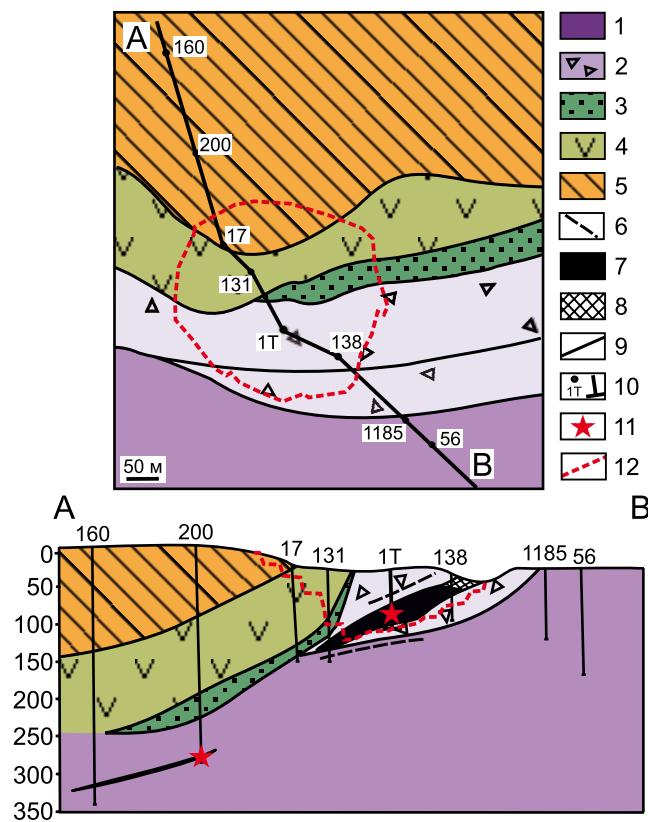


Рис. 2. Геологическая карта и разрез Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, по (Melekestseva et al., 2013; Артемьев и др., 2016) с изменениями.

1, 2 – ультрамафитовый комплекс, О–С (?): 1 – серпентинитовый меланж по дунитам и гарцбургитам; 2 – брекчированные серпентиниты с зонами тальк-карбонатных метасоматитов и силами диабазов и габбро; 3 – вулканомиктовые и полимиктовые песчаники с прослойями кремней и пластинами серпентинитов нижнего-среднего девона (?); 4 – дациты и подчиненные андезиты, андезибазальты, базальты и бониниты с линзами углеродистых алевролитов баймак-бурибайской свиты (D_{1b-br}); 5 – кремни мукасовского горизонта (D_3); 6 – тела габбро, габбродолериты (вненасштабный знак); 7 – рудные тела; 8 – зона окисления главного рудного тела; 9 – границы тектонических пластин; 10 – разведочные скважины и их номера; 11 – места опробования керна скважин; 12 – контуры карьера.

Fig. 2. Geological map and cross-section of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit modified after (Melekestseva et al., 2013; Artem'ev et al., 2016).

1, 2 – ultramafic complex, Ordovician–Silurian (?): 1 – serpentinite mélange after dunites and harzburgites, 2 – brecciated serpentinites with zones of talc-carbonate metasomatites and sills of diabases and gabbro; 3 – volcanomictic and polymictic sandstones with interlayers of cherts and sheets of serpentinites, Lower and Middle Devonian (?); 4 – dacites and subordinate andesites, basaltic andesites, basalts and boninites with lenses of coaliferous siltstones, Lower Devonian Baymak-Buribay Formation; 5 – cherts, Upper Devonian Mukasovo Horizon; 6 – gabbro, gabbro-dolerites (not to scale); 7 – ore bodies; 8 – oxidation zone of the main ore body; 9 – boundaries of tectonic sheets; 10 – exploration boreholes and their numbers; 11 – sampling places; 12 – contours of the open pit.

конструировано как сильно разрушенный сульфидный холм (Масленников и др., 2014). Подрудные серпентиниты содержали вкрашенность пирита и халькопирита, а также редкие жилы этих минералов. Нижняя часть рудной линзы сложена гидротермально-метасоматическим серным колчеданом, а в ядре холма появляются ячеистые плиты, сложенные колломорфным пиритом. Среди последних иногда встречаются многочисленные включения трубок “червей” диаметром 0.8 мм, сложенных колломорфным пиритом (Масленников и др., 2016а, б, 2017). Верхняя часть рудной залежи сложена грубообломочными пиритовыми брекчиями, состоящими из обломков массивного и ячеистого серного колчедана. На восточном склоне сульфидного холма участками наблюдались слои (до 1 м) сульфидных брекчий, почти полностью состоящие из фрагментов пирит-халькопиритовых труб черных курильщиков. Стратиграфически выше нарастают количество тонких (1–10 см, реже до 20 см) прослоев сульфидных гравелитов и песчаников, переслаивающихся с алевролитами. Аналогичные слои образуют пластообразные выклиники рудной залежи, встречающиеся в керне скважин в виде слоев мощностью до 40 см. Для флангов месторождения характерны руды обломочной, брекчевой и колломорфной текстур.

В центральной части рудного тела в 1999 г. была пробурена скв. 1Т. В ее разрезе выделено пять рудных интервалов, разделенных брекчиями серпентинитового или смешанного состава (обломки руды и серпентинитов), “перетертными” (?) рудами, а также кластогенными слоями (Зайков и др., 2009). Изученные образцы из кровли рудного тела (глубина 46.3–49.4 м) находятся в прослое псаммито-псефитовых халькопирит-пирит-марказитовых руд (рис. 3а, б). В этом интервале руды содержат 4.7–6.2 г/т Au (Зайков и др., 2009).

В 2006 г. в 500 м к северо-западу от скв. 1Т на северо-западном фланге месторождения была пробурена скв. 200 (см. рис. 2), которая на глубине 276.1–276.3 м подсекла прослой пирит-халькопирит-пирротиновых “гравелитов” мощностью 20 см среди бутильочно-зеленых серпентинитов с карбонатными прожилками и жилами мощностью до 0.5 см (Зайков и др., 2009; Мелекесцева и др., 2018). “Гравелиты” сложены угловатыми, близкими к изометричным фрагментами пирита и пирротина размером 1–4 мм, на которые наложен более поздний халькопирит (рис. 4а). Цемент представлен псефитовой рудной и породной массой (рис. 4б). Обломки первичных руд в большинстве случаев практически полностью замещены более поздними пиритом, пирротином, нерудными минералами и, местами, халькопиритом с сохранением обломочных контуров (см. рис. 4б–д). На обломочное происхождение этих руд указывают обломки хромита в цементе (см. рис. 4в). Многочис-

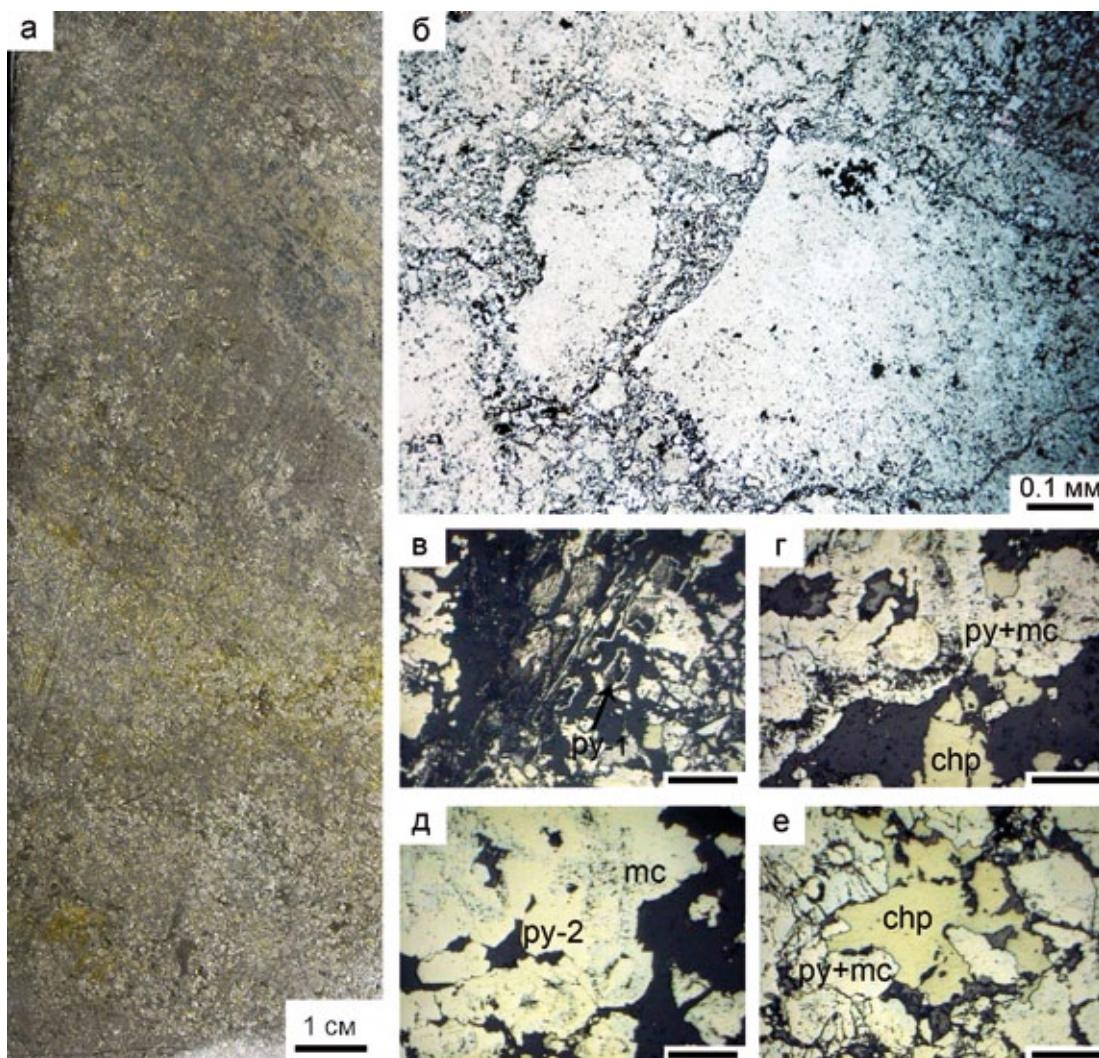


Рис. 3. Текстурно-структурные взаимоотношения рудных минералов в халькопирит-марказит-пиритовых рудах скв. 1Т Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения.

а – тонкообломочная, местами тонкослоистая и колломорфная текстура халькопирит-марказит-пиритовых руд (спил керна, глубина 46.3–47.3 м); б – марказит-пиритовые обломки в халькопирит-марказит-пиритовом цементе (обр. D1/46.3); в – пластинчатые агрегаты тонкодисперсного пириита-1 (*py*-1), который заместил кристаллы пирротина; г – концентрически-зональные агрегаты пириита и марказита (*py* + *mc*); д – кристаллический пириит-2 (*py*-2), который обрастает пириит-1 и пириит-марказитовые агрегаты; е – агрегаты позднего ксеноморфного халькопирита (*chp*).

Fig. 3. Textural-structural interrelations of ore minerals in chalcopyrite-marcasite-pyrite ores of borehole 1T of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit.

а – fine-clastic, locally fine-layered and colloform structure of chalcopyrite-marcasite-pyrite aggregates (unpolished drill core, depth of 46.3–47.3 m); б – marcasite-pyrite clasts in chalcopyrite-marcasite-pyrite matrix (sample D1/46.3); в – platy aggregates of fine-dispersed pyrite-1 (*py*-1), which replaced the pyrrhotite crystals; г – concentrically-zoned aggregates of pyrite and marcasite (*py* + *mc*); д – crystalline pyrite-2 (*py*-2), which overgrows pyrite-1 and pyrite-marcasite aggregates; е – aggregates of late anhedral chalcopyrite (*chp*).

ленные агрегаты кристаллического пириита обладают определенным сходством с конкрециями и имеют центральную пористую пиритовую зону, которая окружена каймой из сростков кристаллического пириита. Минеральный состав этого прослоя характеризуется преобладанием пирротина и присутствием ассоциирующих друг с другом Co–Ni (ко-

бальтин, герсдорфит, никелин) и Bi–Te (пильзенит) минералов и самородного золота (рис. 4е, ж).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание ЭП (Mn^{55} , Co^{59} , Ni^{60} , Cu^{65} , Zn^{66} , As^{75} , Se^{77} , Mo^{95} , Ag^{107} , Cd^{111} , Sn^{118} , Sb^{121} , Te^{125} , Au^{197} ,

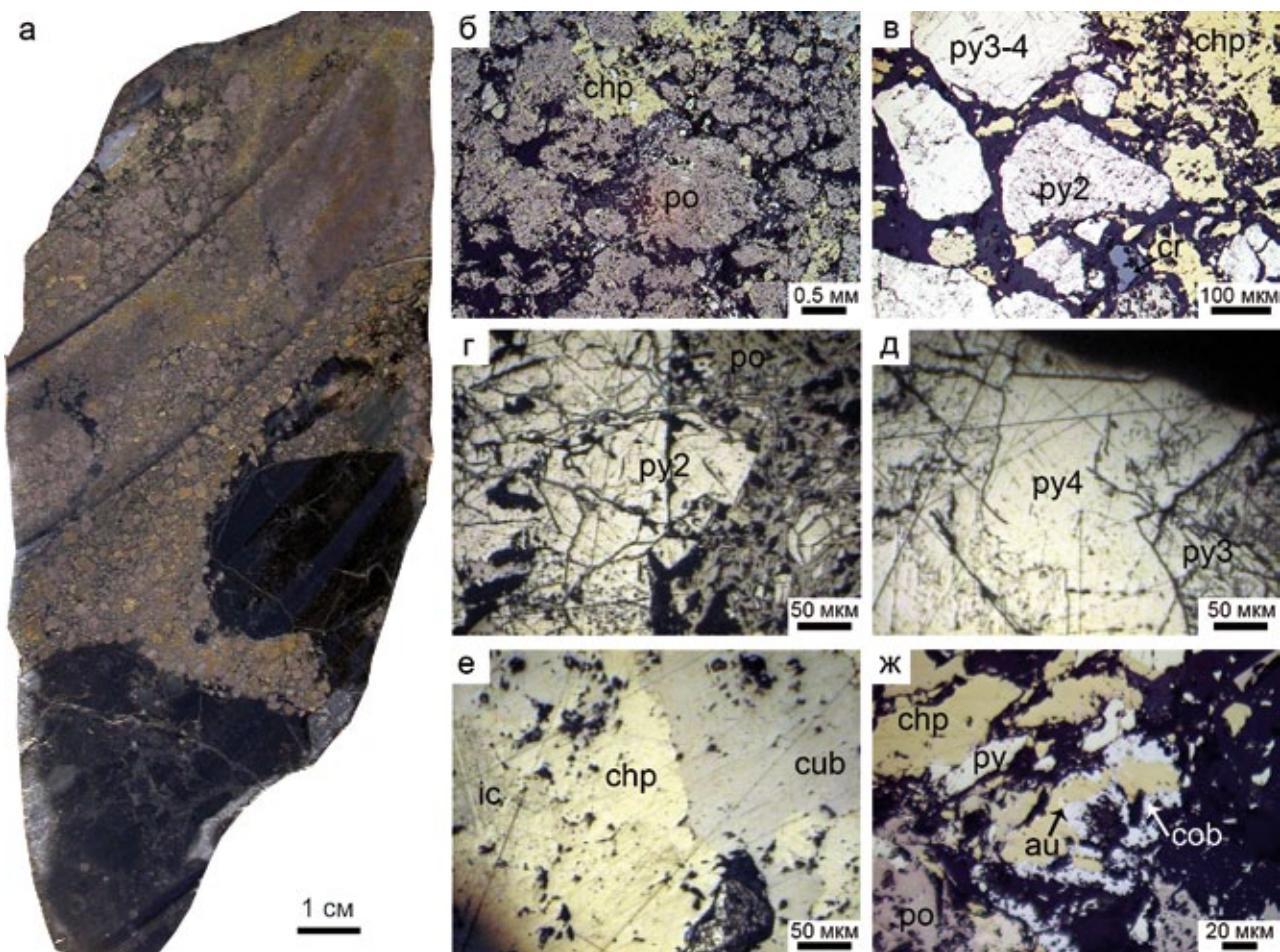


Рис. 4. Текстурно-структурные взаимоотношения рудных минералов в пирит-халькопирит-пирротиновой руде скв. 200 Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения.

а – мелкообломочное строение пирит-халькопирит-пирротиновой руды с крупными обломками серпентинитов (черное) (спил керна, глубина 276.1–276.3 м); б – пятнистая текстура пирротиновых (*po*) агрегатов, сцементированных нерудными минералами и халькопиритом; в – остроугольные фрагменты (обломки?) кристаллического пирита-2 (*py2*) с перистым внутренним строением и более гладкие кристаллы пирита-3-4 (*py3-4*); г – замещение пирита-2 пирротином; д – обрастане пирита-3 пиритом-4 (протравлено в HNO_3 конц); е – агрегаты халькопирита с реликтами решетчатой структуры изокубанита (*ic*) и кубанита (*cub*); ж – обрастане позднего ксеноморфного халькопирита новообразованным кобальтином (*cob*), ассоциирующим с самородным золотом (*au*). Образец 200-276.1.

Fig. 4. Textural-structural interrelations of ore minerals in pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite ore of borehole 200 of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit.

а – small-clastic structure of pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite ore with large clasts of serpentinites (black) (unpolished drill core, depth of 276.1–276.3 m); б – spotty pyrrhotite (*po*) aggregates enclosed in opaque matrix and chalcopyrite; в – angular fragments (clasts?) of crystalline pyrite-2 (*py2*) with pinnate internal structure and smoother crystals of pyrite-3-4 (*py3-4*); г – replacement of pyrite-2 by pyrrhotite; д – overgrowing of pyrite-3 by pyrite-54 (etched in HNO_3 conc); е – aggregates of chalcopyrite with relict isocubanite (*ic*) lamellae and cubanite (*cub*); ж – overgrowth of late xenomorphic chalcopyrite by newly formed cobaltite (*cob*) associated with native gold (*au*) around late anhedral chalcopyrite. Sample 200-276.1.

Tl^{205} , Pb^{208} , Bi^{209}) в сульфидах образов керна скважин 1Т (обр. D1/46.3) и 200 (обр. 200-276.1) было проанализировано методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой (ЛА ИСП МС) на приборе New Wave 213-нм с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия).

Методика анализа подробно изложена в работе (Maslennikov et al., 2009). Для общей выборки дисульфидов железа (пирит разных генераций + марказит), а также сульфидов меди и железа (халькопирит + кубанит) для каждой скважины рассчитаны ассоциации химических элементов методом максимального корреляционного пути (Смирнов, 1981). Локальные коэффициенты концентраций

для минералов рассчитаны как отношение медианного значения элемента в минерале к медианному значению элемента в общей выборке дисульфидов железа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скважина 1Т

В халькопирит-пирит-марказитовых рудах изучены: 1) шагреневые пластинчатые агрегаты тонкодисперсного пирита-1, который замещает кристаллы пирротина (см. рис. 3в); 2) зональные сростки пирита и марказита (см. рис. 3г); 3) относительно крупные марказитовые зерна; 4) кристаллический пирит-2, который обрастаает пирит-1 и пирит-марказитовые агрегаты (см. рис. 3д); 5) халькопирит, который заполняет межзерновое и межбломочное пространство (см. рис. 3е).

Для удобства описания содержания ЭП подразделены на высокие (>1000 г/т), повышенные (100–1000 г/т), умеренные (10–100 г/т) и низкие (<10 г/т). Все дисульфиды железа скважины 1Т содержат высокие концентрации Со (табл. 1). Пирит-1 также демонстрирует высокие содержания Cu, повышенные – Mn, Ni, Zn, As, Se, Ag, Sn, Sb и Pb, умеренные – Te и низкие – остальных ЭП. Пирит-марказитовые агрегаты характеризуются высокими содержаниями Cu, повышенными – Ni, Zn и Pb, умеренными – Mn, As, Se, Ag, Sb и Bi и низкими – остальных ЭП. Марказит содержит повышенные концентрации Ni, Cu, Zn и Pb, умеренные – As, Se, Ag, Sb и Bi и низкие – остальных ЭП. Пириту-2 свойственны умеренные содержания Ni, Cu, As, Se, Sb и Pb и низкие – остальных ЭП. Халькопирит характеризуется ультравысокими ($>10\,000$ г/т) содержаниями Zn, повышенными – Se, умеренные – Co, Ni, Cd, Sn и Pb и низкими – остальных ЭП (табл. 2).

Скважина 200

В пирит-халькопирит-пирротиновых “гравелитах” изучены: 1) пористый кристаллический пирит-2, представленный фрагментами сростков (часто радиально-лучистых) с шагреневой поверхностью (возможно, содержит реликты обломочного пирита-1) и разбитый сетью пирротиновых прожилков (см. рис. 4в, г); 2) агрегаты гладкого зонального кристаллического пирита-3-4 (см. рис. 4д), который обрастаает пирит-2 и зоны которого (пирит-3 и пирит-4) отличаются по химическому составу (см. табл. 1); 3) пирротин, замещающий пирит-2; 4) ксеноморфный халькопирит из межкристаллического и “межбломочного” пространства и 5) кубанит, ассоциирующий с халькопиритом и образующий ламелли в халькопиритовых агрегатах (см. рис. 4е).

Все сульфиды Fe скважины 200 характеризуются повышенными содержаниями Со и Ni (см. табл. 1). Пирит-2 содержит умеренные концентрации Se и низкие – остальных ЭП. Пирит-3 также демонстрирует повышенные содержания As, умеренные – Cu, Se и Sb и низкие – остальных ЭП. Для пирита-4 свойственны высокие содержания As, умеренные – Cu и Sb и низкие – остальных ЭП. Пирротин характеризуется повышенными содержаниями Cu, умеренными – Cr, As, Se и Sb и низкими – остальных ЭП. Халькопирит и кубанит имеют повышенные и высокие содержания Со и Ni, повышенные – Zn (халькопирит и кубанит) и Se (халькопирит), умеренные – Te (халькопирит, кубанит) и Se (кубанит) и низкие – остальных ЭП (см. табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований показывают, что содержания, распределение и форма нахождения ЭП в сульфидах главного рудного тела (скв. 1Т) и северо-западного фланга месторождения (скв. 200) различаются.

ЭП в сульфидах главного рудного тела и северо-западного фланга

Сравнительный анализ медианных содержаний (далее – содержаний) ЭП в сульфидах Fe главного рудного тела показывает, что пирит-1 характеризуется наибольшими содержаниями большинства ЭП (см. табл. 1, 3, рис. 5а). Исключением являются Mo, содержания которого примерно одинаковы в пирите-1, пирит-марказитовых агрегатах и марказите, Bi, содержания которого максимальны в пирит-марказитовых агрегатах и марказите, и Tl, максимальные содержания которого зафиксированы в пирите-2. Содержания большинства ЭП (Mn, Co, Ni, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Au, Tl, Pb) в пирите из скв. 1Т уменьшаются от ранней генерации (пирит-1) к поздней (пирит-2) (см. табл. 1, рис. 5а). Такое обогащение ЭП ранних форм пирита свойственно многим месторождениям, включая колчеданные и золоторудные (Large et al., 2007, 2009; Maslennikov et al., 2009), и объясняется быстрым ростом ранних генераций пирита (тонкозернистого, сажистого, коллоформного, фрамбоидального) при низкой температуре, что способствует большему вхождению многих ЭП в структуру пирита, чем образованию включений других минералов (Large et al., 2009). В то же время кристаллические формы пирита растут медленно при более высоких температурах, что благоприятствует высвобождению ЭП из структуры пирита и образованию в нем микровключений других минералов.

Содержания Se, Sb, Te и Bi повышены в пирит-марказитовых агрегатах относительно пирита-1 и -2.

Таблица 1. Содержание элементов-примесей в сульфидах железа Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, г/т

Table 1. Trace element content of Fe sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, ppm

№ анализа	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U	Co/Ni
Скв. 1Г																						
MY15A185	3.28	4.19	0.42	37	8075	567	6200	1600	254	120	4.96	174	1.50	183	116	18	5.56	0.06	532	0.96	0.18	
MY15A186	2.81	1.32	0.71	134	10724	867	4888	1218	195	180	14	140	1.02	105	106	21	3.92	0.07	353	5.34	0.13	
MY15A187	3.40	8.56	0.99	184	8125	692	9821	572	282	150	9.49	147	0.64	144	138	19	4.58	0.08	450	5.71	0.10	
MY15A188	2.95	8.43	1.10	80	7667	593	7029	575	280	112	3.42	191	0.70	209	137	20	5.83	0.07	601	0.32	0.24	
MY15A200	3.31	5.41	0.18	12	7507	531	4894	729	281	231	4.50	148	1.00	163	104	32	5.00	0.05	469	1.18	0.12	
MY15A201	2.93	4.15	0.62	1209	11097	1060	674	1182	114	329	58	39	1.27	24	93	12	1.86	0.18	209	12	0.21	
MY15A202	5.91	8.12	1.12	739	8429	901	771	2679	105	106	79	47	2.70	35	43	14	1.43	0.06	146	9.73	0.33	
MY15A205	47	44	5.38	75	6737	502	5796	560	200	270	3.36	136	0.56	129	103	15	3.68	0.04	402	3.49	0.13	
Медиана	3.30	6.76	0.85	107	8100	642	5345	956	227	165	7.23	144	1.01	136	105	19	4.25	0.06	426	4.41	0.16	
Пирит-1Г																						
MY15A176	2.91	6.31	0.29	26	1304	137	836	179	38	8.94	5.22	13	0.24	8.94	93	10.55	2.35	3.46	130	13	0.03	
MY15A177	3.12	3.68	0.19	29	1322	168	1725	1498	36	10	2.24	10	1.24	11	94	5.82	1.75	11	144	9.63	0.02	
MY15A178	2.18	3.63	0.77	8	1221	130	833	118	27	8.09	1.06	2.80	0.13	1.63	26	1.08	0.84	9.45	62	1.84	0.09	
MY15A179	3.26	2.59	1.29	16	1349	133	1771	237	31	5.81	1.48	8.64	0.19	4.84	89	3.36	2.31	9.57	135	6.07	0.04	
MY15A180	2.05	4.21	0.34	66	2539	84	1307	353	21	94	0.65	14	0.53	4.47	73	6.31	2.00	0.16	122	12	0.02	
MY15A181	2.57	3.89	0.76	35	1321	91	2458	92	49	5.89	4.20	9.85	0.15	2.03	147	0.48	2.54	13	237	1.10	0.07	
MY15A182	2.21	3.16	0.71	4	3142	226	2355	241	26	35	3.08	11	0.49	3.67	83	4.81	2.76	0.42	155	13	0.05	
MY15A183	1.88	1.93	0.28	94	2872	222	780	116	135	23	6.32	30	0.16	15	382	49	3.91	11	415	66	0.03	
MY15A184	4.36	6.44	0.16	99	3405	215	969	134	189	35	9.89	36	0.11	27	582	66	6.21	7.03	664	100	0.07	
MY15A203	3.73	6.60	1.02	288	6400	641	4820	535	66	254	4.15	22	0.80	17	151	20	2.62	0.04	189	32	0.15	
MY15A204	3.04	2.98	0.25	53	5623	372	1284	98	259	63	6.09	72	0.27	44	520	93	5.07	2.00	552	155	0.04	
Медиана	2.91	3.68	0.34	35	2539	168	1307	179	38	23	4.15	13	0.24	8.94	94	6.31	2.54	7.03	155	13	0.04	
Пирит-марказитовые агрегаты																						
MY15A189	2.79	36	2.47	45	5914	469	1543	220	90	486	3.99	56	0.22	59	48	6.75	1.71	0.02	163	1.98	0.06	
MY15A194	11	1.22	0.04	2.66	2243	143	644	72	32	18	4.44	12	0.21	2.42	477	9.23	2.02	0.05	185	19	0.01	
MY15A195	2.89	1.56	0.36	2.63	1450	117	613	37	22	8	7.25	11	0.14	2.44	122	5.30	1.12	0.50	105	6.71	0.02	
MY15A196	2.78	2.26	0.15	2.94	4847	227	1266	340	17	108	1.26	15	0.57	2.77	70	13	1.57	0.06	89	20	0.01	
Медиана	2.84	1.91	0.25	2.80	3545	185	955	146	27	63	4.21	14	0.21	2.61	96	7.99	1.64	0.05	134	13	0.01	
Марказит																						
MY15A190	2.55	1.74	0.24	32	1219	128	131	43	20	16	12	2.57	0.20	0.44	84	0.63	0.34	11	52	2.58	0.05	
MY15A191	2.56	0.58	0.04	0.10	1751	98	30	5	637	46	0.85	1.07	0.26	0.28	208	0.23	0.16	0.00	42	0.00	0.00	
MY15A192	2.32	0.03	0.15	0.54	1533	96	27	3	0.94	32	2.87	0.61	0.04	0.17	4.74	0.10	0.03	0.00	3.50	0.07	0.00	
MY15A193	2.07	0.01	0.01	0.27	439	56	25	1	1.08	9.86	2.13	1.22	0.05	0.06	25	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	0.00	
MY15A197	1.42	1.84	1.94	0.76	2056	316	198	3	407	129	0.27	2.26	0.09	1.18	59	0.84	1.04	0.01	112	0.53	0.00	
MY15A198	3.05	11	1.20	213	2963	248	1261	230	105	26	24	34	0.39	15	346	39	2.41	3.05	246	81	0.14	
MY15A199	1.84	2.11	1.23	0.43	474	21	83	2	218	82	0.08	0.82	0.06	0.57	22	0.51	0.32	0.01	38	0.56	0.04	
Медиана	2.32	1.74	0.24	0.54	1533	98	32	2.85	20	32	2.13	1.22	0.09	0.44	59	0.51	0.32	0.01	42	0.53	0.00	

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ анализа	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U	Co/Ni
Скв. 200																						
MY15A225	1.45	0.01	0.40	1.17	863	406	10	1.67	77	109	1.06	0.04	0.07	0.01	26	0.01	0.03	0.01	0.25	0.00	0.00	2.12
MY15A226	1.34	0.02	0.19	0.12	1054	376	0.64	0.33	924	104	0.62	0.01	0.00	0.02	2.71	0.11	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	2.80
MY15A227	1.23	0.02	0.14	0.80	816	313	4.10	0.89	857	71	0.60	0.01	0.07	0.03	2.53	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	2.60
MY15A228	2.07	0.02	0.31	0.78	780	301	235	1.41	16	48	0.58	0.03	0.02	0.06	2.99	0.14	0.00	0.01	0.12	0.00	0.00	2.59
MY15A233	3.41	0.37	3.97	3.77	656	325	324	1.88	35	110	0.43	0.10	0.01	0.01	9.08	0.09	0.02	0.00	0.11	0.00	0.00	2.02
MY15A247	2.48	0.01	0.26	0.46	730	364	1.99	1.56	48	49	0.31	0.01	0.06	0.00	5.73	0.11	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	2.00
Медиана	1.76	0.02	0.29	0.79	798	345	7.00	1.49	26	88	0.59	0.02	0.04	0.01	4.36	0.10	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	2.32
MY15A229	1.99	0.30	20	3.22	554	626	194	0.73	440	24	0.89	0.01	0.06	0.02	43	0.07	0.01	0.09	0.03	0.00	0.00	0.88
MY15A234	2.08	0.12	10	1.88	638	595	131	1.03	372	12	0.95	0.01	0.08	0.05	59	0.12	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	1.07
MY15A235	4.15	0.10	3.55	2.20	566	341	2.91	1.16	409	26	1.62	0.01	0.07	0.03	38	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	1.66
MY15A236	1.90	0.13	6.49	0.86	182	543	144	0.63	1473	2.64	0.27	0.05	0.07	0.01	52	0.09	0.02	1.65	0.25	0.01	0.00	0.34
MY15A237	2.88	0.86	62	0.97	32	175	4.17	1.18	3449	0.25	0.23	0.03	0.13	0.04	16	0.08	0.01	0.29	0.12	0.00	0.00	0.18
MY15A239	1.81	0.18	12	0.11	144	684	3.72	0.06	2127	2.07	0.48	0.01	0.21	0.02	27	0.01	0.08	0.38	0.39	0.00	0.00	0.21
MY15A262	1.98	0.00	0.02	0.89	1475	751	37	0.40	25	19	2.03	0.27	0.07	0.00	1.34	0.07	0.01	0.00	0.05	0.19	0.00	1.96
Медиана	1.99	0.13	10	0.97	554	595	37	0.73	440	12	0.89	0.01	0.07	0.02	38	0.07	0.01	0.09	0.05	0.00	0.00	0.93
MY15A238	1.75	0.00	2.25	0.10	311	1146	13	0.04	1147	8.72	0.04	0.04	0.10	0.04	51	0.06	0.14	0.62	0.56	0.00	0.00	0.27
MY15A240	1.99	0.32	31.82	0.64	298	1138	8.01	0.05	3011	5.44	0.39	0.01	0.11	0.01	71	0.06	0.07	0.69	0.37	0.01	0.00	0.26
MY15A241	1.86	0.01	0.63	0.22	254	858	16	0.01	966	7.06	0.32	0.01	0.05	0.00	2.76	0.04	0.11	0.01	0.13	0.00	0.00	0.30
MY15A232	2.38	0.02	1.58	0.04	193	662	7.03	0.09	883	4.56	0.30	0.00	0.06	0.05	1.94	0.01	0.06	0.02	0.13	0.00	0.00	0.29
Медиана	1.93	0.02	1.91	0.16	276	998	11	0.05	1056	6.25	0.31	0.01	0.08	0.02	27	0.05	0.09	0.32	0.25	0.00	0.00	0.28
MY15A242	1.68	0.24	24	7.15	644	690	132	2.73	81	77	3.87	0.74	0.14	0.08	20	0.10	0.06	0.20	0.10	0.00	0.01	0.93
MY15A243	1.99	0.04	1.46	7.17	506	592	85	2.17	72	98	2.35	0.89	0.49	0.21	15	0.05	0.09	0.17	0.13	0.00	0.03	0.86
MY15A244	2.26	0.18	8.95	5.06	613	701	78	9.05	100	108	2.13	1.05	0.62	0.18	15	0.11	0.07	0.23	0.61	0.00	0.03	0.87
MY15A245	2.96	2.46	134	23	951	937	9700	68	194	80	1.70	0.81	0.40	0.21	35	2.07	0.14	0.24	2.68	0.02	0.14	1.02
MY15A248	3.26	1.30	38	13	581	584	190	11	89	120	3.31	0.84	0.29	0.16	14	0.08	0.12	0.22	1.14	0.00	0.03	1.00
Медиана	2.26	0.24	24	7.17	613	690	132	9.05	89	98	2.35	0.84	0.40	0.18	15	0.10	0.09	0.22	0.61	0.00	0.03	0.89

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в сульфидах меди и железа Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, г/т

Table 2. Trace element content in Cu and Fe sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposits, ppm

№ анализа	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U	Co/Ni
Халькопирит, скв. 1Г																					
MY15A209	1.62	0.54	3.94	5.85	36	12	12574	0.13	257	0.03	5.53	19	15	1.40	0.28	0.01	0.02	41	0.00	0.01	
MY15A210	3.47	2.32	0.41	21	67	3.82	12288	0.05	268	0.00	9.18	16	77	2.70	0.00	0.06	0.02	16	0.22	0.03	
MY15A211	2.45	0.02	0.78	0.43	309	2.59	15996	0.53	264	0.15	3.23	17	99	0.54	0.11	0.04	0.00	3.95	0.06	0.01	
MY15A212	2.68	0.32	0.15	1.14	67	25	14782	0.15	210	0.08	11	27	12	0.38	0.57	0.00	0.01	78	0.01	0.00	
MY15A213	2.50	0.07	1.39	1.05	97	0.18	18336	0.02	190	0.05	3.39	20	91	0.20	0.56	0.01	0.01	2.11	0.01	0.01	
MY15A214	5.09	2.78	2.84	2.74	29	2.24	10700	0.02	218	0.02	2.52	12	68	2.55	0.25	0.05	0.01	11	0.01	0.06	
MY15A215	1.74	0.50	0.18	0.76	26	15	11520	0.81	76	0.08	5.80	17	17	0.94	0.46	0.01	0.00	32	0.01	0.02	
MY15A216	0.99	0.13	5.35	3.71	671	28	18225	1.20	299	0.10	5.73	25	29	3.20	0.41	0.00	0.00	45	0.11	0.02	
MY15A217	2.37	0.97	2.03	1.24	35	5.35	11039	0.39	246	0.03	5.85	14	36	0.31	0.09	3.53	0.01	17	0.01	0.02	
MY15A218	5.18	5.02	0.82	4.43	39	2.13	15890	0.94	188	0.11	5.56	20	39	15	0.08	0.04	0.01	33	0.01	0.12	
MY15A219	3.04	0.26	0.45	5.16	127	11	16324	0.01	199	0.08	4.25	20	38	0.80	0.13	0.00	0.00	15	0.00	0.01	
MY15A220	3.62	0.83	1.52	6.36	554	32	18591	0.70	246	0.10	9.17	25	25	3.93	0.45	0.01	0.01	61	0.06	0.04	
MY15A223	2.73	0.10	0.05	0.75	46	13	14476	0.05	167	0.00	5.37	22	7.97	0.17	0.17	0.00	0.01	50	0.01	0.00	
MY15A224	1.88	0.90	0.56	8.17	381	132	17290	13	217	0.09	11	24	49	16	0.86	0.01	0.01	63	0.29	0.04	
Медиана	2.59	0.52	0.80	3.23	67	11	15336	0.27	217	0.08	5.64	20	37	1.17	0.27	0.01	0.01	32	0.01	0.02	
Халькопирит, скв. 200																					
MY15A250	2.54	0.00	1.19	0.46	874	1014	592	5.71	847	2.66	0.10	1.91	0.20	2.73	84.96	0.38	0.88	3.54	2.41	0.00	
MY15A254	0.80	0.02	0.69	0.68	177	595	185	6.95	168	1.40	0.07	0.85	0.05	0.94	6.17	0.03	0.49	0.23	0.63	0.03	
MY15A255	12	0.06	3.00	0.34	331	478	624	0.37	760	0.04	0.26	2.72	0.24	0.26	76.29	0.57	0.09	0.21	2.33	0.09	
MY15A256	1.57	0.04	2.71	0.91	677	758	1624	1.52	431	2.64	0.27	5.55	0.37	1.09	40.69	0.03	0.44	0.34	2.39	0.00	
MY15A258	108	0.01	0.05	0.31	1111	1542	320	16	322	3.05	0.22	2.25	0.06	1.89	33.08	0.00	1.37	0.97	3.61	1.30	
MY15A260	2.07	0.02	1.98	0.49	1098	1440	310	2.62	700	1.71	0.15	2.19	0.16	1.80	64.43	0.07	0.65	1.46	5.18	0.00	
MY15A261D	1.62	0.00	0.24	0.78	722	1016	461	3.75	231	5.28	0.13	2.52	0.22	0.47	38.14	0.03	0.33	0.26	3.12	0.01	
MY15A263	5.37	3.12	179	7.18	1312	1477	485	0.64	19	1.07	0.36	2.23	0.32	0.50	40	0.04	0.45	0.42	10.34	0.04	
Медиана	2.31	0.02	1.59	0.58	798	1015	473	3.19	377	2.18	0.18	2.24	0.21	1.01	40	0.04	0.47	0.38	2.76	0.02	
Кубанит, скв. 200																					
MY15A249	1.68	0.06	0.88	0.99	459	491	195	5.59	13	0.50	0.51	3.63	1.47	1.79	2.01	0.09	0.29	2.68	0.81	0.01	
MY15A252	1.06	0.00	1.40	1.40	114	165	61	0.97	608	0.11	0.42	2.10	0.66	0.47	48	0.01	0.31	0.66	2.08	0.00	
MY15A253	2.93	0.07	1.39	2631	1209	510	1146	40	0.99	5.92	2.27	0.49	83.68	109	0.09	1.61	0.53	4.23	0.00		
MY15A257	4.05	0.03	0.66	1.68	161	204	121	1.74	17	0.00	0.70	2.03	1.86	0.32	47	0.20	0.02	0.06	1.89	0.00	
MY15A259	1.86	0.10	1.28	0.24	1397	1743	20	5.33	307	0.74	1.01	2.11	0.37	3.39	24	0.04	1.96	2.01	4.15	0.01	
Медиана	1.86	0.06	0.88	1.39	459	491	121	5.33	40	0.50	0.70	2.11	0.66	1.79	47	0.09	0.31	0.66	2.08	0.00	

Таблица 3. Локальные коэффициенты концентрации в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения

Table 3. Local concentration coefficients of sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit

Главное рудное тело, скв. 1Т														
Пирит-1	Ag 13.8	Mn 12.8	As 8.5	Te 8.4	Co 5.8	Ni 4.9	U 4.3	Pb 3.9	Mo 3.3	V 3	Au 2.8	Sb 1.5	Cr 1.3	Ti 1.2
Пирит-марказитовые агрегаты	Tl 157.7	Bi												
Халькопирит	Cd 30.2	Zn 27.1	Se 1.9											
Северо-западный фланг месторождения, скв. 200														
Пирит-2	Co 1.4													
Пирит-3	Sb 5.8													
Пирит-4	As 13.8	Ni 1.7												
Пирротин	Ag 11.7	Mn 9.1	Mo 4											
Кубанит	Sn 28.5													
Халькопирит	Bi 967.7	Te 795	Zn 305.6	Cd 19.4	Se 12.2	Pb 5	Au 3.3	Tl 2.7	Ni 1.7	Co 1.4				

Марказит характеризуется промежуточным уровнем содержаний между всеми разновидностями пирита, но содержания ЭП в нем наиболее близки к таковым в пирит-марказитовых агрегатах. Халькопирит характеризуется пониженными содержаниями всех ЭП относительно всех разновидностей пирита, за исключением Zn и Cd, а также Se. Носителями повышенных содержаний благородных металлов являются пирит-1 и пирит-марказитовые агрегаты.

В рудах скв. 200 наибольшее количество ЭП накапливается в халькопирите (Bi, Te, Zn, Cd, Se, Pb, Au, Tl, Ni, Co) (см. табл. 1, 3, рис. 5б). Олово накапливается в кубаните, As и Ni – в пирите-4, Ag, Mn и Mo – в пирротине, Sb – в пирите-3 и Co – в пирите-2.

Форма нахождения ЭП в сульфидах

Корреляционный анализ данных ЛА-ИСП-МС методом максимального корреляционного пути для выборок минералов служит эффективным инструментом для выявления ассоциаций элементов-примесей в целях установления формы их нахождения в минералах (Maslennikov et al., 2009). Для выборки сульфидов Fe в халькопирит-пирит-марказитовых рудах главного рудного тела принято три минералого-геохимические ассоциации (табл. 4). Первая ассоциация объединяет элементы ассоциирующих микровключений халькопирита (Ag, Sn, Cu), золота и галенита (Au, Pb) и теллуридов Bi, возможно содержащих Sb. Вто-

рая ассоциация содержит микровключения сфалерита (Zn, Cd), который соединен “гидрогенным” U (Butler, Nesbitt, 1999) с типичными ЭП пирита (Ni, Co, Se) и группой литогенных V, Cr и Ti (Масленников и др., 2014), отражающих включения нерудных элементов. В третью группу входят Mn и Mo, которые часто являются примесями в колломорфных разновидностях пирита (Масленников и др., 2014). As и Tl не имеют связей ни с одним элементом и, вероятно, изоморфно входят в структуру пирита.

Для халькопирита горизонта главного рудного тела установлено пять минералого-геохимических ассоциаций (см. табл. 4). Первая ассоциация отражает микровключения пирита (Ni, As, Bi, Mn, Tl), вторая – объединяет гидрогенные (V, U) и литогенные (Ti) элементы, концентрирующиеся в силикатных минералах. Третья и четвертая ассоциации показывают разделение Cd и Zn между разными минералами: первый связан с Pb и Ag, что может указывать на присутствие собственного минерала этих элементов, тогда как вторая, вероятно, свидетельствует о том, что микровключения сфалерита содержат Co и Mo. Необычной представляется связь Se (типичного элемента в халькопирите) и Cr (элемента, типичного для нерудных минералов). Отсутствие связей Sn, Sb, Au и Te с другими ЭП наиболее вероятно объясняется их изоморфным положением в структуре халькопирита.

Для выборки сульфидов Fe (пирит + пирротин) в пирит-халькопирит-пирротиновых “гравелитах” северо-западного фланга месторождения установ-

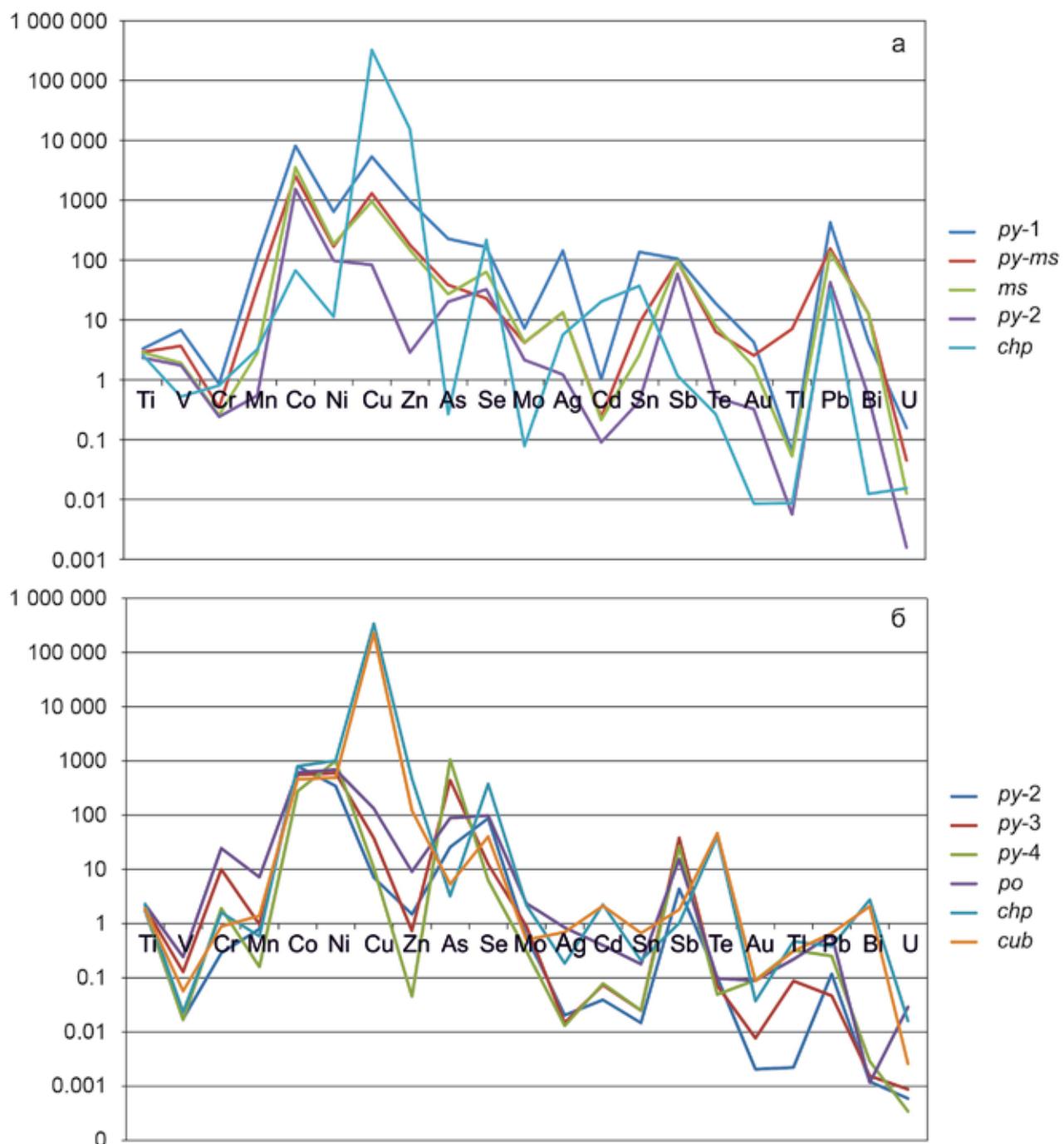


Рис. 5. Соотношение медианных содержаний элементов-примесей в различных сульфидах главного рудного тела (а) и рудного горизонта северо-западного фланга (б) Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения.

Fig. 5. Ratio of median trace element contents in various sulfides of the main ore body (a) and ore horizon of the north-western flank (b) of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit.

лено три минералого-geoхимические ассоциации (см. табл. 4). Первая ассоциация отражает комплексные микровключения халькопирита, сфалерита и галенита (Cu, Te, Zn, Pb), хромита (V, Cr, Mn), ассоциирующих золота и никелина (Ni), ми-

нералов Sn, Ag, Cd (?), а также ранних форм пирита, концентрирующих As и Tl. Вторая ассоциация, вероятно, указывает на возможную примесь Bi в кобальтине по аналогии с Ишкенинским кобальт-мединоколчеданным месторождением, где кобаль-

Таблица 4. Ассоциации элементов-примесей в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения

Table 4. Trace element associations of sulfides of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit

Скв. 1Т	Скв. 200
Сульфиды Fe	Сульфиды Fe
I (Ag ^{0.99} Sn ^{0.86} Cu) ^{0.68} (Au ^{0.97} Pb) ^{0.75} (Te ^{0.92} Bi ^{0.82} Sb) II (Zn ^{0.98} Cd) ^{0.78} U ^{0.80} (Ni ^{0.96} Co ^{0.68} Se) ^{0.65} (V ^{0.86} Cr ^{0.79} Ti) III (Mn ^{0.88} Mo) As, Tl	I (Cu ^{1.00} Te ^{0.98} Zn ^{0.98} U ^{0.93} Pb) ^{0.90} (V ^{0.95} Cr ^{0.79} Mn) ^{0.79} (Sn ^{0.90} Ag ^{0.87} Cd) ^{0.54} (Au ^{0.73} Ni) ^{0.48} (Sb ^{0.58} Tl ^{0.49} As) II (Co ^{0.59} Bi) III (Mo ^{0.53} Se) Ti
Халькопирит	Халькопирит + кубанит
I (Ni ^{0.96} As ^{0.75} Bi ^{0.68} Mn ^{0.57} Tl) II (V ^{0.95} U ^{0.74} Ti) III (Cd ^{0.79} Pb ^{0.78} Ag) IV (Co ^{0.71} Zn ^{0.58} Mo) V (Se ^{0.58} Cr) Sn, Sb, Au, Te	I (Ti ^{1.00} U) II (V ^{1.00} Cr ^{0.97} Mn ^{0.78} Bi) ^{0.66} Ni ^{0.75} Tl ^{0.76} Co ^{0.79} (Sb ^{1.00} As ^{0.99} Ag ^{0.56} Te) III (Zn ^{0.77} Cd) Se, Mo, Sn, Au, Pb

Примечание. Элементы даны по убыванию коэффициентов корреляции.

Note. Elements are ranged in order of decreasing correlation coefficients.

тин содержит до 0.25 мас. % Bi (Зайков и др., 2009). Ассоциация Mo с Se связана с включениями кубанита, где Mo отрицательно коррелирует с Cu ($r^2 = -0.6$). Титан не образует связей с другими элементами, будучи связан с нерудной составляющей.

Для выборки сульфидов Cu и Fe (халькопирит + + кубанит) в пирит-халькопирит-пирротиновых “гравелитах” северо-западного фланга месторождения установлено три минералого-геохимические ассоциации (см. табл. 4). Сильная связь отличает Ti и U, поскольку в этом горизонте U тяготеет к нерудным минералам цемента (Мелекесцева и др., 2018). Вторая ассоциация связана с включениями V-, Mn- и, возможно, Bi-содержащего хромита, пирита (Ni, Tl, Co), сульфоарсенидов, сульфоантимонидов и теллуридов. В третьей ассоциации обособились включения сфалерита. Элементы-примеси, изоморфно входящие в сульфиды Cu и Fe, не образуют связей с другими ЭП (Se, Mo, Sn, Au, Pb).

Причины различий в распределении ЭП в сульфидах

Разное накопление ЭП в сульфидах главного рудного тела и северо-западного фланга месторождения обусловлено двумя главными причинами: 1) разным источником вещества и 2) разной степенью диагенетической преобразованности сульфидов.

Ранее на основании валового Co/Ni отношения в рудах Дергамышского месторождения был предложен “мафитовый” источник металлов (Мелекесцева et al., 2013). Считается, что Co/Ni отношение (>1 или <1) может быть информативно для выявления источника элементов, что основано на преобладании Ni в ультрамафитах и Co –

в основных вулканитах (Marques et al., 2006). Содержание Co и Ni в серпентинитах Байгускаровского массива, вмещающего Дергамышское месторождение, составляет 0.008 и 0.18 г/т (Захаров, Захарова, 1975) соответственно, и их Co/Ni отношение (0.04) близко мантийному значению (0.06) (McDonough, Sun, 1995). Средние содержания Co в рудах скв. 1Т (0.14%) значительно превышают средние содержания Ni (0.02%) (Co/Ni > 1) (Зайков и др., 2009), а Co/Ni отношение равно 7, что во много раз превышает мантийные значения, указывая на основные породы в качестве источника Co. Это предположение подтверждается и настоящим исследованием, в результате которого установлено Co/Ni отношение $>>1$ для всех сульфидов из скв. 1Т и раннего пирита скв. 200 и <1 для остальных сульфидов скв. 200 (см. табл. 1, 2). Подобная ситуация характерна для массивных руд гидротермального сульфидного поля Рейнбоу в Срединно-Атлантическом хребте, залегающего на ультрамафитах (Marques et al., 2006).

Источник металлов, не связанный с ультрамафитами, для главного рудного тела Дергамышского месторождения также подтверждается и содержаниями в рудах и сульфидах ЭП полиметаллической ассоциации (Zn, Cd, Ag, Sn, Sb, Pb), не характерной для ультрамафитов. Содержания Zn в главном рудном теле Дергамышского месторождения составляют 0.12–2% по сравнению с рудами Ишкенинского (до 0.4% по данным геологоразведочных работ и 2–860 г/т в штуфных пробах) и Ивановского (0.02–0.15%) месторождений (Зайков и др., 2009). По данным настоящего исследования, содержания Cd, Ag, Sn, Sb и Pb также повышены на порядок и выше в сульфидах скв. 1Т, тогда как

сульфиды скв. 200 содержат повышенные концентрации Cr, Ni, As – типичных элементов-примесей ультрамафитов (рис. 6а). Сходная картина обога-

щения и обеднения ЭП наблюдается и в халькопирите: халькопирит главного рудного тела обогащен Zn, Ag, Cd, Sn, Sb и Pb, тогда как халькопи-

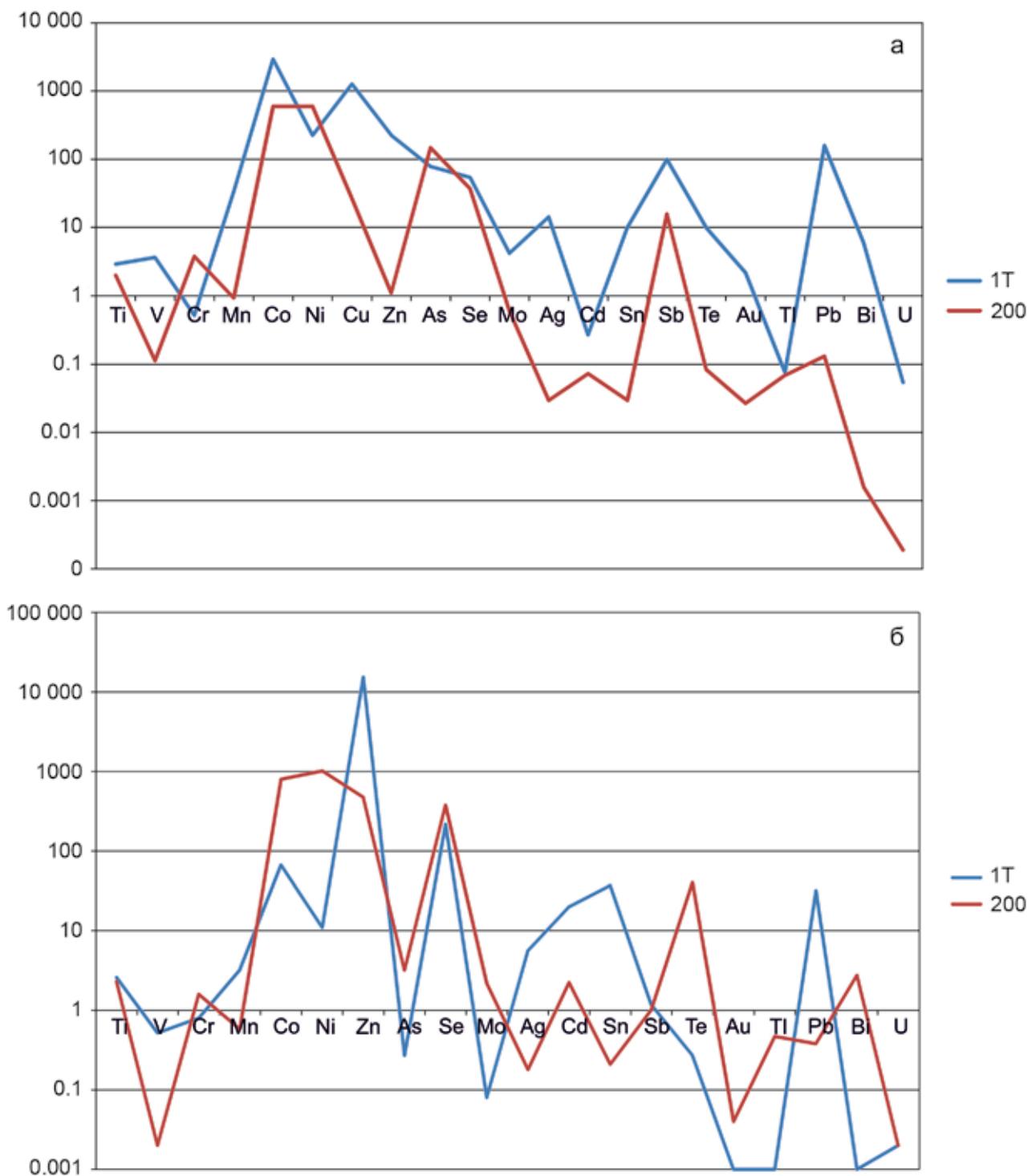


Рис. 6. Соотношение медианных содержаний элементов-примесей в дисульфидах Fe (pirит + пирротин) (а) и сульфидах Fe и Cu (халькопирит + кубанит) (б) Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения.

Fig. 6. Ratio of median trace element contents in Fe disulfides (pyrite + pyrrhotite) (a) and Fe and Cu sulfides (chalcopyrite + cubanite) (b) of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit.

рит северо-западного фланга богаче Cr, Co, Ni и As (рис. 6б).

По содержаниям Zn (а также Co и Ni) руды Дергамышского месторождения (Melekestseva et al., 2013) близки к рудам Летнего месторождения кипрского (домбровского) типа, залегающим в базальтах оphiолитовой ассоциации (Лядский и др., 1988; Зайков и др., 2001; Серавкин, 2010). В них также сфалерит является второстепенным минералом, а Co главным образом присутствует как примесь в пирите и редко образует мелкие кристаллы кобальтина (Зайков и др., 2001).

Известно, что Sn – один из элементов-индикаторов влияния ультрамафитов (или осадков) на рудообразование (Evrard et al., 2015), а в трубах курильщиков Дергамышского месторождения были обнаружены минералы Sn – кассiterит и недиагностированный минерал Sn, Fe и Cu (Maslennikov et al., 2017). В сульфидах главного рудного тела Дергамышского месторождения его повышенные медианные концентрации характерны только для пирита-1, в котором он имеет сильную корреляционную связь с Pb, Ag (0.95), Au (0.96) и As (0.88), вероятно входя в состав золото-галенит-сульфосольной ассоциации. При этом халькопирит главного рудного тела обогащен Sn (медиана 37 г/т) относительно халькопирита северо-западного фланга месторождения (медиана 0.21 г/т). Возможно, некоторое обогащение Sn отражает локальные физико-химические условия образования минералов, а не общую картину в целом, так как на многих уральских колчеданных месторождениях, которые ассоциируют с вулканогенными комплексами, содержания Sn в минералах курильщиков высокие (Maslennikov et al., 2017).

Повышенные содержания ЭП в сульфидах Fe халькопирит-пирит-марказитовых руд скв. 1Т по сравнению с сульфидами Fe скв. 200, за исключением Cr, Ni и As (см. рис. 6а), могут также отражать меньшую степень их диагенетического преобразования, при котором ЭП высвобождаются из ранних обломочных сульфидов. Морфологически их меньшая степень преобразования подтверждается многообразием и сохранностью ранних форм минералов (обломки, почки, апопирротиновый пирит) и меньшим количеством аутигенных акцессорных минералов: в образцах скв. 1Т обнаружено только самородное золото. Напротив, пирит-халькопирит-пирротиновые “травелиты” скв. 200 являются более преобразованными, поскольку практически не содержат ранних морфологических форм сульфидов, а на их обломочное происхождение косвенно указывает только присутствие обломков хромита. Здесь найдены многочисленные собственные минералы Co, Ni, As, Au, Ag, Te и Bi (кобальтин, герсдорфит, никелин, самородное золото, пильзенит) (Зайков и др., 2009), которые образовались при высвобождении соответству-

ющих элементов из ранних сульфидов в процессе диагенеза рудокластических осадков. Большая степень преобразования “травелитов” может быть связана с его небольшой (≈ 20 см) мощностью и смешением сульфидных обломков с серпентинитовыми, присутствие которых обеспечило благоприятные условия для почти полной пирротинизации первичных обломков дисульфидов Fe (Масленников и др., 2014).

ВЫВОДЫ

Установлено, что сульфиды главного рудного тела Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения обогащены большинством элементов-примесей по сравнению с сульфидами северо-западного фланга месторождения. Большинство элементов-примесей (Ag, Sn, Mn, As, Co, Ni, Te, Pb, Au) в них накапливается в пирите-1, пирит-марказитовые агрегаты концентрируют Tl и Bi, марказит – Mo и Sb, а халькопирит – Zn, Se и Cd. Наибольшее количество элементов-примесей в сульфидах северо-западного фланга месторождения накапливается в халькопирите (Bi, Te, Zn, Cd, Se, Pb, Au, Tl, Ni, Co). Олово накапливается в кубаните, As и Ni – в пирите-4, Ag, Mn и Mo – в пирротине, Sb – в пирите-3 и Co – в пирите-2.

В сульфидах Fe главного рудного тела элементы-примеси встречаются в виде изоморфной примеси (As, Tl, Ni, Co, Se) и ультрамикроскопических включений халькопирита (Ag, Sn, Cu), золота и галенита (Au, Pb) и Sb-содержащих теллуридов Bi. Халькопирит главного рудного тела включает изоморфные Sn, Sb, Au и Te, а также микроскопические зерна пирита (Ni, As, Bi, Mn, Tl), нерудных (V, U, Ti), минерала с Cd, Pb и Ag, а также Co- и Mo-содержащего сфалерита. Сульфиды Fe (пирит и пирротин) северо-западного фланга месторождения вмещают микровключения ассоциирующих халькопирита, сфалерита и галенита (Cu, Te, Zn, Pb), кубанита (Mo, Se), хромита (V, Cr, Mn), золота и минералов Ni, Sn, Ag, Cd, ранних форм пирита, концентрирующих As и Tl, а также Bi-содержащего (?) кобальтина. Сульфиды Cu и Fe (халькопирит + кубанит) северо-западного фланга месторождения также содержат во включениях нерудные минералы, концентрирующие Ti и U, хромит (Cr, V, Mn, Bi), пирит (Ni, Tl, Co), сульфоарсениды, сульфоантимониды и теллуриды (Sb, As, Ag, Te), сфалерит (Zn, Cd). Изоморфные элементы-примеси в сульфидах Cu и Fe представлены Se, Mo, Sn, Au, Pb.

Информация о распределении и форме нахождения элементов-примесей (особенно в их “невидимой” форме) чрезвычайно важна для оценки возможных потерь при отработке колчеданных руд и возможном извлечении ценных компонентов, включая высокотехнологические эле-

менты. Полученные нами результаты могут быть учтены при возможной отработке других кобальт-мединоколчеданных месторождений южного фланга Главного Уральского разлома (Ишкенинского и Ивановского).

Различающееся накопление ЭП в сульфидах главного рудного тела и северо-западного фланга месторождения обусловлено двумя главными причинами: 1) “мафитовым” источником металлов для сульфидов главного рудного тела и “ультрамафитовым” – для сульфидов северо-западного фланга месторождения и 2) разной степенью диагенетического преобразования сульфидов с менее преобразованными сульфидами главного рудного тела и более преобразованными сульфидами северо-западного фланга месторождения.

Благодарности

Авторы благодарят Р. Ларжа и Л. Данюшевского за возможность выполнения аналитических работ в Университете Тасмании, а также Н.Р. Аюпову и Н.П. Сафину за обсуждение результатов. Мы также глубоко признательны рецензенту за проницательные замечания, исправление которых позволило улучшить первоначальный вариант статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемьев Д.А., Мелекесцева И.Ю., Третьяков Г.А. (2016) Геологическое строение и состав рудовмещающей толщи Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения (Южный Урал): новые данные. *Металлогенез древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям*. Миасс: ИМин УрО РАН, 110-116.
- Бучковский Э.С. (1966) Отчет о результатах поисково-рекогносцировочных работ на силикатный и сульфидный никель, выполненный Байгускаровской геолого-поисковой и Байгускаровской геофизическими партиями в 1964–1966 гг. Уфа, Геолфонды. (Не опубл.)
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 429 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациональный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. (2011) Минералы золота и серебра в рудных фациях золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района, Южный Урал. *Литосфера*, (6), 47-67.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Геотур, 376 с.
- Захаров А.А., Захарова А.А. (1975) Зависимость состава руд Ивановского сульфидного месторождения на Южном Урале от их литологической приуроченности. *Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале*. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 105-110.
- Лядский П.В., Полуэктов А.П., Губанов Л.И., Исмагилов М.И., Грязнов О.Н., Чесноков В.И., Берг Л.Я. (1988) Месторождение Летнее. *Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение*. Свердловск: УрО АН СССР, 23-32.
- Масленников В.В., Аюрова 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. <https://elibrary.ru/item.asp?id=23720644>
- Масленников В.В., Аюрова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. (2016а) Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 388 с.
- Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова А.В., Третьяков Г.А., Масленникова С.П., Аюрова Н.Р., Сафина Н.П., Филиппова К.А., Удачин В.Н., Целуйко А.С., Аминов П.Г. (2016б) Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Сафина Н.П., Артемьев Д.А. (2018) Микротопохимия пирротин-пиритовой конкреции Дергамышского кобальт-мединоколчеданного месторождения, Южный Урал. *Минералогия*, (3), 93-107. <https://elibrary.ru/item.asp?id=36360067>
- Серавкин И.Б. (2010) Металлогенез Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: Гилем, 284 с.
- Смирнов В.И. (1981) Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 174 с.
- Evrard C., Fouquet Y., Moelo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J.A. (2015) Tin concentration in hydrothermal sulfides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical study. *Eur. J. Mineral.*, **27**, 627-638. DOI: 10.1127/ejm/2015/0027-2472
- 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**, 635-668. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635>
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1111>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R., Danyushevsky L., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tselyukov A.S., Melekestseva I.Yu., Tessaolina S.G. (2017) Chimneys in Paleozoic massive

- sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 64-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.012>
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Chavagnac V., Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Min. Dep.*, **41**, 52-67. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0040-8>
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. (2013) Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs. *Ore Geol. Rev.*, **52**, 18-36. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.005>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29.

REFERENCES

- Artem'ev D.A., Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A. (2016) Geological structure and composition of ore-hosting sequence of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit (South Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennoykh okeanov-2016. Ot mineralogeneza k mestorozhdeniyam* [Metallogeny of ancient and modern oceans-2016. From mineralogenesis to deposits]. Miass, IMin UB RAS, 110-116. (In Russian)
- Buchkovsky E.S. (1966) Report on researching works on silicate and sulfide nickel conducted by the Bayguskarovo Geological Survey and Bayguskarovo Geophysical parties in 1964-1966. Ufa, Geological Founds (In Russian, unpublished)
- Evrard C., Fouquet Y., Moelo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J.A. (2015) Tin concentration in hydrothermal sulfides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical study. *Eur. J. Mineral.*, **27**, 627-638. DOI: 10.1127/ejm/2015/0027-2472
- 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**, 635-668. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635>
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>
- Lyadsky P.V., Poluektov A.P., Gubanov L.I., Ismagilov M.I., Gryaznov O.N., Chesnokov V.I., Berg L.Ya. (1988) The Letnee deposit. *Mednokolchedannye mestorozhdeniya Urala. Geologicheskoe stroenie* [Massive sulfide deposits of the Urals. Geological structure]. Sverdlovsk, UB AN SSSR, 23-32. (In Russian)
- 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., Tseluyko A.S., Gladkov A.G., Kraynev Yu.D. (2014) *Toksichnye elementy v kolchedanoobrazuyushchikh sistemakh* [Toxic elements in massive sulfide systems]. Ekaterinburg, RIO UB RAN, 340 p. (In Russian). <https://elibrary.ru/item.asp?id=23720644>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tseluyko A.S. (2016a) *Gidrotermal'nye biomorfozy kolchedannyykh mestorozhdenii: mikrotekstury, mikroelementy i kriterii obnaruzheniya* [Hydrothermal biomorphoses of massive sulfide deposits: microstructures, trace elements and searching criteria]. Ekaterinburg, RIO UB RAN, 388 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1111>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R., Danyushevsky L., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Tessalina S.G. (2017) Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 64-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.012>
- Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Maslennikova A.V., Tret'yakov G.A., Maslennikova S.P., Ayupova N.R., Safina N.P., Filippova K.A., Udachin V.N., Tseluyko A.S., Aminov P.G. (2016b) *Differentsiatsiya toksichnykh elementov v usloviyakh litogeneza i tekhnogeneza kolchedannyykh mestorozhdenii* [Differentiation of toxic elements under lithogenesis and technogenesis of massive sulfide deposits]. Ekaterinburg, RIO UB RAN, 368 p. (In Russian)
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Chavagnac V., Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Mineral. Dep.*, **41**, 52-67. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0040-8>
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Safina N.P., Artemyev D.A. (2018) Microtopochemistry of a pyrrhotite-pyrite nodule of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, South Urals. *Mineralogiya*, (3), 93-107. (In Russian). <https://elibrary.ru/item.asp?id=36360067>
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. (2013) Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs. *Ore Geol. Rev.*, **52**, 18-36. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.005>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29.
- Seravkin I.B. (2010) *Metallogeniya Yuzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana* [Metallogeny of South Urals and Central Kazakhstan]. Ufa, Gilem Publ., 284 p. (In

- Russian)
- Smirnov V.I. (1981) *Korrelyatsionnye metody pri parageneticheskem analize* [Correlation methods in paragenetic analysis]. Moscow, Nedra Publ., 174 p. (In Russian)
- Zaykov V.V. (2006) *Vulkanizm i sul'fidnye kholmy paleookeanicheskikh okrain na primere kolchedanonsnykh zon Urala i Sibiri* [Volcanism and sulfide mounds of paleoceanic margins: example of massive sulfide-bearing zones of the Urals and Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 429 p. (In Russian)
- Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V., Herrington R. (2001) *Rudno-formatsionnyi i rudno-fatsial'nyi analiz kolchedannykh mestorozhdenii Ural'skogo paleookeana* [Ore-formational and ore-facial analysis of massive sulfide deposits of the Uralian paleocean]. Miass, IMin UB RAN, 315 p. (In Russian)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu. (2011) Au and Ag minerals in ore facies of gold-polymetallic massive sulfide deposits of the Baymak ore region, South Urals. *Litosfera*, (6), 47-67 (In Russian)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Yuminov A.M., Simonov V.A., Dunaev A.Yu. (2009) *Geologiya i kolchedannoe orudenenie yuzhnogo flanga Glavnogo Ural'skogo razloma* [Geology and massive sulfide mineralization of the southern flank of the Main Uralian Fault]. Miass, Geotur Publ., 376 p. (In Russian)
- Zakharov A.A., Zakharova A.A. (1975) Correlation between the composition of ores from the Ivanovka sulfide deposit in the South Urals and their host rocks. *Geologiya i usloviya obrazovaniya mestorozhdenii medi na Yuzhnom Urale* [Geology and formation conditions of Cu deposits in the South Urals]. Ufa, IG BF AN SSSR, 105-110. (In Russian)

Структура земной коры и верхней мантии по сейсмологическому профилю Мезень–Тиман–Печора (MEZTIMPECH)

В. В. Удоратин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: udoratin@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 21.01.2019 г., принята к печати 11.12.2019 г.

Объект исследования. Рассмотрено глубинное строение земной коры и верхней мантии по сейсмическому профилю Мезень–Тиман–Печора (MEZTIMPECH), пересекающему южные части Мезенской синеклизы, Тиманской гряды и Печорской синеклизы, имеющему широтное направление и общую протяженность 525 км. **Материалы и методы.** Использовались собственные данные, полученные в результате выполнения сейсмических исследований методом обменных волн землетрясений. При обработке привлекались данные сейсмических работ методами глубинного сейсмического зондирования, отраженных волн, общей глубинной точки, корреляционным методом преломленных волн, а также материалы геофизических исследований скважин. При интерпретации результатов использовались обобщающие модели глубинного строения территории. **Результаты исследований.** В результате интерпретации записей метода обменных волн землетрясений и последующего математического моделирования построен геолого-геофизический разрез до глубины порядка 100 км и выделен ряд сейсмических границ. Опорными границами обмена являются: Φ_0 – поверхность рифейского складчатого фундамента, Φ – поверхность дорифейского кристаллического фундамента, M – поверхность Мохоровича, отождествляемая с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: K_1 – K_4 – в земной коре, M_1 , M_2 – в верхней мантии. На сейсмическом разрезе выделены четыре региональных геоблока, различающиеся по глубине залегания поверхности фундамента, разделя Мох и глубинным особенностям строения консолидированной коры: Кировско-Кажимский аулакоген, Вычегодский прогиб, Тиманский кряж и Предуральский прогиб. **Выводы.** Результаты глубинных сейсмических исследований отражают региональные особенности строения земной коры и являются основой для построения тектонических моделей крупных геологических объектов.

Ключевые слова: сейсмический метод, глубинное строение, земная кора, верхняя мантия, преломляющие горизонты, опорные границы

Structure of the Earth crust and upper mantle along seismological profile Mezen–Timan–Pechora (MEZTIMPECH)

Valeriy V. Udaratin

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Scientific Center, Ural Branch of the RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: udoratin@geo.komisc.ru

Received 21.01.2019, accepted 11.12.2019

Object of study. The article was devoted to investigation of the depth structure of the Earth's crust and upper mantle along the Mezen–Timan–Pechora seismic profile (MEZTIMPECH), crossing the southern parts of the Mezen syncline, the Timan ridge and the Pechora syncline. Total profile length was 525 km. **Materials and methods.** In the course of writing the article, the data obtained by performing seismic surveys using the earthquake exchange wave method were used. The processing involved seismic data using the methods of deep seismic sounding, reflected waves, a common depth point, a correlated method of refracted waves, and materials from well geophysical surveys. In interpreting the research results, generalizing models of the deep structure of the territory were employed. **Research results.** As a result of the interpretation of the records of the method of exchange waves of earthquakes and the subsequent mathematical modeling, a geological and geophysical section was constructed to a depth of about 100 km and a number of seismic boundaries were identified. The pivotal boundaries of the exchange were: Φ_0 – the surface of the Riphean folded basement, Φ – the surface of the pre-Riphean crystalline basement, M – the surface of Mohorovich, identified with the roof of the upper mantle. Additionally, horizons K_1 – K_4 – in the crust of the Earth, M_1 , M_2 – in the upper mantle were traced. Four regional geoblocks were distinguished in the seismic section, differing in depth of the basement surface, the Moho section and the underlying structural features of the consolidated crust: the Kirov-Kazhim aulacogen, the Vychegda depression, the Timan ridge and

Для цитирования: Удоратин В.В. (2020) Структура земной коры и верхней мантии по сейсмологическому профилю Мезень–Тиман–Печора (MEZTIMPECH). *Литосфера*, 20(4), 517–527. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-517-527

For citation: Udaratin V.V. (2020) Structure of the Earth crust and upper mantle along seismological profile Mezen–Timan–Pechora (MEZTIMPECH). *Litosfera*, 20(4), 517–527. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-517-527

the Pre-Ural downfold. *Conclusions.* The results of deep seismic studies reflected regional features of the structure of the Earth's crust and were the basis for the construction of tectonic models of large geological objects.

Keywords: seismic method, deep structure, earth crust, upper mantle, refracting horizons, support boundaries

Acknowledgements

The author is grateful to V.A. Lyutoev, N.N. Noskova, S.S. Klimenko, A.A. Syrtsev, A.S. Mikushev, A.N. Klimushev, D.A. Suvorov members of the Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, who participated in the fieldwork. The author expresses gratitude to Academician [N.P. Yushkin], N.A. Malyshev, [B.A. Pimenov], [V.G. Olovyanishnikov], A.M. Pyatkin for support and advice in conducting research, to the staff of the Institute of Geophysics UB RAS V.S. Druzhinin and G.I. Parygin for their participation and advice on the processing of specialized seismological observations. The author is grateful to S.L. Kostyuchenko, [E.E. Zolotov], [A.V. Egorkin], V.A. Rakitov, and V.V. Nedyadko, employees of the GEON Center, for advice on the processing and interpretation of the material received

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемая территория, представленная в тектоническом плане сложным узлом пересечения различных разновозрастных структур Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская антеклиза, Мезенская синеклиза, Тиман, Печорская синеклиза, Северный Урал), обладает значительным минерально-сырьевым потенциалом и имеет крайне низкую степень геолого-геофизической изученности. В связи с этим ставятся задачи комплексного исследования строения территории от поверхности до верхней мантии включительно.

Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН при технической поддержке Института геофизики УрО РАН и Центра ГЕОН им. В.В. Федынского в 1997–2002 гг. был выполнен сейсмологический профиль методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) MEZTIMPECH (пересекающий южные части Мезенской синеклизы (MEZ – 1997–1998 гг.), Тиманской гряды (TIM – 1999–2000 гг.), Печорской синеклизы (PECH – 2001–2002 гг.)), имеющий широтное направление и общую протяженность 525 км (рис. 1). Профиль MEZTIMPECH находится в створе профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) “Глобус”, “Рубин”, “Рифей-Х”, выполненных Центром ГЕОН, и профиля МОВЗ “Княжпогост–Ухта”, отработанного ВСЕГЕИ. Сейсмическими работами – методом преломленных волн (КМПВ), методом отраженных волн (МОВ) и методом общей глубинной точки (МОГТ) территория изучена незначительно лишь в пределах Вычегодского прогиба и небольшой части Южного Тимана. Геофизические исследования, проведенные методом ОГТ в 1987–1993 гг., позволили уточнить строение Вычегодского прогиба и Тимана. Границей Русской и Печорской плит принято считать Западно-Тиманский глубинный разлом. На региональных профилях РС-22, РС-27 отчетливо видно сочленение прогиба и Тимана, которое происходит по надвигу. Вертикальная составляющая перемещения по разлому палеозойских отложений не превышает первых сотен метров, по отложению верхнего докембра – не менее 1500 м. По зо-

не разлома происходит смена типов разрезов верхнего докембра. Если к западу от разлома в отложениях верхнего докембра прослеживаются границы толщ различного литологического состава, то к востоку от него в надвинутом верхнедокембrijском комплексе пород таких границ не наблюдается, что обусловлено более интенсивной складчатостью и метаморфизмом пород. На сейсмических профилях хорошо выделяется сложная зона Центрально-Тиманского глубинного разлома. Результаты региональных сейсмических работ подтвердили геологические материалы о складчато-надвиговом строении Тимана. Установлено, что Западно-Тиманский разлом не играет роли краевого шва на контакте плит. В позднедокембrijском структурном плане в качестве границы может быть принята складчато-надвиговая зона, ограниченная Западно-Тиманским и Центрально-Тиманским разломами (Оловянишников и др., 1996). Тиманская грязь обычно включается в состав Печорской плизы в качестве ее юго-западного структурного ограничения. Основным различием Русской и Печорской плит считается возраст фундамента.

Целью сейсмических работ по линии профиля МОВЗ было получение новых данных о глубинном строении, местоположении и поведении основных границ раздела и слоев земной коры, взаимоотношении тектонических структур региона.

Методика наблюдений заключалась в регистрации землетрясений с последующим выделением обменных волн. Шаг установки станций составлял от 3 до 10 км, детальность зависела от сложности строения тектонических структур. Так, Вычегодский и Предуральский прогиб пройден с шагом 8–10 км, Тиман – 3–5 км.

Обработка и интерпретация выполнены сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН. На более позднем этапе проведены компьютерная обработка и интерпретация материалов сотрудниками Центра ГЕОН, после чего материалы сопоставлялись. Построения не имели коренных различий, расхождения составляли не более 10%.

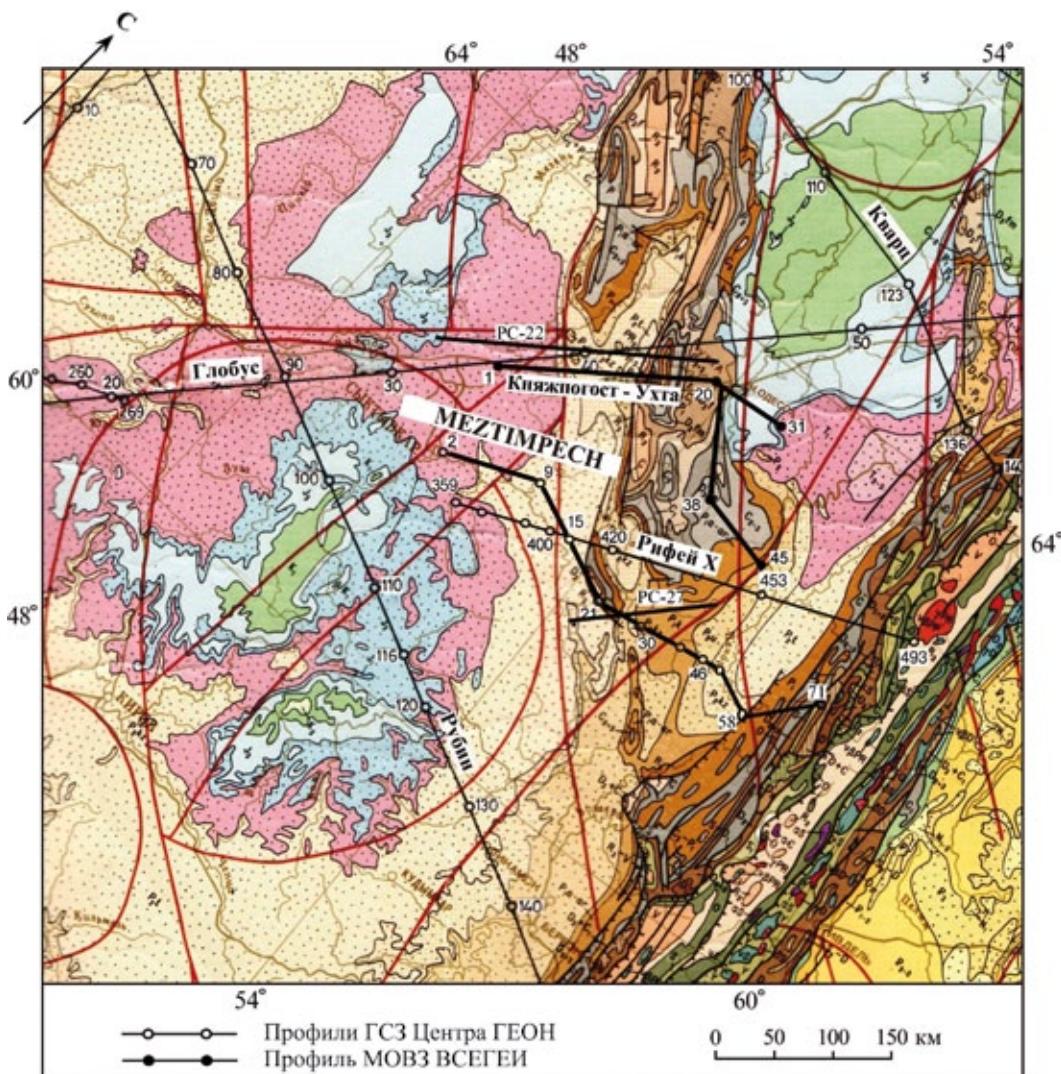


Рис. 1. Схема района исследований.

Fig. 1. Scheme of the study area.

По мере выполнения отдельных этапов в открытой печати публиковались материалы исследований (Удоратин, 1998, 1999, 2002, 2003, 2004, 2011; Удоратин и др., 1998; Удоратин, Конанова, 2000; Югова, Удоратин, 2000; Костюченко и др., 2002; Удоратин, Попов, 2007).

Целью данной работы является обобщение результатов исследования по всему профилю.

ВРЕМЕННОЙ РАЗРЕЗ

После выделения обменных волн строится временной разрез по разности времен регистрации одноименных фаз волн Р и PS. Трудность корреляции обменных волн, зарегистрированных различными станциями, заставляет прибегнуть к процессу простого статистического накопления обмен-

ных волн от определенных площадок обмена для различных землетрясений в одной точке наблюдения. Большее число повторений обменных волн от одной площадки позволяет свести к минимуму возможные ошибки при выделении самой обменной волны. Волны PS выделялись на той горизонтальной компоненте, где амплитуда волны была наибольшей. Иногда волны PS от одной и той же границы удавалось выделить на двух горизонтальных составляющих. Материалы наблюдений обменных волн по каждому пункту установки станции обрабатывались независимо. При этом основным критерием для отнесения времен запаздываний Δt_{PS-R} к одной и той же границе обмена являлись повторяемость формы записи волн PS и сравнительно небольшой разброс значений Δt_{PS-R} , т. е. близкие значения времен вступления.

Разброс времен для одной площадки обмена достигает 0.10–0.25 с. Он может быть обусловлен наличием структурных форм границ обмена, в результате чего отрыв волн S и P происходит на разной глубине, но в основном такая разница времен связана с различным углом выхода сейсмического луча от землетрясений с разными эпицентральными расстояниями.

Корреляция обменных волн осуществляется в соответствии с критериями фазовой корреляции, принятymi в сейсморазведке, по монтажу трасс SV компоненты. Прослеживаются динамические особенности волн PS вдоль профиля, учитывается характер изменения формы от пункта к пункту, отмечаются места прекращения синфазной корреляции той или иной волны. В результате корреляции выделяется волна, связываемая с определенной границей раздела, а по максимуму амплитуд волн определяется время запаздывания. Аналогично в МОГТ считается, что временной разрез отображает поведение границ вдоль линии профиля.

На временном разрезе (рис. 2) выделяются серии синфазно коррелирующих волн, опорными из которых являются волны PS_{ϕ} , связываемые с поверхностью дорифейского фундамента, $PS_{\phi 0}$ – с поверхностью рифейского складчатого фундамента, PS_M – с поверхностью Мохоровичича. Дополнительно прослежены волны: PS_{oc} , связываемые с границами в осадочной толще, PS_{kl-3} – с границами в толще кристаллической коры, PS_{M1-M2} – с границами в верхней мантии. С запада на восток по характеру волнового поля хорошо проявляются основные тектонические структуры: Кировско-Кажимский авлакоген, Вычегодский прогиб, Тиманский кряж (выделяются западный, центральный и восточный блоки) и Предуральский прогиб.

Кировско-Кажимский авлакоген (ПН 2–5). Первой на временном разрезе на временах 0.50–0.65 с прослеживается волна PS_{oc} . Далее на временах 2.70–2.75 с выделяются волны PS_{k2} , а на временах 4.75–4.80, 6.30–6.35 с – волны PS_M и PS_{M2} соответственно.

Вычегодский прогиб (ПН 6–21). В пределах этого блока первой на временном разрезе продолжает следиться волна PS_{oc} с временами 0.65–1.00 с. Далее на временах запаздывания 1.25–2.00 с выделяется волна PS_{ϕ} , связываемая с поверхностью дорифейского фундамента. Коровы обменные волны PS_{kl-3} следятся на временах запаздывания 2.05–2.50, 2.80–3.35, 3.75–4.50 с. Волны, связываемые с поверхностью Мох и границами в верхней мантии, выделяются на временах запаздывания 4.9–5.1, 5.5–6.2 и 6.65–7.50 с соответственно.

Тиманский кряж (ПН 22–46). Характер волновой картины в пределах этого блока существенно иной. Первой на временном разрезе на временах запаздывания 0.25–0.60 с выделяется волна $PS_{\phi 0}$,

связываемая с поверхностью рифейского складчатого фундамента. На временах запаздывания 0.75–1.40 с выделяется волна PS_{ϕ} , связываемая с поверхностью дорифейского фундамента. Внутрикоровье волны, по сравнению с таковыми предыдущего блока, прослеживаются нерегулярно, явно можно выделить сегменты с различным характером записи: западный – регулярно по всему участку с низкими амплитудами; центральный – практически не прослеживаются преломления (редкие и очень слабые амплитуды); восточный – уверенно выделяются с хорошими амплитудами. Волны PS_{kl-3} следятся на временах запаздывания 1.70–2.35, 2.45–3.25, 3.6–4.3 с. Волна PS_M выделяется на временах запаздывания 4.65–5.25 с, а волны PS_{M1-2} – на временах запаздывания 5.5–6.25 и 6.25–7.35 с соответственно.

Предуральский прогиб (ПН 47–71). Волновое поле выглядит еще более сложно, чем в предыдущих блоках. Уверенно прослеживаются волны от опорных границ PS_{ϕ} и PS_M с временами 1.25–2.25 и 4.8–6.1 с, в осадочном чехле появляется еще одна волна, в консолидированной коре наблюдается мозаичная картина, где можно выделить несколько блоков. В верхней мантии отмечается PS_{M1} с временами 6.25–7.50 с.

СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Основным недостатком метода обменных волн от землетрясений является несостоительность в решении вопроса определения скоростей распространения сейсмических волн. В связи с этим данные о средних скоростях пробега продольных и поперечных сейсмических волн приходится получать с помощью других методов.

Анализ скоростной характеристики платформенного чехла по площади региона выполнялся прежде всего по данным сейсмического каротажа скважин, а также с помощью профильных сейсмических исследований различной модификации. Было выполнено бурение ряда поисковых, поисково-разведочных и параметрических скважин. Нами рассмотрены материалы сейсмического каротажа, сделанного по скважинам Лопыдино-1, Сторожевск-1, Нившера-184, а также скоростные характеристики разреза, полученные в результате работ методом общей глубинной точки. Для выбора модели скоростных параметров кристаллической части земной коры и верхней мантии были рассмотрены материалы, полученные по профилям глубинного сейсмического зондирования. Вблизи профиля наблюдения отработаны региональные профили Кинешма–Воркута (ГСЗ-70) и Костомукша–Нижний Тагил (ГСЗ-90), последний из которых проходит по югу исследуемых структур, и потому на него сделан основной упор. Средние данные по скоростям

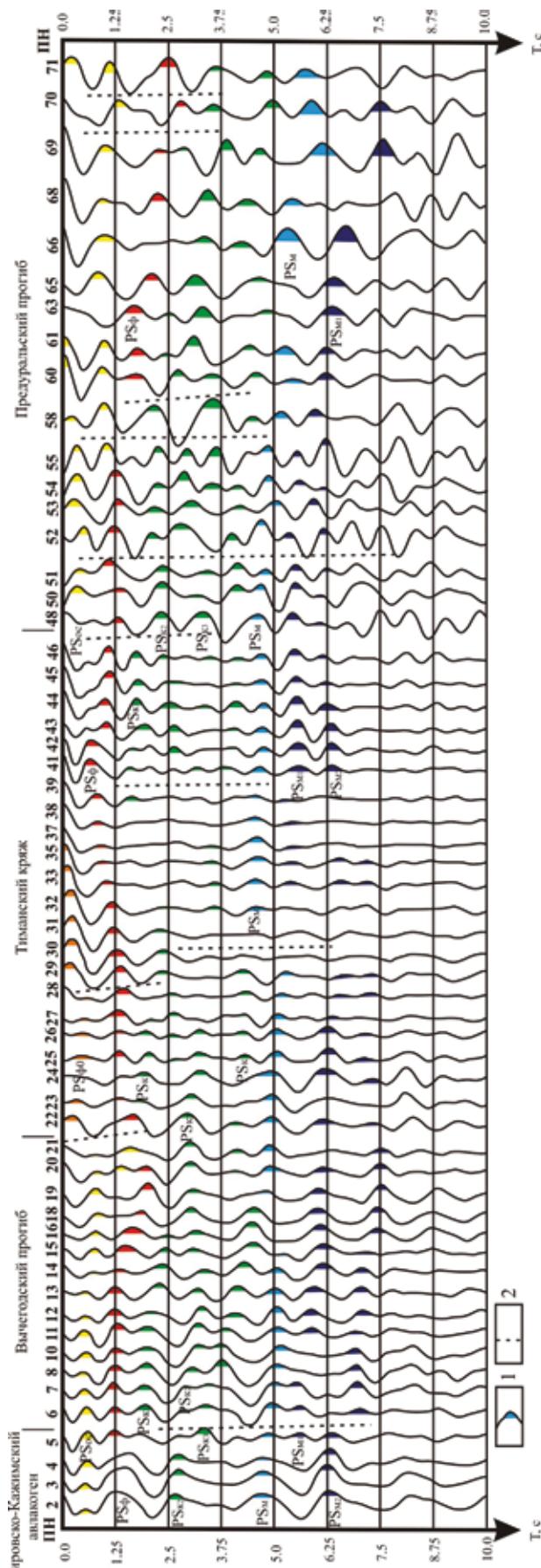


Рис. 2. Временный разрез по профилю МЕЗТИПЕЧ.

1 – временная фаза обменных волн, образованных: $PS_{\phi 0}$ – на поверхности рифейского складчатого фундамента, PS_{ϕ} – на поверхности доридейского фундамента, PS_{kl-4} – в кристаллической коре, PS_M – на поверхности Мохо; PS_{M1-M2} в верхней мантии; 2 – граница зон со сходной волновой картиной; ПН – пункт наблюдения; Т, с – время задержки обмена.

Fig. 2. Time section of the profile MEZTIPPECH.

1 – time phase of the exchange waves formed: $PS_{\phi 0}$ – on the surface of the Riphean folded basement, PS_{ϕ} – on the surface of the Pre-Rifian foundation, PS_{kl-4} – in the crystalline crust, PS_M – on the Moho surface; PS_{M1-M2} in the upper mantle; 2 – boundary of zones with a similar wave pattern; T, c – time delay exchange.

для глубоких горизонтов земной коры рассчитаны с учетом влияния низкоскоростных пород осадочного чехла. Для расчетов также необходимо знание скоростей поперечных волн. Нами использовались величины $k_{cp} = V_{cpP}/V_{cps}$, которые были получены по материалам регионального профиля ГСЭ-90. Также проанализированы значения средних скоростей продольных волн параметра k_{cp} , которые применялись при работах МОВЗ, проведенных в Тимано-Печорской провинции (Булин и др., 1976) и в других регионах. При сопоставлении скоростных параметров, рассчитанных нами и другими авторами по сопредельным регионам, видно, что значения очень близки, что подтверждает правильность выбранной нами скоростной характеристики разреза. Значения средних скоростей сейсмических волн приведены на глубинном разрезе (рис. 3).

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В результате интерпретации записей МОВЗ и последующего математического моделирования построен геолого-геофизический разрез до глубины порядка 100 км и выделен ряд сейсмических границ. Опорными границами обмена являются: Φ_0 – поверхность рифейского складчатого фундамента, Φ – поверхность дорифейского кристаллического фундамента, M – поверхность Мохоровичича, отождествляемая с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: K_1-K_4 – в земной коре, M_1, M_2 – в верхней мантии.

Выделенные вдоль профиля тектонические блоки разделены крупными региональными разломами. Их выделение и прослеживание на глубину осуществляются по ряду признаков, основные из которых следующие: резкое поглощение сейсмических волн в зоне разлома, скачкообразное смещение сейсмических границ.

На сейсмическом разрезе выделены четыре региональных геоблока, различающихся по глубине залегания поверхности фундамента, раздела Мохо, а также глубинными особенностями строения консолидированной коры: Кировско-Кажимский авлакоген, Вычегодский прогиб, Тиманский кряж и Предуральский прогиб (см. рис. 3). Установлена вертикальная расслоенность консолидированной земной коры, которая интерпретируется как первичная региональная стратификация, отвечающая этапам формирования крупных структурно-вещественных геологических комплексов, выделяемых в качестве сейсмоструктурных этажей (ССЭ) (Автонеев и др., 1988; Дружинин и др., 1996). Каждый этаж, имеющий гетерогенное строение по латерали и характеризующийся определенными физическими параметрами, отражающимися структурно-вещественный состав и особенности внутренней структуры, выделяется относительно выдержаными сейсмическими границами раздела.

Верхняя часть первого ССЭ в Мезенском, Волго-Уральском и Предуральском геоблоках сложена типично платформенным комплексом, представленным терригенными и карбонатными палеозойскими и мезозойскими образованиями; нижняя часть – осадочными рифейско-вендинскими породами. В пределах Тиманского геоблока в строении первого ССЭ участвуют три разновозрастных комплекса пород: рифейский дислоцированных метаморфизованных пород, прорванный магматическими образованиями различного состава; палеозойских пород, несогласно залегающий на более древних породах; мезозойско-кайнозойских отложений верхнего этажа, несогласно перекрывающий палеозойские отложения (Структура..., 1982). Скоростная характеристика данного ССЭ сильно дифференцирована (от 2.0 км/с в верхних слоях до 4.5 км/с в нижних), встречаются пласти карбонатных пород с повышенными пластовыми скоростями (до 5.5 км/с). Этот ССЭ существенно отличается от остальных по степени расслоенности, характеру скоростной модели, структурно-тектоническим планам. Мощность первого сейсмоструктурного этажа увеличивается с запада на восток от 4 до 11 км.

Поверхность второго ССЭ, соответствующая границе кристаллического фундамента (горизонт Φ), залегает в пределах рассматриваемой площади на глубинах от 2 до 11 км. Для этого комплекса характерны скорости 6.2–6.4 км/с. Вопрос о приуроченности данного горизонта наиболее сложный и дискуссионный. Скоростные и плотностные параметры, геологическая привязка комплекса в районах вскрытия фундамента Восточно-Европейской платформы (скв. Сысола-1, Грива-1), а также анализ данных МПВ и МОВ позволяют сопоставить указанную границу с древним дорифейским кристаллическим фундаментом. Поверхность кристаллического фундамента в Мезенской синеклизе находится на глубине 3–4 км, а по мере движения на восток погружается до глубины 9 км. На юге в пределах северной части Волго-Уральского геоблока поверхность кристаллического фундамента Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов находится на глубине 1.7–2.0 км (Структура..., 1982; Дедеев, Запорожцева, 1985). Своды отделены друг от друга Кировско-Кажимским прогибом с глубинами залегания поверхности карельского фундамента 2–4 км. Зоны соплении прогиба со сводами представлены сложными сериями сбросовых разломов, которые в потенциальных геофизических полях отмечаются полосами горизонтальных градиентов. Необходимо отметить, что поверхность кристаллического фундамента в пределах изучаемой территории сильно эродирована и раздроблена. С запада на восток мощность второго ССЭ уменьшается от 16 до 13 км. Сейсмоструктурный этаж соответствует гранитогнейсовому структурно-вещественному комплексу (Запорожцева, Пыстин, 1994).

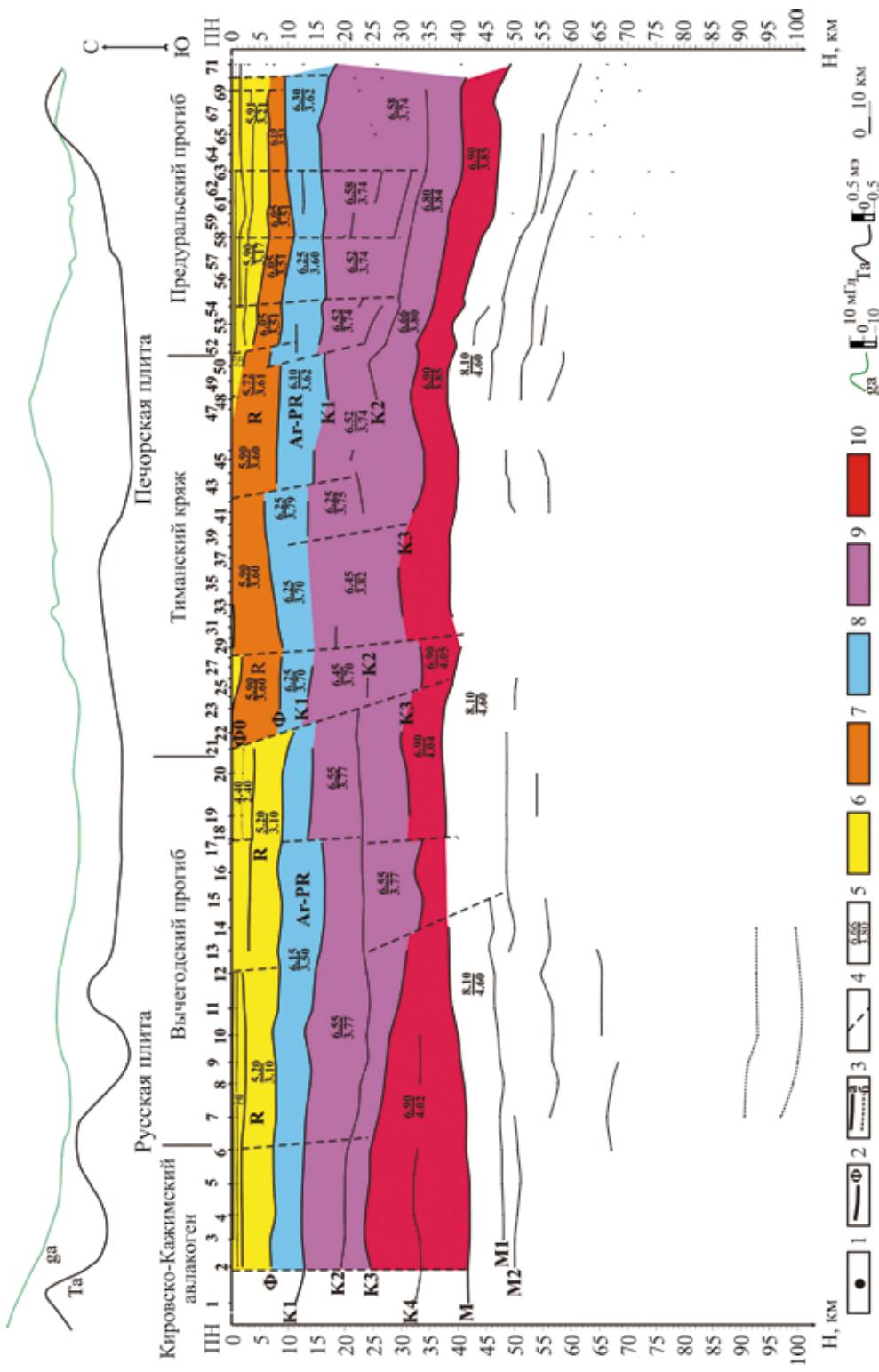


Рис. 3. Глубинный разрез по профилю MEZTIMPECH.

1 – отметки глубин; 2 – опорные поверхности; Φ – кристаллический фундамент, Φ_0 – сланцевый фундамент, $K1-K4$ – в земной коре, M – Мохоровичич, $M1-M2$ – в верхней мантии; 3 – граниль; а – уверенные, б – предполагаемые; 4 – основные разломы; 5 – средние скорости сейсмических волн; V_p – числитель, V_s – знаменатель; 6–10 – основные структурно-вещественные комплексы: 6 – осадочный чехол, 7 – сланцы рифей, 8 – гнейсы, 9 – гранито-гнейсы, 10 – диорито-гнейсы (названия структурно-вещественных комплексов земной коры даны по (Запорожцева, Пыстин, 1994)).

Fig. 3. Deep section along the profile of MEZTIMPECH.

1 – depth marks; 2 – supporting surfaces: Φ – crystalline basement, Φ_0 – shale base, $K1-K4$ – in the earth's crust, M – Mohorovitch, $M1-M2$ – in the upper mantle; 3 – boundaries: а – confident, б – supposed; 4 – main faults; 5 – average seismic velocity: V_p – numerator, V_s – denominator; 6–10 – the main structural and material complexes: 6 – sedimentary cover, 7 – Riphean shale, 8 – granite-gneiss, 9 – diorite-gneiss, 10 – gneisogranulite (the names of the structural-material complexes of the earth's crust are given according to (Zaporozhseva, Pystyn, 1994)).

В разрезе второго сейсмоструктурного этажа отмечаются четко выраженные в волновом поле сейсмические границы K_1 и K_2 на глубинах соответственно 11–18 и 18–35 км. Горизонт K_1 отвечает поверхности диоритогнейсового комплекса (Запорожцева, Пыстин, 1994). Обменные волны от нее фиксируются уверенно в первых вступлениях. Граница прослеживается непрерывно в Кировско-Кажимском авлакогене и Вычегодском прогибе, погружаясь с запада на восток. В пределах Тимана горизонт K_1 проявляется фрагментарно. В Предуральском прогибе отмечается уверенное отражение данной границы с залеганием на глубинах 15–18 км. Во многих регионах она является четкой сейсмической границей. Сейсмический горизонт K_2 находится в нижней части диоритогнейсового комплекса, повторяя характер проявления в волновом поле горизонта K_1 , только в Предуральском прогибе погружается с запада на восток с 25 до 35 км.

Поверхность третьего сейсмоструктурного этажа залегает на глубинах 23–40 км и идентифицируется нами как граница Конрада (K_3), отвечающая поверхности гнейсогранулитового структурно-вещественного комплекса (Запорожцева, Пыстин, 1994). Необходимо отметить, что это не просто поверхность, а сильно расслоенная зона, возможно, в этом глубинном интервале находится “волновод” с пониженными скоростями. Третий ССЭ отличается повышенными скоростями 7.0–7.2 км/с. Мощность комплекса значительно сокращена с запада на восток (от 19 до 13 км) и характеризуется сложным строением, обусловленным существованием горизонтальных неоднородностей. В пределах Кировско-Кажимского авлакогена и западной части Вычегодского прогиба внутри комплекса прослеживается горизонт K_4 на глубинах 32–33 км.

Важнейший раздел в консолидированной земной коре – ее подошва, граница Мохоровичича, которая характеризуется повышенной интенсивностью, частотой повторения обменной волны и глубинами залегания 40–48 км. Она уверенно выделяется и практически без перерывов прослеживается по всему профилю. В западной части профиля горизонт залегает на глубине 41–42 км (Кировско-Кажимский прогиб), в восточной (Предуральский прогиб) – 42–48 км, в центральной части профиля (Тиманская гряда) поверхность Мохо повышается с 42 до 38 км. Средние скорости верхней мантии в пределах изучаемой территории 8.0–8.2 км/с (Краснопевцева, Щукин, 1996).

Далее выделяется горизонт, который, как и граница Мохоровичича, отчетливо отражается в волновом поле, иногда даже более интенсивно. Он залегает на глубинах 50–55 км и по форме повторяет поведение горизонта M . По характеру обмена данная поверхность очень похожа на вышезалегающую, она приурочена к горизонту в верхней мантии (M_1). В разрезе верхней мантии выделяется гра-

ница M_2 на глубине 55–58 км, которая прослеживается достаточно уверенно. Кроме того, в верхней мантии выделяются отдельные площадки обмена, которые предположительно можно объединить в общую границу. На глубинах от 65 до 80 км в восточной части профиля обнаруживаются отдельные площадки обмена, но из-за усложнения волновой картины на больших временах затруднительна корреляция этих площадок.

Материалы сейсмологических работ позволили выделить глубинные зоны разрывных нарушений двух категорий: предположительно глубинные разломы; границы разнородных блоков коры или верхней мантии (пограничные зоны). Критерии выделения зон разрывных нарушений по категориям близки. Во-первых, резкая смена структуры волновых полей, выраженная в изменении динамических характеристик сейсмических полей, фиксируемых в непосредственной близости от разлома. Во-вторых, существенный перепад глубины залегания основных сейсмических границ. В-третьих, резкое изменение структуры земной коры или верхней мантии при переходе от одного участка профиля к другому (изменение степени дифференциации слоев по упругим свойствам, мощности отдельных слоев). Для большей достоверности мы выделили только зоны, где отмечалось большинство таких признаков. Местонахождение зоны нарушений трассируется обычно между смежными пунктами, иногда ее можно проследить и в непосредственной близости от точки регистрации.

Кировско-Кажимский авлакоген. На глубине 0.5–1.0 км в осадочной толще прослежена граница обмена, отождествляемая с кровлей карбонатных отложений карбона–нижней перми. Кристаллический фундамент залегает на глубинах 5–7 км. Мощность кристаллической части земной коры составляет 35–36 км. В разрезе ее толщи выделяется горизонт K_{1-4} , поверхность Мохо располагается на отметках 41–42 км.

Вычегодский прогиб. От предыдущего геоблока прогиб отделяется сквозькоровым разломом. В осадочном комплексе чехла в том же интервале глубин продолжает следиться горизонт, погружаясь на восток. Отметки глубин поверхности рифейского комплекса плавно возрастают с запада на восток до 8–9 км. В разрезе консолидированной коры выделяется ряд сейсмических границ K_{1-4} , разделяющих толщу коры на три слоя. Ограничивающая подошву коры поверхность Мохо залегает на глубине 39–40 км, а горизонт M_1 в верхней мантии залегает на глубине 45–47 км.

Тиманский кряж. От прилегающей к нему Русской плиты по совокупности ряда признаков отделяется региональным сквозькоровым разломом, падающим на восток. Поверхность рифейского складчатого комплекса (горизонт Φ_o) залегает на глубине 0.5–1.5 км. Поверхность дорифейского фунда-

мента (горизонт Φ) находится на глубинах 5–8 км. В связи с утонением мощности консолидированной коры до 26–30 км характер глубинного разреза также изменяется. Согласно корреляции здесь прослежены три горизонта K_{1-3} , разделяющие толщу коры на три слоя: верхний, переходный и нижний. Подошва земной коры находится на глубинах с отметками 37–40 км. В верхней мантии горизонты M_{1-2} практически не прослеживаются.

Полученные материалы свидетельствуют о том, что Тиманский кряж надвинут на Русскую плиту. Горизонтальная составляющая надвига, охватывающего всю земную кору, достигает 15–20 км (Структура..., 1982; Дедеев, Запорожцева, 1985). Ширина этой надвиговой зоны южнее линии профиля, в пределах Полюдова поднятия, достигает 40–45 км, а севернее района профиля – 25 км (Запорожцева, Пыстин, 1994).

Поверхность кристаллического фундамента погружается в восточном направлении и прослеживается под складчатыми структурами Тимана. Амплитуда по Западно-Тиманскому разлому достигает 1 км. В районе среднего Тимана амплитуда надвига достигает 1.0–1.5 км (Оловянишников и др., 1996). Глубинные исследования преломленными и широкоугольными отраженными волнами свидетельствуют о том, что верхнепротерозойские породы Тиманской гряды, достигающие 10 км мощности, подстилаются кристаллической корой, продолжающейся под Тиман по крайней мере до 220 км (Егоркин, Костюченко, 1999). Мощность кристаллической коры в предтиманской части Русской плиты составляет 35–37 км, а в пределах Тиманского кряжа сокращается до 26–32 км. В толще кристаллической коры Русской плиты прослежены пять внутрикоровых слоев, в то время как кора Тиманского кряжа под рифейскими образованиями содержит 3–4 слоя.

Предуральский прогиб. Сочленение Тимана и Предуральского прогиба представлено зоной глубинного разлома. При рассмотрении этой структуры в сейсмическом разрезе данного профиля очевидна значительная степень как вертикальной раслоенности, так и горизонтальной. Мощность осадочного чехла наращивается в восточном направлении до 11 км. В разрезе осадочного чехла уверенно отмечаются три горизонта с разной степенью корреляции. Хорошо прослеживается и поверхность кристаллического фундамента, залегающая на глубинах 9–11 км. Мощность верхнего слоя земной коры составляет 6–8 км. Переходный слой наращивается на восток – с 18 до 23 км. Мощность нижнего слоя – 6–7 км. Поверхность верхней мантии погружается под структуры Урала с 41 до 48 км. Аналогично погружаются горизонты K_2 с 27 до 34 км и K_3 с 34 до 41 км. В консолидированной части земной коры выделяется, кроме хорошо коррелируемых горизонтов K_{1-3} , серия обменных площадок в запад-

ной и центральной частях Предуральского прогиба. Эти блоки ограничены глубинными сквозькоровыми разломами. В верхней мантии до глубин порядка 60 км выделяется ряд горизонтов, также испытывающих погружение на восток. В восточной части профиля на глубинах 60–80 км отмечаются отдельные точки обмена, которые свидетельствуют о повышенной обменнонасыщенности среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате интерпретации записей МОВЗ и последующего математического моделирования построен геолого-геофизический разрез до глубины порядка 100 км и выделен ряд сейсмических границ. Опорными границами обмена являются: Φ_0 – поверхность рифейского складчатого фундамента, Φ – поверхность дорифейского кристаллического фундамента, M – поверхность Мохоровичича, отождествляемая с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: K_1-K_4 – в земной коре, M_1, M_2 – в верхней мантии. Выделенные вдоль профиля тектонические блоки разделены крупными региональными разломами. Их выделение и прослеживание на глубину осуществляются по ряду признаков, основные из которых следующие: резкое поглощение сейсмических волн в зоне разлома, скачкообразное смещение сейсмических границ. На сейсмическом разрезе отмечены четыре региональных геоблока, различающиеся по глубине залегания поверхности фундамента, раздела Мохо, а также глубинными особенностями строения консолидированной коры: Кировско-Кажимский авлакоген, Вычегодский прогиб, Тиманский кряж и Предуральский прогиб. Установлена вертикальная расслоенность консолидированной земной коры, которая интерпретируется как первичная региональная стратификация, отвечающая этапам формирования крупных структурно-вещественных геологических комплексов, выделяемых в качестве сейсмоструктурных этажей. Каждый этаж, имеющий гетерогенное строение по латерали и характеризующийся определенными физическими параметрами, отражающими структурно-вещественный состав и особенности внутренней структуры, выделяется относительно выдержаными сейсмическими границами раздела.

Глубинные сейсмические исследования МОВЗ обнаруживают региональные особенности строения земной коры и являются основой для построения тектонических моделей крупных геологических объектов.

Благодарности

Выражаем благодарность сотрудникам Института геологии Коми НЦ УрО РАН, участвовавшим в проведении полевых работ: В.А. Лютоеву, Н.Н. Носковой, С.С. Клименко, А.А. Сырцеву, А.С. Микушеву,

А.Н. Климушеву, Д.А. Суворову. Выражаем признательность академику [Н.П. Юшкину], Н.А. Малышеву, Б.А. Пименову, [В.Г. Оловянишникову], А.М. Пыстину за поддержку и консультации в проведении исследований, сотрудникам Института геофизики УрО РАН В.С. Дружинину и Г.И. Парыгину за участие в проведении и консультации при обработке профильных сейсмологических наблюдений. Мы благодарны сотрудникам Центра ГЕОН С.Л. Костюченко, [Е.Е. Золотову], [А.В. Егоркину], В.А. Ракитову, В.В. Недядко за консультации по вопросам обработки и интерпретации полученного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Автонеев С.В., Дружинин В.С., Кашубин С.Н. (1988) Глубинное строение Южного Урала по Тройскому профилю ГСЗ. *Сов. геол.*, (7), 47-53.
- Булин Н.К., Берлянд Н.Г., Булавко Л.Ф. (1976) Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным). *Сов. геол.*, (1), 115-123.
- Дедеев В.А., Запорожцева И.В. (1985) Земная кора европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 96 с.
- Дружинин В.С., Рыжий Б.П., Карстин Ю.С. и др. (1996) О тектоническом районировании Урала и сопредельных территорий на глубинной и геологической основе. *Глубинное строение и развитие Урала. Мат-лы науч.-производств. конф., посвящ. 50-летию Баженовской геофизической экспедиции*. Екатеринбург: Наука, Урал. отделение, 55-65.
- Егоркин А.В., Костюченко С.Л. (1999) Сейсмические свидетельства о наличии кристаллического фундамента под верхнепротерозойскими образованиями Тиманской гряды. *Тектоническая эволюция Тимана, Печорского бассейна и Севера Урала. Докл. Междунар. сем. Европроба, Тимпебар. Сыктывкар: Геопр-нт*, 19-20.
- Запорожцева И.В., Пыстин А.М. (1994) Строение дофенерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 112 с.
- Костюченко С.Л., Золотов Е.Е., Егоркин А.В., Удоратин В.В. (2002) Глубинная структура Тимано-Печорской провинции и прилегающей части Русской плиты. *Тектоника и геофизика литосферы. Мат-лы XXXV Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС*, 274-277.
- Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. (1996) Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы. *Геофизика*, (4), 19-24.
- Оловянишников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньянц Э.П. (1996) Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным. *Докл. АН*, 351(1), 88-92.
- Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. (1982) Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 200 с.
- Удоратин В.В. (1998) Структура волнового поля удаленных землетрясений (на примере сейсмологического профиля "Сыктывкар-Усть-Нем"). *Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы VII науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН*, 165-171.
- Удоратин В.В. (1999) Литосфера Вычегодского прогиба по профилю "Сыктывкар-Усть-Нем". *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Мат-лы XIII Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН*, 60-63.
- Удоратин В.В. (2002) Глубинное строение и сейсмичность юга Республики Коми. Екатеринбург: УрО РАН, 72 с.
- Удоратин В.В. (2003) Структура земной коры зоны сочленения Вычегодского прогиба и Тимана по сейсмическим данным. *Строение литосферы и геодинамика. Мат-лы XX Всерос. молодеж. конф. Иркутск: СО РАН*, 269-270.
- Удоратин В.В. (2004) Новые данные о структуре земной коры юга Тимано-Печорской провинции по материалам МОВЗ. *Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием. Т. 2. Архангельск: Ин-т экол. проблем Севера УрО РАН*, 307-310.
- Удоратин В.В. (2011) Геолого-геофизический разрез MEZTIMPECH (Мезень-Тиман-Печора). *Атлас Республики Коми. М.: ДИК*, 62-63.
- Удоратин В.В., Конанова Н.В. (2000) Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH. *Отеч. геол.*, (1), 44-50.
- Удоратин В.В., Лютоев В.А., Парыгин Г.И. и др. (1998) Строение литосферы северо-востока Русской и юга Печорской плит по профилю MEZTIMPECH. *Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья. Мат-лы регион. науч. конф. Пермь: Изд-во ПГУ*, 3-4.
- Удоратин В.В., Попов И.В. (2007) Структура земной коры юга Печорской плиты по результатам геофизических исследований. *Тр. Печоро-Ильчского заповедника. Вып. 15. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН*, 5-12.
- Югова Н.Н., Удоратин В.В. (2000) Амплитуды обменных волн типа PS от границ в земной коре (на примере профиля "Сыктывкар-Усть-Нем"). *Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления. Мат-лы XI Молодеж. науч. конф., посвящ. памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН*, 180-183.

REFERENCES

- Avtoneev S.V., Druzhinin V.S., Kashubin S.N. (1988) The deep structure of the Southern Urals along the Troyskiy profile of the GSZ. *Sov. Geol.*, (7), 47-53. (In Russian)
- Bulin N.K., Berlyand N.G., Bulavko L.F. (1976) The deep structure of the Timan-Pechora province (according to geophysical data). *Sov. Geol.*, (1), 115-123. (In Russian)
- Dedeev V.A., Zaporozhtseva I. V. (1985) *Zemnaya kora evropeiskogo Severo-Vostoka SSSR* [Earth crust of the European Northeast USSR]. Leningrad, Nauka Publ., 96 p. (In Russian)
- Druzhinin V.S., Ryzhii B.P., Karstин Yu.S. et al. (1996) On the tectonic zoning of the Urals and surrounding territories on a deep and geological basis. *Glubinnoe stroenie i razvitiye Urala. Materialy nauchno-proizvodstvennoi konferentsii, posvyashchennoi 50-letiyu Bazhenovskoi geofizicheskoi ekspeditsii* [The deep structure and development of the Urals. Proc. research and production conference dedicated to the 50th anniversary of the Bazhenovskaya Geophysical Expedition]. Ekaterinburg, Nauka, Ural. otdelenie Publ., 55-65. (In Russian)
- Egorkin A.V., Kostyuchenko S.L. (1999) Seismic evidence of the presence of a crystalline basement under the Upper

- Proterozoic formations of the Timan Ridge. *Tektonicheskaya evolutsiya Timana, Pechorskogo basseina i Severa Urala. Doklady Mezhdunar. Seminara Evroproba TIM-PEBAR* [The tectonic evolution of Timan, the Pechora Basin and the north of the Urals. Reports of the Euro-probe International Workshop, Thimpebar]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 19-20. (In Russian)
- Kostyuchenko S.I., Zolotov E.E., Egorkin A.V., Udaratin V.V. (2002) The deep structure of the Timan-Pechora province and the surrounding part of the Russian Plate. *Tektonika i geofizika litosfery. Materialy XXXV Tektonicheskogo soveshch.* [Tectonics and Geophysics of the Lithosphere. Proc. XXXV Tectonic Meeting]. Moscow, GEOS Publ., 274-277. (In Russian)
- Krasnopoetseva G.V., Shchukin Yu.K. (1996) Tectonic divisibility of the Earth's crust of the East European Platform. *Geofizika*, (4), 19-24. (In Russian)
- Olovyanishnikov V.G., Bushuev A.S., Dokhsan'yants E.P. (1996) The structure of the junction zone of the Russian and Pechora plates according to geological and geophysical data. *Dokl. Akad. Nauk*, **351**(1), 88-92. (In Russian)
- Struktura platformennogo chekhla Evropeiskogo Severa SSSR* (1982) (Red. V.A. Dedeev) [The structure of the platform cover of the European North of the USSR (Ed. V.A. Dedeev)]. Leningrad, Nauka Publ., 200 p. (In Russian)
- Udaratin V.V. (1999) Lithosphere of the Vychedga depression along the "Syktyvkar – Ust-Nem" profile. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii: novye rezul'taty i novye perspektivy. Materials XIII Geol. S"ezda Respubliki Komi* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: new results and new perspectives Proc. XIII Geol. Congress of Komi Republic]. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 60-63. (In Russian)
- Udaratin V.V. (2002) *Glubinnoe stroenie i seismichnost' yuga Respubliki Komi* [The deep structure and seismicity of the south of the Komi Republic]. Ekaterinburg, UrO RAN, 72 p. (In Russian)
- Udaratin V.V. (2003) The structure of the earth's crust in the junction zone of the Vychedga depression and Timan according to seismic data. *Stroenie litosfery i geodinamika. Materialy XX Vseros. Molodezhnoi konf.* [The structure of the lithosphere and geodynamics. Proc. XX All-Russian Youth Conf]. Irkutsk, SO RAN, 269-270. (In Russian)
- Udaratin V.V. (2004) New data on the structure of the earth's crust in the south of the Timan-Pechora province based on earthquake converted-wave method materials. *Geodinamika i geologicheskie izmeneniya v okruzhayushchei srede severnykh regionov. Materialy Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem. T. 2* [Geodynamics and geological changes in the environment of the northern regions. Materials of the All-Russian conf. with intern. Particip. V. 2]. Arkhangelsk, Institute of ecological problem Severa, UrO RAN, 307-310. (In Russian)
- Udaratin V.V. (2011) Geological and geophysical section MEZTIMPECH (Mezen–Timan–Pechora). *Atlas Respubliki Komi* [Atlas of the Komi Republic]. Moscow, DIK Publ., 62-63. (In Russian)
- Udaratin V.V., Konanova N.V. (2000) Deep structure of the lithosphere according to the profile MEZTIMPECH. *Otech. Geol.*, (1), 44-50. (In Russian)
- Udaratin V.V., Lyutoev V.A., Parygin G.I. et al. (1998) The structure of the lithosphere of the northeast Russian and southern Pechora plates along the profile MEZTIMPECH. *Problemy geologii Permskogo Urala i Priural'ya. Materialy regional'noi nauchnoi konferentsii* [Problems of geology of the Perm Urals and Cis-Urals. Materials of the regional sci. conf.]. Perm, PGU Publ., 3-4. (In Russian)
- Udaratin V.V., Popov I.V. (2007) The structure of the earth's crust in the south of the Pechora plate according to the results of geophysical studies. *Tr. Pechoro-Ilychskogo zapovednika. Vyp. 15.* Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 5-12. (In Russian)
- Yugova N.N., Udaratin V.V. (2000) The amplitudes of PS-type exchange waves from the borders in the earth's crust (using the "Syktyvkar-Ust-Nem" profile as an example). *Geologiya i geoekologiya Fennoskandinavskogo shchita, Vostochno-Evropeiskoi platformy i ikh obramleniya. Materialy XI molodezhnoi konf., posvyashchennoi pamяти K.O. Kratts* [Geology and geoecology of the Fennoscandinavian shield, the East European platform and their framing. Materials of the XI Youth Sci. Conf. dedicated to the memory of K.O. Kratts]. Petrozavodsk, Kar. NTs RAN, 180-183. (In Russian)
- Zaporozhtseva I.V., Pystin A.M. (1994) *Stroenie dofanerozoiskoi litosfery Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* [Structure of the Prefanerozoic lithosphere of the European Northeast of Russia]. St.Petersburg, Nauka Publ., 112 p. (In Russian)

Сдвиговый тектогенез в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса: структурно-динамический анализ

В. П. Уткин¹, А. Н. Митрохин¹, П. Л. Неволин¹, Ю. П. Юшманов²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159,
e-mail: stakhor@yandex.ru

²Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4,
e-mail: yushman@mail.ru

Поступила в редакцию 15.11.2019 г., принята к печати 22.01.2020 г.

Объект исследования. Исследовалась роль сдвигового тектогенеза в проявлениях магматизма крупного фрагмента Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВПП) на северо-востоке Приморья. **Материалы и методы.** Использованы материалы геолого-съемочных работ и специальных полевых структурных исследований. В основу методов положена концепция структурных рисунков, сформированных горизонтальными, прежде всего сдвиговыми, движениями блоков земной коры. **Результаты.** Установлена система северо-восточных левых сдвигов, активность которых проявилась в *два этапа*. Складчато-сдвиговый (*орогеный*) этап характеризуется развитием до позднего мела обширной складчатой системы стратифицированных образований, перекрывающих активные сдвиги консолидированного домозойского фундамента. К позднему мелу сдвиги рассекли складчатый комплекс на узкие блоки, создав предпосылки для активизации сдвигов на последующем деструктивно-сдвиговом (*рифтогенном*) этапе (поздний мел – кайнозой). В течение последнего сдвиги активизировались в режиме трансценсии (сдвиг с растяжением) с формированием субпоперечных к сдвигам вулканотектонических структур растяжения (ВТСР). С одной стороны, они играли роль магмоподводящих каналов, а с другой, растяжение создавало обстановки для формирования депрессионных просадок, в которых последовательно накапливались большие объемы вулканитов, перекрывающих и “сшибающих” ВТСР с образованием обширных вулканических покровов. **Выводы.** Раскрытие ВТСР есть следствие горизонтальных сдвиговых смещений блоков континентальной коры, что не согласуется с априорными представлениями о развитии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в условиях субдукции океанических плит. Полученные материалы дополнили разработки, согласно которым формирование Восточно-Азиатского вулканического пояса происходило в структурно-динамических обстановках, созданных развитием Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны, как следствие смещения Азиатского континента на юго-запад в условиях ротационной геодинамики Земли.

Ключевые слова: Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс, сдвиговый тектогенез, вулканотектонические структуры растяжения, Восточно-Азиатский вулканический пояс, Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона

Strike-slip fault tectogenesis in formation of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt: Structural and dynamic analysis

Valentine P. Utkin¹, Alexander N. Mitrokhin¹, Peter L. Nevolin¹, Yuri P. Yushmanov²

¹Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of RAS, 159 100-letiya Vladivostoka av., Vladivostok 690022,
Russia, e-mail: stakhor@yandex.ru

²Institute of Complex Analysis of Regional problems of the Far Eastern Branch of RAS, 4 Sholom-Alekhema st.,
Birobidzhan 679016, Russia, e-mail: yushman@mail.ru

Received 15.11.2019, accepted 22.01.2020

Study object. The role of strike-slip fault tectogenesis in magmatism of the large (North Eastern Primorye) fragment of the Eastern Sikhote-Alin volcano-plutonic belt (ESAVPB) is studied. **Materials and methods.** The materials of geological mapping and field geostructural thematic-line research are used. Study methods are based on the concept of the geostructural patterns being formed by lateral, namely, strike-slip movements of crustal blocks. **Results.** There is recognized the system of the NE-trending sinistral faults, whose activation taken place during *two stages*. The pre-Late-Cretaceous fold-and-strike-

Для цитирования: Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Юшманов Ю.П. (2020) Сдвиговый тектогенез в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса: структурно-динамический анализ. *Литосфера*, 20(4), 528–541. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-528-541

For citation: Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L., Yushmanov Yu.P. (2020) Strike-slip fault tectogenesis in formation of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt: Structural and dynamic analysis. *Litosfera*, 20(4), 528–541. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-528-541

slip-fault (*orogenic*) stage is characterized by the widely developed fold system within the stratified formations covering active strike-slip faults of the pre-Mesozoic consolidated basement. By the Late Cretaceous, the strike-slip faults cut the fold system into narrow blocks, creating the preconditions for the strike-slip faults' activation during the next destruction-and-strike-slip-fault (*riftogenic*) stage (Late Cretaceous – Cenozoic). During the latter, the strike-slip faults were activated under transtension (strike slip with extension) with formation of volcano-tectonic extension structures (VTES) near-crosswise the strike-slip faults. The VTES played, on the one hand, the role of magma-feeding channels. On the other hand, the extension caused preconditions for formation of the depression subsidences that accumulated large volumes of the volcanics covering and «crosslinking» the VTES, resulting in wide development of volcanic covers within the ESAPB. *Conclusion.* The VTES' opening is thereby the effect of lateral (strike-slip) displacements of continental geoblocks that is not consistent with a priori ideas of the development of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt under the oceanic plates' subduction. The resulting materials complement the formulations according to which the East Asian volcanic belt formed under the structural-and-dynamic conditions being caused by the evolution of the East Asian global strike-slip fault zone resulting from displacement of the Asian continent to the south-west under the Earth's rotational geodynamics.

Keywords: *East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt, strike-slip related tectogenesis, volcano-tectonic extension structures, East Asian volcanic belt, East Asian global strike-slip fault zone*

Acknowledgements

We are very grateful to O.M. Molibog, T.I. Karpenko and Yu.N. Shekhovtseva for their preparing of a computer version of the article

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (ВСАВПП) прослеживается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива более чем на 1000 км при средней ширине 35–40 км. Являясь крупным звеном супертранзитного Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса, ВСАВПП имеет сквозной характер развития, перекрывая и пересекая протоструктуры восточной окраины Азии. Наиболее распространенные представления о природе пояса исследователи связывали с процессами мезозой-кайнозойской тектономагматической активизации окраины Азии (Вулканические пояса..., 1984). Исследовались прежде всего вещественные составляющие проявления активизации, что позволило значительно расширить и углубить знания о магматических образованиях пояса в части их состава, объема, относительных и абсолютных возрастов. Специальные, прежде всего полевые, исследования по выявлению роли структурно-тектонических факторов в процессах магматизма практически отсутствовали; тектоническая активизация обсуждалась в общих чертах, вытекающих главным образом из господствующих парадигм развития окраины Азии – геосинклинальной, а затем сменившей ее плейттектонической.

Углубленные систематические исследования роли структурно-динамических факторов в развитии ВСАВПП начались после открытия Центрального Сихотэ-Алинского (ЦСА) сдвига (Иванов, 1961, 1972) и системы левых сдвигов к востоку от него (Уткин, 1976). На большом фактическом материале с использованием специально разработанной методики было показано, что формирование транзитного ВСАВПП в пределах восточного крыла ЦСА сдвига обусловлено активацией в позднем мелу-кайнозое глубинных сдвигов в режиме

транстенсии (сдвиг с растяжением) с образованием структур растяжения, игравших роль магмоподводящих каналов (Уткин, 1978, 1980, 1987). Однако это открытие со всей полнотой важности в формировании ВСАВПП не было принято сторонниками плитной тектоники, так как, согласно плейттектонической парадигме, само наличие вулканоплутонического пояса априори свидетельствует о развитии окраины континента в условиях субдукции океанических плит (так называемых активных континентальных окраин). Априорные представления о субдукционном формировании вулканических поясов освободили плейттектонистов от необходимости исследования структурно-динамических и кинематических обстановок вулканизма, реально проявленных в пределах вулканических поясов. В целях решения этой важнейшей проблемы предлагаются еще один пример углубленного исследования роли структурно-динамических факторов в формировании ВСАВПП.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ПОДХОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования были сосредоточены в центральном сегменте ВСАВПП на северо-востоке Приморского края на площади, охватывающей бассейны рек Единка, Кабанья, Самарга (рис. 1). Этот участок пояса привлекает внимание выходами среди обширного поля позднемеловых-кайнозойских вулканитов "окон" раннемелового складчатого основания, что позволяет сопоставить их структурные характеристики, а также исследовать возможную зависимость дислокаций вулканического чехла от тектонической активности разломов раннемелового фундамента. Анализировались прежде всего полевые материалы структурных исследований (Уткин и др., 1980), которые проводились при



Рис. 1. Контроль мел-кайнозойского магматизма и рудной минерализации синсдвиговыми структурами растяжения. Карта составлена на основе материалов геологической съемки (Олейников и др., 1979) и структурных исследований (Уткин и др., 1980).

1 – преимущественно неогеновые базальты; 2 – верхний структурно-формационный комплекс (СФК) – позднемеловые-кайнозойские вулканиты кислого и среднего состава: прежде всего образования приморской серии, самаргинской и богопольской свит и их аналогов; 3 – нижний СФК – складчатое основание вулканического чехла: раннемеловые (апт-альбеские) преимущественно терригенные отложения; 4–6 – интрузивные комплексы: 4 – сеноманские, преимущественно граниты, гранодиориты, диориты (венюковский комплекс), 5 – маастрихт-датские габбро, габродиориты, диориты, граниты (прибрежный комплекс), 6 – палеоценовые граниты, гранит-порфирь, кварцевые порфирь, дакитовые порфирь (обзорный комплекс); 7 – поля надынтрузивного контактового метаморфизма; 8 – частные сдвиги (штриховые линии – предполагаемые) сдвиговых зон: А – Адинской, Т – Топографической, К – Килоуской, С – Скалистой, Б – Бурматовской, П – Повелицинской, Е – Единкинской; 9 – типы минерализации от высокотемпературных к относительно низкотемпературным (по данным штуфного и бороздового опробования), перечисленные в последовательности слева направо и сверху вниз: преимущественно вольфрамовая, преимущественно оловянная, полиметаллическая, золотосеребряная с полиметаллами, золотосеребряная; 10 – генеральные границы синсдвиговых магмоконтролирующих структур растяжения, в том числе (буквы в кружке): Венюковской (В), Поперечной (П), стрелки – направления растяжений; 11 – направление региональных сил сжатия; 12 – границы золотосеребряных месторождений: Бурматовского (5), Глинянного (6), Ягодного (7). Числы соответствуют номерам рисунков в тексте.

Fig. 1. Control of the Cretaceous-to-Cenozoic magmatism and ore mineralization by strike-slip related extensional structures. The map is based on geological mapping data (Oleinikov et al., 1979) and structural studies (Utkin et al., 1980).

1 – Neogene basalts, mainly; 2 – upper structural-formation assemblage (SFA) (cover) – Late-Cretaceous-to-Cenozoic volcanics of acidic and medium composition: primarily the strata of the Primorye series, and the Samarga and Bogopol' suites with their analogues; 3 – lower SFA – folded basement of the volcanic cover: Early Cretaceous (Aptian-to-Albian) mainly terrigenous sediments; 4–6 – intrusive complexes: 4 – mainly granites, granodiorites, and diorites (Cenomanian Venyukovka complex), 5 – gabbro, gabro-diorites, diorites, and granites (Maastrichtian-to-Danian Pribrezhnyi complex), 6 – granites, granite porphyry, quartz porphyry, and dacite porphyry (Paleocene Obzornaya complex); 7 – fields of over-intrusive contact metamorphism; 8 – partial (dashed lines – assumed) segments of the strike-slip fault zones: А – Ada, Т – Topografichesky, К – Kilou, С – Skalistyi, Б – Burmatovsky, П – Povelitsyansky, Е – Edinka; 9 – mineralization from the high-temperature to relatively low-temperature types (according to lump and furrow sampling data), being listed in sequence from left to right and from top to bottom: mainly tungsten, mainly tin, polymetallic, gold-silver with polymetals, gold-silver; 10 – general boundaries of strike-slip related magma-controlling extension structures, including (letters in a circle): Venyukovka (B), Poperechnaya (П), arrows – extension directions; 11 – direction of the regional compressive forces; 12 – boundaries of the gold-and-silver deposits: Burmatovsky (5), Glinyanoe (6), Yagodnoe (7). The digits correspond to the figure numbers in the paper text.

геологическом доизучении площадей Приморской поисково-съемочной экспедицией (Олейников и др., 1979). Привлекались результаты исследований роли структурно-динамических факторов в процессах мезокайнозойского магматизма и формирования рудных месторождений Центрального Сихотэ-Алиня (Уткин, 1989, 2005).

В основу методов исследований положена концепция о структурном рисунке, обусловленном горизонтальными, прежде всего сдвиговыми, движениями блоков земной коры (Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; и др.). Сущность этой концепции заключается в том, что существуют теснейшие генетические связи сдвигов, складчатости, субгоризонтальных срывов, надвигов, сбросов, раздвигов, которые находятся в динамическом единстве, не формируются изолированно, а возникают и развиваются синхронно или последовательно. Исключительно закономерная пространственно-временная организация практически всех известных в тектонике дислокационных структур свидетельствует о существовании в зонах динамического влияния сдвигов направленного тектонического процесса с присущими только ему законами развития. В рамках этой концепции специально для закрытых горно-таежных условий Приморья была разработана оригинальная методика изучения сдвиговых дислокаций с акцентом на выявление синсдвиговых структурных парагенезов (Уткин, 1980).

Выявление и изучение структурных парагенезов разных масштабов проводились путем анализа геологических карт, планов, разрезов и полевой документации морфологии, пространственных и временных соотношений разноранговых складок и разломов и составляющих их структурных и кинематических элементов: слоистости, разрывов с признаками смещений, штрихов и зеркал тектонического скольжения, кливажа и др. Особое внимание уделялось исследованию парагенеза структур трех основных динамических типов: 1) сжатия (складки, надвиги, взбросы); 2) растяжения (раздвиги и ассоциирующиеся с ними сбросы); 3) скола (собственно сдвиги). Детально изучались динамо-кинематические условия приоткрывания магмоконтролирующих структур растяжения в режиме сдвигового тектогенеза. Законы пространственно-генетической организации разрывных и складчатых структур, достоверно установленные в малых формах, использовались в целях увязки документированных, но разрозненных фрагментов крупных структур протяженностью в десятки километров. Для статистического обобщения наблюдений составлялись частные и суммарные диаграммы с применением сетки Вульфа. По доминантному положению элементов структурных парагенезов определялись направления сжатия, исходя из известных закономерностей наиболее распространенных типов деформаций, с применением апробированных методов динамиче-

ского анализа. Особое внимание уделено анализу дислокаций позднемелового вулканического чехла как следствия активности сдвигов в раннемеловом складчатом основании вулканитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В пределах исследованной площади (см. рис. 1) по возрасту, составу образований, степени их дислоцированности и условиям формирования выделяются два основных структурно-формационных комплекса (СФК) (Олейников и др., 1979). Нижний СФК представлен альт-нижнеальбскими, преимущественно терригенными, интенсивно дислоцированными отложениями, составляющими основание, на котором несогласно размещен верхний СФК. Верхний СФК сложен слабодислоцированными позднемеловыми-кайнозойскими вулканитами и частично вулканогенно-осадочными образованиями. В целях усиления контрастности структурных характеристик и вещественного состава нижнего и верхнего СФК выделен переходный СФК, роль которого как связующего звена между нижним и верхним комплексами проявлена не только в его промежуточном возрасте (средний-поздний альб), но и в часто фиксируемых переходах морских отложений нижнего СФК к образованиям континентальным, существенно вулканогенного облика, характерного для верхнего СФК (Назаренко, Бажанов, 1987).

Анализом структурного рисунка геологических карт, составленных при геологическом доизучении рассматриваемых площадей (Олейников и др., 1979) с привлечением материалов специальных полевых структурных исследований (Уткин, 2005) и на основе известных законов структурирования коры в условиях сдвигового тектогенеза, выявлена система сдвиговых зон северо-восточного простирания, которые наиболее отчетливо проявлены в раннемеловом складчатом фундаменте и фрагментарно – в позднемеловом вулканическом чехле (см. рис. 1). Сдвиговыми зонами складчатый фундамент рассечен на относительно узкие (10–15 км) блоки; закономерный структурный шаг – характерная особенность сдвигового тектогенеза; косая ориентировка складок по отношению к сдвигам, как и наличие складок с крутыми шарнирами (аксоноклиналей), указывает на соудивовую природу складчатости, причем формировавшейся в условиях левосдвигового тектогенеза.

В ограниченных сдвиговыми зонами блоках коры сформированы структуры, локализующие тела гранитоидов и рассеянную рудную минерализацию, генетически связанные с гранитоидами (см. рис. 1). Поперечное к сдвигам положение этих структур отвечает ориентировке структур растяжения, сформированных в результате активно-

сти сдвигов в режиме транстенсии. Обладая декомпрессионными характеристиками, структуры растяжения были благоприятны для генерации магм, происходившей в результате декомпрессионного плавления осадочных пород, возможно, с участием высокотемпературных глубинных флюидов, поступавших по сдвиговым зонам, которые, согласно глубинному сейсмозондированию, характеризуются как глубинные структуры, рассекающие континентальную кору на глубинах от 20 до 30–40 км и проникающие в верхнюю мантию (Уткин, 1987).

Таким образом, в процессе развития системы глубинных сдвигов создавались структурно-динамические условия, обеспечившие не только вертикальное продвижение магм и высокотемпературных флюидных потоков с нижних уровней континентальной коры и подкоровых, но и формирование верхнекоровых, благоприятных для магмогенерации структур растяжения. Сосдвиговое декомпрессионное локальное растяжение коры было многократным, что определило наличие не менее трех этапов верхнекорового интрузивного магматизма (см. рис. 1) с формированием интрузивных комплексов разного состава (Олейников и др., 1979): венюковский (сеноманские граниты, гранодиориты, диориты); прибрежный (маастрихт-датские габбро, габбродиориты, диориты, граниты); обзорный (палеоценовые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, дакитовые порфиры). Разный состав – свидетельство миграции магм с разных уровней коры и подкоровых и/или является следствием формирования магм в длительно функционирующих очагах (процессы дифференциации магм, асимиляции, контаминации). Наиболее низкий уровень длительно функционирующих коровых магматических очагов проявлен в формировании тел альб-сеноманских гранитоидов (татибинская серия), вскрытых эрозией к западу от рассматриваемой площади и контролируемых протяженными узкими антиклиналями СВ простирации. Косая ориентировка магмокализующих складок к системе левых сдвигов – свидетельство их формирования в условиях сдвигового тектогенеза на раннем пликативном этапе его развития, предшествующем позднемеловому-кайнозойскому деструктивному этапу (Уткин, 1987, 2005; и др.).

Представляют интерес строение и последовательность структурирования сдвиговых зон. Из всех установленных сдвиговых зон наиболее детально изучена Скалистая, прежде всего на участке, где она с С3 ограничивает Венюковский массив сеноманских гранитоидов (см. рис. 1). Здесь Скалистая сдвиговая зона при ширине до 5 км состоит из пяти главных сквозных смесятелей, которые, падая круто (70–80°), рассекают раннемеловое (апт–ранний альб) складчатое основание на узкие (1–2 км) блоки (рис. 2). Блоки, в свою очередь, интенсивно дислоцированы с развитием теснообли-

женных сдвигов, параллельных северо-восточным главным сдвигам (рис. 3), и сопровождаются исключительно интенсивным складкообразованием (рис. 4), в том числе складками с крутыми шарнирами (см. рис. 3), характерными для сдвигового тектогенеза. Сдвиговые смещения по разломам ССВ простирации подтверждаются доминирующей здесь пологой и горизонтальной тектонической штриховкой, ориентированной в этом же направлении (см. диаграмму на рис. 3).

Перечисленные структурно-кинематические характеристики относятся к первому допозднемеловому этапу развития Скалистой сдвиговой зоны. На втором этапе ограниченные сквозными сдвигами блоки сдвиговой зоны, главным образом в позднем мелу, начали растягиваться с формированием поперечных к сдвигам структур растяжения, которые по морфологическим характеристикам и пространственно-временной совокупности проявления тектоники и вулканизма отвечают особенностям развития вулканотектонических структур растяжения (ВТСР), природа которых как синсдвиговых структур растяжения проявлена и в Центральном Сихотэ-Алине (Уткин, 2005).

По морфологическим характеристикам, как и по пространственному соотношению со сдвигами, ВТСР идентичны сосдвиговым структурам растяжения, контролирующими охарактеризованный ранее интрузивный магматизм, но являются не внутристоровыми, а открытыми, проявленными на земной поверхности (см. рис. 2). Развитие в ВТСР многочисленных субинтрузивных тел (даек, штоков и пр.) и многообъемного вулканизма – прямое свидетельство тектономагматической активизации ВТСР в режиме неоднократного длительного растяжения, начавшегося в среднем-позднем альбе и продолжавшегося в позднем мелу–кайнозое (см. рис. 2). Механизм поэтапного раскрытия ВТСР как следствие сосдвигового растяжения обнаруживается в строении нижних (корневых) уровней ВТСР, например Поперечной (см. рис. 1, 2), последовательное формирование которой происходило после “интрузивного” (сеноман) этапа растяжения коры.

В результате сдвиговой активизации Скалистой и Бурматовской сдвиговых зон в режиме транстенсии (см. рис. 1) в ограниченном ими блоке коры в сеномане в синсдвиговой структуре верхнекорового растяжения сформировался Венюковский гранитоидный массив. В туроне–кампане (время формирования вулканитов приморской серии) блок вновь подвергся синсдвиговому растяжению с формированием Поперечной ВТСР, которая рассекла Венюковский гранитоидный массив, по-видимому вскрыв его остаточный магматический очаг. Многоэтапность раскрытия Поперечной ВТСР проявилась в последовательном формировании экструзивных тел (см. рис. 2), вытянутых в северо-западном направлении, в целом параллельно границам ВТСР. Такая

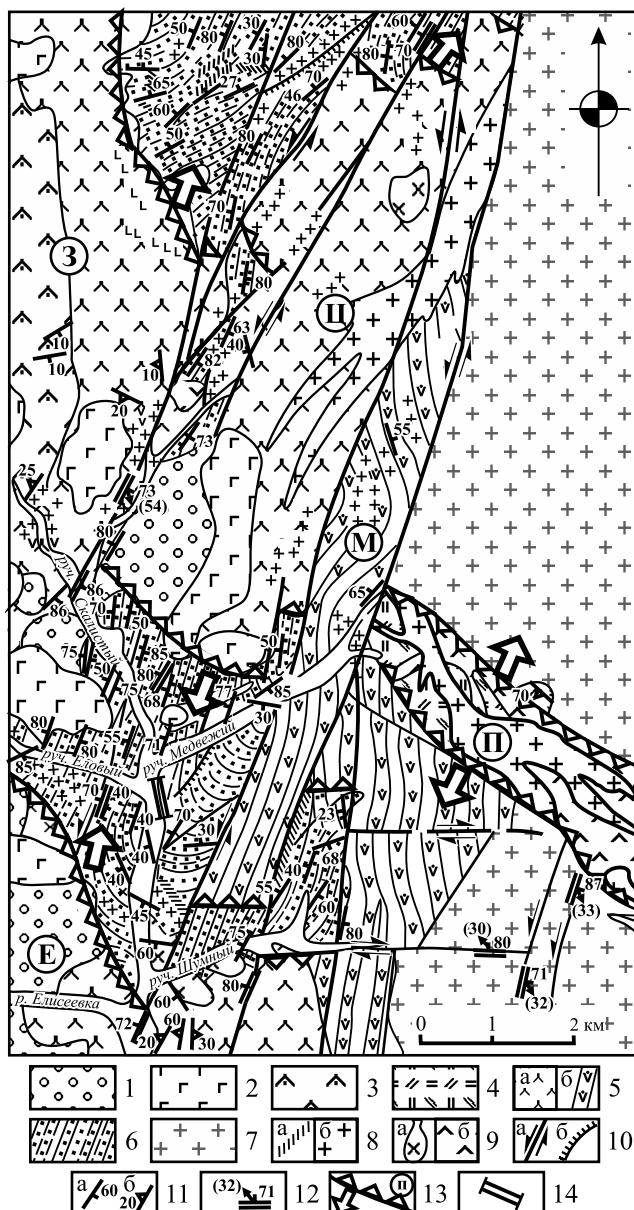


Рис. 2. Строение и формирование вулканотектонических структур растяжения в условиях транстенсии сдвигов (сдвиг с растяжением). Карта составлена по материалам геологической съемки (Олейников и др., 1979) и структурных исследований (Уткин и др., 1980). Местоположение – см. рис. 1.

1 – коллювиально-деллювиальные отложения (Q); 2–4 – верхний СФК (K_2-N_1): Pg_3-N_1 базальты, конгломераты, алевролиты, песчаники (2), игнимбриты, агломератовые туфы кислого состава, туфоконгломераты, туффиты (фрагменты богопольской свиты, $K_2m_2-Pg_1d_1$) (3), липариты, фельзиты флюидальные (фрагменты приморской серии, K_2t-K_2km) (4); 5 – переходный СФК (K_1al_{2-3}): песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы и туфоконгломераты с мощными горизонтами лав андезитов, дакитов (а), лавы гиалокластитов и туфы андезибазальтов, глыбовые осадочные брекчии (б); 6 – нижний СФК ($K_1a-K_1al_1$): флишоиды, переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – сеноманские граниты, слагающие Венюковский массив; 8, 9 – интрузивно-

экструзивные тела, сформированные в позднем мелу–кайнозое: 8 – дайки липаритов, липаритовых порфириев (а), гранит-порфиров (б), 9 – штоки и дайки диоритов и диоритовых порфириров (а), дакитовых порфириров, андезитовых порфириров (б); 10 – сдвиги (а), надвиги (б); 11 – элементы залегания слоистости (а) и флюидальности (б); 12 – ориентировка тектонических смещителей с углом падения (цифра), при наличии штрихов скольжения показаны направление (стрелка) и угол их погружения (цифра в скобках); 13 – синсдвиговые ВТСР: З – Западная, Е – Елисеевская, М – Медвежья, П – Поперечная, Ц – Центральная; раскрытие ВТСР с формированием депрессионных просадок началось в среднем-позднем альбе и многократно активизировалось в позднем мелу и кайнозое (стрелки – направления синсдвиговых растяжений); 14 – участок детально документированной цокольной террасы руч. Скалистый (см. рис. 3).

Fig. 2. Arrangement, infrastructure, and formation of volcano-tectonic extension structures (VTES) under of the strike-slip faults' transtension (strike slip with extension). The map is based on geological mapping data (Oleinikov et al., 1979) and structural studies (Utkin et al., 1980). Location – see Fig. 1.

1 – colluvial-and-deluvial sediments (Q); 2–4 – upper SFA (K_2-N_1): Pg_3-N_1 basalts, conglomerates, siltstones, and sandstones (2), ignimbrites, acid agglomerate tuffs, tuff conglomerates, and tuffites (fragments of the Bogopol' suite, $K_2m_2-Pg_1d_1$) (3), liparites, fluidic felsites (fragments of the Primorye series, K_2t-K_2km) (4); 5 – transitional SFA (K_1al_{2-3}): sandstones, siltstones, conglomerates, tuffs and tuffoconglomerates with largethickness marking inerlayers of andesite and dacite lavas (а), hyaloclastic lavas and tuffs of andesite basalts, blocky sedimentary breccias (б); 6 – lower SFA ($K_1a-K_1al_1$): flyschoids, interbedded sandstones and siltstones; 7 – Cenomanian granites of the Venyukovka massif; 8, 9 – intrusive-and-extrusive bodies formed during Late Cretaceous to Cenozoic: 8 – dykes of liparites and liparitic porphyries (а), and granite porphyries (б), 9 – stocks and dykes of diorite and diorite porphyries (а), and dacite porphyries, andesitic porphyries (б); 10 – strike-slip faults (а), thrusts (б); 11 – strata (а) and fluidity (б) dip directions; 12 – dip direction of tectonic slipper at an angle (digits), tectonic striation (when there is) is shown by a direction (arrow) and an angle of its inclination (digits in brackets); 13 – strike-slip related VTEses: 3 – Zapadnaya, Е – Eliseevskaya, M – Medvezhiy, П – Poperechnaya, Ц – Tsentral'naya; the VTEses' opening with formation of depressional subsidences began in the Middle-to-Late Albian time and was repeatedly reactivated during the Late Cretaceous and Cenozoic time; 14 – section of the well-documented ground terrace of the Skalistyi Creek (see Fig. 3).

ориентировка экструзивных тел свидетельствует о поперечном к этому направлению раскрытии структуры в результате растяжений, генерированных активацией Скалистой и Бурматовской сдвиговых зон. Разный состав последовательно поступавших магм можно объяснить двумя главными причинами: во-первых, глубинными сдвигами последовательно могли вскрываться магматические очаги разных уровней коры (включая и подкоровые) и, следовательно, с магмами разного состава; во-вторых, возможно, многократно вскрывался длительно функционирующий остаточный магматический очаг Венюко-

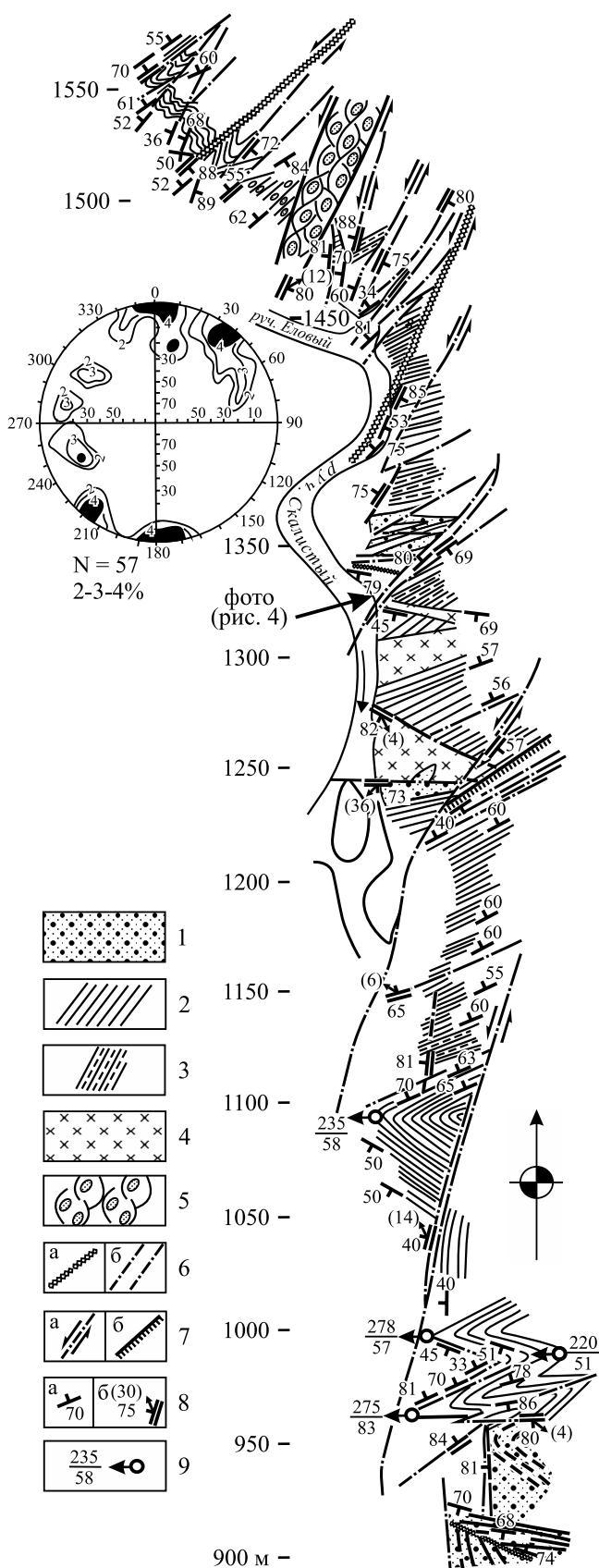


Рис. 3. Детально изученный фрагмент строения Скалистой сдвиговой зоны. Левый борт долины

ручья Скалистого ниже устья кл. Медвежьего. Местоположение – см. рис. 2.

1 – песчаники грубозернистые, гравелистые; 2 – песчаники среднезернистые слоистые; 3 – алевролиты слоистые; 4 – диориты; 5 – зоны будинажа; 6 – зоны дробления (а), разрывы различного порядка (б); 7 – сдвиги (а), надвиги и взбросы (б); 8 – элементы залегания слоистости (а) и плоскостей симметрий (б), стрелкой указано направление и угол погружения тектонических штрихов (цифра в скобках); 9 – азимут (числитель) и угол (знаменатель) погружения шарниров складок. Диаграмма массовых замеров погружения тектонических штрихов (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

Fig. 3. A studied-in-detail structural fragment of the Skalistyi strike-slip fault zone. The left side of the Skalistyi Creek valley below the Medvezhiy Creek mouth. Location – see Fig. 2.

1 – coarse-grained and gravelled sandstones; 2 – layered medium-grained sandstones; 3 – layered siltstones; 4 – diorites; 5 – boudinage zones; 6 – crushing zones (a), faults of various ranks (b); 7 – strike-slip faults (a), thrusts and upthrusts (b); 8 – dip directions of bedding (a) and slip planes (b), arrow shows direction and angle of a plunge tectonic striae (digits in brackets); 9 – azimuth (numerator) and angle (denominator) of fold hinge plunging. Diagram for mass measurements of tectonic striae orientation (Wulff net, upper hemisphere).

ковского интрузива с поэтапной инъекцией дифференциатов магм разного состава.

Рассмотренная ВТСР вскрыта достаточно глубоким эрозионным срезом, включающим не только всю мощность, по-видимому, обширного вулканического покрова, но и верхний уровень Венюковского гранитоидного массива, сформированного в сеномане и локализованного в раннемеловом СФК. По существу, здесь эрозией вскрыт магмоподводящий канал Поперечной ВТСР, без которого нельзя представить процессы инъекции и извержения магм. Для более полной оценки строения и условий раскрытия магмоподводящих каналов, рассекающих раннемеловой СФК и обеспечивающих поставку магматических продуктов при формировании позднемелового–кайнозойского вулканического чехла (верхний СФК), рассмотрен корневой уровень эрозионного среза Бурматовской ВТСР, детально изученный в пределах одноименного месторождения (рис. 5).

Бурматовское золотосеребряное месторождение размещено в пределах одноименной сдвиговой зоны к востоку от Венюковского гранитоидного массива (см. рис. 1). Частные магмоподводящие каналы представлены позднемеловыми дайками и штоками преимущественно липарит-порфиров (аналогами турон-кампанской приморской серии) мощностью от 1 м и меньше – до 1 км, которые, падая субвертикально, рассекают раннемеловой складчатый комплекс (основание вулканического позднемелового чехла) (см. рис. 5). Дайки, тесно группируясь, отражают строение магмоподводя-

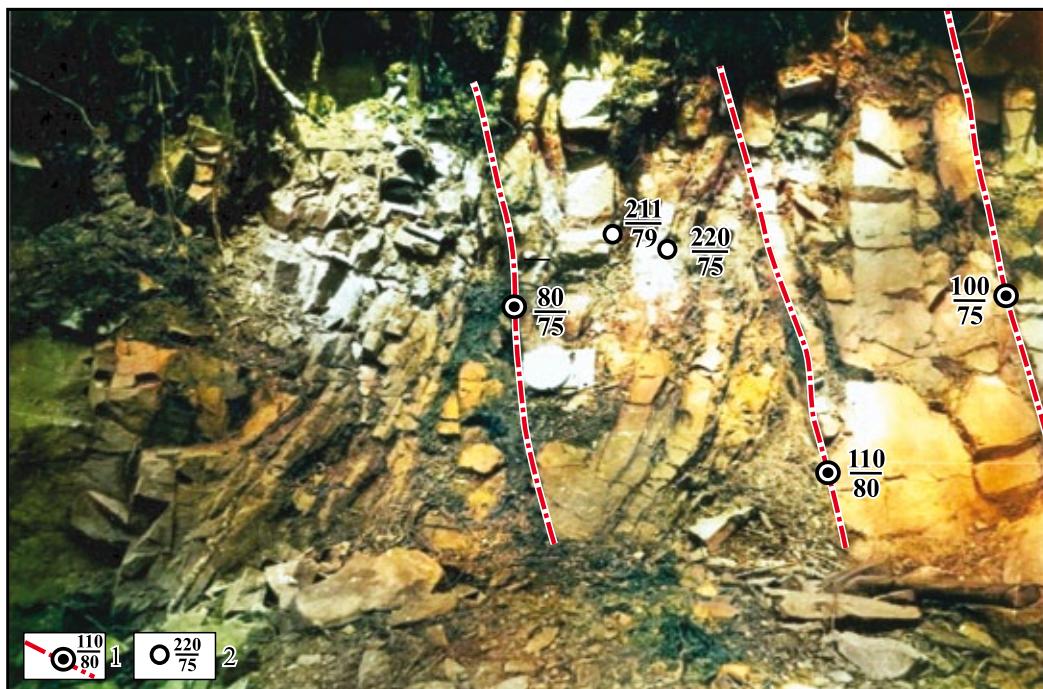


Рис. 4. Система сдвигов и синсдвиговые дислокации аптских слоистых осадочных отложений (светлое – песчаники, темно-серое – алевролиты, в большинстве меланжированные). Место фотографии – см. рис. 3.

1 – сдвиги и элементы их ориентировки (числитель – азимут падения сместителя, знаменатель – угол падения); 2 – элементы залегания слоев (числитель – азимут падения, знаменатель – угол падения).

Fig. 4. Strike-slip fault system and strike-slip related dislocations of the Aptian layered sedimentary deposits (light color – sandstones, dark gray color – mostly melange siltstones). Photo location – see Fig. 3.

1 – strike-slip faults and their dip directions (numerator – dip azimuth, denominator – dip angle); 2 – dip directions of bedding planes (numerator – dip azimuth, denominator – dip angle).

щей структуры растяжения шириной до 3.5 км, косая ориентировка которой (С3 300–340°) по отношению к сдвигам (СВ 25–30°) указывает на ее формирование в условиях левосдвигового тектогенеза, проявленного в туроне–кампане. Следует ожидать, что следствие сдвигового растяжения коры – не только раскрытие системы магмоподводящих каналов, но и депрессионная просадка охваченных этим растяжением площадей с широким проявлением сбросовой тектоники. Данный комплекс синхронных тектоники и магматизма отражает главные особенности строения и развития ВТСР. Бурматовская ВТСР характеризуется признаками длительного развития. Сформированные здесь рудные жилы секут дайки и ориентированы, как и дайки, в ССЗ направлении, что свидетельствует о наследованном постдайковом импульсе раскрытия структур растяжения, которые достаточно изучены, например, на Глиняном золотосеребряном месторождении (рис. 6).

Глиняное месторождение расположено в Бурматовской сдвиговой зоне, южнее одноименного месторождения (см. рис. 1), но сформировано не в раннемеловом складчатом фундаменте, а на более

высоком уровне, в позднемеловом вулканическом чехле. Частные рудные тела, тесно группируясь, отражают строение структур растяжения шириной до 2 км (см. рис. 6), ориентировка которых на ССЗ, косо к сдвиговой зоне, указывает на раскрытие рудолокализующих разрывов растяжения в условиях, идентичных позднемеловой левосдвиговой активизации Бурматовской зоны сдвигов, которая продолжала функционировать и на поствулканическом, кайнозойском, этапе развития. Кайнозойская левосдвиговая активизация разломов северо-восточного простирания проявлена и изучена, например, на Ягодном месторождении.

Ягодное месторождение сформировано в пределах Единкинской сдвиговой зоны (см. рис. 1). Рудные тела (разрывы растяжения) образуют кулисные эшелоны, инфраструктура которых соответствует строению потенциальных (зачаточных) левых сдвигов (рис. 7). Потенциальные сдвиги, играющие роль рудолокализующих структур, как известно, могли формироваться и над активными сдвигами, в том числе глубинными, выступающими в качестве каналов для вертикальной миграции рудонесущих флюидов.

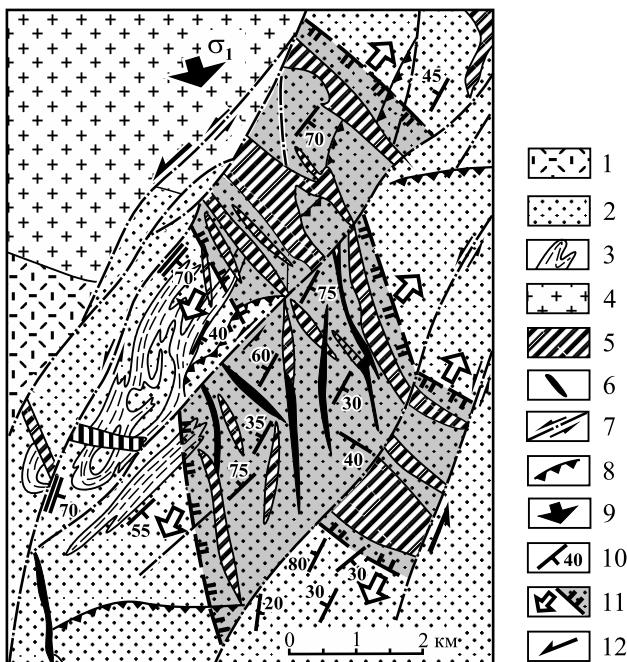


Рис. 5. Строение Бурматовской вулканотектонической структуры растяжения и синсдвиговый механизм раскрытия магмоподводящих каналов ее нижнего (корневого) уровня. Местоположение – см. рис. 1.

1 – позднемеловые вулканиты кислого состава (аналоги приморской серии); 2 – апт-альбское складчатое основание вулканического чехла (преимущественно терригенные отложения); 3 – ядра антиклиналей, сложенные алевролитами; 4 – граниты (сеноман); 5 – дайки липарит-порфиров (аналоги турон-компанских кислых вулканитов приморской серии); 6 – рудные тела; 7 – сдвиги; 8 – надвиги; 9 – направление регионального сжатия; 10 – элементы ориентировки слоев и разрывов; 11 – границы магмоподводящих структур растяжения (корневые уровни ВТСР); 12 – направление смещений вдоль Бурматовской сдвиговой зоны.

Fig. 5. Arrangement of the Burmatovsky volcano-tectonic extension structure and mechanism of strike-slip related opening of magma-feeding channels for its lower (root) level. Location – see Fig. 1.

1 – Late Cretaceous acidic volcanics (analogue of the Primorye series); 2, 3 – Aptian-Albian folded basement of the volcanic cover (mainly terrigenous deposits); 3 – anticlines cores with siltstones; 4 – Cenomanian granites; 5 – lipite-porphphyry dykes (analogues of the TuronianCampanian acidic volcanics of the Primorye series); 6 – ore bodies; 7 – strike-slip faults; 8 – thrusts; 9 – direction of the regional compression; 10 – dip directions of bedding and faults; 11 – margins of the magma-feeding extension structures (at the root levels of the VTES); 12 – displacement directions alongwith the Burmatovsky strike-slip fault zone.

Обобщая характеристики структур раннемеловых, позднемеловых и кайнозойских образований, их пространственно-временные и генетические отношения, можно сделать вывод о последова-

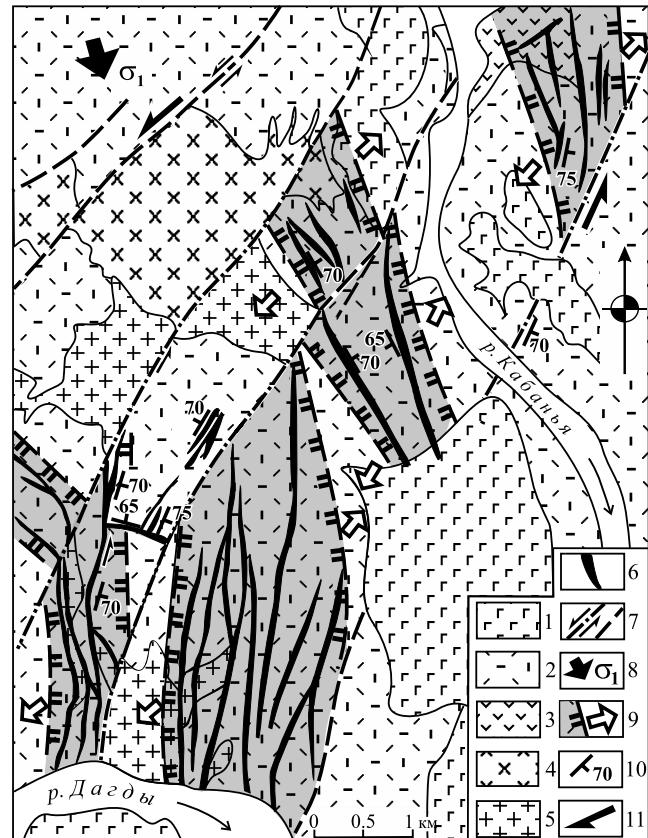


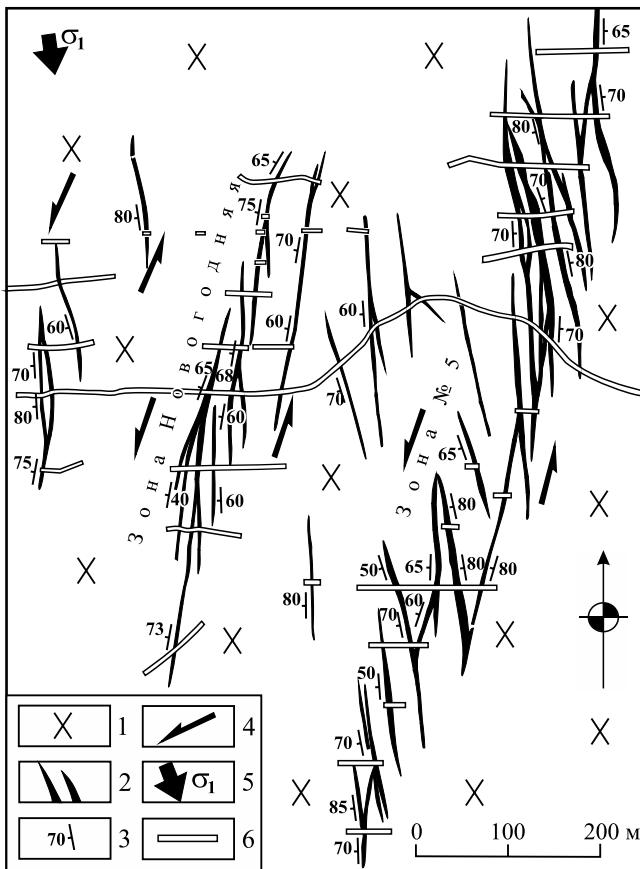
Рис. 6. Строение Глинняного золотосеребряного месторождения и синсдвиговые условия формирования его рудоносных структур растяжения (PCP). Местоположение – см. рис. 1.

1 – базальты (Pg_3-N_1); 2, 3 – K_2 вулканиты, преимущественно кислого (2) и среднего (3) составов; 4, 5 – K_2 гранодиориты, граниты, гранодиоритпорфирь, диоритовые порфириты (4) и дакитовые порфиры (5); 6 – жилы и минерализованные зоны; 7 – сдвиги (штриховая линия – предполагаемые); 8 – направление регионального сжатия; 9 – границы содвиговых PCP, локализующих рудные тела; 10 – элементы ориентировки жил и минерализованных зон; 11 – направление смещений по Бурматовской сдвиговой зоне.

Fig. 6. Infrastructure of the Glinyanoe goldsilver deposit and strike-slip related conditions of formation of its ore-bearing extension structures (OBES). Location – see Fig. 1.

1 – basalts (Pg_3-N_1); 2, 3 – K_2 volcanics, mainly acidic (2) and medium (3) compositions; 4, 5 – K_2 granodiorites, granites, granodiorite porphyries, and diorite porphyries (4) as well as dacitic porphyries (5); 6 – veins and mineralization zones; 7 – strike-slip faults (dashed line – their assumed segments); 8 – direction of the regional compression; 9 – margins of the OBES with ore bodies; 10 – dip directions of veins and mineralization zones; 11 – displacement direction alongwith the Burmatovsky strike-slip fault zone.

тельности сдвигового тектогенеза – от формирования в раннем мелу синсдвиговой складчатой систе-



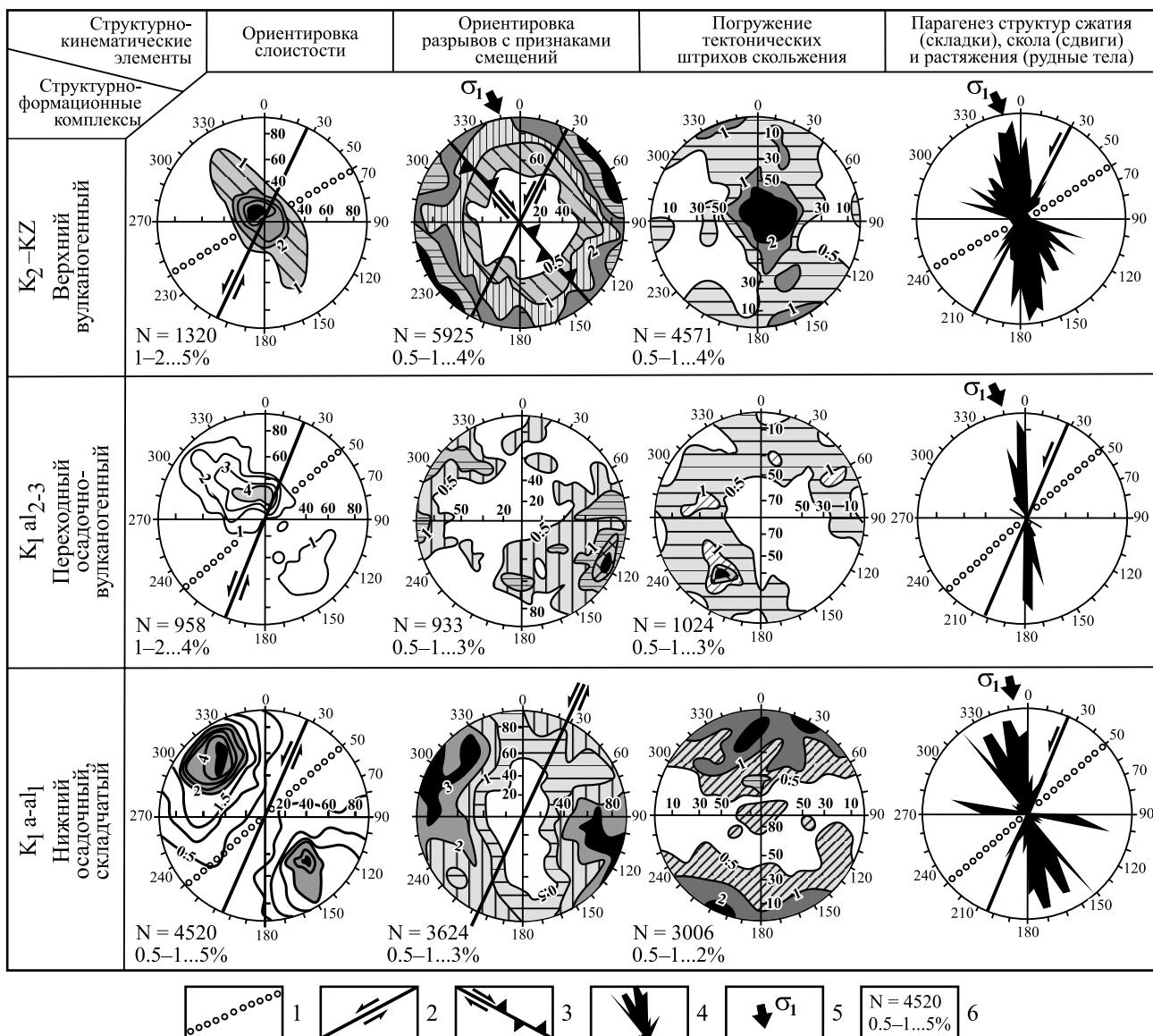


Рис. 8. Статистический анализ и корреляция массовых замеров структурно-кинематических элементов разновозрастных структурно-формационных комплексов (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

1 – доминирующее простирание складчатых структур (структур сжатия); 2 – доминирующие простирания сдвигов (структур скола); 3 – сдвиги, трансформированные в сбросы; 4 – суммарные по месторождениям розы простирания рудных тел (структур растяжения); 5 – направление главного (регионального) сжатия; 6 – количество замеров (N) и изолинии их плотности (%).

Fig. 8. Statistical analysis and correlation of mass measurements for structural-and-kinematic elements in structural-formation complexes of different ages (Wulff net, upper hemisphere).

1 – dominant strike of fold structures (compression structures); 2 – dominant strikes of conjugated sinistral and dextral faults (shear structures); 3 – strike-slip faults transformed into normal faults; 4 – total roses of the ore bodies (extension structures)' strikes for the considered mineal deposits; 5 – direction of the main (regional) compression; 6 – amount of the measurements (N) and isolines of their density (%).

вания верхнего комплекса от сдвиговой активности разломов нижнего комплекса обнаруживаются путем корреляции структурно-кинематических элементов этих последовательно формировавшихся комплексов с использованием известных разработок и экспериментов, направленных на решение

проблем вертикальной миграции сдвиговых дислокаций в расслоенной литосфере (Ridel, 1929; Ярошевский, 1981; Уткин, 1987; и др.).

В первую очередь рассмотрены соотношения ориентировок сдвигов верхнего и нижнего СФК. С этой целью из всей массы разрывов с разнообраз-

ными признаками смещений выбраны только крутопадающие (круче 70°) разрывы с проявленной на их плоскостях тектонической штриховкой, углы погружения которой не превышали 30° . Таким образом, в анализ вовлечены разрывы с доминирующей сдвиговой составляющей и не осложненные наложенными сбросами. Построенные по этим выборкам розы-диаграммы показали, что сдвиги верхнего СФК ориентированы косо по отношению к сдвигам нижнего СФК (рис. 9а) и отвечают известным в литературе сколам (сдвигам) Риделя, механизм фор-

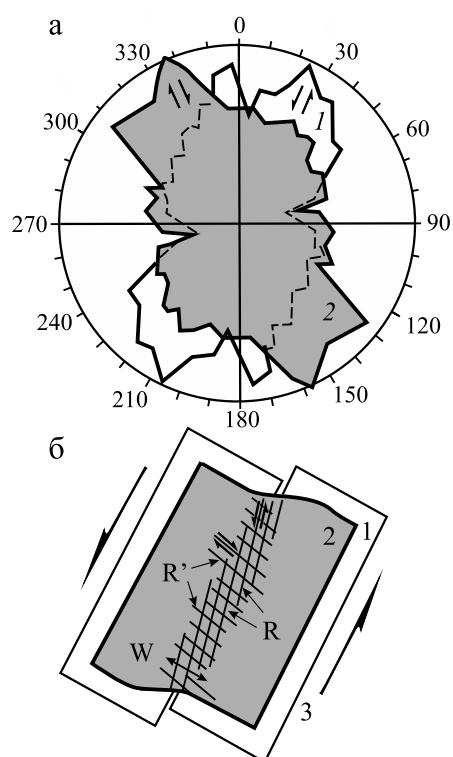


Рис. 9. Доминирующие простирания сдвигов вулканогенного чехла и складчатого основания (а) и их соотнесение с результатами эксперимента В. Риделя (Ridel, 1929) (б): розы простираний сдвигов основания (1) и вулканогенного чехла (2).

1 – жесткая пластина; 2 – пластичный материал (глина); 3 – направление смещений жесткого основания (левый сдвиг); R – сколы Риделя (синтетические сдвиги); R' – сопряженные сколы Риделя (антитетические сдвиги); W – ширина сдвиговой зоны.

Fig. 9. Dominant strikes of the regional sinistral and dextral faults for the volcanic cover and the fold basement (a) and their correlation with the experimental results of W. Ridel (1929) (b): strike rose-diagrams for the strike-slip faults of the basement (1) and the cover (2).

1 – rigid (brittle) plate; 2 – ductile material (clay); 3 – slip directions within the rigid (brittle) basement (sinistral shearing); R – Ridel shears (synthetic strike-slip faults); R' – conjugated Ridel shears (antithetic strike-slip faults); W – width of the shearing zone.

мирования которых отражен, например, в эксперименте (рис. 9б). Эшелонированное развитие сколов Риделя отвечает инфраструктуре первичного этапа развития сдвига фундамента в перекрывающем его чехле, что и определило понятие зачаточного (потенциального) сдвига (Воронов, 1968; Уткин, 1980; и др.). Дальнейшая активизация сдвиговых смещений обеспечивает трансформацию сколов Риделя в структуры растяжения, раскрытие которых сопровождалось сбросовыми смещениями, наложенными на первичные сдвиговые. Раскрытие трещин скола (сдвигов) находит подтверждение в локализации в этих структурах даек и рудных тел. Рудолокализующие структуры растяжения ориентированы в направлении ССЗ, отражая направление латерального сжатия (см. рис. 8), которое, судя по неизменной ССЗ ориентировке рудных жил во всех СФК, было идентичным на протяжении мела–кайнозоя, что согласуется с региональными условиями структурирования рудных месторождений, установленных в Сихотэ-Алине (Уткин, 1980). На результаты этих исследований следует обратить особое внимание, так как изучение структур и геодинамических условий формирования рудных месторождений отличается повышенной детальностью и, следовательно, достоверностью. Изучены десятки месторождений, сосредоточенных в Кавалеровском, Дальнегорском, Арминском, Комсомольском рудных районах Приморского и Хабаровского краев (Уткин, 1980, 1989; Митрохин, 1991; Неволин, 1995), и все они формировались в условиях сдвигового тектогенеза. Признаков структурирования рудных месторождений в условиях субдукционного режима развития окраины Азии не обнаружено.

ВЫВОДЫ

Результаты исследований подтвердили представления о формировании Восточно-Сихотэ-Алинского и в целом Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса в условиях активности окраинно-континентальной системы глубинных сдвигов (Уткин, 1978, 1987). Длительность развития и региональная кинематическая стабильность сдвигов проявились в их весьма впечатительных параметрах: протяженность – до 1000 км и более, амплитуды левых смещений – от десятков до сотен километров; рассекая континентальную кору, сдвиги проникают в мантию, что характеризует мезозойский этап развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода как глубинный сдвиговый тектогенез, в региональном масштабе – левосдвиговый (Уткин, 2019).

Исследования подтверждают развитие сдвигового тектогенеза в два этапа:

- 1) складчато-сдвиговый (орогеный),
- 2) деструктивно-сдвиговый (рифтогеный).

1. *Складчато-сдвиговый (орогеный) этап* характеризуется тесной ассоциацией складчатости

со сдвигами. На рассмотренной площади в содвиговую складчатость вовлечены апт-раннеальбские осадочные отложения, а в региональном масштабе складчатостью были охвачены мезозойские страти-фицированные образования от триаса до позднего мела. Складчатая система ориентирована повсеместно косо к системе транзитных сдвигов, согласуясь с результатами экспериментов (Рязанов, 1973; Ярошевский, 1981; и др.), в соответствии с которыми в закономерно ориентированную к сдвигам складчатость вовлекаются образования, перекрывающие активные сдвиги. Сдвиги консолидированного жесткого фундамента, продвигаясь к земной поверхности, к позднему мелу рассекли складчатый комплекс на относительно узкие блоки, что создало структурно-динамические обстановки развития сдвигов в режиме транстенсии (сдвиг с растяжением).

2. *Деструктивно-сдвиговый (рифтогенный) этап* начался в среднем-позднем альбе и наиболее активно проявился в позднем мелу и кайнозое. Ограниченные сдвигами блоки коры вовлекались в содвиговое растяжение с формированием попеченных к сдвигам разноглубинных структур растяжения, которые выполняли прежде всего функцию магмоподводящих каналов. Частные структуры растяжения контролировали дайковый магматизм и рудолокализацию. Более масштабные совокупности структур растяжения, охватывая значительные площади и развиваясь длительно, обусловливали два синхронно протекавших процесса. С одной стороны, растяжение приводило к широкому развитию сбросовой тектоники с формированием депрессионных просадок, с другой, растяжение формировало магмоподводящие каналы с инъекцией и извержением огромных объемов вулканических продуктов, которые компенсировали депрессии. Эта синхронная совокупность проявлений тектоники и вулканизма является главной характеристикой вулканотектонических структур растяжения, которые, формируясь вдоль активных транзитных сдвигов, образуют вулканические пояса.

Обращает на себя внимание то, что развитие ВТСР как содвиговых структур растяжения не отличается от формирования в позднем мелу-кайнозое эпиконтинентальных осадочных бассейнов, содвиговая природа которых установлена (Уткин, 1987; Уткин и др., 2016). Все эти структуры рассяянной деструкции континентальной коры отражают сдвиговый тектогенез развития нависающего края Азиатского континента. Важно заметить, что раскрытие структур растяжения повсеместно происходило в результате латеральных смещений блоков коры по северо-восточным сдвигам, встречным и косовстречным по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит (Уткин, 2019). Эти кинематические характеристики подтверждают определяющую роль сдвигового тектогенеза в формировании вулканоплутонических поясов – в

противовес представлениям об их субдукционной природе.

Благодарности

Авторы благодарят О.М. Молибог, Т.И. Карпенко и Ю.Н. Шеховцеву за подготовку компьютерной версии статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В., Суворов А.И., Трифонов В.Г., Коптев В.В., Щерба И.Г. (1963) Горизонтальное перемещение по разломам и некоторые методы их изучения. *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. М.: Наука, 29-43.
- Воронов П.С. (1968) Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 123 с.
- Вулканические пояса Востока Азии: Геология и металлогения (1984) (Под ред. А.Д. Щеглова). М.: Наука, 504 с.
- Иванов Б.А. (1961) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. *Докл. АН СССР*, **138**(4), 900-903.
- Иванов Б.А. (1972) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 115 с.
- Лукьянов А.В. (1965) Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 211 с.
- Митрохин А.Н. (1991) Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 235 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. (1987) Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 60 с.
- Неволин П.Л. (1995) Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского района. Владивосток: Дальнаука, 132 с.
- Олейников А.В., Высочин В.Н., Коваленко С.В., Кутубзаде Т.К., Старченко А.С. (1979) Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Вениуковки, Кабаньей, Килоу. Владивосток: Приморгегология, 301 с.
- Рязанов Г.В. (1973) Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 90 с.
- Уткин В.П. (1976) Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня. *Докл. АН СССР*, **229**(4), 955-958.
- Уткин В.П. (1978) Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря. *Докл. АН СССР*, **240**(2), 400-403.
- Уткин В.П. (1980) Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 144 с.
- Уткин В.П. (1987) Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 451 с.
- Уткин В.П. (1989) Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 166 с.
- Уткин В.П. (2005) Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металло-

- генического пояса. *Докл. АН*, **404**(5), 659-663.
- Уткин В.П. (2019) Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. *Литосфера*, **19**(5), 780-799. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799>.
- Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. (2016) Сдвиговый континентальный рифтогенез восточной окраины Азии. *Литосфера*, (4), 5-29.
- Уткин В.П., Сорокин Б.К., Юшманов Ю.П., Олейников А.В., Жуковская А.В. (1980) Геолого-структурные условия золотосеребряного оруденения в южной части Самаргинского рудного района. Владивосток: Приморгеология, 268 с.
- Ярошевский В.Т. (1981) Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 245 с.
- Ridel W. (1929) Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Cent. Miner., Geol. Paleontol. Bull.*, **1**, 78-97.
- Ryazanov G.V. (1973) *Morfologiya i genesis skladok Nepskoi zony (yuzhnaya chasti Sibirskoi platformy)* [Morphology and genesis of folds of the Nepa zone (the southern part of the Siberian platform)]. Novosibirsk, Nauka Publ., 90 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (1976) Shear Zones of the Central Sikhote-Alin. *Dokl. AN SSSR*, **229**(4), 955-958. (In Russian)
- Utkin V.P. (1978) East Asian global strike-slip fault zone, the volcanic belt and marginal seas. *Dokl. AN SSSR*, **240**(2), 400-403. (In Russian)
- Utkin V.P. (1980) *Sdvigovye dislokatsii i metodika ikh izucheniya* (Strike-slip related dislocations and methods of their study). Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (1987) *Sdvigovye dislokatsii i ikh rol' v proyavleniyakh magmatizma i rudoobrazovaniya Aziatsko-Tikhookeanskoi zony perekhoda*. Dis. dokt. geol.-min. nauk [Strike-slip related dislocations and their role in occurrences of magmatism and ore formation of the Asia-Pacific transition zone. Diss. dokt. geol. and min. sci.]. Vladivostok, DVG DVO AN SSSR, 451 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (1989) *Sdvigovye dislokatsii, magmatizm i rudoobrazovanie* (Strike-slip dislocation, magmatism and ore formation). Moscow, Nauka Publ., 166 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (2005) Structure, geochronology and structural and dynamic conditions of the vertical development of the Eastern Sikhote-Alin magmatic-metallogenic belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(5), 659-663. (In Russian)
- Utkin V.P. (2019) Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone. *Litosfera*, **19**(5), 780-799. (In Russian). <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799>.
- Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L. (2016) Strike-slip related continental rifting of the eastern margin of Asia. *Litosfera*, (4), 5-29. (In Russian)
- Utkin V.P., Sorokin B.K., Yushmanov Yu.P., Oleinikov A.V., Zhukovskaya A.V. (1980) *Geologo-strukturye usloviya zoloto-serebryanogo orudneniya v yuzhnoi chasti Samarginskogo rudnogo raiona* [Geological and structural conditions of gold-silver mineralization within the southern part of the Samarga ore district]. Vladivostok, Primorgeoziya, 268 p. (In Russian)
- Voronov P.S. (1968) *Ocherki o zakonomernostyakh morfologii global'nogo rel'efa Zemli* [Essays on the morphology of the global patterns of Earth's topography]. Leningrad, Nauka Publ., 123 p. (In Russian)
- Vulkanicheskie poyasy Vostoka Azii: Geologiya i metallogeniya* [Volcanic belts of eastern Asia: Geology and metallogeny]. (1984) (Ed. A.D. Shcheglov). Moscow, Nauka Publ., 504 p. (In Russian)
- Yaroshevskii V.T. (1981) *Tektonika razryvov i skladok* [Tectonics of faults and folds]. Moscow, Nedra Publ., 245 p. (In Russian)

Параавтохтонные палеоокеанические и островодужные комплексы Южного Урала*

В. Г. Кориневский

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, 456317, г. Миасс, Челябинская обл., e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Поступила в редакцию 17.04.2018 г., принята к печати 23.04.2020 г.

Объекты исследования. Палеозойские (ордовик–средний девон) осадочно-вулканогенные комплексы соприкасающихся Сакмарской и Мугоджарской структурных зон Южного Урала, имеющие палеоокеаническую и островодужную природу. **Материалы и методы.** Работа выполнена на основе многолетних личных исследований автора с привлечением литературных данных по другим складчатым зонам Южного Урала, в частности малоизвестных работ геофизиков и геологов Казахстана, не подтверждающих распространенные мнения о строении фундамента в пределах Сакмарской и Западно-Мугоджарской зон. **Основные результаты.** В раннем девоне произошло первое интенсивное скучивание разнофациальных комплексов пород, определившее тектоническое лицо современной западной части складчатого пояса. Однотипность и набор палеозойских формаций во всех структурах Урала выделяются по всему его простианию, и они не повторяются в соседних зонах. Данные бурения не подтвердили предположений шарьязистов о строении Сакмарской зоны. Они показали первичный характер залегания пород верхнедевонской зилаирской свиты на дислокированных вулканогенно-осадочных отложениях нижнего-среднего палеозоя. Надвиговый характер контактов наблюдается лишь в краевых частях зоны. Ставшие почти хрестоматийными взгляды о покровном залегании гипербазитовых массивов Крака и Кемпирсай находятся в противоречии с данными о наличии у них “корней” глубиной до 4–8 км. Уже к началу девона Кемпирсайский массив находился в пределах Сакмарской зоны и был “сщит” с окружающими эфузивами среднего ордовика дайками габбро-диабазов. По ориентировке региональных гравитационных и магнитных аномалий, по результатам сейсмометрических исследований установлены черты сходства глубинного строения основания Сакмарской зоны со строением Магнитогорско-Мугоджарской, у которой также выявлен меланократовый фундамент. **Выводы.** Возникшие структурные зоны Южного Урала различаются набором одновозрастных пород, их стратиграфическим диапазоном, автономностью областей питания. Эти различия сохранились до нашего времени. Все последующие тектонические эпизоды, в том числе эпохи шарьирования, лишь усложняли облик и строение Южного Урала, не меняя взаимного расположения структур, возникших в раннем девоне. Переброса, шарьирования пород одной зоны через другую ни в один из последующих этапов сжатия не происходило. Раннедевонский этап был первым, но зато наиболее интенсивным, определившим тектоническое лицо современной западной части Урала.

Ключевые слова: Сакмарская и Мугоджарская зоны, Южный Урал, палеоокеанические бассейны, океанические и островодужные комплексы

Parautochthonic paleoceanic and island-arc complexes of the Southern Urals

Victor G. Korinevsky

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy,
Ilmeny Reserve Miass 456317, Chelyabinsk district, Russia, e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Received 17.04.2018, accepted 23.04.2020

Research objects. Paleozoic (Ordovician–Middle Devonian) volcanic-sedimentary complexes of the contiguous Sakmara and Mugodzharskaya structural zones of the Southern Urals, which have a paleo-oceanic and island-arc nature. **Materials and methods.** The work was carried out on the basis of many years of personal research of the author with the involvement of literature data on other folded zones of the Southern Urals. **Main results.** In the early Devonian, the first intense clustering of different facies complexes of rocks took place, which determined the tectonic face of the modern western part of the fold belt. The uniformity and set of Paleozoic formations in all structures of the Urals are maintained along its entire

*Публикуется в порядке дискуссии (Прим. редколлегии).

Для цитирования: Кориневский В.Г. (2020) Параавтохтонные палеоокеанические и островодужные комплексы Южного Урала. *Литосфера*, 20(4), 542–556. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-542-556

For citation: Korinevsky V.G. (2020) Parautochthonic paleoceanic and island-arc complexes of the Southern Urals. *Litosfera*, 20(4), 542–556. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-542-556

strike and are not repeated in neighboring zones. The drilling data showed the primary character of bedding of the rocks of the Upper Devonian Zilair Formation on the dislocated volcanogenic-sedimentary deposits of the Lower-Middle Paleozoic. Thrust contacts are observed only in the marginal parts of the zone. The almost textbook views on the cover bedding of the Kraka and Kempirsai hyperbasite massifs are in contradiction with the data on the presence of “roots” up to 4–8 km deep in them. By the beginning of the Devonian, the Kempirsai massif was located within the Sakmara zone and was “cross-linked” with the surrounding effusive rocks of the Middle Ordovician by gabbro-diabase dykes. According to the results of seismometric studies, features of similarity of the deep structure of the base of the Sakmara zone with the structure of the Magnitogorsk-Mugodzharskaya zone, which also revealed a melanocratic basement, have been established. *Conclusions.* The formed structural zones of the Southern Urals are distinguished by a set of rocks of the same age, their stratigraphic range, and the autonomy of feeding areas. These differences have survived to this day. All subsequent tectonic episodes, including the sharpening epochs, only complicated the appearance and structure of the Southern Urals, without changing the relative position of structures that arose in the Early Devonian. There was no transfer, swarming of rocks from one zone through another in any of the subsequent stages of compression. The Early Devonian stage was the first, but at the same time the most intense, which determined the tectonic face of the modern western part of the Urals.

Keywords: Mugodzharskaya and the Sakmara zone, Southern Urals, paleooceanic basins, oceanic and island-arc complexes

Acknowledgements

I honor the blessed memory of L.P. Zonenshine, who changed my ideas about the geology of the Urals. I am grateful to all colleagues from the Ural Paleo-Oceanological Expedition for joint research in 1980–1982

ВВЕДЕНИЕ

Урал часто принимается за эталон при рассмотрении строения и развития складчатых областей. Сначала это было в приложении к теории геосинклиналей, теперь – в свете теории тектоники плит. Именно на примере палеозойского Урала плитотектоника получила свое первое реальное воплощение для территории СССР (Hamilton, 1970; Пейве, 1973; Пучков, 1979; Перфильев, 1979; Зоненшайн и др., 1984; Zonenshain et al., 1984; Куренков, Перфильев, 1984; Пущаровский, 1985; Самыгин, Хайн, 1985; Иванов и др., 1986). Была установлена аналогия палеобассейнов с современными океаническими бассейнами и морями (Пейве, 1969; Иванов и др., 1973; Хворова, Григорьев, 1974; Кариг, 1974; Хворова, 1984, 1987). Становление новых взглядов на тектонику складчатых областей и характеристику палеобассейнов сопровождалось острыми дискуссиями. Впоследствии многие альтернативные взгляды неоднократно замалчивались или намеренно искажались. В предлагаемом очерке автор постарался более объективно оценить взгляды разных исследователей. Основой работы послужило обобщение материалов (Кориневский, 1989а, б) и важные результаты работ многих исследователей в последующие годы. Полученный опыт может быть полезен применительно к другим складчатым поясам.

В пределы Казахстана заходит южная часть Урала, где хорошо обнажены и доступны для исследований породы всех его основных структурных зон. Из них Сакмарская и Мугоджарская являются своего рода визитными карточками Урала. Они наиболее полно отражают основные черты строения этого складчатого пояса, наиболее хорошо изучены и широко известны в геологической литературе как в России, так и за рубежом. История становления этих структур с плитотектонических позиций от-

ражает историю всего складчатого пояса Южного Урала.

Строение Сакмарской и Мугоджарской зон Урала

Сакмарская зона вмещает крайние к западу выходы нижне- и среднепалеозойских пород южной части Урала (рис. 1). Они обнажаются к югу от верхнедевонских пород Зилаирского синклиниория в виде субмеридиональной полосы шириной 20–60 и длиной примерно 300 км. Сакмарская зона является южным наиболее крупным выходом в меридиональной цепочке подобных по строению разобщенных участков западного склона Урала: Крака, Нязепетровского, Бардымского, известных в литературе под именем соответствующих аллохтонов (Камалетдинов, Казанцева, 1983). Наиболее примечательная особенность строения зоны – сонахождение в ней одновозрастных, но фациально резко различных комплексов ордовика, силура и девона, в которых существенная роль принадлежит вулканитам (Хворова и др., 1978; Рязанцев и др., 2000). Большиномассивами представлены здесь габбро и гипербазиты. Отмечены многочисленные случаи покровно-складчатого залегания пород. С запада зона по крутому надвигу граничит с Предуральским краевым прогибом. Разлом этот криво (50°) падает к востоку (Сергеев, 1979), прослеживаясь до поверхности Мохо. Сужающийся к югу клин метаморфитов Уралтау отделяет от Сакмарской зоны Присакмаро-Вознесенскую ее ветвь, а с востока граничит с Магнитогорской зоной. Их разделяет меланжевая полоса Главного Уральского разлома (ГУР), которая южнее переходит в полосу Западно-Мугоджарских разломов. По ним соприкасаются породы Сакмарской и Мугоджарской зон. Эти разломы, по данным (Дубровин, 1978; Сергеев, 1979), прослеживаются через всю мощность

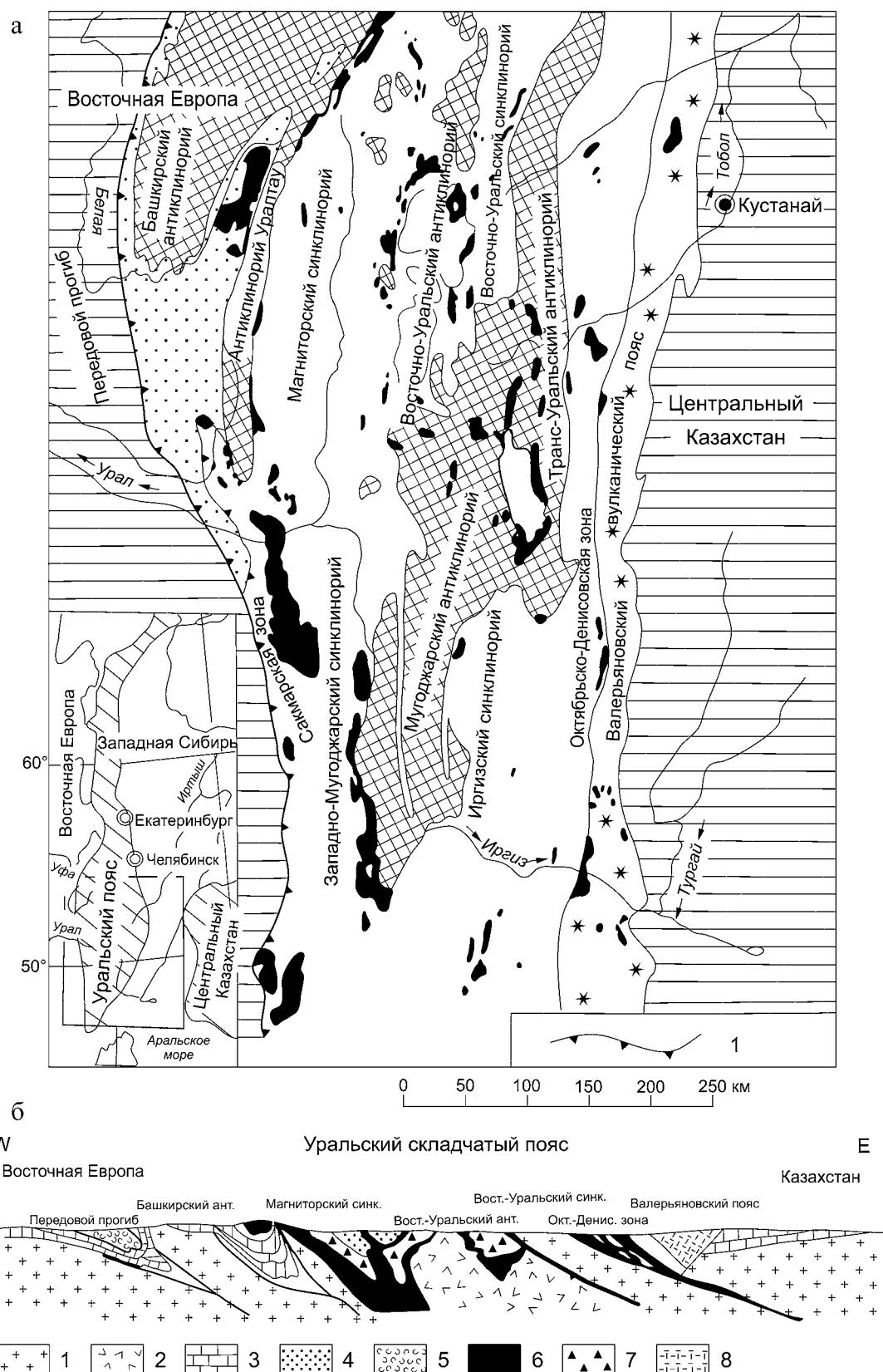


Рис. 1. Геологические структуры Южного Урала, по (Zonenshain et al., 1984).

а. Главные структуры Южного Урала: горизонтальная штриховка – окраины Восточно-Европейского и Казахстанского континентов, пересекающаяся штриховка – доуралиды, белое – уралиды, точки – отложения пассивной окраины, звездочки – Валерьянинский вулканический пояс; 1 – главные разломы.

6. Схематический разрез вдоль широты г. Кустанай: 1 – континентальное основание, 2 – гнейсовый купол, 3 – палеозойский шельфовый сегмент, 4 – D₂-C турбидиты, 5 – моласса, 6 – океаническая формация S-D₂, 7 – островодужная формация D-C₁, 8 – краевой вулканический пояс C₁₋₂.

Fig. 1. Geological structures of the Southern Urals, by (Zonenshain et al., 1984).

- a. Main structural units of the Southern Urals: horizontal hatching – margin of the East European and Kazakh continents, intersecting line – Preuralides, white – Uralides, points – deposits of the passive margin, asterisks – Valerianovsk volcanic belt; 1 – main faults.
 6. Schematic section along the latitude of Kustanai. 1 – continental basement, 2 – gneiss dome, 3 – Paleozoic shelf sediments, 4 – D₂-C turbidites, 5 – molasse, 6 – oceanic sequence S-D₂, 7 – Island arc sequence D-C₁, 8 – marginal volcanic belt C₁₋₂.

земной коры и на глубине становятся почти отвесными. Вдоль зоны ГУР зафиксирована региональная гравитационная ступень (Огаринов, 1973; Бачин, 1973). Здесь кровля океанических базальтов в пределах Магнитогорской зоны погружается на глубину примерно 2 км (Клемин, 1981). На многих участках эта граничная зона сопровождается полосами базитомионитов. Магнитогорско-Мугоджарской зоне не соответствует Уральский гравитационный супермаксимум (Сегалович, 1973; Берлянд и др., 1983), что дает возможность предполагать наличие под палеозойскими отложениями габбро и гипербазитов меланократового фундамента. А.Н. Антоненко с соавторами (1974) считают, что кора Мугоджарской зоны отвечает мантийно-коровой смеси, а Г.С. Сенченко (1976) и И.С. Огаринов (1973) полагали, что большая часть Зилаирского синклиниория с Сакмарской зоной и массивами Крака характеризуются меридиональными гравитационными и магнитными аномалиями, что резко отличает указанную область от прилегающих участков Предуральского прогиба, антиклиниория Ямантау и поднятия Уралтау, и сближает с Магнитогорской зоной. Таким образом, в свете этих геофизических данных Сакмарская, и Мугоджарская зоны имеют под собой, скорее всего, меланократовое основание. В первой из них оно существенно переработано и включает в себя сиалические блоки.

Хаотичность строения Сакмарской зоны кажущаяся. В этом можно убедиться при составлении схем распространения различных типов одновозрастных отложений ордовика и силура. Разобщенные их выходы группируются в субпараллельные пояса, смена которых вкрест простирания соглашается с предполагаемой палеографической обстановкой в ордовикских и силурских бассейнах. Так, ближе к Восточно-Европейскому континенту протягиваются мелководные терригенные толщи нижнего ордовика с глауконитом. Восточнее (вглубь бассейна) они сменяются более глубоководными отложениями, не содержащими глауконита (рис. 2). Исследователи (Самыгин, Хайн, 1985; Кориневский, 1989) обратили внимание на существенную разницу в размещении вулканогенно-осадочных комплексов в северной (за р. Урал) и южной частях Сакмарской зоны. Среднеордовикские офиолиты и туффиты косистекской свиты силура выходят на поверхность преимущественно

южнее долины р. Урал, а офиолиты нижнего силура и туффиты губерлинской, туфогенные аргиллиты кураганской свиты ордовика обнажаются севернее. Это обстоятельство указывает на некую попеченную зональность в строении складчатого пояса Южного Урала.

Мугоджарская зона – продолжение главной осевой вулканогенной зоны Урала – Магнитогорской. Эта структура известна как Западно-Мугоджарский синклиниорий (рис. 3) (Кориневский, 1984). Его длина составляет около 400 км, а ширина – местами до 50 км. В целом это блок слабодислоцированных палеозойских пород, что эффективно подчеркивается блюдцеобразными обнажениями пород карбона и девона в Берчогурской синклинали. Нарушенность залегания пород резко возрастает к границам зоны. Там закартированы сбросы, надвиги и сдвиги, возможно присутствие небольших покровов. Геологическое лицо Мугоджарской зоны определяет комплекс среднедевонских вулканогенных толщ, между которыми сохраняются нормальные стратиграфические соотношения. Характерна фациальная выдержанность состава толщ по простиранию. Поражают обилие интрузивных пород (габброиды, гранитоиды), широкое проявление комплексов разнообразных даек, незначительные по площади выходы гипербазитов.

На Южном Урале в тектоническом соприкосновении присутствуют фрагменты нескольких разновозрастных палеозойских офиолитовых ассоциаций (Кориневский, 1989а; Белова и др., 2010). Вероятно, они слагали ложе древних бассейнов с корой океанического типа.

В Сакмарской зоне сугралинская (поляковская) офиолитовая ассоциация нижнего-среднего ордовика по набору пород является наиболее представительной и распространенной. Сонахождение гипербазитов Кемпирсайского массива в одной тектонической пластине с примыкающими с запада сугралинскими лавами, для которых сейчас доказан среднеордовикский возраст, дораннедевонский возраст самих гипербазитов (Кориневский, 1979) делают убедительными представления о наличии полного набора пород офиолитовой ассоциации арениг-карадокского возраста. Формированию сугралинских офиолитов предшествовало накопление грабеновых формаций нижнего ордовика, пе-

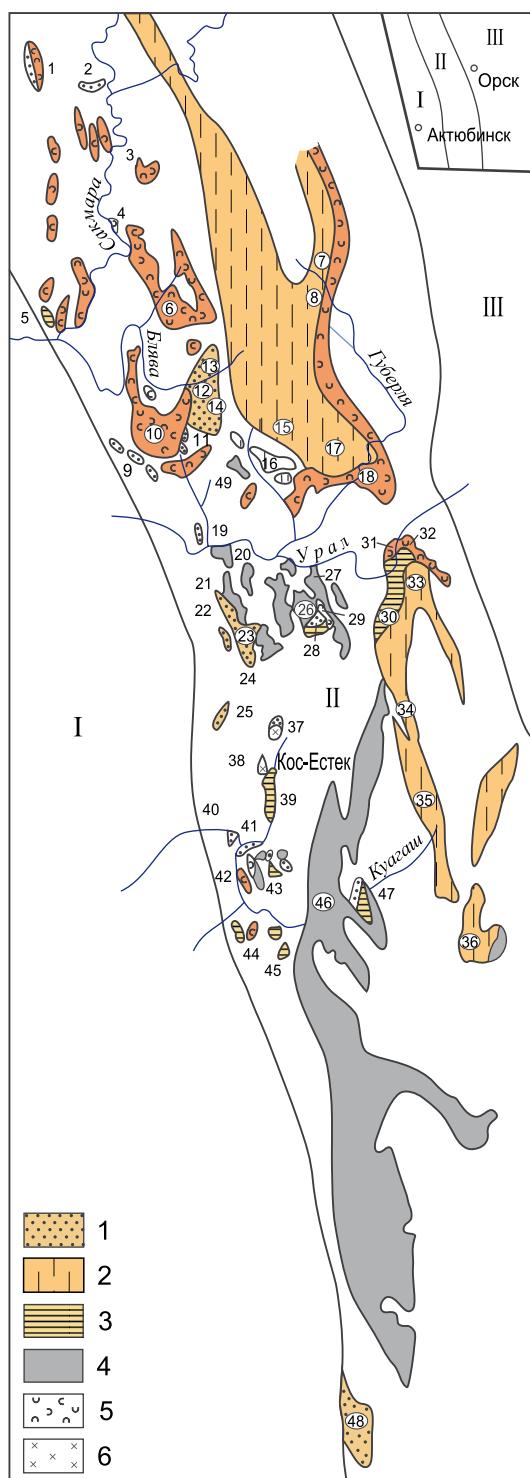


Рис. 2. Размещение формационных типов разрезов ордовикских пород в южной части Сакмарской зоны, по (Кориневский, 1984).

1 – мелководные отложения континентального шельфа (O_1), 2 – глубоководные отложения (O_1), 3 – вулканогенно-осадочные грабеновые комплексы (O_1), 4 – офиолитовый комплекс океанического ложа (O_2), 5 – островодужный комплекс (O_{1-2}), 6 – грабеновые отложения (O_3). В кружках – номера разрезов ордовикских отложений, описанных в работе (Кориневский, 2013).

Fig. 2. The placement of formation types of Ordovician rocks sections in the southern part of the Sakmarian zone (Korinevsky, 1984).

1 – the shallow-water sediments of the continental shelf (O_1), 2 – deep-water sediments (O_1), 3 – volcanic-sedimentary graben complexes (O_1), 4 – ophiolite complex of ocean floor (O_2), 5 – island arc complex (O_{1-2}), 6 – graben deposits (O_3). In circles – the number of sections of Ordovician deposits described in (Korinevsky, 2013).

перыва между ними практически не было: самые молодые члены кидрясовской серии датируются ранним аренигом, а самые древние конодонты сургалинской свиты имеют позднеаренигский возраст (Кориневский, 1989а).

Подушечные лавы толеитовых базальтов блявинской (ямансинской) свиты слагают остатки раннесилурийского ложа бассейна. Его чехол представлен кремнистыми породами сакмарской свиты. Поскольку базальтовые подушечные лавы блявинской (ямансинской) свиты согласно подстилаются аналогичными по составу позднеордовикскими вулканитами (Рязанцев и др., 2008), можно предположить, что раннесилурийская океаническая кора возникла при раздвиге среднеордовикского ложа бассейна. Тогда в раннем силуре на Южном Урале мы имеем пример появления “офиолита в офиолите”.

Офиолитовая ассоциация вулканитов раннего девона была выделена А.А. Беловой с соавторами (2010) после установления возраста пород баймак-бурибайской свиты (комплекса) (Артюшкова, Маслов, 1998; Артюшкова, 2009), распространенной в западном крыле Магнитогорского мегасинклиниория. Венчается разрез баймак-бурибайской свиты яшмовой сагитовской толщей, выше которой располагаются типичные для островодужных формаций вулканомиктовые отложения ирендыкской свиты низов среднего девона. Тем самым надежно устанавливается факт залегания вулканитов баймак-бурибайского комплекса в основании среднедевонской островной дуги Южного Урала.

Среднедевонские офиолиты в классическом виде представлены в Южных Мугоджахах (Кориневский, 2014). Их подошва нигде не обнажена. Слабо дислоцированная толща подушечных лав толеитовых базальтов (мугоджарский комплекс), нередко с многочисленными пакетами сближенных параллельных даек долеритов (актогайский комплекс), была интерпретирована (Иванов и др., 1973) как реликт древней океанической долины. Сейсмометрические данные по территории Мугоджар, полученные методом пространственных зондирований (Сергеев, 1979), свидетельствуют о высоком положении поверхности Мохо (на глубине 15–17 км) под Западно-Мугоджарской зоной. Тем самым устанавливается непосредственная связь офиолитового комплекса Мугоджар с тяжелыми подкоровыми массами. Очевидно, вслед за зоной Иvreя

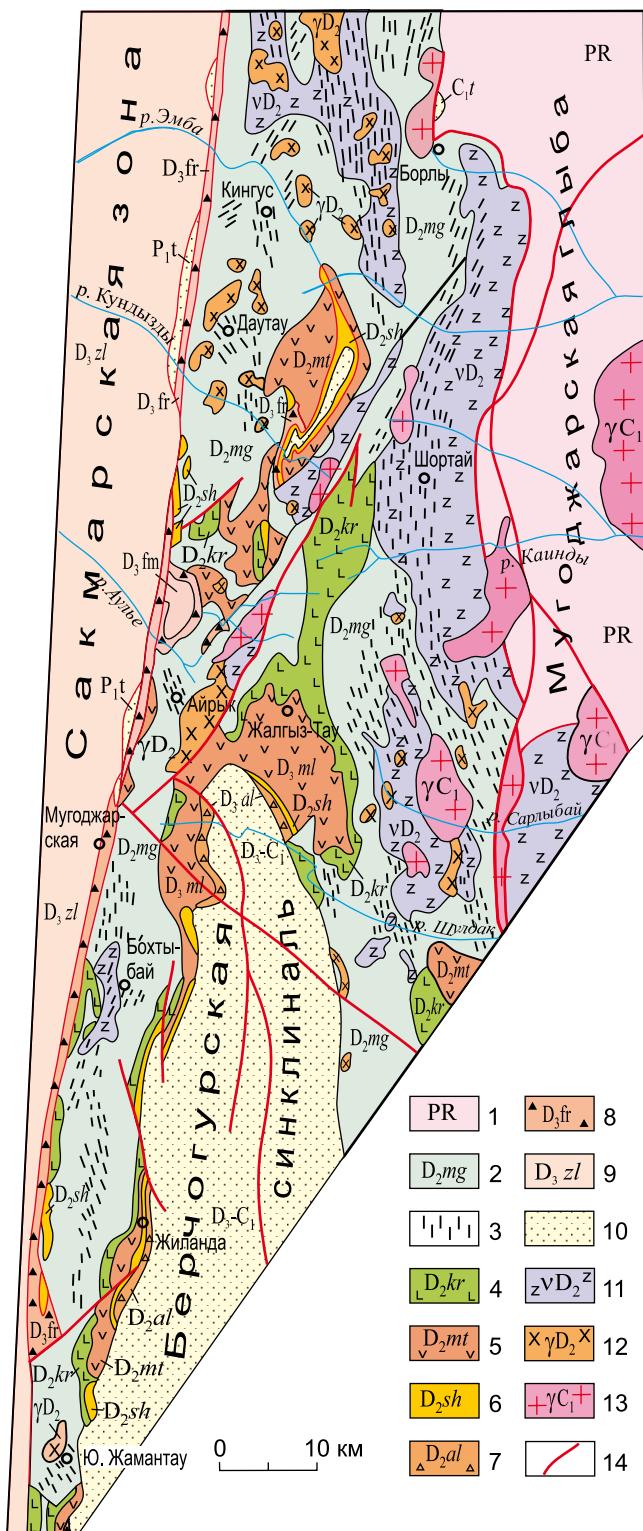


Рис. 3. Геологическая схема южной части Западно-Мугоджарской зоны, по (Кориневский, 1984).

1 – докембрийские образования Мугоджарского микроконтинента; 2, 3 – породы 2-го слоя среднедевонской палеоокеанической коры: 2 – мугоджарский комплекс толеитовых подушечных лав, 3 – актогайский комплекс параллельных долеритовых даек; 4 – курку-

дукский комплекс яшм и долеритовых силлопотоков (1-й слой палеоокеанической коры); 5–7 – островодужные образования среднего девона: 5 – мильяшинский комплекс андезитовых и андезибазальтовых подушечных лав, туфов и суббулканических тел риодакитового состава, 6 – шулдакский горизонт яшм и кремнистых пород, 7 – вулканомиктовые породы алабасского комплекса; 8 – олистостромовые комплексы франского яруса; 9 – флишоидные отложения верхнедевонской зилаирской свиты; 10 – терригенные породы верхнего девона, карбона и перми; 11, 12 – интрузивные породы среднего девона: 11 – габброиды, 12 – плагиогранитоиды; 13 – раннекаменноугольные граниты; 14 – линии основных тектонических нарушений.

Fig. 3. Geological scheme of the southern part of the West Mugodzhary zone (Korinevsky, 1984).

1 – Precambrian formation of the Mugodzhary microcontinent; 2, 3 – rocks of 2nd layer Middle Devonian paleoceanic crust: 2 – Mugodzharsky complex, pillow lavas, 3 – Aktogaisky complex of parallel dolerite dykes; 4 – Kurkuduksky complex of jaspers and dolerite plate flow (1st layer of paleoceanic crust); 5–7 – island-arc formation of the Middle Devonian: 5 – Milyashinsky complex of andesibasalts and andesitic pillow lavas, tuffs and subvolcanic bodies of riodacites composition, 6 – Shuldaksky horizon of jaspers and siliceous rocks, 7 – volcanomictic rocks of the Alabassky complex; 8 – olistostromic complexes of the Frasnian; 9 – flyschoid deposits of the Upper Devonian Zilair formation; 10 – terrigenous rocks of the Upper Devonian, Carboniferous and Permian; 11, 12 – Intrusive rocks of the Middle Devonian: 11 – gabbroids, 12 – plagiogranitoids; 13 – Early Carboniferous granites; 14 – lines of the main tectonic disturbances.

Западных Альп в Мугоджах можно видеть остаток “незахлопнутого” древнего океанического пространства.

Намечаемая симметрия в расположении выходов пород разновозрастных офиолитовых формаций, омоложение к оси складчатого пояса (рис. 4) представляют собой еще одно свидетельство сохранения основного структурного плана Самарской и Западно-Мугоджарской зон начиная со среднего девона.

Относительная автохтонность структурных зон Южного Урала

По мнению М.А. Камалетдинова, С.В. Руженцева, Т.Т. Казанцевой, В.Н. Пучкова, А.В. Пейве и других ученых, высказываемому с 1971 г., Самарская зона – крупная аллохтонная масса пород, переброшенная из восточных зон складчатого Урала на его западную окраину. Предполагается, что такую же природу имеют и ряд других участков западного склона Урала (Крака, Бардымский и др.). Более того, весь складчатый Урал рассматривается как пакет огромных тектонических пластин, “корни” которых находятся где-то за пределами восточной границы современного Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1983). Исследования С.В. Руженце-

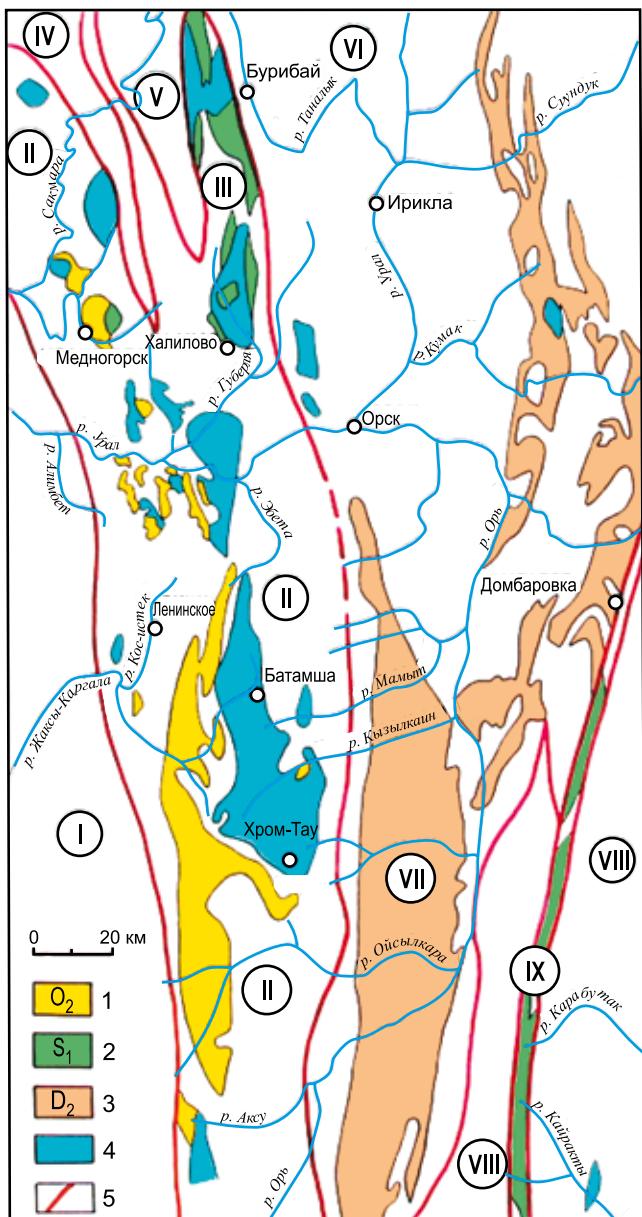


Рис. 4. Схема размещения вулканогенных комплексов палеозойских оphiолитовых ассоциаций в южной части Урала (Кориневский, 1989).

1 – оphiолиты раннего-среднего ордовика, 2 – оphiолиты раннего силура, 3 – оphiолиты среднего девона, 4 – крупные массивы гипербазитов, 5 – границы структурно-формационных зон. В кружках – номера основных структур южной части Урала: I – зона линейной складчатости, II – Сакмарская зона, III – Присакмаро-Вознесенская зона, IV – Зилаирский синклиниорий, V – антиклиниорий Уралтау, VI – Магнитогорская зона, VII – Западно-Мугоджарская зона, VIII – Мугоджарский антиклиниорий, IX – Балкымбайский грабен.

Fig. 4. The location of volcanicogenic complexes of the Paleozoic ophiolite association in the southern part of the Urals (Korinevsky, 1989).

1 – ophiolites of Early-Middle Ordovician, 2 – ophiolites of Early Silurian, 3 – ophiolites of Middle Devonian, 4 –

large masiffs of hyperbasites, 5 – boundaries of structural-formational zones. In the circles – the numbers of main structures of the Southern Urals: I – zone of linear folding, II – Sakmaria zone, III – Prisakmaro-Voznesenskaya zone, IV – Zilair sinclinorium, V – Uraltau anticlinorium, VI – Magnitogorsk zone, VII – Zapadno-Mugodzharsk zone, VIII – Mugodzhary anticlinorium, IX – Balkymbay graben.

ва, М.А. Камалетдинова, А.В. Авдеева, С.Г. Самыгина, Т.Н. Херасковой, Н.С. Сеитова, А.В. Рязанцева, К.Е. Дегтярёва, Д.В. Борисёнка, А.А. Беловой и других ученых (1971–2010 гг.) показали наличие тектонических пластин в строении Сакмарской зоны, надвиговый характер ее границ, выявили несколько этапов надвигообразования (от силура по средний карбон включительно). Достаточно убедительные данные в пользу покровного залегания ранне- и среднепалеозойских пород Уфимского амфитеатра (Нижнесергинский и Бардымский аллохтоны) привели в своих работах Г.А. Смирнов, М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева, С.Г. Самыгин, Г.Ф. Селиверстов, И.В. Жилин, В.Н. Пучков и др., однако было показано (Живкович, Чехович, 1986), что перемещение отдельных пластин здесь укладывается в интервал всего 8–30 км. Такую небольшую величину горизонтальных перемещений покровов можно объяснить гравитационным оползанием со склонов воздымающейся корневой зоны.

По моим наблюдениям (Кориневский, 1988), тектонические пластины в Сакмарской зоне имеют местное происхождение, амплитуды их перемещения не превышают нескольких километров, они черепитчато перекрывают друг друга. Большая часть пластин принадлежит тектонически податливым кремнистым толщам силура и девона, а также серпентинитам. Последние часто заливают все трещины, горизонтальные и вертикальные, прогрузившись в них при каждом импульсе сжатия. Поэтому ошибочно считать, что серпентинитовый меланж трассирует только выходы подошвы тектонических пластин. На небольшие величины горизонтальных перекрытий в Сакмарской зоне, на отсутствие их связей с явлениями шарьяжеобразования еще в 1932 г. указывал академик А.Л. Яншин.

Признавая блоково-чешуйчатое строение Сакмарской зоны, я возражаю против точки зрения о шарьяжном перебросе ее пород из более восточных зон Урала, о последевонском (каменноугольном) времени этих перемещений. Суть моих возражений сводится к следующему (Кориневский и др., 1974; Коротеев, Кориневский, 1974; Кориневский, 1979).

1. Существует разительный контраст в наборе палеозойских комплексов Сакмарской, Мугоджарской и других более восточных зон Урала, в том числе одновозрастных пород. Это особенно ярко проявилось после доказательства среднедевонского возраста зеленокаменных толщ Мугоджар, традиционно считавшихся силурийскими. Поэтому нет

никаких оснований считать какую-либо из восточных зон корневой для предполагаемых шарьяжных пластин в других зонах. И.В. Хворова с соавторами (1978) справедливо отметили сходство формаций палеозоя Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон, на основании чего сделали вывод, что последняя является корневой для пластин в Сакмарской зоне. Это не так, поскольку разрезы одновозрастных толщ этих структур подобны, но не идентичны. Так, нижний ордовик в Присакмаро-Вознесенской зоне представлен мощной (до 5 км) глубоководной толщей базальтов с большим количеством пластов кварцевых песчаников в нижней части разреза (Магадеев, 1975; Кориневский, 2013), а в Сакмарской зоне это пестрая толща терригенных пород с маломощными прослойями лав. Осадочные породы здесь повсеместно содержат глауконит и несут явные признаки мелководности (Кориневский, 1989). В Присакмаро-Вознесенской зоне нет туфогенных толщ силура, сопоставимых с косистекской и байтерекской свитами Сакмарской зоны. А выявленные здесь яшмово-кремнистые отложения ашгиллского яруса верхнего ордоваика не сопоставимы с мелководной карбонатно-терригенной толщей того же возраста в Сакмарской зоне (Кориневский, 1988). Наконец, в Присакмаро-Вознесенской зоне отсутствуют те мощные проявления щелочно-базальтового магматизма, что имели место в позднем эйфеле в Сакмарской зоне. Нельзя также забывать тот факт, что формации Сакмарской зоны на южном окончании микроконтинента Уралтау (бассейн рек Эбета и Губерля) плавно огибают этот до-палеозойский блок и по простиранию в северном направлении сменяются породами Присакмаро-Вознесенской зоны (Кориневский, 2013).

2. Однотипность и набор палеозойских формаций во всех структурах Урала выдерживаются по всему его простиранию, и они не повторяются в соседних зонах.

3. Считающиеся “автохтонными” породы Сакмарской, Кракинской и других зон содержат в себе продукты размыва “аллохтонных” толщ, “переброшенных” сюда в среднем карбоне (?!). Это галька местных ордовикских и силурийских пород в конгломератах шандинской свиты нижнего-среднего девона, т. е. пород, которых нет ни в какой другой зоне Урала! Это и галька Кемпирской гипербазитов, и зерна хромшпинелидов из них (Кориневский, 1979) в этих же конгломератах и в песчаниках зилаирской свиты верхнего девона, окружающих массивы Крака (Ожиганов, 1974).

4. Данные бурения не подтвердили предположений шарьяжистов о строении Сакмарской зоны (Хворова и др., 1978). Скважины глубиной от 300 до 500 м показали первичный характер залегания пород зилаирской свиты на дислоцированных вулканогенно-осадочных отложениях нижнего среднего палеозоя. Они не обнаружили серпенти-

нитовой подложки на Медесе, зилаирских песчаников верхнего девона под ордовикскими породами на Алимбете и т. д. Надвиговый характер контактов наблюдается лишь в краевых частях зоны.

5. Ставшие почти хрестоматийными взгляды о покровном залегании гипербазитовых массивов Крака и Кемпирской находятся в противоречии с данными (Таврин, 1968; Москалёва, 1968) о наличии у них “корней” глубиной до 4–8 км. Мною (Кориневский, 1979) показано, что уже к началу девона Кемпирскойский массив находился в пределах Сакмарской зоны и был “сшит” с окружающими эфузивами среднего ордовика дайками габбро-диабазов.

6. По данным (Ленных, 1977), гипербазитовые массивы Сакмарской зоны, Крака и Нуралинский, как и Войкарский на Полярном Урале, представляют собой фрагменты фундамента окраинного моря, сохранившиеся в зонах деструкции континентальной коры. Они являются остатками ложа автономных и унаследованных активизированных структур, а не останцами шарьяжей с восточного склона Урала.

7. Несмотря на мозаичное строение поверхностных частей коры, по ориентировке региональных гравитационных и магнитных аномалий, согласно результатам сейсмометрических исследований (Хрычёв и др., 1968; Огаринов, 1973; Дубровин, 1978; Сергеев, 1979), установлены черты сходства глубинного строения основания Сакмарской зоны со строением Магнитогорско-Мугоджарской зоны, у которой также выявлен меланократовый фундамент (Тимофеев и др., 1968; Антоненко и др., 1974). Тем самым опровергается утверждение сторонников аллохтонности Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1983) о якобы повсеместном присутствии континентальной коры под палеозойскими складчатыми структурами.

8. Набор палеозойских формаций Сакмарской зоны, обрамления массивов Крака, Уфимского амфитеатра близки друг другу и Тагильской зоне, резко отличаясь от прилежащих с востока пород Магнитогорско-Мугоджарской зоны. Это звенья одной, некогда единой океанической структуры, примыкавшей к пассивной окраине ВЕП, а затем раздавленной при тектоническом скучивании. К югу и северу от Уфимского выступа фундамента ВЕП в “тених давления” уцелели лишь отдельные участки окраинного бассейна, которые сейчас принято считать эрозионными останцами аллохтонных пластин. Аналогичным образом был раздавлен между сиалическими массивами Северной Америки и Авалоном центральный подвижный пояс Аппалачей (Пейве, 1973).

В результате раздавливания и тектонического скучивания пород окраинного Сакмарского моря в начале раннего девона его отложения были обдуированы как на край ВЕП, так и на подводный сиа-

лический блок (террейн) Уралтау. На возможность таких надвигов в восточном (в современных координатах) направлении указано в работе С.Г. Самыгина (1980). На противоположный край Уралтау аналогичным путем были надвинуты породы Присакмаро-Вознесенской зоны. В начале среднего девона началось “всплытие” террейна Уралтау и лежавшие на нем пластины под действием сил гравитации сползли в примыкавшие к поднятию остаточные бассейны, где были “запечатаны” отложениями айтпайской, егиндинской и других свит.

Этим объясняются и небольшие амплитуды перемещения пластин, их сдавливание, местное происхождение и различие их состава по обе стороны Уралтау. В каменоугольное время новые горизонтальные движения привели к появлению надвигов сформированных ранее пакетов пластин на окружавшие их породы, в частности гипербазитов Крака на зилаирскую свиту.

Следовательно, не имеется убедительных данных о том, что складчатые палеозойские зоны Южного Урала тектонически перетасованы, сорваны откуда-то из “восточных” регионов. Их современное взаиморасположение близко к тому, что они занимали в палеозое. Это мнение сейчас высказывают и те исследователи, которые еще не так давно придерживались взглядов о наличии больших шарьяжных перемещений (Сеитов, Авдеев, 1983; Иванов и др., 1986). В.И. Сначёв с коллегами (2001) установили существенные различия в содержаниях и характере распределения редкоземельных элементов в гипербазитовых массивах Крака и аналогичных породах из массивов в зоне Главного Уральского разлома (Миндяк, Нуралинского) и пришли к выводу, что последние не могут считаться корневыми зонами для предполагаемых шарьяжей гипербазитов в Зилаирском синклиниории.

В связи со сказанным выше не могу удержаться от цитаты из работы известных стратиграфов Урала (Маслов и др., 1998): “...палеозойские комплексы Южного Урала в процессе своего формирования испытали незначительные по амплитуде шарьяжно-надвиговые перемещения. Существующие представления об аллохтонной природе зоны Крака (центральная часть Зилаирского мегасинклиниория), по-видимому, неправомерны. Скорее всего, шарьяжно-надвиговые дислокации, которые отмечаются многими исследователями, имеют локальное, местное значение”. Этот вывод сделан совершенно независимо от нас, на иной фактологической основе, и он полностью отвечает нашим представлениям.

Важнейший тектонический эпизод в палеозое Южного Урала

Представления о покровном строении Урала, о тектоническом совмещении в его пределах разно-

фациальных одновозрастных комплексов сейчас наиболее популярны. В пределах узких полос шириной в несколько десятков километров соприкасаются комплексы пород, некогда сформированные в различных частях довольно обширных морских бассейнов, – это осадки шельфа, батиали, породы ложа, островных дуг и т.п. Когда же произошло это скучивание? Ответы на этот вопрос весьма разноречивы. Большинство исследователей (М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева, С.В. Руженцев, Г.С. Сенченко, А.С. Перфильев, С.Г. Самыгин, И.В. Хворова, А.В. Рязанцев, К.Е. Дегтярёв и др.) считают, что эти процессы горизонтального сжатия происходили неоднократно начиная с силура и максимума достигли в позднем девоне–среднем карбоне. В.Н. Пучков и К.С. Иванов (1984) полагают, что шарнирование могло происходить лишь в последнедевонское время. Я же считаю, что наиболее существенный первый эпизод горизонтального сжатия имел место в начале раннего девона (Кориневский, 1988). Это вытекает из рассмотрения состава олистостромовых комплексов, которые обычно возникают в периоды покровообразования, нередко перед фронтом надвигов.

На Южном Урале установлено пять палеозойских этапов тектонического сжатия и шарнирования (Руженцев, Хворова, 1973; Хворова и др., 1978; Камалетдинов, Казанцева, 1983), которые привели к формированию олистострома. Наиболее ранней и информативной из них является шандинская, образованная в пражско-раннеэйфельский век (Руженцев, Хворова, 1973; Кориневский, 1988). Она возникла в полосе, где край ВЕП в начале девона впервые столкнулся с породами Сакмарского краевого бассейна. При этом возник расчлененный подводный рельеф и цепочки островов. Размыв охватил все горизонты обдуцированного ложа бассейна мощностью не менее 3 км и частей бассейна шириной в 200–300 км. Разрушились породы меланократового ложа, островных дуг, склонов микроконтинентов. Свидетелями размыва ложа являются серпентинитовые песчаники и конгломераты в обрамлении Байгускаровского гипербазитового массива, зерна хромшпинелидов и габброидов в осадочных породах раннего девона вблизи Кемпирского массива (Кориневский, 1979, 1988) и т.д. Все это произошло весьма быстро, за 3–4 млн лет, в раннем ложкове. Появились первые участки суши с флорой псилофитов, началось латеритное выветривание с образованием бокситов.

Обломочный материал в шандинской олистостроме имеет местные источники – это окружающие разнофациальные породы ордовика и силура (осадочные, вулканогенные и интрузивные), иногда более древние образования (гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы). На основании резкого различия списков бентосной фауны одновозрастных известняков шандинских олистолитов

и бассейна р. Белой (Кориневский, 1988) опровергнуто утверждение (Пучков, Иванов, 1984) о том, что большинство известняковых олистолитов происходит из Бельской зоны. Одновременно показано, что в подошве девонских отложений местами наблюдаются размыты и перерывы в осадконакоплении. Как говорилось выше, одновременно в отдельных, унаследованных с силура, впадинах моря кремненакопление продолжалось непрерывно. Обмеление бассейна в позднем силуре и раннем девоне доказывается присутствием прослоев тентакулитовых известняков, аналогов птероподовых из современных океанов. Раковинки последних на глубине более 500 м растворяются (Хворова, 1987).

Минимальную величину обдукционного перекрытия края ВЕП в раннем девоне можно оценить в 60 км (по ширине выходов автохтонных отложений нижнего ордовика в Сакмарской зоне). При этом были сформированы основные структурные черты современной Сакмарской зоны. Это доказывается ненарушенностью соотношений пластин гипербазитов и эфузивов в районе Кемпирсая, “сшитых” к раннему девону дайками габбро-диабазов (Кориневский, 1979); наличием наложенных синклиналей средне- и верхнедевонских отложений, запечатывающих пакеты тектонических пластин; сохранением по ранний карбон включительно относительного положения источников сноса, формировавших флишидные граувакковые отложения зиляирской свиты в разных районах Южного Урала (Ильинская, 1980). Именно в раннедевонское время зафиксирован (Кориневский, 1988) первый глубокий размыт палеозойских толщ, в том числе гипербазитов.

Возникшие структурные зоны Южного Урала различаются набором одновозрастных пород, их стратиграфическим диапазоном, автономностью областей питания. Эти различия сохранились до нашего времени. Отсюда можно сделать вывод, что все последующие тектонические эпизоды, в том числе эпохи шарырования, лишь усложнили облик и строение Южного Урала, не меняя взаимного расположения структур, возникших в раннем девоне. Переброса, шарырования пород одной зоны через другую ни в один из последующих этапов сжатия не происходило. *Раннедевонский этап был первым, но зато наиболее интенсивным, определившим тектоническое лицо современной западной части Урала.* Именно в это время повсеместно проявилась одна из фаз метаморфизма (400 млн лет), сопровождаемая в зонах обдукции глаукофанизацией ордовикских пород. По данным (Ленных, 1977), аналогичные события протекали и на Полярном Урале. Активная созидаельная жизнь Сакмарского палеобассейна в среднем девоне завершилась. Новообразование океанической коры и островных дуг сместились восточнее (в современных координатах) (Зоненшайн и др., 1984).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря использованию индикаторных литологических комплексов в палеозойских образованиях Южного Урала удалось выявить разновозрастные фрагменты микроконтинентов, пород ложа, островных дуг, пассивных окраин континентов, осадков батиальных глубин, рифтогенных комплексов. Это позволило применить основные положения тектоники литосферных плит к расшифровке геологической истории региона, которая оказалась сложной и многоактной (Пейве и др., 1977; Хворова и др., 1978; Перфильев, 1979; Пучков, 1979; Зоненшайн и др., 1984; Пучков, Иванов, 1987; К. Иванов, 1998; Пучков, 2000). Зародившись в ордовике, Уральский палеоокеан прекратил свое существование в позднем палеозое после столкновения Восточно-Европейской плиты с Сибирско-Казахстанским континентом. Складчатые зоны Урала возникли при тектоническом смещении и скучивании комплексов пород, образованных в окраинных и междугловых бассейнах с корой океанического типа и островодужных комплексов по их периферии. Существенная роль при этом принадлежала блокам докембрийских пород – микроконтинентам. Подтверждена принципиальная применимость акустических сопоставлений современных морских и океанических бассейнов с древними. Выявлены некоторые особенности последних (относительно небольшая глубина и ширина, высокое положение уровня карбонатной компенсации в палеозое, высокая скорость осадконакопления, присутствие фосфоритов в кремнистых осадках и т.п.). При этом показано, что некоторые из черт различия современных и древних бассейнов являются кажущимися.

По особенностям морфологии преобладающих в Мугоджахах вулканитов, их химическому составу, ассоциации с тонкими кремнистыми осадками офиолиты Мугоджар близки к океаническим, образованным в условиях высокоскоростного спрединга. Этим и объясняется аналогия, проводившаяся мною и моими коллегами (Зоненшайн и др., 1984; Zonenshain et al., 1984), офиолитового разреза Мугоджар с образованиями срединно-океанических хребтов. Но после появления данных об отсутствии яшм в осадочном чехле океанов (Хворова, 1984), о наличии и высоких скоростях расширения спрединговых центров в окраинных и междугловых бассейнах, о присутствии послойных силловых залежей базальтов в рыхлых осадках междугловых бассейнов (впадина Сикоку), подобных яшмово-силловому куркудукскому комплексу Мугоджар, о петрохимических и геохимических (содержания редких земель и их распределение) неоднородностях в мугоджарских базальтах (Кузьмин, Альмухамедов, 1984), междугловая природа Мугоджарского палеобассейна (Зайков, Масленников, 1987;

Зайков, 1991) в настоящее время представляется наиболее вероятной.

Новые материалы укрепили мнение о структурном единстве Сакмарской и Тагильской зон Урала. Преобладание ордовикских офиолитов в их строении еще больше подчеркивают черты сходства Урала и Аппалачей в палеозое (Пейве, 1973; Самыгин, Хайн, 1985). В эту эпоху Уральский палеобассейн имел непосредственную связь с Северо-Кавказским (Палеотетисом). Расположение Сакмарского бассейна в тропической зоне (Буртман и др., 2000), его чрезвычайно расчлененный рельеф в раннем девоне делают реальными поиски здесь латеритных бокситов. Для современных океанологических исследований могут быть полезны наши данные о строении ложа междугловых бассейнов, систем сближенных параллельных даек, о смене рифтогенных континентальных комплексов океаническими и т. п.

Благодарности

Чтобы светлую память о Л.П. Зоненшайне, изменившем мои представления о геологии Урала. Благодарен всем коллегам по Уральской палеоокеанологической экспедиции за совместные исследования в 1980–1982 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антоненко А.Н., Сергеев О.В., Неверова Н.П. (1974) Новые данные о глубинной структуре Мугоджар по материалам регистрации промышленных взрывов. *Информ. сборник-1973 ИГН АН КазССР*. Алма-Ата, 18-29.
- Артюшкова О.В. (2009) Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 42 с.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А. (1998) Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофранских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УФНЦ РАН, 156 с.
- Бачин А.П. (1973) О строении Даульско-Кокпектинского ультраосновного массива. *Докл. АН СССР*, **212**(2), 433-436.
- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. (2010) Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала. *Геотектоника*, (4), 39-64.
- Берлянд Н.Г., Мареичев А.И., Петрова И.А. (1983) Глубинное строение и металлогения Уральской складчатой области. *Глубинное строение и геодинамика литосферы*. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., **317**. Л.: Недра, 259-267.
- Буртман В.С., Гуарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецова Н.Б., Шипунов С.В. (2000) Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным). *Геотектоника*, (5), 61-70.
- Дубровин Г.К. (1978) Строение земной коры и верхней мантии Мугоджар в связи с геотектоническим и металлогеническим районированием. Автореф. дисс. ...
- канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН Каз ССР, 22 с.
- Живкович А.Е., Чехович П.А. (1986) Структура центральной части Уфимского амфитеатра (Средний Урал). *Геотектоника*, (2), 67-84.
- Зайков В.В. (1991) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 206 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В. (1987) Придонные сульфидные постройки на колчеданных месторождениях Урала. *Докл. АН СССР*, **293**(1), 181-184.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорокин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В., Хайн 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.: ИО АН СССР, 6-56.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 253 с.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. (1973) Реликты рифтовой океанической долины на Урале. *Докл. АН СССР*, **211**(4), 939-942.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. (1986) Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 248 с.
- Ильинская М.Н. (1980) О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале. *Литология и полезные ископаемые*, (6), 32-44.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. (1983) Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 167 с.
- Кариг Д. (1974) Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 266-288.
- Клемин В.П. (1981) Глубинное строение Магнитогорского мегасинклиория. *Докл. АН СССР*, **258**(1), 176-179.
- Кориневский В.Г. (1979) Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **245**(1), 181-184.
- Кориневский В.Г. (1984) Геологический очерк Южных Мугоджар. *История развития Уральского палеоокеана*. М.: ИО АН СССР, 57-79.
- Кориневский В.Г. (1988) Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала. *Геотектоника*, (2), 37-51.
- Кориневский В.Г. (1989а) Палеозойские офиолиты южной части Урала. *Геотектоника*, (2), 34-44.
- Кориневский В.Г. (1989б) Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. М.: ГИН АН СССР, 47 с.
- Кориневский В.Г. (2013) Геологическое строение и стратиграфия вулканогенных толщ нижнего ордовика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013, 72 с.
- Кориневский В.Г. (2014) Эффузивы Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 218 с.
- Кориневский В.Г., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Свальнова В.И. (1974) Магматизм Сакмарской и Западной зеленокаменной зоны Мугоджар и его значение для тектонического районирования. *Тектоника и магматизм Южного Урала*. М.: Наука, 200-206.

- Коротеев В.А., Кориневский В.Г. (1974) Вопросы вулканализма Южного Урала и проблемы гипотезы глобальной плитотектоники. *Вулканализм Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 204-212.
- Кузьмин М.И., Альмухamedов А.И. (1984) Химический и редкоземельный состав базальтоидов реки Шулдак (Южные Мугоджары). *История развития Уральского палеоокеана*. М.: ИО АН СССР, 126-139.
- Куренков С.А., Перфильев А.С. (1984) Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация. *Геотектоника*, (5), 3-14.
- Ленных В.И. (1977) Эклогит-глаукофансланцевые пояса Урала. М.: Недра, 158 с.
- Магадеев Б.Д. (1975) Вулканализм Вознесенско-Присакмарской зоны на широте г. Магнитогорска. *Силуровербонский вулканализм Южного Урала*. Уфа: БашФАН СССР, 86-91.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. (1998) Ордовикские отложения Южного Урала. *Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 67-73.
- Москалёва С.В. (1968) О геологической интерпретации геофизических данных над гипербазитовыми телами в связи с проблемой глубинного строения Урала. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 210-220.
- Огаринов И.С. (1973) Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 86 с.
- Ожиганов Д.Г. (1974) Геология массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение. *Тектоника и магматизм Южного Урала*. М.: Наука, 242-249.
- Пейве А.В. (1969) Океаническая кора геологического прошлого. *Геотектоника*, (4), 5-23.
- Пейве А.В. (1973) Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. *Геотектоника*, (3), 3-13.
- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. (1977) Тектоника Урала (объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М.: Наука, 120 с.
- Перфильев А.С. (1979) Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 188 с.
- Пучков В.Н. (1979) Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Дауря, 146 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (1984) Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **276**(4), 935-939.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (1987) Новые данные по тектонике Урала. *Геотектоника*, (2), 24-34.
- Пущаровский Ю.М. (1985) Формационные категории океанов и морей. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 3-8.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. (1973) Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 21-31.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. (2000) Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной структуре Сакмарской зоны Южного Урала. *Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2*. М.: ГЕОС, 5-24.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. (2008) Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала. *Геотектоника*, (5), 368-395.
- Самыгин С.Г. (1980) Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал). *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 29-63.
- Самыгин С.Г., Хайн Е.В. (1985) Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое – опыт сравнения. *Геотектоника*, (2), 40-56.
- Сегалович В.И. (1973) Геофизическая модель Кемпирского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала. *Докл. АН СССР*, **213**(3), 669-672.
- Сеитов Н.С., Авдеев А.В. (1983) Возможная природа внутриконтинентальных палеорифтовых структур некоторых районов Казахстана. *Изв. АН Каз ССР. Сер. геол.*, (4), 9-17.
- Сенченко Г.С. (1976) Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 172 с.
- Сергеев О.В. (1979) Исследование структуры земной коры Мугоджар методами сейсмологии взрывов. Автодреф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН Каз ССР, 21 с.
- Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. (2001) Петро-геохимические особенности пород и руд габброгипербазитовых массивов Крака. Уфа: Дауря, 212 с.
- Таврин И.Ф. (1968) О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 147-152.
- Тимофеев А.Н., Кузнецов А.А., Белавин О.В., Алейников А.Л. (1968) Структурная схема земной коры Урала по гравиметрическим данным. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 101-108.
- Хворова И.В. (1984) Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах. *Геология Мирового океана*. Секция С. 06. Доклады. 6. Ч. 1. М.: Наука, 3-8.
- Хворова И.В. (1987) Отложения островодужных систем. *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 3-18.
- Хворова И.В., Григорьев В.Н. (1974) Возможный гомолог известняков типа ammonitico rosso в силуре Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **214**(3), 669-672.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Руженцев С.В. (1978) Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 232 с.
- Хрычёв Б.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. (1968) Строение земной коры по профилю Темиртау–Куйбышев. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 88-93.
- Яншин А.Л. (1932) Тектоника Каргалинских гор. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **10**(2), 308-344.
- Hamilton W. (1970) The Uralides and the motion of the Russian and Sibrian platforms. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**(9), 2553-2576.
- Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin V.G., Pechersky D.M., Khain V.V., Matveenkov V.V. (1984) Plate tectonic model of the South Urals development. *Tectonophysics*, **109**, 95-135.

REFERENCES

- Antonenko A.N., Sergeev O.V., Neverova N.P. (1974) New data on the deep structure of Mugodzhary based

- on materials of industrial explosions registration. *Inform. sbornik-1973 IGN AN KazSSR*. Alma-Ata, 18-29. (In Russian)
- Artyushkova O.V. (2009) *Biostratigrafiya po konodontam vulkanogenno-osadochnykh otlozhenii devona Magnitogorskoi megazoni Yuzhnogo Urala*. Avtoref. Diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Biostratigraphy on conodonts of volcanic sediment deposits of the Devonian of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, 42 p. (In Russian)
- Artyushkova O.V., Maslov V.A. (1998) *Paleontologicheskoe obosnovanie stratigrafskogo raschleneniya dofranskih vulkanogennykh kompleksov Verkhneural'skogo i Magnitogorskogo raionov* [Paleontological justification of stratigraphic dissection of Prefranian volcanic complexes of the Verkhneuralsk and Magnitogorsk districts]. Ufa, IG UFNTs RAN, 156 p. (In Russian)
- Bachin A.P. (1973) On structure of Daul-Kokpeky ultrabasic masiff. *Dokl. AN SSSR*, **212**(2), 433-436. (In Russian)
- Belova A.A., Ryazantsev A.V., Razumovsky A.A., Degtyarev K.E. (2010) Early Devonian supra-subduction ophiolites in the structure of the Southern Urals. *Geotektonika*, (4), 39-64. (In Russian)
- Berlyand N.G., Marichev A.I., Petrova I.A. (1983) Deep structure and metallogeny of the Ural folded area. *Glubinnoe stroenie i geodinamika litosfery*. Tr. VSEGEI. Nov. ser. [Deep structure and geodynamics of the lithosphere. Proc. VSEGEI. New series]. **317**, Leningrad, Nedra Publ., 259-267. (In Russian)
- Burtman V.S., Gurariy G.Z., Dvorova A.V., Kuznetsov N.B., Shipunov S.V. (2000) *Ural'skii paleookean v devonskoe vremya (po paleomagnitnym dannym)* [Ural paleocean in the Devonian time (according to paleomagnetic data)]. *Geotektonika*, (5), 61-70. (In Russian)
- Dubrovin G.K. (1978) *Stroenie zemnoi kory i verkhnei mantii Mugodzhara v svyazi s geotektonicheskim i metallogenicheskim raionirovaniem*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Structure of the earth's crust and upper mantle of Mugodzhary in connection with geotectonic and metallogenetic zoning. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Alma-Ata, IGN Kaz SSR, 22 p. (In Russian)
- Hamilton W. (1970) The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**(9), 2553-2576.
- Il'inskaya M.N. (1980) On the composition of the sandstones of the Zilair series in the Southern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 32-44. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) *Osnovnye cherty geologicheskoi istorii (1.6-0.2 mlrd let) i stroeniya Urala* [The main features of geological history (1.6-0.2 billion years) and the structure of the Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 253 p. (In Russian)
- Ivanov S.N., Korinevsky V.G., Belyanina G.P. (1973) Relicts of oceanic rift valleys in the Urals. *Dokl. AN SSSR*, **211**(4), 939-942. (In Russian)
- Ivanov S.N., Puchkov V.N., Ivanov K.S., Samarkin G.I., Semenov I.V., Pumpyanskii A.I., Dymkin A.M., Poltavets Yu.A., Rusin A.I., Krasnobaev A.A. (1986) *Formirovaniye zemnoi kory Urala* [Formation of the earth's crust of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T. (1983) *Alloktonnye ofiolity Urala* [Allochthonous ophiolites of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 167 p. (In Russian)
- Karig D. (1974) Origin and development of marginal basins of the Western Pacific. *Novaya global'naya tektonika* [New global tectonics]. Moscow, Mir Publ., 266-288. (In Russian)
- Khrychev B.A., Lysyakov L.M., Alter S.M., Ivanov A.P. (1968) Structure of the earth's crust on the profile Temirtau - Kuybyshev. *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 88-93. (In Russian)
- Khvorova I.V. (1984) Main features of sedimentation in Paleozoic geosynclinal basins and its comparison with sedimentation in modern oceans. *Geologiya Mirovogo okeana*. Sektsiya C. 06. Doklady [Geology of World Ocean. Reports. Section C. 06]. **6**. V. 1. Moscow, Nauka Publ., 3-8. (In Russian)
- Khvorova I.V. (1987) Deposits of island-arc systems. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 3-18. (In Russian)
- Khvorova I.V., Grigor'ev V.N. (1974) Possible homologue of limestones of type ammonitico rosso in the Silurian of the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **214**(3), 669-672. (In Russian)
- Khvorova I.V., Voznesenskaya T.A., Zolotarev B.P., Il'inskaya M.N., Ruzhentsev S.V. (1978) *Formatsii Sakmarskogo allochtona (Yuzhnyi Ural)* [Formations of the Sakmara allochthon (Southern Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Klemin V.P. (1981) Deep structure of the Magnitogorsk megainclinorium. *Dokl. AN SSSR*, **258**(1), 176-179. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (1979) Autochthonous ultrabasic massifs of the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **245**(1), 181-184. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (1984) Geological sketch of the Southern Mugodzhary. *Istoriya razvitiya Ural'skogo paleookeana* [History of development of the Ural paleocean]. Moscow, IO AN SSSR, 57-79. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (1988) The most important episode in the tectonic history of the southern Urals. *Geotektonika*, (2), 37-51. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (1989a) Paleozoic ophiolite in the Southern Urals. *Geotektonika*, (2), 34-44. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (1989b) *Geologicheskaya istoriya paleookeanicheskikh basseinov Yuzhnogo Urala*. Diss. ... dokt. geol-min. nauk [Geological history paleoceanic basins of the Southern Urals. Dr. geol. and min. sci. diss. in the form of scientific report]. Moscow, GIN AN of SSSR, 47 p. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (2013) *Geologicheskoe stroenie i stratigrafiya vulkanogennykh tolshch nizhnego ordovika Yuzhnogo Urala* [Geological structure and stratigraphy of volcanic strata of the Lower Ordovician of the Southern Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 72 p. (In Russian)
- Korinevsky V.G. (2014) *Effuzivy Urala* [Effusives of the Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 218 p. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Getling R.V., Zverev A.T., Svalova V.I. (1974) Magmatism of Sakmara and Greenstone Western zones of Mugodzhary and its significance for tectonic re-gionalization. *Tektonika i magmatizm Yuzhnogo Urala* [Tectonics and magmatism of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 200-206. (In Russian)
- Koroteev V.A., Korinevsky V.G. (1974) Questions of the Southern Urals volcanism and problems of the hypoth-

- esis of global platetectonic. *Vulkanizm Uzhnogo Urala* [Volcanism of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 204-212. (In Russian)
- Kurenkov S.A., Perfil'ev A.S. (1984) Dyke complexes and their tectonic interpretation. *Geotektonika*, (5), 3-14. (In Russian)
- Kuz'min M.I., Almukhamedov A.I. (1984) Chemical and rare earth composition of basaltoids of the river Shul'dak (South Mugodzhary). *Istoriya razvitiya Ural'skogo paleookeana* [History of the development of the Ural paleocean]. Moscow, IO AN SSSR, 126-139. (In Russian)
- Lennykh V.I. (1977) *Eklogit-glaukofanslantsevye poyasy Urala* [Eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals]. Moscow, Nedra Publ., 158 p. (In Russian)
- Magadeev B.D. (1975) Volcanism of Voznesensk-Prisakmara zone at the latitude of Magnitogorsk. *Siluro-devon'skii vulkanizm Yuzhnogo Urala* [Siluro-Devonian volcanism of the Southern Ural]. Ufa, BashFAN SSSR, 86-91. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V., Mavrin'skaya T.M., Yakovlev R.R. (1998) Ordovician sediments of the Southern Urals. *Paleogeografiya venga – rannego paleozoya Severnoi Evrazii* [Paleogeography of the Vendian-Early Paleozoic of Northern Eurasia]. Ekaterinburg, UB RAS, 67-73. (In Russian)
- Moskaleva S.V. (1968) On geological interpretation of geo-physical data over hyperbasite bodies in connection with the problem of the deep structure of the Urals. *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 210-220. (In Russian)
- Ogarinov I.S. (1973) *Stroenie i raionirovanie zemnoi kory Yuzhnogo Urala* [Structure and zoning of the crust of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 86 p. (In Russian)
- Ozhiganov D.G. (1974) Geology of the massifs of Kraka and criticism of the views of his shar'yazh structure. *Tektonika i magmatizm Yuzhnogo Urala* [Tectonics and magmatism of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 242-249. (In Russian)
- Peive A.V. (1969) Oceanic crust of the geological past. *Geotektonika*, (4), 5-23. (In Russian)
- Peive A.V. (1973) Tectonics and the development of Ural and Appalachians – compare. *Geotektonika*, (3), 3-13. (In Russian)
- Peive A.V., Ivanov S.N., Necheukhin V.M., Perfil'ev A.S., Puchkov V.N. (1977) *Tektonika Urala (ob'yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoi karte Urala masshtaba 1:1 000 000)* [Tectonics of the Urals (explanatory note to the 1:1 000 000 scale tectonic map of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russian)
- Perfil'ev A.S. (1979) *Formirovanie zemnoi kory Ural'skoi evgeosinklinali* [Formation of the crust of the Urals eu-geosynclinal]. Moscow, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1979) *Batial'nye kompleksy passivnykh okrain geosinklinal'nykh oblastei* [Batial complexes of passive margins of geosynclinal regions]. Moscow, Nauka Publ., 260 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1984) Landslide outliers of shallow-water limestones in the Sakmara zone of the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **276**(4), 935-939. (In Russian)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1987) New data on the tectonics of Urals. *Geotektonika*, (2), 24-34. (In Russian)
- Pushcharovsky Yu.M. (1985) Structural categories of oceans and seas. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, (7), 3-8. (In Russian)
- Ruzhentsev S.V., Khvorova I.V. (1973) Middle Paleozoic olistostromes in the Sakmara zone of the Southern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 21-31. (In Russian)
- Ryazantsev A.V., Dubinina S.V., Borisenok D.V. (2000) Tectonic convergence of the Paleozoic complexes in the Devonian accretionary structure of the Sakmara zone of the Southern Urals. *Obshchie i Regional'nye Voprosy Geologii*, 2. Moscow, GEOS Publ., 5-24. (In Russian)
- Ryazantsev A.V., Dubinina S.V., Kuznetsov N.B., Belova A.A. (2008) Ordovician structural-formational complexes in allochthons of the Southern Urals. *Geotektonika*, (5), 368-395. (In Russian)
- Samygin S.G. (1980) Differential displacement of the lithosphere covers and the evolution of formation complexes (Urals). *Tektonicheskaya rassloennost' litosfery* [Tectonic stratification of the lithosphere]. Moscow, Nauka Publ., 29-63. (In Russian)
- Samygin S.G., Khain E.V. (1985) Southern Urals and the North Caucasus in the Paleozoic – comparison. *Geotektonika*, (2), 40-56. (In Russian)
- Segalovich V.I. (1973) Geophysical model Kempirsai ultrabasic massif in the light of new ideas about the tectonics of the Urals. *Dokl. AN SSSR*, **213**(3), 669-672. (In Russian)
- Seitov N.S., Avdeev A.V. (1983) Possible nature of inter-continental paleorift structures in some regions of Kazakhstan. *Izv. AN KazSSR. Ser. geol.*, (4), 9-17. (In Russian)
- Senchenko G.S. (1976) *Skladchatye struktury Yuzhnogo Urala* [Folded structures of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)
- Sergeev O.V. (1979) *Issledovanie struktury zemnoi kory Mugodzhara metodami seismologii vzryvov*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Investigation of the earth's crust structure of the Mugodzhary by methods of explosion seismology. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Alma-Ata, IG Akad. nauk of KazSSR, 21 p. (In Russian)
- Snachev V.I., Savel'ev D.E., Rykus M.V. (2001) *Petrogeokhimicheskie osobennosti porod i rud gabbro-giperbazitovykh massivov Kraka* [Petrogeochemical features of the rocks and ores of Kraka gabbro-ultrabasic massifs]. Ufa, Dauriya Publ., 212 p. (In Russian)
- Tavrin I.F. (1968) On the structure of the basic and ultrabasic intrusions and deep faults of the Southern Urals according to geophysical data. *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 147-152. (In Russian)
- Timofeev A.N., Kuznetsov A.A., Belavin O.V., Aleinikov A.L. (1968) Structural scheme of the earth's crust of the Urals on gravity data. *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 101-108. (In Russian)
- Yanshin A.L. (1932) Tectonics of Kargalinsky Mountains. *Bull. MOIP. Otd. geol.*, **10**(2), 308-344. (In Russian)
- Zaikov V.V. (1991) *Vulkanizm i sul'fidnye kholmy paleokeanicheskikh okrain na primere kolchedanonsnykh zon Urala i Sibiri* [Volcanism and sulphide hills of paleoceanic margins on the example of the pyrite zones of the Urals and Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 206 p. (In Russian)

Zaikov V.V., Maslennikov V.V. (1987) *Pridonnnye sul'fidnye postroiki na kolchedannykh mestorozhdeniyakh Urala* [Near-bottom sulfide built on massive sulfide deposits of the Urals]. *Dokl. AN SSSR*, **293**(1), 181-184. (In Russian)

Zhivkovich A.E., Chekhovich P.A. (1986) Structure of the Central part of the Ufa amphitheatre (the Middle Urals). *Geotektonika*, (2), 67-84. (In Russian)

Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin V.G., Pechersky D.M., Khain V.V., Matveenkov V.V. (1984) Plate

tectonic model of the South Urals development. *Tectonophysics*, **109**, 95-135.

Zonenshain L.P., Korinevskii V.G., Kazmin V.G., Soroktin O.G., Koroteev V.A., Maslov V.A., Zaikov V.V., Rudnik G.B., Kashintsev G.L., Matveenkov V.V., Khain V.V., Zaikova E.V., Kabanova L.J. (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 development of the Ural paleocean]. Moscow, IO AN SSSR, 6-56. (In Russian)

Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Ильч, Северный Урал (структур, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования)

Л. А. Шмелёва

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Поступила в редакцию 26.08.2019 г., принята к печати 27.11.2019 г.

Объект исследований. Верхнеордовикский риф Большая Косью, расположенный на западном склоне Северного Урала в бассейне р. Ильч, является уникальным объектом среди одновозрастных рифов благодаря слабой доломитизации пород и возможности проследить фазы его развития. **Материалы и методы.** В статье представлены результаты палеонтологического, палеоэкологического и микрофациального анализов рифовых известняков, отобранных автором из 12 естественных выходов суммарной мощностью около 150 м, расположенных вдоль обоих берегов р. Большая Косью. **Результаты.** Установлена структура рифа, морфология и таксономический состав каркасобразующей биоты, впервые выявлена важная роль синктоzoных губок. Среди рифовых известняков по основным генетическим признакам, отражающим конкретные обстановки осадконакопления, выделено три типа микрофаций. Тип 1 – рифовые микрофации – фреймстоуны и бафлстоуны. Тип 2 – микрофации межбиогермного пространства и межкаркасных полостей, подверженных волновому и приливно-отливному воздействию – биокластовые и пелойдные пакстоуны, биолитокластовые грейнстоуны и литокластовые рудстоуны. Тип 3 – микрофации скрытых межкаркасных полостей, защищенных от активного волнового воздействия – вакстоуны. **Выводы.** Состав микрофаций и каркасобразующей биоты характеризует сложно дифференцированный как по разрезу, так и в структуре рифа, формировавшийся в обстановках окраины карбонатной платформы-шельфа с активной гидродинамикой. Его рост происходил при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей его развитие. Полученные палеонтологические, палеоэкологические и микрофациальные данные свидетельствуют о том, что начиная со среднего катия впервые выявленные синктоzoные губки могли поселяться в сублиторальных обстановках с активной гидродинамикой на глубинах до 20 м.

Ключевые слова: синктоzoа, палеобиоценозы, микрофации, риф, верхний ордовик, р. Ильч, Северный Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331

The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, Ilych River, the Northern Urals (structure, paleobiocenosis, microfacies, model of formation)

Lyubov A. Shmeleva

Institute of Geology Komi Science Centre Urals Branch of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Received 26.08.2019, accepted 27.11.2019

Subject. The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, located on the western slope of the Northern Urals in the basin of the Ilych River is a unique object among coeval reefs due to the weak dolomitization of rocks and the ability to trace the phases of its development. **Materials and methods.** The article presents the results of paleontological, paleoecological and microfacial analyses of reef limestones selected by the author from 12 natural outcrops with a total capacity of about 150 m located along both banks of the Bol'shaya Kos'yu River. **Results.** The structure of the reef, morphology and taxonomic composition of the frame-forming biota were established, and the important role of sphinctozoal sponges was first identified. Among the reef limestones in the main genetic characteristics that reflect specific depositional environments, was identified three types of microfacies. Type 1 – reef microfacies – framestones and buflestones. Type 2 – microfacies of interbiogenic space and inter-carcass cavities exposed to wave and tidal action – bioclastic and peloid pakstones, biolithoclastic grainstones and lithoclastic rudstones. Type 3 – microfacies of the hidden microcosmic cavities, protected from the active wave impact – wackstone. **Conclusion.** The composition of the microfacies and frame-forming biota characterize difficult differentiated, both on a section, and structure the reef, which was formed in the conditions of the carbonate platform-

Для цитирования: Шмелёва Л.А. (2020) Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Ильч, Северный Урал (структур, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования). *Литосфера*, 20(4), 557–572. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-557-572

For citation: Shmeleva L.A. (2020) The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, Ilych River, the Northern Urals (structure, paleobiocenosis, microfacies, model of formation). *Litosfera*, 20(4), 557–572. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-557-572

shelf margin with active hydrodynamics. Its growth occurred during transgression, which ended by the end of the middle katian a major regression that stopped its development. The revealed paleontological, paleoecological and microfacial data indicate that starting from the middle katian the first identified sphinctozoal sponges could settle in sublittoral environments with active hydrodynamics at depths up to 20 m.

Keywords: *sphinctozoan, paleobiocenosis, microfacies, reef, Upper Ordovician, Ilych River, Northern Urals*

Funding information

The study was performed with financial support RFBR, research project No. 18-35-00331

Acknowledgements

The author expresses gratitude to A.I. Antoshkina and E.S. Ponomarenko for consultations, valuable comments and useful recommendations in the preparation of the article for publication

ВВЕДЕНИЕ

Рифы как важнейшие источники информации о былых состояниях биосфера являются уникальными объектами исследования. На западном склоне Севера Урала в настоящее время известно три верхнеордовикских рифа – Лек-Елец, Бадья и Большая Косью. Лишь один из них – риф Большая Косью – практически не затронут процессами доломитизации, что делает его уникальным геологическим объектом палеоэкологического изучения развития позднеордовикской рифовой экосистемы Урала. Первые упоминания о присутствии на Северном Урале биогермных известняков верхнего ордовика принадлежат А.Г. Кондиайн (1967). Позднее риф Большая Косью изучался А.И. Антошкиной, впервые проследившей в его структуре смену стадий развития палеосообществ (Антошкина, 1992а, 1994). В настоящее время установлены разнофациальный палеоландшафтный профиль рифа (Шмелёва, 2014) и отчетливо выраженная рифовая экологическая сукцессия, состоящая из четырех стадий (стабилизации, колонизации, диверсификации и климакса), характеризующих зрелый экологический риф (Шмелёва, 2016). Впервые такая модель развития рифовой экосистемы была разработана на среднеордовикских органогенных постройках Теннеси (Alberstadt et al., 1974; James, Bourque, 1992), и, по мнению А.И. Антошкиной (2003), она наилучшим образом отражает процесс постепенного формирования рифов – от зарождения до угасания. Кроме того, в структуре рифа Большая Косью автором впервые на Урале выявлены позднеордовикские сфинктоzoa (Шмелёва, 2016), которые не были типичными каркасостроителями рифов этой эпохи (Talent, 1988; Webby, 2002; Li et al., 2015). Поскольку развитие рифовой экосистемы напрямую зависит от каркасобразующего потенциала ее компонентов, возникают вопросы о роли сфинктоzoa в формировании рифа Большая Косью. При этом первостепенное значение имеют пространственно-временные взаимоотношения и палеоэкологические особенности рифовых сообществ. Эти исследования позволяют расширить знания об ареале

обитания сфинктоzoa и эволюции рифовых экосистем в ордовике.

Целью статьи является установление пространственно-временной и палеоэкологической структур сообществ рифа Большая Косью для выявления роли сфинктоzoйных губок в его развитии и позднем ордовике на Севере Урала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом для данного исследования послужили 12 естественных выходов верхнеордовикских рифовых отложений на Северном Урале (бассейн р. Ильч) суммарной мощностью около 150 м, представленные образцами горных пород (более 400 шт.), шлифов (183), пришлифовок (35) и химических анализов (36 шт.). Разрезы расположены вдоль обоих берегов р. Б. Косью и исследовались автором во время полевых сезонов 2014–2015 гг. Отбор образцов осуществлялся через 1 м, однако при возможности детальных наблюдений, позволяющих выделить литологические и фациальные разности, образцы отбирались дополнительно. Для достижения поставленной цели проведен микрофациальный анализ, который является одним из перспективных направлений современных фациальных и палеоэкологических исследований и важнейшим инструментом для реконструкций обстановок осадконакопления. Для микрофациального анализа применялась классификация карбонатных пород Р. Данема (Dunham, 1962), усовершенствованная Э. Эмбраем и Э. Кловеном (Embry, Klovan, 1971). В полевых исследованиях первоочередными задачами были выявление каркасобразующей биоты, документирование всех других биогенных компонентов и нескелетных зерен с последующим выделением микрофаций и описанием их характеристик. Под микрофацией понимается совокупность литологических и палеоэкологических характеристик, которые могут быть описаны и классифицированы в шлифах, спилах и отполированных образцах (Flügel, 2004). Все аналитические исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии им. академика Н.П. Юшко

кина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Кроме собственных материалов, автор использовал полевые материалы А.И. Антошкиной (1974 г.) и фондовый отчет Б.Я. Дембовского (1992 г.). Определения различных групп фоссилий выполнялись в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Н.А. Боринцевой, Е.Ю. Лобановой, В.Ю. Лукиным (табуляторные кораллы), М.В. Шурыгиной, В.С. Цыганко (ругозы, рецептакулиты), О.В. Богоявленской, Е.В. Антроповой (строматопороиды), В.С. Милициной (криноиды), В.М. Богоявленской (брахиоподы), В.П. Шуйским (водоросли, гидроиды). Для определения губок проводились консультации с А.Ю. Журавлёвым (ГИН РАН, Москва) и Ци-Цзянь Ли (Qi-Jian Li, Нанкийский институт геологии и палеонтологии, Китай), которые подтвердили предположение автора о присутствии среди них синктоzoa и их видовой принадлежности.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Север Урала, включающий в себя западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, является восточной частью Тимано-Североуральского региона (Печорская плита), который в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпиконтинентальном Тимано-Североуральском литосферном блоке, относящемся к северо-восточной части Европейской платформы. История его развития в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Позднеордовикский этап развития региона характеризовался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными трактами (сандбийский век и раннекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекатийское время), сменившихся в позднекатийское время глинисто-карбонатными трансгрессивными трактами с разнообразным комплексом бентосной фауны. Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супра- до сублиторальных (Антошкина, Шмелёва, 2018).

Риф Большая Косью расположен на территории Печоро-Ильчского биосферного заповедника, в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Ильч (рис. 1). Он с тектоническим контактом залегает на слоистых глинистых сланцах, аргиллитах и известняках большекосьюнской свиты, возраст которой датируется конодонтами *Baltoniodus*

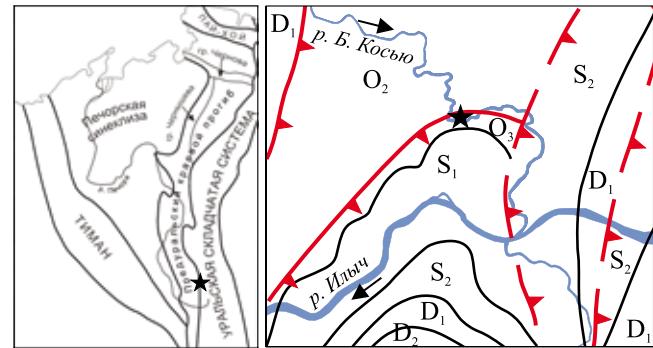


Рис. 1. Местонахождение рифа Большая Косью.

Fig. 1. The location of the Bol'shaya Kos'yu Reef.

alobatus как сандбий-ранний катий (Антошкина и др., 2017). Пересякающие риф слоистые комковатые известняки яптишорской свиты с брахиоподами *Proconchidium cf. munsteri* (Kiaer) имеют позднекатийский возраст (Антошкина, 1992; Шмелёва, 2016). Палеогеографическое положение рифа в позднем ордовике соответствовало окраине карбонатной платформы-шельфа и было сходно с позицией рифов Лек-Елец и Бадья на Полярном и Приполярном Урале (Антошкина и др., 2015).

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ РИФА

В строении рифа выделены четыре интервала, соответствующие фазам/стадиям его формирования (Шмелёва, 2016). Интервал I (17 м) характеризуют слои массивных биокластовых известняков, в которых встречаются небольшие линзы брахиопод и скопления табулят и ругоз (стадия стабилизации). Интервал II (19 м) представляют изолированные биогермные тела, достигающие 3–5 м в высоту, сложенные массивными известняками с обилием строматопороидей, кораллов, синктоzoa и зеленых водорослей. Межбиогермное пространство заполнено биокластовыми и литокластовыми известняками (стадия колонизации). Интервал III (75 м) формируют рифовые ядра из тесно расположенных биогермов высотой 3–10 м, которые сформированы разнообразными каркасными организмами: строматопороидами, кораллами, зелеными и красными водорослями, синктоzoa, рецептакулитами, гидроидами и цианобактериями. На склонах биогермов развиты био-литокластовые разности, редко – линзочки пелоидных известняков (стадия диверсификации). Интервал IV (26 м) характеризуется обилием био- и литокластовых известняков, среди которых локально присутствуют небольшие линзовидные органогенные постройки мощностью до 3 м из пластинчатых табулят и синктоzoa (стадия климакса). Разрез рифовой толщи завершается плитчатыми био-литокластовыми известняками.

КАРКАСООБРАЗУЮЩИЕ ОРГАНИЗМЫ И ДРУГИЕ БИОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Губки являются одной из основных групп каркасостроителей исследуемого рифа и представлены строматопороидами, сфинктоzoа и соленопорами. Термин “сфинктоzoа” (*Sphinctozoa*, синоним *Thalamida*) традиционно относится к камерным губкам с жестким известковым скелетом. Обычно эти организмы включали в класс известковых губок (*Calcarea* Bowerbank, 1864, или *Calcispongia* Johnston, 1842). На сегодняшний день доказано, что камерные губки имеют полифилетическое происхождение и поэтому термины *Sphinctozoa* или *Thalamida* не применяются в систематическом контексте (Senowbari-Daryan, 1991). Автором данной работы термин “сфинктоzoа” используется для камерных губок в целом. Соленопоры рассматриваются в составе губок, поскольку их внутренняя макроморфология, как показали исследования последних нескольких десятилетий, не характерна для кальцинированных красных водорослей, а наиболее близка к классу губок (Riding, 2004).

Строматопороиды представлены четырьмя видами: *Clathrodictyon mammilatum* (Schmidt), *Cystostroma* sp., *Ecclimadictyon* cf. *koigiense* (Nestor), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nicholson), которые приурочены к биогермным постройкам (рис. 2, фиг. 1–3). *C. mammilatum* выделяются крупными массивными колониями от 5 × 30 до 40 × 70 см, которые многочисленны в нижней части интервала III. Скелет сложен из четких вертикальных и горизонтальных элементов (столбиков и ламин). Столбики короткие, соединяют две соседние ламины. Представители *Cystostroma* sp. имеют небольшие колонии плоскосферической или пластинчатой формы, которые распространены преимущественно в интервале II, реже – в интервале III. Скелет состоит из плоских выпуклых кверху горизонтальных элементов (цист), вертикальные отсутствуют. Колонии строматопороидей рода *Ecclimadictyon* в основном небольшие (редко более 10–15 см в высоту и диаметре) и встречаются эпизодически в интервале III.

Соленопоры (*Solenopora* Dybowski, 1878) рифа Б. Косью образованы плотно прилегающими друг к другу концентрически расположенными трубками с продольно-волнистыми стенками (рис. 2, фиг. 4). Трубки дихотомически ветвятся и имеют поперечные перегородки, слегка вогнутые вниз. Часто обломки соленопор изменены по краям сверлящими организмами. В структуре рифа они чаще всего присутствуют во фланкирующих слоях биогермов III интервала совместно с иглокожими и брахиоподами.

Сфинктоzoа представлены видами *Corymbospongia* sp. и *Amblysiphonelloides reticulata* (Rigby et Potter), которые, согласно современным представлениям (Senowbari-Daryan, García-Bellido, 2002), отно-

сятся к классу обыкновенных губок *Demospongiae* Sollas, 1875. *Corymbospongia* sp. имеют сферические или субсферические камеры размером 1.0–1.8 см, которые часто располагаются одна над другой в виде ветви либо формируют скопления неправильной конфигурации (рис. 2, фиг. 5). В отдельных камерах наблюдаются геопетальные структуры. Межкамерное пространство в колониях заселено цианобактериями *Renalcis*. В структуре рифа эти губки были распространены повсеместно. В основном они предпочитали полости, защищенные от активного волнового воздействия водных масс (интервалы II, III), однако также могли участвовать в формировании каркасной структуры биогермов совместно с другими организмами в обстановках с активной гидродинамикой (интервал IV). Губки *Amblysiphonelloides reticulata* имеют ветвистые колонии из кольцевидных (в сечении) камер с максимальной длиной ветвей до 12 см и шириной до 6 см (рис. 2, фиг. 6, 7). Камеры округлой формы, с четкими пережимами. Предпочитали склоны биогермов и обнаружены в интервалах II и III.

Кораллы представлены ругозами и табулятами. Комплекс табулят насчитывает девять видов, которые принадлежат к семи родам. Среди них в строении рифа преобладают представители подотряда *Heliolitina* (рис. 2, фиг. 8, 9): *Heliolites* sp., *Stellioporella* sp., *Plasmoporella* cf. *angusta* (Yanet), *P. aff. chamomilla* (Bondarenko), *P. convexotabulata* (Kiaer), *Propora* sp., *Protaraea* aff. *ungeri* (Eichwald). Они имеют массивные колонии куполовидной и пластинчатой формы размером от 30 × 5 до 15 × 20 см и являются преобладающей группой организмов интервалов III и IV. Представители подотряда *Halysitina* – *Catenipora* cf. *oblique* (Fischer-Benzon), *Palaeohalysites* sp. – небольшие (около 5 см) и наблюдаются значительно реже. Комплекс ругоз насчитывает пять видов, которые принадлежат к четырем родам. Ругозы встречаются как одиночные, так и колониальные, последние достигают в отдельных случаях крупных размеров (60 × 40 см) (рис. 2, фиг. 10, 11). Колониальные формы характеризуются видами *Palaeophyllum* ex. gr. *tubuliferum* (Reiman), *P. cf. tubuliferum* (Reiman), *P. soshkinae columellaris* (Shurygina). Среди одиночных ругоз распространены кораллы конической или цилиндрической формы: *Crassilasma* ex. gr. *simplex* (Ivanovsky), *Grewingkia* cf. *bilateralis* (Neuman), *Streptelasma* sp. indet. cf. *primum* (Wedekind). Ругозы отмечаются во всех четырех выделенных интервалах, но наиболее характерны для I и II.

Известковые водоросли рифа Большая Косью представлены двумя видами – зелеными *Vermiporella* sp. и красными *Kozhymella dembowskii* (Shuysky). Зеленые водоросли *Vermiporella* sp. (рис. 2, фиг. 12) в изобилии присутствуют в изученном рифовом массиве не только в биогермах, но и в биокластовых известняках, в которых их

фрагменты обычно трудно распознаваемы и могут быть уверенно идентифицированы только при наличии микритовой оболочки. При хорошей сохранности водорослей можно видеть, что их цилиндрические и ветвящиеся таллиты пронизаны прямыми или слегка изогнутыми порами. Красные водоросли *Kozhymella dembowskii* (рис. 2, фиг. 13) редки и встречаются в полостях, защищенных от активного волнового воздействия. Они имеют разветвленное слоевище, образованное слегка изогнутыми темными карбонатными сегментами, разделенными между собой узкой полоской светлого карбоната.

Цианобактерии. Комплекс цианобактерий насчитывает пять видов: *Renalcis* ex. gr. *granosus* (Vologdin), *Girvanella* ex. gr. *problematica* (Nicholson et Etheridge), *Botominella* ex. gr. *problematica* (Nicholson et Etheridge), *Proaulopora* ex. gr. *glabra* (Krasnop) и *Ikella* sp. Доминирующими кальцимикробами исследуемого рифа являются *Renalcis*. Они наблюдаются в виде либо корок на синклизитозных губках *Corymbospongia* sp. и известковых водорослях (рис. 2, фиг. 14), либо обильных колоний в биокластовых известняках (рис. 2, фиг. 15). Колонии состоят из полых толстостенных камер, как правило, почковидной формы, которые интерпретируются как посмертная кальцитизация цианобактерий (Pratt, 1984). *Girvanella* ex. gr. *problematica* представляют собой неразветвленные цилиндрические извилистые нити, образующие клубки (рис. 2, фиг. 16). Они спорадически отмечаются вместе зелеными водорослями в биогермных известняках II и III интервалов. Гирванеллоподобные скопления *Botominella* ex. gr. *problematica* также состоят из цилиндрических слегка скрученных между собой нитей, соединенных в пучки. Трубочки *Proaulopora* ex. gr. *glabra* членистые прямые или слабоизогнутые. Цианобактерии *Botominella* ex. gr. *problematica* и *Proaulopora* ex. gr. *glabra* редки и обычно сохраняются в биокластовых пакстонах вместе с фрагментами водорослей и криноидей. Колониальные нитчатые цианобактерии *Ikella* sp. встречаются в виде однослойных пленок вокруг полипов гидроидов *Fistulella*.

Гидроиды представлены видами *Fistulella variabilis* (Shuysky) и *F. undosa* (Shuysky). Они имеют древовидно разветвленные колонии сложного строения. Основанием колонии служит стелюющаяся базальная пластина (гидрофитон), от которой перпендикулярно отходят толстые цилиндрические трубы (полипы), достигающие 4 мм в диаметре. На некотором расстоянии они начинают интенсивно ветвиться с образованием густой кроны из беспорядочно переплетающихся отростков (рис. 2, фиг. 17). Колонии гидроидов отмечаются на склонах небольших биогермов III интервала, построенных преимущественно пластинчатыми и массивными табулятами. Пространство между полипами заполнено либо литокластовым и биокла-

стовым материалом, либо инкрустационным кальцитовым цементом.

Рецептакулы. Ранее считалось, что рецептакулы (Receptaculita) близки к губкам, кишечно-полостным или водорослям (Уилсон, 1980; Журавлев, Нитецкий, 1985; Журавлева, Мягкова, 1987), по современным представлениям это – отдельная группа организмов, систематическое положение которых продолжает обсуждаться палеонтологами (Nitecki et al., 1999). В строении рифа вероятные рецептакулы характеризуются известковыми телами конической формы размером до 20 см в высоту и 14 см в поперечнике (рис. 2, фиг. 18). Скелет известковый, радиально-лучистый, с внешней и внутренней стороны стенок пористый, с центральной полостью внутри. Наблюдаются спорадически на склонах небольших биогермов II интервала вместе со синклизитозом *Amblysiphonelloides reticulata* и зелеными водорослями.

Другие биогенные компоненты. Широко распространены криноиды с преимущественно узким длинным пятилопастным осевым каналом, занимающим менее половины членика. Другие компоненты представлены мшанками, моллюсками, панцирьми трилобитов. Среди них определены криноиды *Apertocrinus* cf. *apertus* (Yeltyschewa et Stukalina), *Bystrowicrinus* cf. *bilobatus* (Yeltyschewa et Stukalina) и брахиоподы *Sowerbyella* sp. и *Rhynchonellida* sp.

Нескелетные компоненты/зерна. Пелойды как общий термин (Flügel, 2004) применяется для разного размера и формы пелитоморфных зерен, присутствующих в разных типах известняков всех четырех интервалов. Они состоят из круглых и овальных довольно четко очерченных хорошо отсортированных зерен размером 0.1–0.3 мм пелитоморфного кальцита и наиболее характерны для окружающих биогермы пород и межкаркасных полостей интервала III. Часто формируют слоистую текстуру, указывающую на активность микробов, связывающих карбонатный песок.

МИКРОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Среди известняков по структурным особенностям были выделены фреймстоуны, бафлстоуны, биокластовые и пелоидные пакстоуны, биолитокластовые грейнстоуны, литокластовые рудстоуны и вакстоуны. Все они характеризуются практически чистым известняковым составом (содержание $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 2.63–4.33%) с незначительной примесью терригенного материала (0.10–1.10%).

Фреймстоуны являются наиболее распространенным структурным типом известняков и наблюдаются в интервалах II–IV (рис. 3, фиг. 1–3). Они сложены массивными и пластинчатыми скелетами кораллов (табулят и ругоз) и губок (строматопоридей, синклизитоза), которые строили каркас органо-

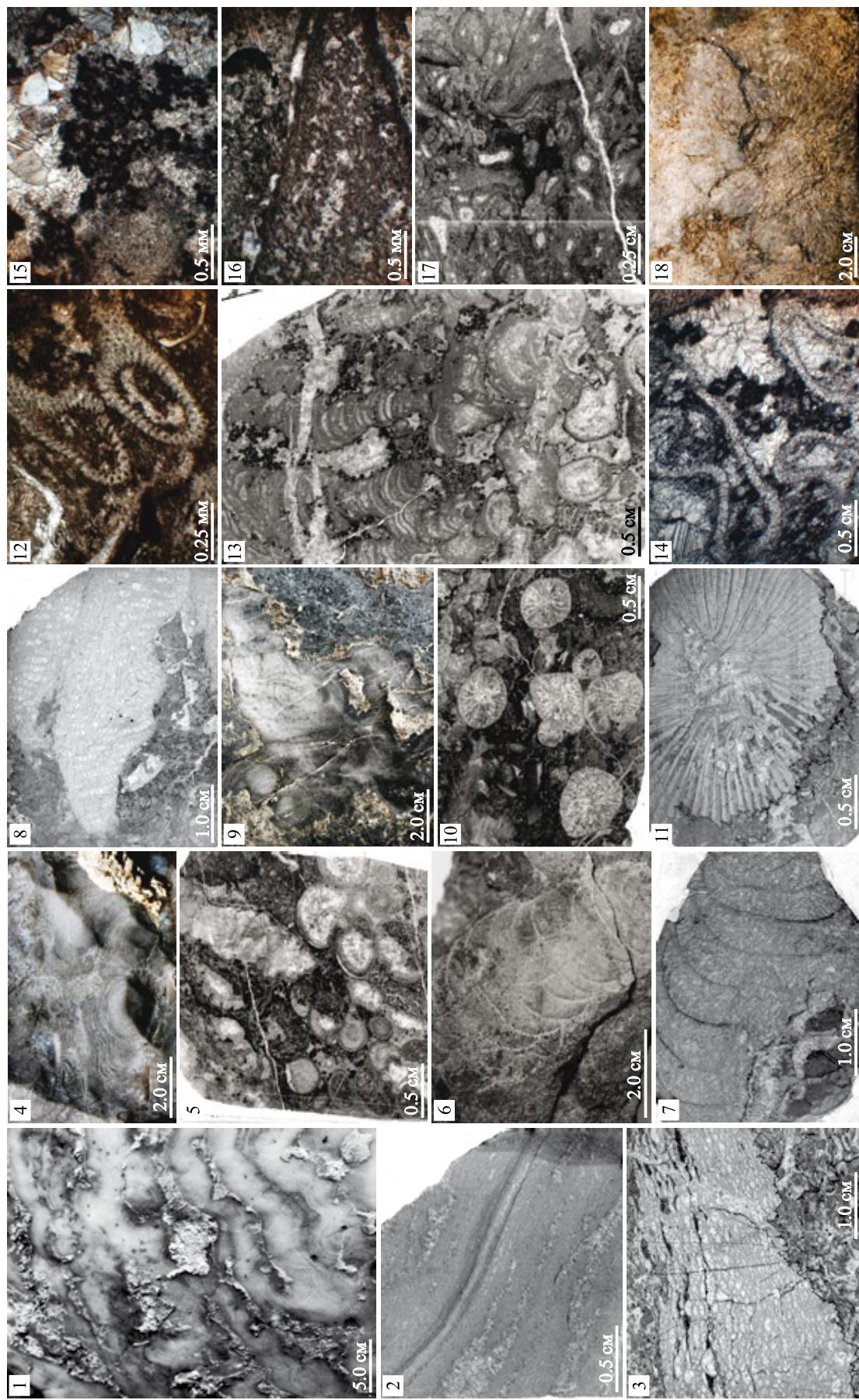


Рис. 2. Каркасообразующие организмы и другие биогенные компоненты.

1–3 – строматопориды (1, 2 – *Clathrodictyon mammilatum*, обр. 14БК5/91; 3 – *Cystostroma* sp., обр. 14БК8/1-1); 4 – *Solenopora* sp. (обр. 15БК5/36); 5–7 – сифонитозоя (5 – *Corumbavorpongia* sp., обр. 14БК4/12; 6, 7 – *Ambysiphonelloides reticulata*, обр. 14БК5/66); 8, 9 – габуляты подотряда *Heliotitina* (8 – *Heliotites* sp., обр. 14БК5/26);

10, 11 – ругозы (10 – *Palaeophyllum* cf. *tubuliferum*, обр. 14БК4/12; 11 – обр. 14БК5/30-1); 12 – зеленые водоросли *Vermiporella* sp., обр. 14БК4/18; 13 – водоросли *Kozhymella dembowskii* в ассоциации с сифонктоза *Corymbospongia* sp. и цианобактериями, обр. 15БК10/5-1; 14 – *Vermiporella* sp. и цианобактерии *Renalcis* sp., обр. 15БК10/5-2; 15, 16 – цианобактерии (15 – *Renalcis* ex. gr. *granosus*, обр. 15БК10/3; 16 – *Girvanella* ex. gr. *problematica*); 17 – гидроиды *Fistulella* sp., обр. 2а/33-2; 18 – receptionакулы, обр. 15БК10/8.

Fig. 2. Reef-building organisms and other biogenic components.

1–3 – Stromatoporoids (1, 2 – *Clathrodictyon mammillatum*, sample 14БК5/91; 3 – *Cystostroma* sp., sample 14БК8/1-1); 4 – *Solenopora* sp., sample 14БК5/36); 5–7 – sphinctozoa (5 – *Corymbospongia* sp., sample 14БК4/12; 6, 7 – *Amblysiphonelloides reticulata*, sample 14БК5/66); 8, 9 – tabulate *Heliolitina* (8 – *Heliolites* sp., sample 14БК5/26); 10, 11 – rugoses (10 – *Palaeophyllum* cf. *tubuliferum*, sample 14БК4/12; 11 – sample 14БК5/30-1); 12 – green algae *Vermiporella* sp., sample 14БК4/18; 13 – algae *Kozhymella dembowskii* in association with sphinctozoa *Corymbospongia* sp. and cyanobacteria, sample 15БК10/5-1; 14 – algae *Vermiporella* sp. and cyanobacteria *Renalcis* sp., sample 15БК10/5-2; 15, 16 – cyanobacteria (15 – *Renalcis* ex. gr. *granosus*, sample 15БК10/3; 16 – *Girvanella* ex. gr. *problematica*); 17 – hydroids *Fistulella* sp., sample 14БК2а/33-2; 18 – Receptionaculita, sample 15БК10/8.

генных построек. Пространство между отдельными индивидами заполнено цианобактериями, зелеными и красными водорослями. **Бафлстоуны** образованы гидроидами *Fistulella* и зелеными водорослями *Vermiporella*, которые росли в толще воды преимущественно вертикально с образованием густой кроны. Она выступала в качестве своеобразного барьера, уменьшавшего скорость движения воды и способствовавшего улавливанию и осаждению первичных компонентов осадка, таких как микритовый материал и фрагменты водорослей, брахиопод, криноидей и мшанок (интервал III) (рис. 3, фиг. 4, 5). **Биокластовые пакстоуны** (рис. 3, фиг. 6) распространены наиболее широко. Они встречаются в виде массивных слоев в интервале I, заполняют пустоты между каркасостроителями и окружающее биогермные тела пространство в интервалах II–IV. Известняки характеризуются обилием и разнообразием фрагментов различных организмов, таких как водоросли, криноиды, кораллы, губки, брахиоподы, трилобиты и др., которые составляют до 80% компонентов породы. Присутствуют пелоиды и скопления цианобактериальных сообществ. **Пелоидные пакстоуны** (рис. 3, фиг. 7) типичны для межкаркасных полостей интервала III. В основном они состоят из пелоидов и членников криноидей, реже в их составе отмечаются фрагменты водорослей, двустворчатых моллюсков, кораллов и брахиопод. **Биолитокластовые грейнстоуны** (рис. 3, фиг. 8) являются наименее распространенным структурным типом известняков, который наблюдался в верхних частях интервалов III и IV. Они сложены хорошо окатанными обломками биокластовых пакстоунов и вакстоунов, пелоидами и разнообразными фрагментами организмов, для которых характерно развитие явлений обволакивания и сверления водорослями. Вокруг зерен часто наблюдаются ободки, состоящие из заостренных кристаллов кальцита удлиненной скаленоэдрической или ромбоэдрической формы, растущие нормально и субнормально к поверхности зерен (морской вадозный цемент типа dog tooth (Flügel, 2004)). **Литокластовые рудстоуны** (рис. 3, фиг. 9) широко представлены в интервалах II–IV. Они слагают линзы вокруг биогермных тел и заполняют межкаркасные полости. В составе литокластов (0.5–20.0 см) встречаются биокластовые пакстоуны, фреймстоуны и бафлстоуны. Они не сортированы и составляют 60–80% компонентов породы. Часто наблюдаются крупные фрагменты колоний кораллов и обильные биокласты – иглокожие, моллюски, брахиоподы, зеленые водоросли и губки. **Вакстоуны** (рис. 3, фиг. 10, 11) характерны для полостей, защищенных от активного волнового воздействия водных масс (интервалы II–IV). Они состоят из пелитоморфной массы, в которой рассеян мелкий (0.01–0.05 мм) био- и литоклаственный материал. Фрагменты организмов редки, среди

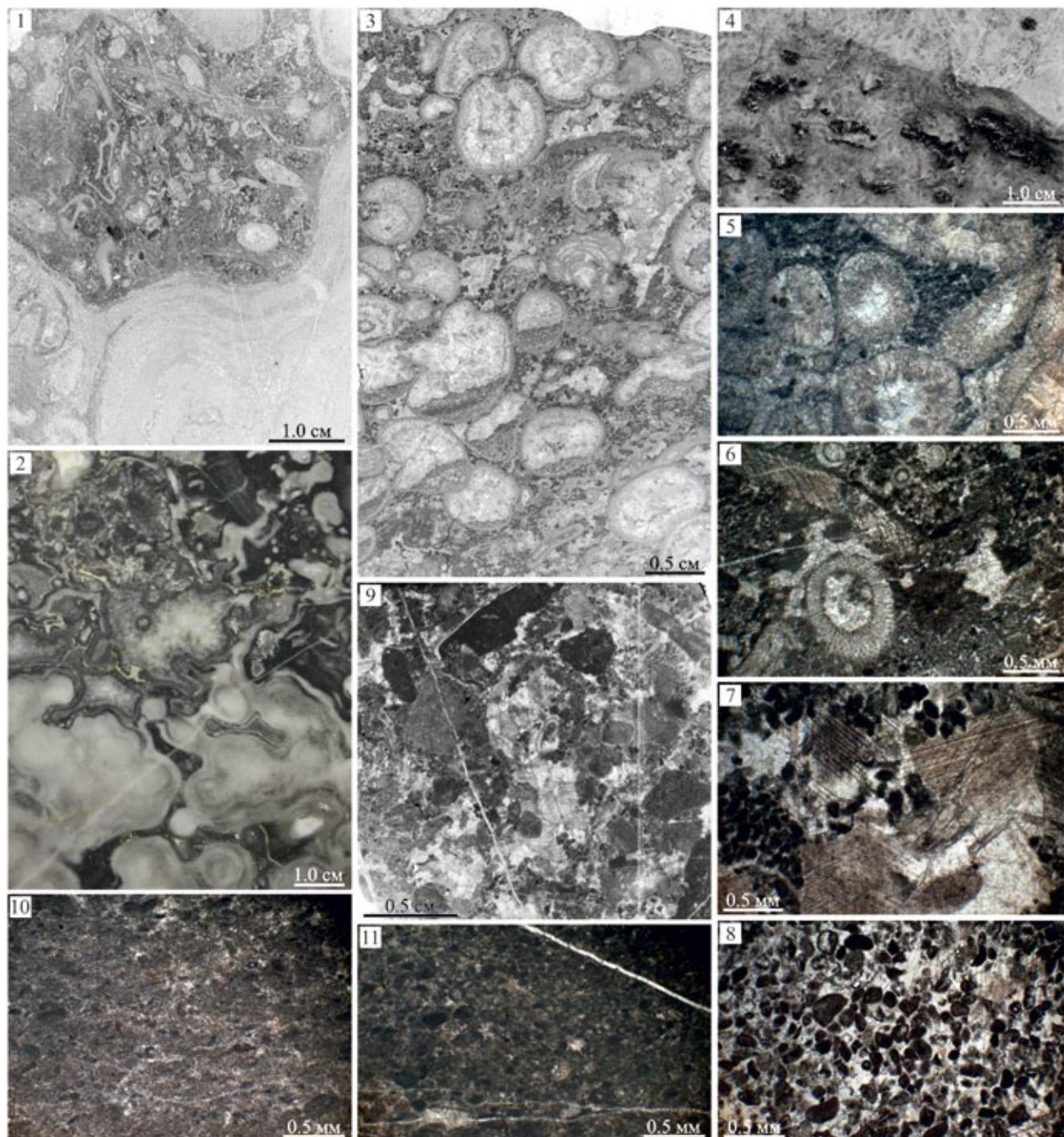


Рис. 3. Структурные типы известняков.

1–3 – фреймстоун (1 – обр. 15БК4/18, 2 – обр. 15БК5/73, 3 – обр. 15БК10/3-1); 4, 5 – баффстоун (4 – макрофотография, 5 – деталь строения, обр. 14БК5/115); 6 – биокластовый пакстоун (обр. 15БК10/18); 7 – пелойдный пакстоун (обр. 14БК1/5); 8 – биолитокластовый грейнстоун (обр. 15БК4/39); 9 – литокластовый рудстоун (обр. 15БК9/5-1); 10, 11 – вакстоун (10 – обр. 14БК9/42, 11 – обр. 15БК9/5-2).

Fig. 3. Structural types of limestones.

1–3 – framestone (1 – sample 15BK4/18, 2 – sample 15BK5/73, 3 – sample 15BK10/3-1); 4, 5 – buffstone (4 – macro photography, 5 – detail of the structure of buffstone, sample 14BK5/115); 6 – bioclastic packstone (sample 15BK10/18); 7 – peloid packstone (sample 14BK1/5); 8 – biolitoclastic grainstone (sample 15BK4/39); 9 – litoclastic rudstone (sample 15BK9/5-1); 10, 11 – wackstone (10 – sample 14BK9/42, 11 – sample 15BK9/5-2).

них отмечаются обломки брахиопод, криноидей и водорослей. Они, как правило, не окатаны и спорадически распределены в объеме породы.

По основным генетическим признакам, отражающим конкретные обстановки осадконакопления, известняки были объединены в три типа микрофаций. *Typ 1* – рифовые микрофации – фреймстоуны и бафлстоуны – характеризуют каркасную структуру рифового тела. Широкое разнообразие организмов-каркасостроителей и их крупные размеры указывают на благоприятные для них условия существования: небольшие глубины, обилие света и подвижность вод. *Typ 2* – микрофации межбиогермного пространства и межкаркасных полостей, подверженных волновому и приливно-отливному воздействию, в результате чего образовывался обильный пелоидный и биолитокластовый материал, – биокластовые и пелоидные пакстоуны, биолитокластовые грейнстоуны и литокластовые рудстоуны. Морской вадозный цемент типа *dog tooth*, отмечаемый в биолитокластовых грейнстоунах в кровле рифа, свидетельствует об их выводе в субаэральные обстановки супралиторали. *Typ 3* – микрофации скрытых межкаркасных полостей, защищенных от активного волнового воздействия, – вакстоуны. Состав микрофаций характеризует сложно дифференцированное как по разрезу, так и структуре органогенное сооружение, формированное в обстановках окраины карбонатной платформы-шельфа с активной гидродинамикой.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РИФА

На Севере Урала в палеозое рифообразование было инициировано раскрытием Палеоуральского океана на границе кембрия и ордовика (Пучков, 2010). Согласно имеющимся палеореконструкциям, эта территория в течение позднего ордовика раннего девона располагалась в пределах северных приэкваториальных широт (Scotese et al., 2015). К началу среднего катия здесь оформилась карбонатная платформа-шельф, на окраине которой в условиях подвижной гидродинамики накапливались биокластовые пакстоуны (интервал I, *стадия стабилизации*) (рис. 4). Скелетный материал формировался в основном за счет криноидей, высокая карбонатная продуктивность которых наряду с присутствием цианобактериальных сообществ *Girvanella*, *Renalcis*, *Botomimella*, *Proaulopora* и водорослей *Vermiporella* позволяла легко консолидировать в плотную массу подвижный карбонатный осадок, изначально непригодный для заселения его прикрепленными бентосными организмами, в том числе синктоозоа. Имеющиеся небольшие линзы и скопления табулят, ругоз и брахиопод указывают здесь лишь на возможные условия для формирования органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате. Первыми способными форми-

ровать каркасную структуру рифостроителями были строматопороиды *Clathrodictyon* и *Cystostroma*, колонии ругоз *Palaeophyllum*, куполовидные и пластинчатые колонии гелиолитид *Stelliporella*, *Plastoporella*, *Propora*. Вместе с зелеными и красными водорослями, цианобактериями *Girvanella*, *Renalcis*, синктоозойными губками и гидроидами они формировали каркасную структуру биогермных построек (интервал II, *стадия колонизации*) (см. рис. 4). В межкаркасных полостях небольших органогенных построек накапливались биокластовые пакстоуны и литокластовые рудстоуны. Таким образом, на первоначальном этапе вертикальный рост рифа лимитировался уровнем моря (и его колебаниями), что приводило к ограничению жизненного пространства и низкому разнообразию организмов-каркасостроителей. Смена пионерного сообщества таксономически более разнообразным в интервале III характеризует *стадию диверсификации* рифового сообщества (см. рис. 4). Строматопороиды *Clathrodictyon*, *Cystostroma*, *Ecclimadictyon*, разнообразные гелиолитиды – *Stelliporella*, *Plastoporella*, *Propora*, *Protaraea*, цианобактерии *Girvanella*, *Renalcis* и зеленые водоросли строили массивные биогермные тела высотой до 10 м. В них в большом количестве поселялись синктоозоа и соленопоры, одиночные и колониальные ругозы, табуляты *Catenipora* и *Palaeohalysites*, а также мшанки, иглокожие, красные водоросли, реже гидроиды в ассоциации с цианобактериями *Ikella* sp. Широкое разнообразие известняков наряду с наибольшим разнообразием организмов-каркасостроителей и самыми крупными органогенными постройками (до 10 м) свидетельствуют о благоприятных для развития рифовых сообществ условиях осадконакопления – постепенном повышении уровня моря, которое способствовало расширению экологического пространства. В пользу этого также свидетельствует постепенная смена в этом интервале преимущественно микробно-строматопорового рифового сообщества (нижняя часть интервала III) крупными кораллами в ассоциации с водорослями и цианобактериями (верхняя часть интервала III). Колонии строматопороидей в присутствии обилия кораллов уменьшаются в размерах до 5–10 см в поперечнике, что свидетельствует об их угнетении. Вероятно, это может быть объяснено тем, что при трансгрессии рост “вдогонку” (благоприятный для роста кораллов) становится преобладающим (Ивановский и др., 1997). Увеличение в интервале IV количества биокластовых пакстоунов и литокластовых рудстоунов, которые, наряду с линзовидной формой и небольшой мощностью (менее 3 м) органогенных построек, свидетельствуют о снижении темпов повышения уровня моря и формировании отложений в более мелководных обстановках. Биогермы строились преимущественно пластинчатыми колониями табулятоморфных кораллов и синктоозоа *Cor-*

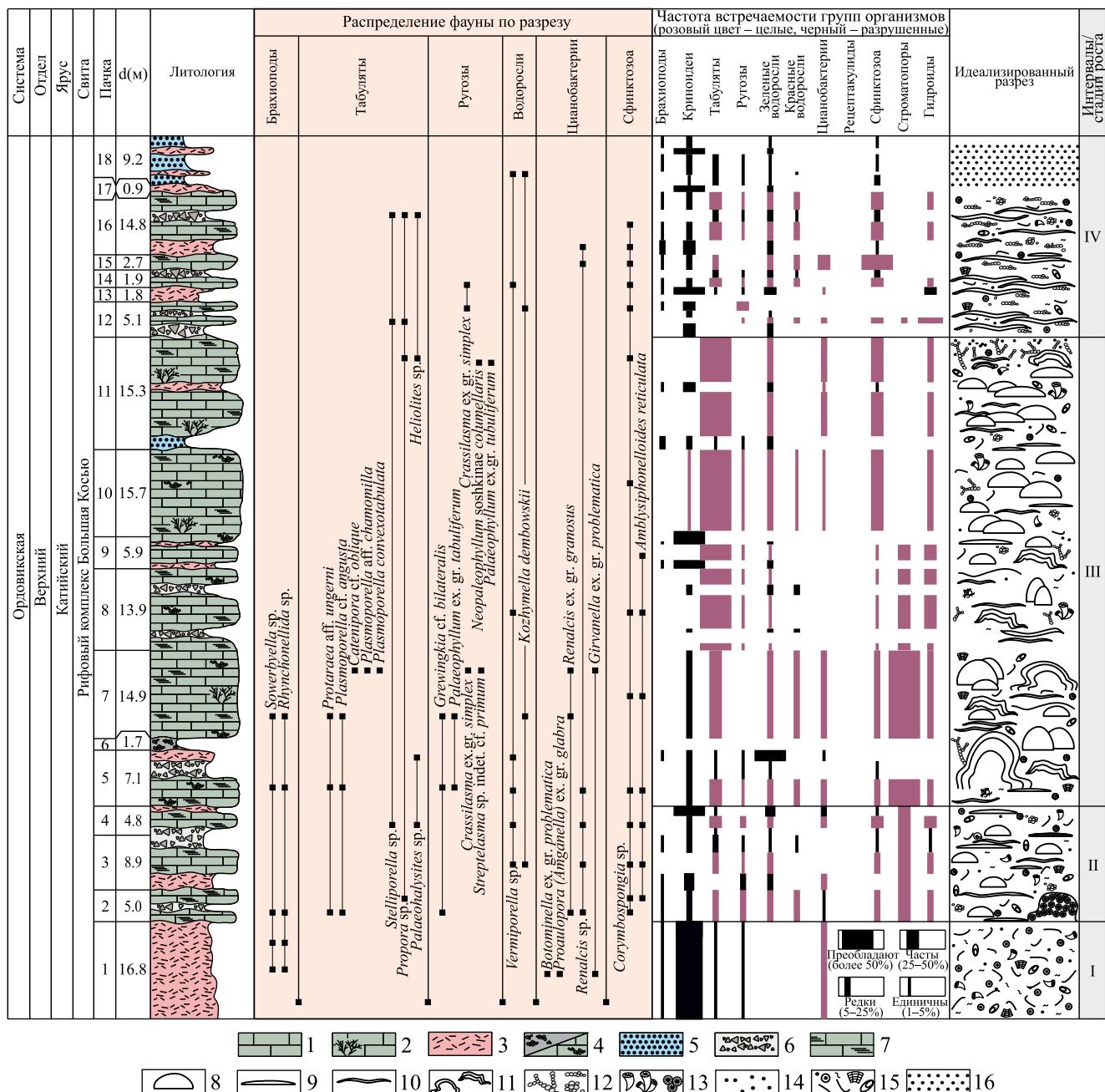


Рис. 4. Характеристика строения рифа Большая Косью.

1 – фреймстоуны; 2 – бафлстоуны; 3 – биокластовые пакстоуны; 4 – пелоидные пакстоуны; 5 – биолитокластовые грейнстоуны; 6 – литокластовые рудстоуны; 7 – вакстоуны; 8, 9 – табулляты (8 – куполовидные, 9 – пластинчатые); 10, 11 – строматопороидеи (10 – удлиненно-пластинчатые, 11 – массивные); 12 – сифонозоиды; 13 – одиночные и колониальные ругозы; 14 – гидроиды; 15 – скелетные остатки организмов; 16 – биолитокластовые грейнстоуны с вадозным цементом.

Fig. 4. The structural features of the reef Bol'shaya Kos'y.

1 – framestones; 2 – buffstones; 3 – bioclastic packstones; 4 – peloid packstones; 5 – biolitoclastic grainstones; 6 – litoclastic rudstones; 7 – wackstones; 8, 9 – colony of tabulate corals (8 – dome-shaped, 9 – laminated); 10, 11 – colony of stromatoporoids (10 – bladed, 11 – massive); 12 – siphonozoans; 13 – solitary and colonial rugoses; 14 – hydroids; 15 – skeletal remains of organisms; 16 – biolitoclastic greenstones with vadose cement.

yumbospongia в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* (ин-

тервал IV, стадия климакса) (см. рис. 4). Согласно Э. Флюгелю (2004), наличие последних указы-

вает на обстановки теплого морского бассейна глубиной до 20 м. При отсутствии внешних неблагоприятных факторов экосистема на этой стадии развития могла находиться достаточно долго. Биолитокластовые грейнстоуны с водозным цементом в верхней части интервала IV (кровля рифа) характеризуют субаэральную обстановку (Flügel, 2004) и фиксируют начало регрессии, которая, вероятно, стала причиной прекращения развития рифа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ биоразнообразия каркасобразующих организмов показывает, что комплекс фауны рифа Большая Косью является существенно более разнообразным, чем верхнеордовикские рифовые палеобиоценозы на Приполярном и Полярном Урале. Среди строматопороидей и кораллов здесь встречаются виды широкого географического распространения. Крупные размеры колоний и их преобладание в структуре рифа свидетельствуют о благоприятных для них условиях обитания (небольших глубинах, нормальной солености, обилии света, подвижности водной среды). Наличие зеленых водорослей *Vermiporella*, которые в ордовике и силуре являются породообразующими, также указывает на обстановки неглубокого теплого морского бассейна, как правило, глубиной менее 20 м (Flügel, 2004). Известно, что в целом для позднего ордовика были характерны рифовые постройки процветавших в то время строматопороидей (Hartman, 1977; Сорокин, 1990). Также в это время появились первые кораллы с прочным скелетом – табуляты и ругозы (Ивановский, 1975). Совместно они формировали каркасную основу рифовых построек, заполнявшуюся известковым материалом, который преимущественно продуцировали водоросли, мшанки и криноиды (Королюк, Михайлова, 1986). Последние, как известно, в палеозое были одной из основных групп животных, способных перерабатывать кальций из морской воды и осаждать его в виде кальцита. Подобные верхнеордовикские постройки широко распространены в Сибири, Казахстане, Приколымье (Ивановский и др., 1997), Канаде (Copper, 1989), Северной Гренландии (Sonderholm, Harland, 1989), о-ве Вайгач (Опорный разрез..., 1970), Полярном и Приполярном Урале (Антошкина, 2003), Алтае и Салаире (Сенников и др., 2011). Наличие гидроидов *Fistulella* достаточно необычно для рифов этого периода. Считается, что они играли активную роль в образовании силурийских и раннедевонских рифов Урала и Аляски (Антошкина, 2003). В строении рифа Большая Косью они имеют второстепенное значение, однако их присутствие может свидетельствовать о более широком временном диапазоне их распространения. Рецептаулиты, предпочитающие мелководье и в целом типичные для ордовика (Nitecki et al., 1999), на Се-

вере Урала были известны лишь в строении рифа Лёк-Елец на Полярном Урале, где характеризуются меньшими размерами и несколько более широким распространением, чем в Большой Косью (Антошкина, 2003). Редкие красные водоросли *Kozhymella dembowskii*, встречающиеся в межкаркасных полостях, известны в верхнеордовикских органогенных постройках Приполярного Урала (Дембовский и др., 1990; Антошкина, 1994) и Прекордильер (Берези, Лучинина, 2018). Среди цианобактерий, принимавших значительное участие в создании ордовикских органогенных сооружений по всему миру, преобладают *Renalcis*, выявленные в скрытых (защищенных от активного волнового воздействия водных масс) межкаркасных полостях рифа совместно со сфинктоzoa (Шмелёва, 2018). Последние на Севере Урала никогда не встречались в ордовикских разрезах – ни в широко развитых открытошельфовых отложениях (Клюжина, 1985), ни в органогенных банках (Шуйский, Клюжина, 1989), ни в рифах Полярного, Приполярного и Северного Урала (Антошкина, 1994). Как известно, сфинктоzoайные губки в большинстве случаев выступают в качестве каркасостроителей и очень редко встречаются в небиогермных породах. Эти морские бентосные многокамерные организмы были важными рифостроителями в средней-поздней перми и среднем-позднем триасе (Бойко и др., 1991; Senowbari-Daryan, 2005). Палеоэкологические данные свидетельствуют о том, что сфинктоzoa этого периода обитали в фотической зоне морей тропических и субтропических поясов и, как правило, предпочитали участки с активной гидродинамикой (Senowbari-Daryan, Rigby, 1988; Senowbari-Daryan, 1991). Ордовикские сфинктоzoайные губки в России были известны лишь из среднего ордовика Корякии, где впервые были описаны А.Ю. Журавлёвым в конгломератах эльгеминайской свиты (Zhuravlev, 1992). В настоящее время они также установлены в теплых низкоэнергетических более глубоководных сублиторальных обстановках островодужных террейнов кембрия Южной Австралии и США (Debrenne, Wood, 1990). Предполагается, что по крайней мере до начала позднего ордовика эти обстановки были предпочтительной средой обитания сфинктоzoa (Carrera, Rigby, 2004). В позднем ордовике происходит их первая эволюционная радиация с более чем двукратным увеличением биоразнообразия на уровне родов и видов по сравнению с кембрием, начинается их географическое расселение (Senowbari-Daryan, García-Bellido, 2002; Carrera, Rigby, 2004). При этом изменились и их места обитания от уровня дна до рифов. Впервые это было выявлено в структуре старейшего сфинктоzoайно-кораллового-микробного рифа Уай (Wu'ai reef), описанного в юго-восточной части Китая и имеющего позднекатийский возраст (Li et al., 2015). Риф Большая Косью является вторым подобным примером.

Сфинктоzoа здесь представлены видами *Corymbospongia* sp. и *Amblysiphonelloides reticulata*, известными также в ордовикских отложениях восточных гор Кламат в Северной Калифорнии, характеризующих относительно глубоководные сублиторальные обстановки (Rigby, Potter, 1986), а также в ордовике Канады (Senowbari-Daryan, García-Bellido, 2002). Сфинктоzoа рода *Corymbospongia* являются доминирующими каркасостроителями упомянутого рифа Уай (Wu'ai reef), который также формировался в более глубоководных обстановках сублиторали, неблагоприятных для большинства многоклеточных каркасостроителей, и представляет собой случай низкоэнергетического рифового сообщества (Li et al., 2015). Это не противоречит мнению ряда авторов о том, что рифообразующие сфинктоzoа в позднем ордовике предпочитали относительно глубоководные обстановки на подводных холмах задуговых бассейнов (Rigby, Potter, 1986; Rigby et al., 2008; Senowbari-Daryan, Rigby, 2011; Li et al., 2015). Палеоценозы рифа Большая Косью, в отличие от таковых рифа Уай, представляют собой случай сообщества, развивавшегося в высоконергетических обстановках, подобно строматолитово-сфинктоzoйным рифам позднего силура (Soja et al., 2003). Выявленные в структуре рифа типы микрофаций также характеризуют обстановки окраины карбонатной платформы-шельфа с активной гидродинамикой. Сфинктоzoа здесь жили в благоприятных для других метазоа средах (на небольших глубинах, при обилии света и подвижности воды) и в условиях конкуренции совместно с цианобактериями переходили к обитанию в скрытых межкаркасных полостях рифа. Однако при изменении условий окружающей среды (интервал IV, начало регрессии) они становились одной из доминантных групп среди каркасостроителей рифа. Таким образом, полученные палеонтологические, палеоэкологические и микрофациальные данные свидетельствуют о том, что начиная со среднего катия рифообразующие сфинктоzoа могли поселяться в сублиторальных обстановках с активной гидродинамикой на глубинах до 20 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В разрезе рифовой толщи выделены четыре интервала, соответствующие фазам/стадиям формирования зрелого рифа. Интервал I характеризует период накопления на мелководье скелетного субстрата преимущественно из криноидей и цианобактерий (*стадия стабилизации*). Интервал II представляют изолированные биогермы (3–5 м в высоту) из массивных известняков с обилием строматопоридей, кораллов, сфинктоzoа и зеленых водорослей (*стадия колонизации*), межбиогермное пространство заполнено био- и литокластовыми известняками. Интервал III выделяется тесно распо-

ложенными биогермами высотой 3–10 м с разнообразными в видовом отношении и наиболее крупными по размерам каркасными организмами: строматопороидами, кораллами, зелеными и красными водорослями, сфинктоzoа, рецепталиитами, гидроидами и цианобактериями (*стадия диверсификации*). Интервал IV характеризуется обилием био- и литокластовых известняков, среди которых локально присутствуют небольшие линзовидные биогермы мощностью до 3 м из табулят и сфинктоzoа (*стадия климакса*).

2. Основными каркасостроителями рифа были губки, представленные строматопороидами и сфинктоzoа, известковые водоросли, цианобактерии и гелиолитиды. Их таксономический состав указывает на благоприятные для них условия существования: небольшие глубины (до 50 м), обилие света и подвижность вод.

3. Среди рифовых известняков по структурным особенностям выделены фреймстоуны, бафлстоуны, биокластовые и пелоидные пакстоуны, биолитокластовые грейнстоуны, литокластовые рудстоуны и вакстоуны. По основным генетическим признакам, отражающим конкретные обстановки осадконакопления, они объединены в три типа микрофаций. *Тип 1* – рифовые микрофации – фреймстоуны и бафлстоуны. *Тип 2* – микрофации межбиогермного пространства и межкаркасных полостей, подверженных волновому и приливно-отливному воздействию, – биокластовые и пелоидные пакстоуны, биолитокластовые грейнстоуны и литокластовые рудстоуны. *Тип 3* – микрофации скрытых межкаркасных полостей, защищенных от активного волнового воздействия, – вакстоуны. Выявленные типы микрофаций характеризуют сложно дифференцированный как по разрезу, так и структуре риф, формировавшийся в обстановках окраины карбонатной платформы-шельфа с активной гидродинамикой. Его рост происходил при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей его развитие.

4. Характерные для рифа Большая Косью сфинктоzoйные губки представлены видами *Corymbospongia* sp. и *Amblysiphonelloides reticulata*. Они жили в благоприятных для других метазоа средах (на небольших глубинах, при обилии света и подвижности воды) и в условиях конкуренции совместно с цианобактериями переходили к обитанию в скрытых межкаркасных полостях рифа. Однако при изменении условий окружающей среды (интервал IV, начало регрессии) они становились одной из доминантных групп среди каркасостроителей рифа.

5. Палеонтологические, палеоэкологические и микрофациальные данные свидетельствуют о том, что начиная со среднего катия рифообразующие сфинктоzoа могли поселяться в сублиторальных обстановках с активной гидродинамикой на глубинах до 20 м.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной и Е.С. Пономаренко за консультации, ценные замечания и полезные рекомендации при подготовке статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (1992а) Особенности строения нижне-палеозойской рифогенной толщи Северного Урала. *Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна*. Сыктывкар: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, **76**, 5-21.
- Антошкина А.И. (1992б) Литолого-палеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала. *Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России*. Сыктывкар: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, **79**, 12-23.
- Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 304 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрьева З.П., Пономаренко Е.С., Сандула А.Н., Канева Н.А., Шмелёва Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.А. (2015) Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **1**(21), 55-72.
- Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Силаев В.И. (2017) Биохемогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **9**, 12-22.
- Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. (2018) Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-североуральском осадочном бассейне. *Литосфера*, **18**(4), 543-565.
- Берези М.С., Лучинина В.А. (2018) Состав альгофлоры в ордовике Прекордильер Аргентины и ее значение в образовании органогенных структур. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(1), 3-17.
- Бойко Э.В., Беляева Г.В., Журавлева И.Т. (1991) Сфинктоозоя фанерозоя территории СССР. М.: Наука, 224 с.
- Дембовский Б.Я. Отчет по объекту: “Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район)” за 1989–1992 гг. Воркута, 1992. 218 с. Фонды Полярно-Уральского производственного геологического объединения. Инв. № 10827.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Клюжина М.Л., Наседкина В.А. (1990) Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 210 с.
- Журавлева И.Т., Мягкова Е.И. (1987) Низшие многоклеточные фанерозоя. М.: Наука, 224 с.
- Журавлев А.Ю., Нитецкий М.Г. (1985) О сравнительной морфологии археоциат и рецепторакулиотов. *Палеонтол. журн.*, **4**, 121-123.
- Ивановский А.Б. (1975) Ругозы. М.: Наука, 121 с.
- Ивановский А.Б., Осипова А.И., Кузнецов В.Г., Большая Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В., Журавлев А.Ю., Космынин В.Н., Лучинина В.А., Рожнов С.В., Тесаков Ю.И., Хромых В.Г. (1997) Рифогенные постройки в палеозое России. М.: Наука, 157 с.
- Клюжина М.Л. (1985) Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 189 с.
- Кондиайн А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. *Тр. ВСЕГЕИ*, **144**, Л.: Недра, 87-122.
- Королюк И.К., Михайлова М.В. (1986) Этапность рифообразования. *Фанерозойские рифы и кораллы*. М.: Наука, 134-142.
- Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. (1970) (Ред. В.И. Бондарев). Л.: НИИГА, 155 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. (2011) Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1488-1516.
- Сорокин Ю.И. (1990) Экосистемы коралловых рифов. М.: Наука, 503 с.
- Уилсон Дж.Л. (1980) Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Шмелёва Л.А. (2014) Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа Бол. Косью (р. Ильч, Северный Урал). *Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 23-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 146-149.
- Шмелёва Л.А. (2016) Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Ильч, Северный Урал). *Литосфера*, **1**, 154-162.
- Шмелёва Л.А. (2018) Изменчивость губково-микробных сообществ в структуре верхнеордовикского рифа Большая Косью (р. Ильч, Северный Урал). *Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 27 науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 253-257.
- Шуйский В.П., Клюжина М.Л. (1989) Об органогенных постройках ордовика на Урале. *Новые данные по геологии Урала и Средней Азии*. Свердловск: УрО АН СССР, 127-137.
- Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P. (1974) Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 1171-1182.
- Carrera M.G., Rigby J.K. (2004) Sponges. *The great Ordovician biodiversification event*. (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y.: Columbia University Press, 102-111.
- Copper P. (1989) Upper Ordovician and Lower Silurian reefs of Anticosti Island, Quebec. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **13**, 271-276.
- Debrenne F., Wood R. (1990) A new Cambrian sphinctozoan sponge from North America, its relationship to Archaeocyathids and the nature of early sphinctozoans. *Geol. Mag.*, **127**, 435-443.

- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks. A symposium.* (Ed. W.E. Ham). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, 108-171.
- Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *N.W.T. Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**, 730-781.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 976 p.
- Hartman W.D. (1977) Sponges as reef builders and shapers. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **4**, 127-134.
- James N.P., Bourque P.A. (1992) Reefs and Mounds. *Facies Models – Response to Sea-Level Change.* (Eds R.G. Walker, N.P. James). Geol. Assoc. Can., 323-347.
- Li Q., Li Y., Kiessling W. (2015) The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin. *Facies*, **61**(3), 1-9.
- Nitecki M.H., Mutvei H., Nitecki D.V. (1999) Receptaculitids: A Phylogenetic Debate on a Problematic Fossil Taxon. Kluwer Academic/Plenum, 241 p.
- Pratt B.R. (1984) Epiphyton and Renalcis diagenetic microfossils from calcification of coccoid bluegreen algae. *J. Sediment. Petrol.*, **54**, 948-971.
- Riding R. (2004) Solenopora is a Chaetetid Sponge, Not an Alga. *Palaeontology*, **47**(1), 117-122.
- Rigby J.K., Potter A.W. (1986) Ordovician Sphinctozoan sponges from the Eastern Klamath Mountains, northern California. *Mem. Paleontol. Soc.*, **20**, 1-47.
- Rigby J.K., Blodgett R.B., Britt B.B. (2008) Ordovician sponges from west-central and east-central Alaska and western Yukon Territory, Canada. *Bull. Geosci.*, **83**, 153-168.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Senowbari-Daryan B. (1991) "Sphinctozoa": An overview. *Fossil and Recent Sponges.* (Eds J. Reitner, H. Keupp). Berlin: Springer, 224-241.
- Senowbari-Daryan B. (2005) Hypercalcified sphinctozoan sponges from Upper Triassic Norian-Rhaetian reefs of the Nayband Formation (central and northeast Iran). *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **145**, 171-277.
- Senowbari-Daryan B., García-Bellido D.C. (2002) Fossil "Sphinctozoa": Chambered Sponges (Polyphyletic). *Systema Porifera: A Guide to the Classification of Sponges.* (Eds J.N.A. Hooper, R.W.M. Van Soest). N. Y.: Kluwer Academic, Plenum Publishers, 1523-1546.
- Senowbari-Daryan B., Rigby J.K. (1988) Upper Permian segmented sponges from Djebel Tebaga, Tunisia. *Facies*, **19**, 171-250.
- Senowbari-Daryan B., Rigby J.K. (2011) Sphinctozoan and Inozoan Hypercalcified Sponges: An overview. Pt E, Revised. V. 4, ch. 7. *Treatise Online*, **28**, 1-90.
- Soja C.M., Mitchell M., Newton A.J., Vendetti J., Visaggi C., Antoshkina A.I., White B. (2003) Paleoecology of sponge – ? hydroid associations in Silurian microbial reefs. *Palaios*, **18**, 225-235.
- Sonderholm M., Harland T.L. (1989) Franklinian Reef Belt, Silurian, North Greenland. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **13**, 356-366.
- Talent J.A. (1988) Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? *Senckenbergian Lethaiana*, **3**(4), 315-368.
- Webby B.D. (2002) Patterns of Ordovician reef development. *Phanerozoic Reef Patterns.* (Eds W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, 129-179.
- Zhuravlev A.Yu. (1992) Was North America ever a Chukotka terrane? *International Conference on arctic margins.* Anchorage, Alaska, 66.

REFERENCES

- Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P. (1974) Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 1171-1182.
- Antoshkina A.I. (1992a) Features of the structure of the lower Paleozoic reef strata of the Northern Urals. *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo bassejna* [Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin]. Syktyvkar, Tr. IG Komi NTs UrO RAN, **76**, 5-21. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (1992b) Lithological and paleographic features of the late Ordovician reefs of the Pechora Urals. *Litologiya i geokhimiya osadochnykh formatii Severo-Vostoka evropeiskoi chasti Rossii* [Lithology and Geochemistry of sedimentary formations of the North-East of the European part of Russia]. Syktyvkar, Tr. IG Komi NTs UrO RAN, **79**, 12-23. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (1994) *Rify v paleozoe Pechorskogo Urala* [Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 154 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2003) *Rifobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti)* [Reef formation in the Paleozoic (Northern Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 304 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Ponomarenko E.S., Silaev V.I. (2017) Biochemistry nature of the Ordovician chamosite in the Northern Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **9**, 12-22. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yur'eva Z.P., Ponomorenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.A. (2015) Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic Timan-North Ural region: research directions, results, problems and tasks. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **1**(21), 55-72. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin. *Litosfera*, **18**(4), 543-565. (In Russian)
- Berezi M.S., Luchinina V.A. (2018) The composition of the algal flora in Ordovician Precordillera of Argentina and its importance in the formation of organogenic structures. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(1), 3-17. (In Russian)
- Boiko E.V., Belyaeva G.V., Zhuravleva I.T. (1991) *Sphinctozoa fanerozooya territorii SSSR* [Sphinctozoa of the Phanerozoic of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)
- Carrera M.G., Rigby J.K. (2004) Sponges. *The great Ordovician biodiversification event.* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y., Columbia University Press, 102-111.
- Copper P. (1989) Upper Ordovician and Lower Silurian reefs of Anticosti Island, Quebec. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, **13**, 356-366.

- ol. Mem., **13**, 271-276.
- Debrenne F., Wood R. (1990) A new Cambrian sphinctozoan sponge from North America, its relationship to Archaeocyaths and the nature of early sphinctozoans. *Geol. Mag.*, **127**, 435-443.
- Dembovskii B.Ya. (1992) *Otchet po ob"ektu: "Proizvodstvo opytno-metodicheskikh rabot po raschleneniyu nizhnepaleozoiskikh razrezov zapadnogo sklona Severnogo Urala (Shchugoro-Un'inskii raion)"* [“Production of experimental and methodological works on dissection of lower Paleozoic sections of the Western slope of the Northern Urals (Shchugoro-Un'insky district)"] 1989-1992 gg. 218 p. Vorkuta, Fondy Polyarno-Ural'skogo proizvodstvennogo geologicheskogo ob"edineniya. Inv. № 10827. (In Russian unpublished)
- Dembovskii B.Ya., Dembovskaya Z.P., Klyuzhina M.L., Nasedkina V.A. (1990) *Ordovik Pripolyarnogo Urala. Geologiya, litologiya, stratigrafiya* [Ordovician of the Subpolar Urals. Geology, Lithology, Stratigraphy]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 210 p. (In Russian)
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks. A symposium*. (Ed. W.E. Ham). Amer. Ass. Petro. Geol. Mem., **1**, 108-171.
- Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *N.W.T. Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**, 730-781.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin; Heidelberg, Springer-Verlag, 976 p.
- Hartman W.D. (1977) Sponges as reef builders and shapers. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **4**, 127-134.
- Ivanovskii A.B. (1975) *Rugozy* [Rugose]. Moscow, Nauka Publ., 121 p. (In Russian)
- Ivanovskii A.B., Osipova A.I., Kuznetsov V.G., Bol'shakova L.N., Gekker M.R., Goryunova R.V., Zhuravlev A.Yu., Kosmynin V.N., Luchinina V.A., Rozhnov S.V., Tesakov Yu.I., Khromykh V.G. (1997) *Rifogennye postroiki v paleozoe Rossii* [Reefs in the Paleozoic of Russia]. Moscow, Nauka Publ., 157 p. (In Russian)
- James N.P., Bourque P.A. (1992) Reefs and Mounds. *Facies Models – Response to Sea-Level Change*. (Eds R.G. Walker, N.P. James). Geol. Assoc. Can., 323-347.
- Klyuzhina M.L. (1985) *Paleogeografiya Urala v ordovikskom periode* [Paleogeography of the Urals in the Ordovician]. Moscow, Nauka Publ., 189 p. (In Russian)
- Kondiain A.G. (1967) Silurian and lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals. *Tr. VSEGEI*, **144**, 87-122. (In Russian)
- Korolyuk I.K., Mikhailova M.V. (1986) The stages of reef formation. *Fanerozoiskie rify i korally* [Phanerozoic reefs and corals]. Moscow, Nauka Publ., 134-142. (In Russian)
- Li Q., Li Y., Kiessling W. (2015) The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin. *Facies*, **61**(3), 1-9.
- Nitecki M.H., Mutvei H., Nitecki D.V. (1999) Receptaculitids: A Phylogenetic Debate on a Problematic Fossil Taxon. Kluwer Academic/Plenum, 241 p.
- Opornyi razrez ordovika Pai-Khoya, Vaigacha i yuga Novoi Zemli [Reference section of the Ordovician in Pai-Khoy, Vaigach, and the South of the New Earth]. (Ed. V.I. Bondarev). (1970) Leningrad, NIIGA Publ., 155 p.
- (In Russian)
- Pratt B.R. (1984) Epiphyton and Renalcis diagenetic microfossils from calcification of coccoid bluegreen algae. *J. Sediment. Petrol.*, **54**, 948-971.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafi, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Pre-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Riding R. (2004) *Solenopora* is a Chaetetid Sponge, Not an Alga. *Paleontology*, **47**(1), 117-122.
- Rigby J.K., Potter A.W. (1986) Ordovician Sphinctozoan sponges from the Eastern Klamath Mountains, northern California. *Mem. Paleontol. Soc.*, **20**, 1-47.
- Rigby J.K., Blodgett R.B., Britt B.B. (2008) Ordovician sponges from west-central and east-central Alaska and western Yukon Territory, Canada. *Bull. Geosci.*, **83**, 153-168.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) *Atlas of Phanerozoic Climatic Zones* (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sennikov N.V., Obut O.T., Bukolova E.V., Tolmacheva T.Yu. (2011) Lithofacial and bioindicator assessment of the depth of formation of early Paleozoic sedimentary basins of the Paleoasiatic ocean. *Geol. Geophys.*, **52**(10), 1488-1516. (In Russian)
- Senowbari-Daryan B. (1991) “Sphinctozoa” An overview. *Fossil and Recent Sponges*. (Eds J. Reitner, H. Keupp). Berlin, Springer, 224-241.
- Senowbari-Daryan B. (2005) Hypercalcified sphinctozoan sponges from Upper Triassic Norian-Rhaetian reefs of the Nayband Formation (central and northeast Iran). *Jahrb. Geol. Bundesanst*, **145**, 171-277.
- Senowbari-Daryan B., García-Bellido D.C. (2002) Fossil “Sphinctozoa”: Chambered Sponges (Polyphyletic). *Systema Porifera: A Guide to the Classification of Sponges*. (Eds J.N.A. Hooper, R.W.M. Van Soest), N. Y., Kluwer Academic, Plenum Publishers, 1523-1546.
- Senowbari-Daryan B., Rigby J.K. (1988) Upper Permian segmented sponges from Djebel Tebaga, Tunisia. *Facies*, **19**, 171-250.
- Senowbari-Daryan B., Rigby J.K. (2011) Sphinctozoan and Inozoan Hypercalcified Sponges: An overview. Pt E, Revised. V. 4, ch. 7. *Treatise Online*, **28**, 1-90.
- Shmeleva L.A. (2014) Paleolandscape reconstruction of the Upper Ordovician reef B. Kos'yu (Ilych river, Northern Urals). *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta*. Materialy 23-i nauch. konf. [Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment: Proc. of the 23-rd Sci. Conf.]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 146-149. (In Russian)
- Shmeleva L.A. (2016) Litho-paleoecological characteristics of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals). *Litosfera*, **1**, 154-162. (In Russian)
- Shmeleva L.A. (2018) Variability of sponge-microbial communities in the structure of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Ilych river, Northern Urals). *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severouralskogo segmenta*. Mater. 27-i nauch. konf. [Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment: Proc. of the 27-th Sci.

- Conf.]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 253-257. (In Russian)
- Shuiskii V.P., Klyuzhina M.L. (1989) On the organogenic buildings of the Ordovician in the Urals. *Novye dannye po geologii Urala i Srednei Azii* [New data on the Geology of the Urals and Central Asia]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 127-137. (In Russian)
- Soja C.M., Mitchell M., Newton A.J., Vendetti J., Visaggi C., Antoshkina A.I., White B. (2003) Paleoecology of sponge – ?hydroid associations in Silurian microbial reefs. *Palaios*, **18**, 225-235.
- Sonderholm M., Harland T.L. (1989) Franklinian Reef Belt, Silurian, North Greenland. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **13**, 356-366.
- Sorokin Yu.I. (1990) *Ekosistemy korallovykh rifov* [Coral reef ecosystems]. Moscow, Nauka Publ., 503 p. (In Russian)
- Talent J.A. (1988). Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? *Senckenbergian Lethanaea*, **3**(4), 315-368.
- Uilson Dzh. L. (1980) *Karbonatnye faktsii v geologicheskoi istorii* [Carbonate facies in geological history]. Moscow, Nedra Publ., 463 p. (In Russian)
- Webby B.D. (2002) Patterns of Ordovician reef development. *Phanerozoic Reef Patterns*. (Eds W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, 129-179.
- Zhuravlev A.Yu. (1992) Was North America ever a Chukotka terrane? *International Conference on arctic margins*. Anchorage, Alaska, 66.
- Zhuravlev A.Yu., Nitetskii M.G. (1985) On the comparative morphology of archaeocyte and receptaculite. *Paleontol. Zh.*, **4**, 121-123. (In Russian)
- Zhuravleva I.T., Myagkova E.I. (1987) *Nizshie mnogokletchnye fanerozooya* [Lower multicellular organisms of Phanerozoic]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)

Первые данные о геохимии редкоземельных элементов и платиноидов в породах золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал)

С. Г. Ковалев¹, С. В. Мичурин¹, А. В. Маслов^{1,2}, А. А. Шарипова¹

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,
e-mails: kovalev@ufuras.ru, s_michurin@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 15.01.2020 г., принята к печати 17.02.2020 г.

Объект исследования. Изучались рудоносные породы золоторудного месторождения Улюк-Бар, расположенного на территории Башкирского мегантиклиниория (Южный Урал). **Методы.** Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), элементов платиновой группы (ЭПГ) и Au в рудоносных отложениях определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборах “ELAN-6100 DRC” и “Agilent 7700” с использованием компьютерной программы обработки данных “TOTALQUANT”, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов. Химический состав рудных минералов (самородное золото, пирит, пирротин, герсдорфит, халькопирит, арсенопирит и галенит) определен на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром LZ-5 и детекторами вторичных и отраженных электронов. **Результаты.** Установлена обогащенность рудоносных пород месторождения Улюк-Бар тяжелыми лантаноидами относительно песчаников и сланцев большеинзерской свиты вне пределов рудного поля. Показано, что благороднометалльная геохимическая специализация рудоносных отложений большеинзерской свиты месторождения Улюк-Бар по ряду параметров близка к таковой в породах машакской свиты Шатакского комплекса, сформировавшейся при воздействии среднерифейского магматизма на осадочные породы верхних этажей земной коры. На основе расчета возраста минералов тория и урана, а также по данным изотопных исследований Rb-Sr (996 ± 26 млн лет) и K-Ar (676–706 млн лет) методами, а также Pb-Pb методом по галенитам (950 млн лет) установлено, что оруденение сформировалось в два этапа, первый из которых связан с тектоно-термальной активизацией на границе среднего и позднего рифея, а второй реализовался около 600 млн лет назад. **Заключение.** Сделан вывод о том, что РЗЭ-ЭПГ-Au рудоносные отложения месторождения Улюк-Бар связаны с полихронными и полигенными процессами, вызванными среднерифейским магматизмом плутоновой природы, проявившимся на обширной территории, а также поздневенденским динамотермальным метаморфизмом коллизионного типа.

Ключевые слова: Южный Урал, месторождение Улюк-Бар, редкоземельные элементы, благородные металлы, рудоносные отложения, геохимическая специализация

First data on the geochemistry of rare earth elements and platinoids in the rocks of the gold mining deposit Ulyuk-Bar (the Southern Urals)

Sergei G. Kovalev¹, Sergei V. Michurin¹, Andrey V. Maslov^{1,2}, Aisylu A. Sharipova¹

¹Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia,
e-mails: kovalev@ufuras.ru, s_michurin@mail.ru

²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016,
Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 15.01.2020, accepted 17.02.2020

Research subject. The object of the study is the Ulyuk-Bar gold deposit ore-bearing rocks, located in the Bashkir meganticlinorium (the Southern Urals). **Methods.** The article presents the first data on the distribution of rare earth elements (REE), platinum group elements (PGE) and Au, obtained by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) on “ELAN- 6100 DRC” and “Agilent 7700” with the use of the computer data processing program “TOTALQUANT”, which includes automatic accounting of isotopic and molecular overlays on the mass spectral analytical lines of the determined

Для цитирования: Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Маслов А.В., Шарипова А.А. (2020) Первые данные о геохимии редкоземельных элементов и платиноидов в породах золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал). *Литосфера*, 20(4), 573–591. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-573-591

For citation: Kovalev S.G., Michurin S.V., Maslov A.V., Sharipova A.A. (2020) First data on the geochemistry of rare earth elements and platinoids in the rocks of the gold mining deposit Ulyuk-Bar (the Southern Urals). *Litosfera*, 20(4), 573–591. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-573-591

elements. The chemical composition of ore minerals (native gold, pyrite, pyrrhotite, gersdorffite, chalcopyrite, arsenopyrite, and galena) was determined using an REMMA-202M scanning electron microscope with an LZ-5 X-ray energy-dispersive spectrometer and detectors for secondary and reflected electrons. *Results.* As a result of the studies, the enrichment of heavy lanthanides from ore-bearing rocks of the Ulyuk-Bar deposit in comparison with the sandstones and shales of the Bolshoi Inzer Formation outside of the ore field was established. It is shown that the noble-metal geochemical specialization of ore-bearing sediments of the Bolshoi Inzer Formation of the Ulyuk-Bar deposit is similar in a number of parameters to rocks of the Mashak Formation of the Shatak complex, formed under the influence of Middle Riphean magmatism on sedimentary rocks of the upper layers of the earth's crust. Based on the calculation of the age of the minerals thorium and uranium, according to the isotopic studies of Rb-Sr (996 ± 26 Ma) and K-Ar (676–706 Ma) methods and galena by the Pb-Pb method (950 Ma), it was established that mineralization was formed in two stages. The first of which is associated with tectono-thermal activation at the border of the Middle and Late Riphean, and the second was realized about 600 Ma ago. *Conclusions.* It is concluded that the REE-EPG-Au taxonomy of ore-bearing deposits of the Ulyuk-Bar deposit is due to the polychrony and polygenicity of ore formation processes associated with the Middle Riphean plume magmatism, manifested over a vast territory, and the Late Vendian dynamothermal collisional metamorphism.

Keywords: Southern Ural, Ulyuk-Bar deposit, rare earth elements, noble metals, terrigenous deposits, geochemical specialization

ВВЕДЕНИЕ

В геологической истории формирование разновозрастных орогенных месторождений золота проходило в разнообразных геодинамических обстановках с проявлением разнотипного магматизма и метаморфизма, в силу чего вопросы их генезиса и источников вещества активно дискутируются в литературе (Бортников и др., 2004, 2007; Горбачев и др., 2010; Горячев, 2014; Викентьев и др., 2015). Проблема источников вещества остается нерешенной и для месторождений и рудопроявлений золота западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклиниорий), относимых к золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формациям. Указанные объекты распространены в Авзянском рудном районе и сосредоточены в Горноприисковой (месторождение Горный Прииск, рудопроявления Богряшка и Калашникова Жила), Исмакаевской (месторождение Улюк-Бар, рудопроявления Рамеева жила и Кургашлинское) и Акташской (рудопроявления Восточно- и Западно-Акташское) рудных зонах. Все указанные золоторудные объекты локализованы в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях рифея и приурочены к зоне Караташского глубинного разлома (Ковалев и др., 1999; Салихов и др., 2003).

Несмотря на длительную историю изучения золоторудных объектов Башкирского мегантиклиниория (Нечаев, 1982; Кац и др., 1986; Бердников, 1987; Рыкус, Сначев, 1999; Сазонов и др., 1999; Ковалев, Высоцкий, 2001; Сазонов, Коротеев, 2009; Мичурин и др., 2009, 2018; Ковалев и др., 2013а; Шарипова и др., 2017), многие вопросы их генезиса остаются открытыми. В частности, до сих пор не вполне выяснена связь оруденения с этапностью геодинамического развития региона, противоречивы оценки многофакторного воздействия тектонических движений, магматизма и метаморфизма на процесс рудообразования и др. В настоящей работе предпринята попытка решения некоторых из пере-

численных выше вопросов на основе данных о геохимической специализации рудоносных пород месторождения Улюк-Бар.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЮК-БАР

Месторождение Улюк-Бар расположено в осевой части Башкирского мегантиклиниория в зоне распространения отложений большеинзерской свиты нижнего рифея (рис. 1). В настоящее время месторождение разрабатывается ООО "Строй-ТехИнвест". Рудная зона, сложенная серицит-полевошпат-кварцевыми песчаниками (рис. 2а, б), приурочена к запрокинутому на восток под углом 80–85° западному крылу Айгирской антиклинали. В восточном крыле этой структуры песчаники падают на восток под углом 60–65°. Ядро антиклинали представлено сильно сжатыми и расклivажированными породами сланцево-алевролитового состава.

В пределах месторождения установлены два дайкообразных тела габбродолеритов, которые прослежены в субмеридиональном направлении на расстоянии до 1 км. В непосредственной близости от рудной зоны они сильно изменены и рассланчованы. В них сохраняется офитовая структура и присутствуют реликты роговой обманки (горнбленит), плагиоклаза с гематитом, миндалины выполнены хлоритом. Вмещающие их сланцы и алевролиты карбонатизированы и серицитизированы.

Породы рудоносного комплекса месторождения Улюк-Бар характеризуются развитием зон трещиноватости, смятия, сопровождающихся корами химического выветривания линейно-площадного типа, в которых преобладают продукты начальных стадий разрушения – дезинтеграции, выщелачивания и гидратации. По данным минералогического и рентгенофазового анализов установлено, что глинисто-щебнистые образования коры выветривания состоят из кварца (70–80%), мусковита (5–

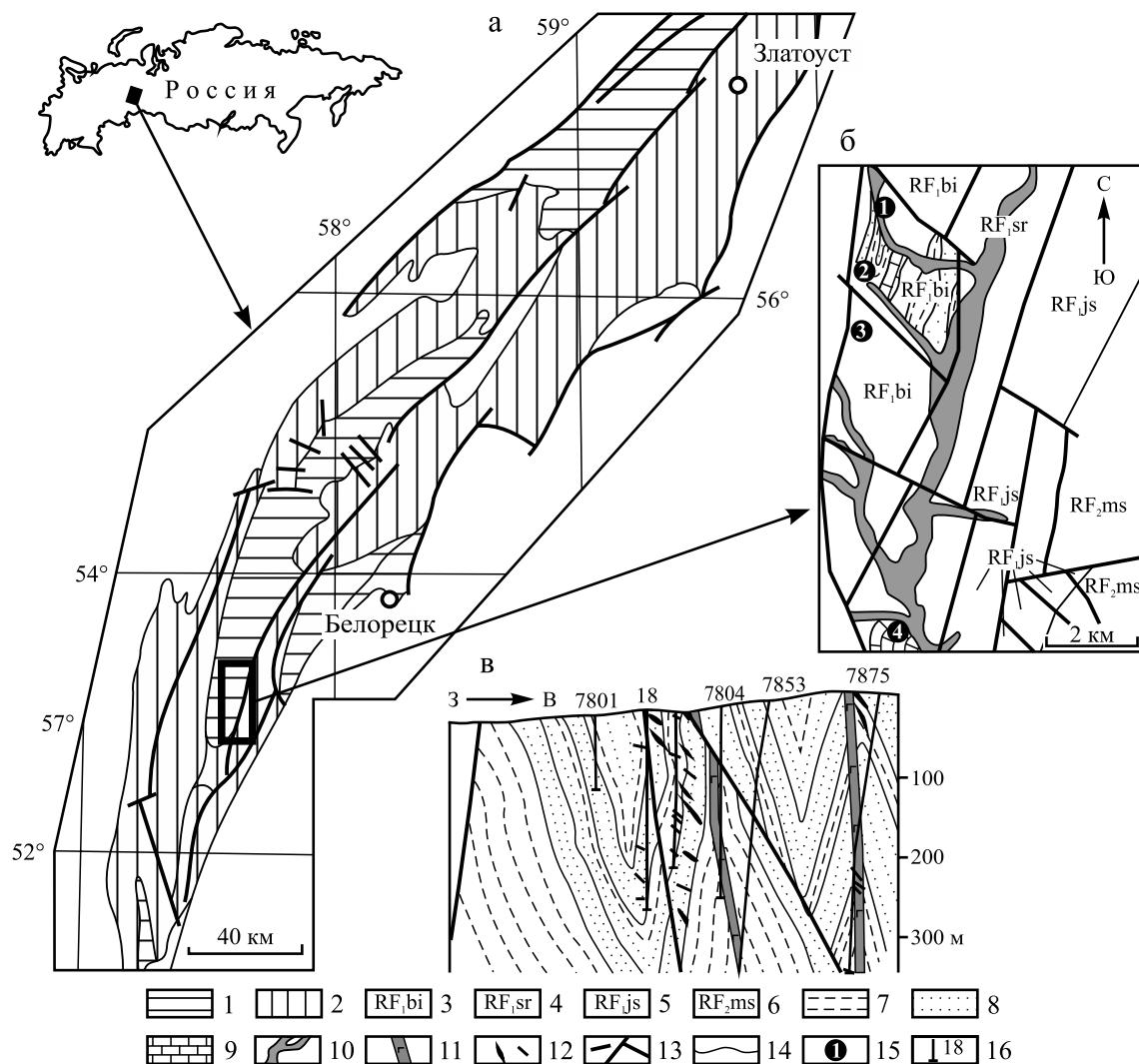


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Башкирского мегантиклинория (а) и Исмакаевской рудоносной зоны (б) с разрезом месторождения Улюк-Бар (в).

1 – нижнерифейские отложения нерасчлененные; 2 – среднерифейские отложения нерасчлененные; 3 – большенизерская свита; 4 – суранская свита; 5 – юшинская свита; 6 – машакская свита; 7 – глинистые сланцы; 8 – алевропесчаники и песчаники; 9 – карбонатные породы; 10 – четвертичные отложения; 11 – дайки габбродолеритов; 12 – кварцевые жилы; 13 – тектонические нарушения; 14 – литологические границы; 15 – рудные объекты (1 – Кургашлинское, 2 – Улюк-Бар, 3 – Рамеева жила, 4 – Богряшка); 16 – скважины и их номера.

Fig. 1. Geological scheme for the central part of the Bashkir meganticlinorium (a) and Ismakaevsk ore zone (b) with section Ulyuk-Bar deposit (b).

1 – Lower Riphean sediments not divided; 2 – Middle Riphean sediments not divided; 3 – Bolshoi Inser Formation; 4 – Suran Formation; 5 – Yusha Formation; 6 – Mashak Formation; 7 – clay shales; 8 – siltstones and sandstones; 9 – carbonate rocks; 10 – Quaternary sediments; 11 – dikes of gabbrodolites; 12 – quartz veins; 13 – faults; 14 – lithological boundaries; 15 – ore objects (1 – Kurgashly, 2 – Ulyuk-Bar, 3 – Rameev Vein, 4 – Bogryashka); 16 – wells and their numbers.

20%), каолинита (5–10%), хлорита (до 5%) и гетита (до 5%). Количество рудных минералов (сульфидов) составляет $\approx 0.05\%$ (Ковалев и др., 2013).

Основной морфологической разновидностью руд являются пологозалегающие в 30–40-метровом пласте песчаников кварцевые жилы лестничного типа с многочисленными раздувами, пережимам и системами оперяющих прожилков. Мощ-

ность отдельных жил в раздувах достигает 2 м, протяженность редко превышает 30 м. Содержания золота достигают в обогащенных рудных кустах сотен г/т, но в целом в пересчете на жильную массу обычно составляют не более 2 г/т. По падению золотоносные жилы прослежены до глубины более 200 м. Результаты технологических исследований прожилково-вкрапленных руд штокверкового типа,

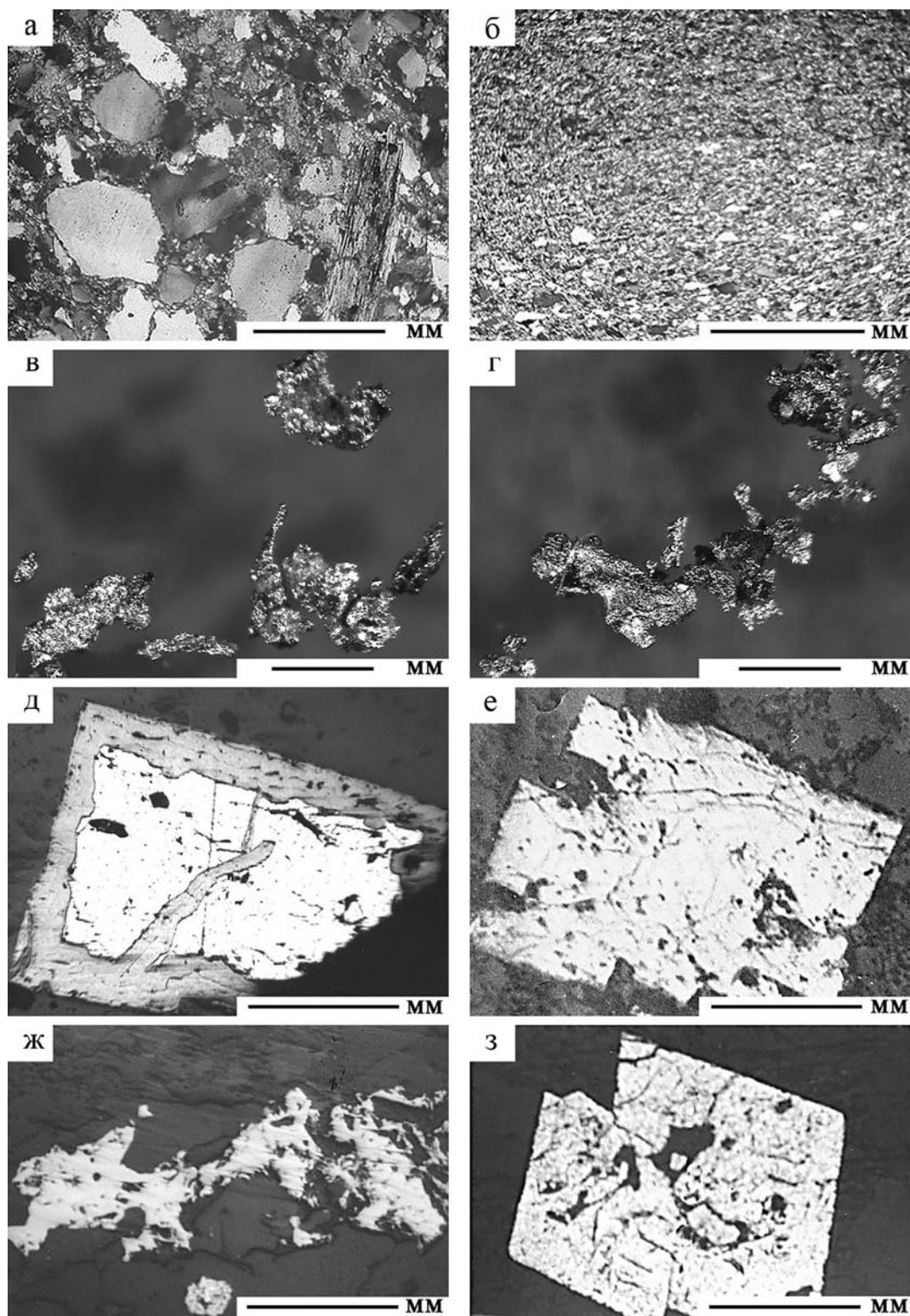


Рис. 2. Микрофотографии пород и минералов месторождения Улюк-Бар.
а – алевропесчаник; б – глинистый сланец; в, г – самородное золото из коры выветривания; д – пирит I с лимонитовой ру-
башкой; е – герцдорфит I; ж – халькопирит-пирротиновый прожилок; з – сросток кристаллов арсенопирита.

Fig. 2. Microphotographs of rocks and minerals of the Ulyuk-Bar deposit.

а – алевропесчаник; б – глинистый сланец; в, г – самородное золото из коры выветривания; д – пирит I с лимонитовой ру-
башкой; е – герцдорфит I; ж – халькопирит-пирротиновый прожилок; з – сросток кристаллов арсенопирита.

проведенные ЦНИГРИ, показали, что они относятся к малосульфидному золото-кварцевому типу со средним содержанием Au 1.7 г/т (Ковалев и др., 2013б).

Околорудные метасоматические преобразования выражены маломощными зонами кварц-серийцит-карбонатных метасоматитов с сульфидной вкрапленностью.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение в образцах песчаников, алевролитов, сланцев и терригенно-карбонатных пород, отобранных из керна скв. № 18, пробуренной в пределах месторождения Улюк-Бар, концентраций петрогенных оксидов, As и S_{общ} выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубы с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для SiO₂ и Al₂O₃ составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас. %), TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO, K₂O, P₂O₅ и S_{общ} – 0.01, MgO – 0.2, As – 0.001.

Концентрации редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Способ переведения проб в раствор осуществлялся или сплавлением с метаборатом лития и растворением сплава в азотной кислоте, или разложением с использованием концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот. Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью Р = 0.95 получение результатов анализа с погрешностью, не превышающей значений, приведенных в ОСТ 41-08-214-04 для III категории точности. Расширенная неопределенность (extended uncertainty (k = 2)) не превышает заданной по формуле Ноггвitz для лабораторий чистой геохимии по результатам регулярного участия лаборатории в международной программе Geoanalytical proficiency testing (GeoPT). Анализ подготовленных растворов проводили на приборах “ELAN-6100 DRC” и “Agilent 7700” с использованием компьютерной программы обработки данных “TOTALQUANT”, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов. Данный метод предусматривает использование многоэлементного калибровочного раствора одной концентрации, что обусловлено широким динамическим диапазоном прибора, а именно: принцип линейности зависимости аналитического сигнала от концентрации определяемых элементов выполняется в пределах 8 порядков единиц концентрации. Оперативный контроль внутрилабораторной (промежуточной) прецизионности по факторам “время” и “оператор”

и статистический контроль правильности выполнялись в соответствии с ОСТ 41-08-214-04 “Внутренний лабораторный контроль точности (правильности и прецизионности) результатов количественного химического анализа” и ОСТ 41-08-265-04 “Статистический контроль точности (правильности и прецизионности) результатов количественного химического анализа”.

Количественное определение содержания благородных металлов (Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) в 30 образцах из скв. № 18 и № 2 проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ. Способ переведения проб в раствор осуществлялся посредством их разложения смесью концентрированных кислот (плавиковой, серной, фосфорной и щавелевой), сплавления остатка с пероксидом натрия, растворения сплава в хлороводородной кислоте с последующим анализом растворов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Диапазоны концентраций элементов, определяемых в соответствии с данной методикой, соответствуют:

№ п.п.	Элемент	Диапазон, мг/кг	
		Минимум	Максимум
1	Au	0.002	50
2	Pt	0.002	10
3	Pd	0.002	50
4	Rh	0.002	5.0
5	Ru	0.002	2.0
6	Ir	0.002	1.0

Методика измерений обеспечивает с вероятностью Р = 0.95 получение результатов анализа с точностью, соответствующей III категории по ОСТ 41-08-212-04. Способ разложения проб основан на частичном неокислительном разрушении смесью кислот, промывании, высушивании и озолении остатка, сплавлении его с пероксидом натрия и растворении сплава в хлороводородной кислоте. Принципы, заложенные в основу данной методики, обеспечивают ее универсальность по отношению к пробам различного состава. Анализ подготовленных растворов проводили на приборе “AGILENT 7700x” фирмы “Agilent Technologies”, США, с использованием компьютерной программы обработки данных количественного анализа, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов. Данный метод предусматривает автоматическое построение градуировочных графиков по калибровочным растворам в интервале концентраций элементов 0.1–100 мкг/дм³. Количественное содержание каждого элемента вычисляется автоматически путем сравнения сигналов элементов (масс-спектров) рабочей пробы и калибровочной смеси. Контроль качества результатов выполнялся в соответствии с отраслевыми стандартами ОСТ 41-08-214-04 и ОСТ 41-08-265.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЮК-БАР

Самородное золото, иногда в виде относительно крупных зерен, наблюдается в гнездах сульфидов, часто на их контактах, в интерстициях и в жильном кварце, в ксенолитах песчаников и сланцев, в зальбандах кварцевых жил. Размеры золотин из коры выветривания, среди которых преобладают полностью высвобожденные дендриты, проволочки, пластинки, колеблются в пределах от 0.05 до 1.0 мм. Более крупные золотины представлены комковато-неправильными губчатыми сростками, пластинками и дендритами (см. рис. 2в, г), часто с примазками и рубашками гидроксидов железа бурого цвета. Присутствуют также сростки золота с прозрачным бесцветным кварцем, лимонитом и кварц-лимонитовым агрегатом. Пробность Au составляет 850–960.

Среди сульфидных минералов обнаружены пирит, пирротин, герсдорфит, халькопирит, арсенопирит и галенит. Золотоносные сульфиды встречаются преимущественно в песчаниках, будучи образованными в результате замещения ранних “безрудных” пиритовых генераций арсенопиритом и его ассоциацией с мышьяковистым пиритом при движении флюидов ($T = 250$ – 450°C) по зонам разломов (Мичурин и др., 2018). Этот процесс отражается в зональном распределении мышьяковистого пирита и содержания мышьяка в породах. Доля пирита с проводимостью р-типа, обусловленной примесью As, увеличивается с глубиной, а зоны развития и высокого содержания мышьяка в породах контролируются разрывными нарушениями.

Пирит представлен тремя разновидностями (Ковалев и др., 2013а). Пирит I ($\text{S} = 52.30$, $\text{Fe} = 45.64$, $\text{As} = 0.06$, $\text{Ni} = 0.12$, $\text{Co} = 0.56$, $\text{Au} = 5$; здесь и далее содержание Au в г/т, концентрации остальных компонентов в мас. %) встречается в виде кристаллов кубического габитуса с многочисленными включениями породообразующих и жильных минералов (см. рис. 2д). Пирит II ($\text{S} = 51.92$ – 52.25 , $\text{Fe} = 44.93$ – 45.86 , $\text{As} = 0.6$ – 1.31 , $\text{Ni} = 0.04$ – 0.71 , $\text{Co} = 0.03$ – 0.06 , $\text{Au} = 3$ – 12) образует агрегаты и единичные выделения кубической формы с чистой поверхностью, иногда с включениями халькопирита и редко – пирротина. Как правило, пирит II ассоциирует с герсдорфитом, давая сростки с ровной границей срастания. Пирит III ($\text{S} = 52.70$ – 52.92 , $\text{Fe} = 45.83$ – 46.07 , $\text{As} = 0.00$, $\text{Ni} = 0.01$ – 0.02 , $\text{Co} = 0.04$ – 0.05 , $\text{Au} = 15$ – 21) – это редко встречающиеся мелкие кристаллы различной формы (кубические, гексаоктаэдрические и др.), часто в ассоциации с халькопиритом, галенитом и пирротином, заключенными в жильных минералах – кальците и кварце. В его составе содержатся максимальные количества золота.

Герсдорфит представлен двумя разновидностями, первая из которых образует либо отдельные кристаллы октаэдрической формы размером 0.01 мм, либо находится в ассоциации с пиритом II и пирротином (см. рис. 2е). Герсдорфит I характеризуется высоким содержанием железа, которое изоморфно замещает никель ($\text{S} = 19.63$ – 20.10 , $\text{Fe} = 10.42$ – 14.10 , $\text{As} = 44.8$ – 45.81 , $\text{Ni} = 20.29$ – 24.09 , $\text{Co} = 0.02$ – 0.38). Вторая разновидность – маложелезистый герсдорфит – образует мелкие кристаллы, находящиеся в кварце или других жильных минералах ($\text{S} = 19.37$ – 19.40 , $\text{Fe} = 1.41$ – 4.88 , $\text{As} = 44.37$ – 44.56 , $\text{Ni} = 29.34$ – 33.56 , $\text{Co} = 0.17$ – 0.27).

Пирротин ($\text{S} = 37.49$ – 38.81 , $\text{Fe} = 54.97$ – 58.11 , $\text{As} = 0$ – 0.05 , $\text{Ni} = 1.22$ – 3.37 , $\text{Co} = 0.03$ – 0.04 , $\text{Au} = 0$ – 5) практически всегда ассоциирует с халькопиритом и, как правило, образует вrostки в пирите II и герсдорфите I. Размер его зерен не более 0.05 мм, реже встречаются выделения (до 1 мм) сложной формы, вытянутые согласно слоистости пород (см. рис. 2ж).

Халькопирит, как и герсдорфит, представлен двумя разновидностями, первая из которых образует микропрояилки совместно с пирротином и/или пиритом (см. рис. 2ж), а вторая представлена мелкими включениями в пирите или герсдорфите. Халькопирит II наблюдается в виде мелкой сыпи или микропрояилков в жильных кальците и кварце. По химическому составу обе разновидности сходны ($\text{S} = 34.46$, $\text{Fe} = 29.40$, $\text{Cu} = 33.76$, $\text{Ni} = 0.02$).

Арсенопирит представлен коротко- или длиннопризматическими и ромбовидными кристаллами. Как правило, он не образует прожилковых выделений, а встречается в виде отдельных кристаллов либо их сростков (см. рис. 2з). Примесь никеля в его составе может служить косвенным признаком псевдоморфного замещения герсдорфита арсенопиритом ($\text{S} = 20.85$, $\text{Fe} = 34.76$, $\text{As} = 44.75$, $\text{Ni} = 0.15$, $\text{Co} = 0.08$ – 0.38).

Галенит наблюдается в виде редких зерен размером до 0.01 мм, раздробленных по спайности. Более мелкие ксеноморфные зерна в ассоциации с пиритом III фиксируются в кварце. В составе галенита отмечается существенная примесь Bi ($\text{S} = 13.46$, $\text{Bi} = 1.16$, $\text{Pb} = 85.14$, $\text{Au} = 16$).

Кроме того, в породах обнаружены магнетит, гематит, гетит, ярозит, молибденит, алтант, гидроксиды Mn , ильменит и рутил.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЮК-БАР

При сравнительном анализе содержаний РЗЭ и благородных металлов в различных типах рудоносных пород месторождения Улюк-Бар используются материалы по отложениям большеинзерской свиты из района д. Бзяк, которые являются север-

ным продолжением Исмакаевская рудной зоны, приуроченной к Карагашскому разлому. Указанный район расположен примерно в 15 км к северу от рудопроявления Кургашлинское (см. рис. 1). Для отложений характерны интенсивная изоклиническая складчатость, кливажирование пород и развитие многочисленных трещин отрыва и скальвания; широко развиты прожилковое окварцевание, карбонатизация и серicitизация. В песчаниках и карбонатно-глинистых сланцах присутствует обильная сульфидная минерализация, представленная пиритом, пирротином и халькопиритом. В ассоциации с сульфидами обнаружен кобальтин, торит, торианит, ураноторит и уранинит (Мичурин и др., 2010; Ковалев и др., 2017). В 2 км восточнее д. Бзяк среди песчаников большеинзерской свиты расположена кварцевая жила, мощностью около 8.5 м, в пробах-протолочках из зоны контакта которой были обнаружены единичные знаки мелкого золота (Мичурин и др., 2009), а по результатам атомно-абсорбционного анализа в зальбандах жилы содержание Au составляет ≈ 0.5 г/т.

Для сравнительного анализа редкоземельной геохимической специализации терригенных отложений месторождения Улюк-Бар, кроме авторских материалов, использованы опубликованные ранее (Маслов и др., 2008) данные о распределении РЗЭ в фоновых¹ глинистых сланцах ($n = 17$) и песчаниках ($n = 14$) типового разреза большеинзерской свиты по р. Бол. Инзер.

Сумма РЗЭ в рудоносных отложениях месторождения Улюк-Бар колеблется от 43.68 до 259.64 г/т (табл. 1), составляя в среднем 127.50 г/т, что несколько ниже, чем в фоновых глинистых сланцах большеинзерской свиты, но значительно выше, чем в фоновых песчаниках (соответственно 154.20 и 83.70 г/т). В породах месторождения преобладают лантаноиды легкой группы: величина La/Lu изменяется от 57.70 до 217.85 (среднее – 112.44), а Ce/Yb – от 17.39 до 88.33 (среднее – 35.59), что в целом близко к значениям их в фоновых глинистых сланцах (соответственно 142.67 и 45.87) и песчаниках (соответственно 126.08 и 39.11) большеинзерской свиты.

На графиках содержаний РЗЭ в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар, а также в фоновых глинистых сланцах и песчаниках большеинзерской свиты, нормированных по верхней континентальной коре (McDonough, Sun, 1995) (рис. 3), при близости трендов друг к другу и к среднему составу коры между рассматриваемыми порода-

ми наблюдаются довольно существенные различия. В частности, рудоносные породы месторождения Улюк-Бар по отношению к фоновым сланцам и песчаникам большеинзерской свиты обогащены тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ, их среднее содержание составляет 11.21 г/т при разбросе минимальных и максимальных значений от 5.64 до 24.93 г/т). В глинистых сланцах большеинзерской свиты указанные параметры составляют соответственно 9.01, 4.98 и 14.95 г/т, а в песчаниках – 6.27, 4.19 и 10.56 г/т, тогда как ТРЗЭ_{cp} в земной коре равно 9.05 г/т (McDonough, Sun, 1995). Вероятнее всего, это свидетельствует о наличии в рудоносных отложениях месторождения Улюк-Бар ксенотима, описанного нами ранее в различных структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория (Ковалев и др., 2017).

Величина Eu/Eu* в рудоносных породах изменяется в целом в пределах от 0.53 до 0,92 и в только в одном случае составляет 1.46 (см. табл. 1), что свидетельствует о преобладающем нахождении европия в виде Eu³⁺ и служит показателем фракционирования РЗЭ в низкотемпературной обстановке при участии окисленного флюида (Bau, 1991). Значения Ce/Ce* в этих же отложениях меняются от 0.94 до 1.03 (см. табл. 1), что может служить доказательством некоторой стабильности окислительно-восстановительных условий на заключительных стадиях метаморфизма пород месторождения Улюк-Бар.

Ввиду того, что редкоземельная минерализация в Башкирском мегантиклинории часто сопровождается уран-ториевой (Ковалев и др., 2013а; 2017), представляется интересным рассмотреть вариации содержаний U и Th. В рудоносных породах месторождения Улюк-Бар U_{cp} составляет 2.20 (0.60–5.12), а Th_{cp} – 8.14 (1.56–15.3) г/т. В фоновых глинистых сланцах большеинзерской свиты величина U_{cp} равна 2.28 (0.74–3.15) г/т, что близко к значениям, характерным для рудоносных пород месторождения Улюк-Бар, в то время как Th_{cp} составляет 12.27 (1.09–20.59) г/т. В фоновых песчаниках большеинзерской свиты U_{cp} равно 1.08 (0.63–2.86) г/т, а содержание Th варьирует от 3.75 до 14.55 (среднее 6.33) г/т, то есть меньше, чем в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар и фоновых глинистых сланцах большеинзерской свиты.

На диаграмме Th–U (рис. 4) по углу наклона трендов, характеризующих описываемые разновидности пород, видно, что для фоновых сланцев и песчаников большеинзерской свиты присуща ториевая специализация, в то время как для рудоносных отложений месторождения Улюк-Бар – урановая. Результаты исследования U–Th минерализации в различных структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория (Ковалев и др., 2016) позволяют считать, что собственные

¹ Под “фоновыми” породами мы понимаем относительно слабо измененные постседиментационными, преимущественно изохимическими, процессами (катагенез и начальные этапы метагенеза) песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В данном случае это породы большеинзерской свиты вне пределов месторождения Улюк-Бар.

Таблица 1. Содержание редких элементов в терригенных отложениях месторождения Улюк-Бар, г/т, TiO_2 мас. %Table 1. The content of rare elements in terrigenous deposits of the Ulyuk-Bar deposit, ppm, TiO_2 wt %

№ п.п.	№ обр.	Be	TiO_2	V	Cr	Rb	Sr	Y
1	M462	<1.0	0.2	22.7	26.5	15.0	162.0	28.5
2	M464	<1.0	0.2	22.3	27.2	23.2	157.0	11.4
3	M465	<1.0	0.4	38.5	44.1	39.4	53.7	12.7
4	M466	<1.0	0.3	25.1	34.5	31.3	80.4	8.1
5	M467	<1.0	0.2	19.7	34.0	22.0	39.5	9.8
6	M468	1.0	0.2	23.1	34.1	40.2	77.4	8.2
7	M469	<1.0	0.2	23.4	33.3	22.6	71.5	18.8
8	M488	<1.0	0.3	29.2	159.0	26.3	69.8	6.9
9	M487	<1.0	0.2	26.7	35.7	15.9	33.8	8.6
10	M485	1.4	0.5	80.8	120.0	55.6	21.8	12.1
11	M482	1.6	0.5	62.7	62.2	99.1	231.0	24.0
12	M483	<1.0	0.5	50.7	191.0	65.3	22.0	11.1
13	M480	<1.0	0.1	9.63	22.4	5.6	135.0	11.8
14	M481	<1.0	0.2	15.9	118.0	9.9	126.0	15.3
15	M74	<1.0	0.4	36.9	38.2	37.4	90.2	12.9
16	M75	<1.0	0.4	42.3	41.3	42.1	74.6	7.1
17	M77	<1.0	0.1	18.0	12.7	11.9	794.0	17.1
18	M78	2.7	0.7	100.0	71.9	205.0	38.5	17.3
19	M79	1.1	0.3	41.0	34.6	74.0	307.0	26.7
20	M80	2.1	0.6	90.5	62.8	181.0	136.0	13.8
21	M82	1.8	0.6	96.5	62.9	188.0	37.9	9.8
22	M84	2.0	0.6	82.0	59.6	149.0	51.0	15.6
23	M479	<1.0	0.2	16.3	93.0	10.3	525.0	42.2
24	M85	2.4	0.6	92.8	63.0	167.0	187.0	24.0
25	M86	<1.0	0.4	46.6	43.8	31.8	110.0	16.6
26	M493	<1.0	0.5	62.8	102.0	113.0	26.1	18.2
27	M494	2.1	0.7	99.1	114.0	211.0	28.4	22.7
28	M88	1.5	0.5	71.3	56.5	127.0	25.8	20.9
29	M89	2.3	0.7	113.0	71.2	237.0	25.4	22.5
30	M90	3.0	0.7	115.0	71.8	238.0	33.0	12.9
№ п.п.	№ обр.	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	La	Ce
1	M462	139.0	3.88	<0.6	0.92	0.56	22.8	46.6
2	M464	142.0	3.92	<0.6	0.93	1.0	23.4	44.8
3	M465	211.0	6.25	<0.6	1.34	1.48	25.6	49.3
4	M466	236.0	4.9	<0.6	1.3	1.2	18.3	35.3
5	M467	138.0	3.46	<0.6	1.47	0.86	8.79	16.7
6	M468	220.0	4.2	<0.6	1.15	1.76	17.8	34.3
7	M469	161.0	3.78	<0.6	1.04	0.86	16.2	35.3
8	M488	190.0	4.59	<0.6	1.34	1.1	19.1	36.4
9	M487	178.0	3.96	<0.6	1.12	0.62	12.8	24.5
10	M485	338.0	8.26	<0.6	2.04	2.1	35.3	67.3
11	M482	194.0	11.2	0.79	1.72	3.55	35.6	70.6
12	M483	188.0	10.6	<0.6	1.56	1.93	31.7	58.4
13	M480	115.0	1.92	<0.6	0.9	0.19	11.2	22.2
14	M481	101.0	3.21	<0.6	0.98	0.27	13.7	28.8
15	M74	236.0	7.06	<0.6	1.2	1.25	14.5	29.3
16	M75	146.0	6.95	<0.6	1.38	1.26	14.5	27.8
17	M77	71.2	2.32	3.13	0.91	0.35	14.9	29.3
18	M78	162.0	13.9	<0.6	2.64	5.98	61	116
19	M79	91.8	6.33	<0.6	1.09	2.16	37.2	71.5
20	M80	134.0	12.4	0.64	2.45	5.12	37	71.2
21	M82	140.0	11.9	1.16	2.18	5.58	58	106
22	M84	135.0	11.8	0.87	2.17	4.17	30.6	58.5
23	M479	79.6	3.49	<0.6	0.75	0.28	27.7	57.6
24	M85	166.0	12.9	1.32	1.85	4.49	35.2	69.0
25	M86	170.0	7.4	<0.6	1.09	0.96	18.8	38.2
26	M493	178.0	10.6	0.61	1.74	2.75	38.4	73.9
27	M494	137.0	13.4	0.65	2.62	4.77	38.3	74.5
28	M88	158.0	11.4	<0.6	1.72	3.39	37.7	73.1
29	M89	159.0	14.9	1.28	2.61	6.13	52.9	99.9
30	M90	158.0	15.2	1.73	2.64	6.18	34.2	66.0

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

№ п.п.	№ обр.	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	m462	5.71	23.2	4.66	0.96	4.23	0.73	4.69
2	m464	5.16	19.0	3.33	0.82	2.6	0.37	2.18
3	m465	5.63	20.9	3.54	0.77	3.05	0.41	2.37
4	m466	3.91	14.8	2.56	0.55	2.16	0.28	1.48
5	m467	1.96	7.72	1.56	0.49	1.72	0.3	1.87
6	m468	3.82	14.2	2.5	0.52	2.1	0.27	1.54
7	m469	4.38	18.9	4.05	0.67	3.69	0.53	3.09
8	m488	3.95	15.0	2.45	0.48	1.98	0.25	1.39
9	m487	2.76	10.3	1.97	0.36	1.75	0.26	1.51
10	m485	7.64	27.4	4.42	0.78	3.21	0.41	2.32
11	m482	7.97	30.6	5.73	1.37	5.05	0.76	4.48
12	m483	6.21	20.5	3.35	0.72	2.58	0.35	1.94
13	m480	2.72	10.6	2.48	0.53	2.44	0.38	2.04
14	m481	3.54	14.4	3.29	0.58	3.18	0.45	2.63
15	m74	3.59	13.4	2.59	0.48	2.45	0.36	2.11
16	m75	3.16	11.4	2.22	0.47	1.87	0.23	1.26
17	m77	3.34	12.8	2.46	1.22	2.66	0.4	2.36
18	m78	13.1	46.2	7.53	1.42	5.54	0.68	3.33
19	m79	8.19	29.7	5.64	1.29	5.06	0.83	4.75
20	m80	8.04	28.3	4.69	1.2	3.62	0.48	2.61
21	m82	11.4	38.8	6.37	1.36	4.21	0.47	2.15
22	m84	6.37	22.3	3.6	0.87	2.93	0.41	2.49
23	m479	7.07	28.7	6.6	1.51	7.05	1.18	7.24
24	m85	7.88	28.7	5.2	1.29	4.53	0.7	4.13
25	m86	4.49	17.5	3.75	0.7	3.52	0.54	3.07
26	m493	8.24	29.6	5.1	1.01	3.96	0.57	3.3
27	m494	8.63	30.7	5.15	1.16	4.14	0.65	4.04
28	m88	8.25	29.8	5.27	1.06	4.42	0.63	3.9
29	m89	11.3	39.0	6.38	1.37	4.99	0.69	4.18
30	m90	7.26	25.8	4.36	0.89	3.31	0.44	2.29

№ п.п.	№ обр.	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
1	m462	0.96	2.81	0.39	2.61	0.38	3.8
2	m464	0.43	1.46	0.22	1.68	0.26	4.13
3	m465	0.45	1.31	0.21	1.43	0.21	6.15
4	m466	0.3	0.93	0.15	0.98	0.17	6.63
5	m467	0.33	0.99	0.15	0.96	0.14	3.81
6	m468	0.29	0.83	0.14	0.87	0.15	5.76
7	m469	0.65	1.69	0.24	1.42	0.19	4.41
8	m488	0.26	0.79	0.12	0.83	0.15	5.26
9	m487	0.3	0.94	0.14	0.93	0.14	4.83
10	m485	0.43	1.36	0.2	1.33	0.19	9.18
11	m482	0.83	2.42	0.36	2.51	0.42	5.77
12	m483	0.41	1.32	0.2	1.36	0.21	5.54
13	m480	0.38	1.16	0.15	1.0	0.16	3.18
14	m481	0.48	1.39	0.19	1.19	0.17	2.98
15	m74	0.45	1.35	0.18	1.25	0.21	6.56
16	m75	0.26	0.84	0.14	0.89	0.15	4.36
17	m77	0.46	1.36	0.18	1.14	0.15	2.0
18	m78	0.64	1.82	0.27	1.83	0.28	4.82
19	m79	0.92	2.76	0.39	2.58	0.41	2.69
20	m80	0.49	1.55	0.23	1.55	0.25	3.87
21	m82	0.36	1.11	0.16	1.2	0.21	3.96
22	m84	0.52	1.6	0.25	1.64	0.27	3.89
23	m479	1.35	3.83	0.52	3.28	0.48	2.1
24	m85	0.78	2.36	0.34	2.2	0.32	5.01
25	m86	0.56	1.64	0.22	1.43	0.22	4.68
26	m493	0.66	1.97	0.29	1.91	0.27	5.06
27	m494	0.82	2.6	0.37	2.37	0.34	3.93
28	m88	0.73	2.26	0.31	2.02	0.31	4.27
29	m89	0.81	2.55	0.36	2.48	0.38	4.61
30	m90	0.46	1.42	0.24	1.71	0.26	4.52

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ п.п.	№ обр.	Ta	W	Th	U	Eu/Eu*	Ce/Ce*
1	m462	0.33	<0.5	3.94	1.16	0.664	1.0
2	m464	0.27	<0.5	5.28	1.88	0.857	0.979
3	m465	0.49	0.65	6.68	1.55	0.720	0.988
4	m466	0.38	1.07	7.2	1.36	0.719	0.988
5	m467	0.28	0.71	1.56	1.23	0.919	0.948
6	m468	0.33	1.09	5.89	1.93	0.697	0.987
7	m469	0.29	0.61	4.35	1.01	0.532	1.033
8	m488	0.34	2.44	6.24	1.02	0.669	0.984
9	m487	0.3	0.87	5.38	0.88	0.596	0.971
10	m485	0.69	1.11	11.2	1.52	0.636	0.988
11	m482	0.85	1.21	10.6	3.87	0.782	1.0
12	m483	0.81	1.25	10.9	5.12	0.752	0.968
13	m480	0.14	<0.5	2.32	0.6	0.662	0.959
14	m481	0.23	0.52	3.42	0.86	0.551	1.0
15	m74	0.53	1.01	6.66	1.72	0.585	1.0
16	m75	0.54	0.9	5.94	1.51	0.709	0.973
17	m77	0.18	<0.5	2.51	1.88	1.466	0.989
18	m78	1.07	1.56	14.1	2.88	0.675	0.986
19	m79	0.47	0.87	6.15	1.56	0.742	0.976
20	m80	0.93	1.38	12.5	3.3	0.895	0.996
21	m82	0.95	1.26	12.2	3.28	0.807	0.957
22	m84	0.93	1.32	11.5	2.8	0.823	0.995
23	m479	0.26	<0.5	3.97	1.55	0.68	0.994
24	m85	0.98	1.93	12.2	3.78	0.817	0.998
25	m86	0.56	0.77	6.2	1.66	0.592	0.997
26	m493	0.82	1.09	10.6	2.67	0.691	0.991
27	m494	1.07	1.43	13.7	2.98	0.772	1.0
28	m88	0.87	1.11	10.7	2.41	0.675	0.993
29	m89	1.2	1.54	14.9	3.69	0.746	0.981
30	m90	1.16	1.48	15.3	4.31	0.721	0.997

Примечание. Eu/Eu* рассчитывалось по формуле $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$, Ce/Ce* рассчитывалось по формуле $Ce/Ce^* = Ce_n/((2La_n + Sm_n)/3)$. Значения нормированы по хондриту согласно (McDonough, Sun, 1995).

Note. Eu/Eu* was calculated by the formula $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$, Ce/Ce* was calculated by the formula $Ce/Ce^* = Ce_n/((2La_n + Sm_n)/3)$. Values are normalized to chondritic according to (McDonough, Sun, 1995).

минералы U появляются в гидротермально измененных породах, а генезис минералов Th более разнообразен. Исходя из сказанного можно сделать вывод о том, что рудоносные отложения в пределах месторождения Улюк-Бар подверглись гидротермальной проработке, тогда как фоновые глинистые сланцы и песчаники большеинзерской свиты вне месторождения подобных изменений не испытали.

Расчет возраста минералов тория и урана по их химическому составу из месторождения Улюк-Бар и из отложений большеинзерской свиты в районе д. Бзяк на северном продолжении Исмакаевской рудной зоны по методике (Bowles, 2002) дает два значения: по ураниниту – 922 ± 62 млн лет, по ториевым минералам – около 600 млн лет (Мичурин и др., 2010; Мичурин, Шарипова, 2011). Это согласуется с данными изотопных исследований по валовым образцам пород Rb-Sr (996 ± 26 млн лет) и K-Ar (676–706 млн лет) методами и галенитам Pb-Pb методом (950 млн лет), что указывает на два этапа формирования месторождения Улюк-Бар,

первый из которых происходил в связи с тектонотермальной активизацией на границе среднего и позднего рифея, а второй – около 600 млн лет назад (Мичурин и др., 2018).

Благороднометалльная геохимическая специализация рудоносных отложений месторождения Улюк-Бар заключается в следующем: содержания Au в проанализированных пробах варьируют от 0.001 до 0.55, Pt – от 0.001 до 0.0067, Pd – от 0.001 до 0.011 г/т (табл. 2). Количество Ir и Ru во всех разновидностях пород меньше предела обнаружения (0.002 г/т). Родий установлен в одном образце (0.0025 г/т). Отношение Pt/Pd изменяется от 0.41 до 1.75, при этом практически в половине исследованных нами образцов Pt/Pd > 1. Ранее аналогичные вариации Pt/Pd были получены только для терригенных отложений Шатакского комплекса (Ковалев и др., 2016). Величина отношения $\Sigma\text{ЭПГ}/\text{Au}$ также подвержена значительным колебаниям (от 0.01 до 6.61), что свидетельствует о перераспределении золота в процессе рудообразования.

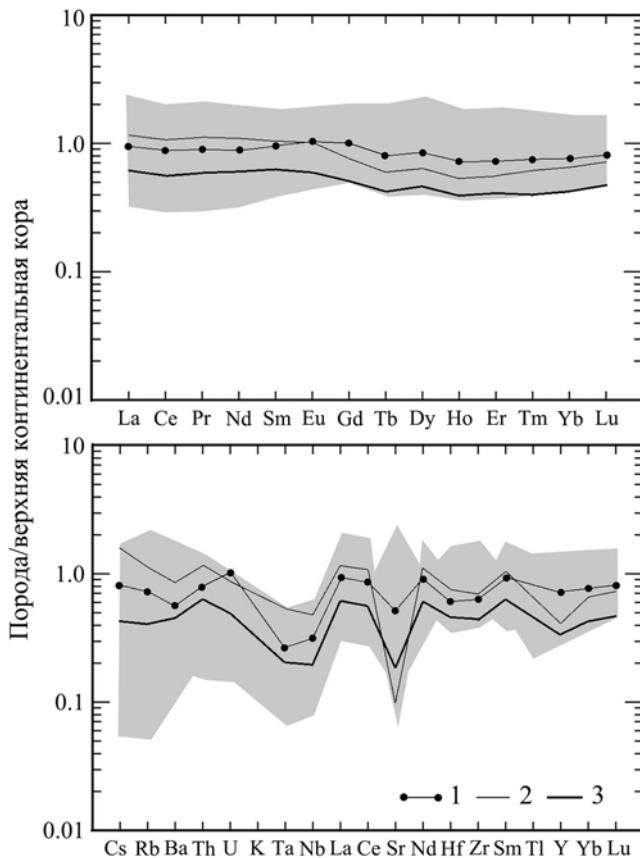


Рис. 3. Графики нормализованных по верхней континентальной коре (McDonough, Sun, 1995) средних содержаний РЗЭ и элементов-примесей в рудоносных отложениях месторождения Улюк-Бар (1), а также в фоновых глинистых сланцах (2) и песчаниках (3) большеинзерской свиты.

Серое поле – разброс значений в рудоносных отложениях месторождения Улюк-Бар.

Fig. 3. Graphs normalized by the upper continental crust according to (McDonough and Sun, 1995) the average REE and trace elements contents in ore-bearing deposits of the Ulyuk-Bar deposit (1), as well as in background shales (2) and sandstones (3) of the Bolshoi Inzer Formation.

The gray field is the scatter of values in the ore-bearing deposits of the Ulyuk-Bar deposit.

Анализ корреляционных связей благородных металлов с петrogenными и редкими элементами (табл. 3) показывает, что в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар Au, Pt и Pd концентрируются в разных минералах. Содержания этих элементов между собой имеют нулевые или крайне незначительные коэффициенты корреляции, наибольший из которых (0.16) отмечается для пары Au–Pt. Золото имеет сильную положительную корреляцию ($r = 0.996$) только с As и, следовательно, концентратором Au являются минералы мышьяка,

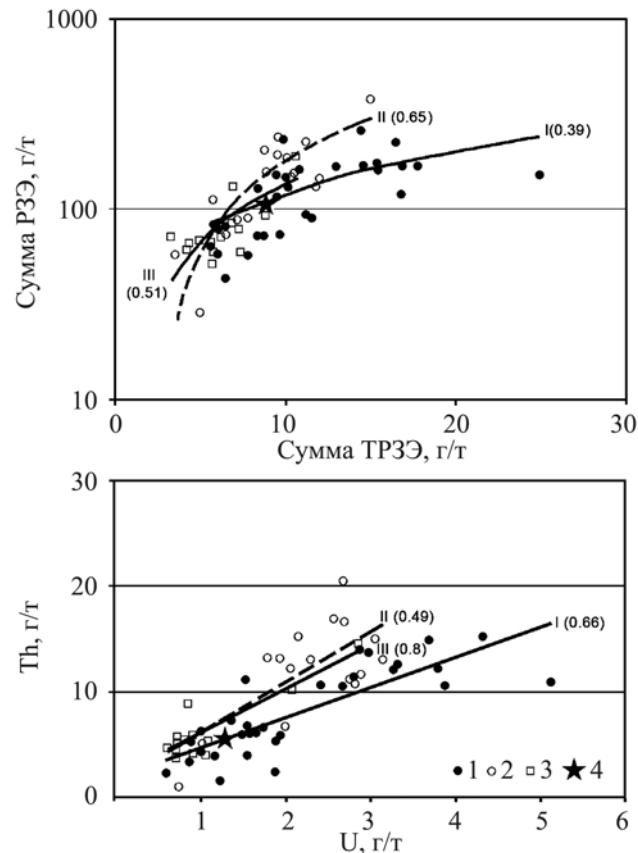


Рис. 4. Диаграммы $\Sigma\text{РЗЭ}$ – $\Sigma\text{ТРЗЭ}$ и Th – U для рудоносных пород месторождения Улюк-Бар (1), а также фоновых глинистых сланцев (2) и песчаников (3) большеинзерской свиты. Среднее содержание РЗЭ, Th и U (4) в земной коре по (McDonough, Sun, 1995).

Линии трендов: I – терригенные породы месторождения Улюк-Бар, II – глинистые сланцы большеинзерской свиты, III – песчаники той же свиты. В скобках величина достоверности аппроксимации.

Fig. 4. ΣREE – ΣHREE and Th–U diagrams for ore-bearing rocks of the Ulyuk-Bar deposit (1), as well as background shale (2) and sandstones (3) of the Bolshoi Inzer Formation. The average content of REE, Th, and U (4) in the Earth's crust according to (McDonough and Sun, 1995).

Lines of trends: I – terrigenous rocks of the Ulyuk-Bar deposit, II – clay shales of the Bolshoi Inzer Formation, III – sandstones of the same Formation. In parentheses, the approximation confidence value.

в первую очередь арсенопирит и мышьяковистый пирит. Этот факт согласуется с данными ранее проведенных исследований (Мичурин и др., 2009; Мичурин и др., 2018) и в очередной раз подтверждает, что геохимическая связь Au с As имеет наибольшее значение для поисков золота и выявления перспективных рудоносных участков в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория. Отсут-

Таблица 2. Содержание благородных металлов в терригенных отложениях и магматических породах месторождения Улюк-Бар, г/т**Table 2.** The content of precious metals in terrigenous deposits and igneous rocks of the Ulyuk-Bar deposit, ppm

№ п.п.	№ обр.	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
1	м462	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.006	0.003
2	м464	<0.002	<0.002	<0.002	0.006	0.004	0.004
3	м465	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.007
4	м466	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	<0.002	0.006
5	м467	<0.002	<0.002	<0.002	0.005	0.004	0.013
6	м468	<0.002	<0.002	<0.002	0.007	0.004	0.550
7	м469	<0.002	<0.002	<0.002	0.007	0.004	0.009
8	м488	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	0.020
9	м487	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	<0.002	0.003
10	м485	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	0.005
11	м482	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.006	0.007
12	м483	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.018
13	м480	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.003	0.015
14	м481	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.005	0.015
15	м74	<0.002	<0.002	<0.002	0.006	0.011	0.003
16	м75	<0.002	<0.002	<0.002	0.006	0.003	0.004
17	м77	<0.002	<0.002	0.0025	<0.002	0.011	<0.002
18	м78	<0.002	<0.002	<0.002	0.005	0.005	0.004
19	м79	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.010	0.004
20	м80	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	0.007	0.003
21	м82	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	0.004	0.005
22	м84	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.006
23	м479	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.009	0.010
24	м85	<0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.006	0.002
25	м86	<0.002	<0.002	<0.002	0.005	0.006	0.004
26	м493	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	0.016
27	м494	<0.002	<0.002	<0.002	0.005	<0.002	0.003
28	м88	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	0.004
29	м89	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.016
30	м90	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.002	0.005
31	09/9	<0.002	<0.002	0.002	0.014	0.021	0.006
32	09/10	<0.002	<0.002	0.002	0.010	0.015	0.004

Примечание. № 1–30 – терригенные породы месторождения; № 31, 32 – долериты.

Note. No. 1–30 – terrigenous rocks of the field; No. 31, 32 – dolerites.

ствие связи Au с S ($r = 0.11$) объясняется, по всей видимости, тем, что количество ранних незолотоносных генераций сульфидов в породах, вскрытых скв. № 18, превалирует.

Между Pt, SiO_2 и Na_2O корреляция положительная умеренная или слабая (соответственно $r = 0.41$ и 0.32); таким образом, платина, возможно, частично связана с процессами окремнения и альбитизации пород. Pd обнаруживает наиболее значимые коэффициенты корреляции с CaO (0.73), Sr (0.72), MnO (0.63) и MgO (0.42), что свидетельствует о его связи с жильными карбонатными минералами, в первую очередь с кальцитом, который, по сравнению с доломитом, содержит более высокие концентрации Sr и Mn. Следует отметить также и то, что Pd – единственный элемент из платиновой группы, который имеет положительные слабые и умеренные коэффициенты корреляции (0.30–0.41) со всеми

ТРЭЭ, а также иттрием ($r = 0.46$). Вероятно, Pd, помимо кальцита, частично связан с редкоземельной (ксенотитовой) минерализацией.

Из анализа диаграммы нормированных по континентальной коре (Wedepohl, 1995) содержаний ЭПГ и Au (рис. 5а) следует, что: 1) содержания благородных металлов в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар превышают их количество в земной коре в 8–10 раз; 2) тренды, характеризующие распределение благородных металлов в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар и породах из северного продолжения Исмакаевской рудной зоны, практически полностью идентичны. Это позволяет предполагать единый процесс формирования благороднометалльной специализации пород в пространственно разобщенных частях рудной зоны.

Несмотря на то что родий установлен только в одном образце, его присутствие в породах место-

Таблица 3. Коэффициенты корреляции Au, Pt, Pd с петрогенными оксидами и редкими элементами в терригенных породах месторождения Улюк-Бар (скв. № 18)

Table 3. Correlation coefficients of Au, Pt, Pd with petrogenic oxides and trace elements in terrigenous rocks of the Ulyuk-Bar deposit (well No. 18)

Элемент	Au	Pt	Pd	Элемент	Au	Pt	Pd
SiO ₂	0.17	0.41	-0.59	Nb	-0.18	-0.23	-0.25
TiO ₂	-0.18	-0.21	-0.36	Mo	-0.13	-0.30	0.25
Al ₂ O ₃	-0.15	-0.22	-0.33	Sn	-0.13	-0.20	-0.39
Fe ₂ O ₃	-0.12	-0.23	-0.32	Cs	-0.07	-0.23	-0.22
MnO	-0.06	-0.10	0.63	La	-0.15	-0.44	-0.15
MgO	-0.18	-0.38	0.42	Ce	-0.16	-0.44	-0.12
CaO	-0.06	-0.17	0.73	Pr	-0.17	-0.43	-0.08
Na ₂ O	-0.08	0.32	0.00	Nd	-0.18	-0.42	-0.03
K ₂ O	-0.11	-0.23	-0.23	Sm	-0.20	-0.39	0.13
P ₂ O ₅	0.04	0.15	-0.01	Eu	-0.22	-0.43	0.35
S _{общ}	0.11	-0.30	-0.05	Gd	-0.20	-0.37	0.34
As	0.99	0.20	-0.07	Tb	-0.21	-0.31	0.41
Be	0.03	-0.20	-0.13	Dy	-0.20	-0.28	0.40
V	-0.18	-0.24	-0.26	Ho	-0.20	-0.28	0.40
Cr	-0.11	-0.30	-0.42	Er	-0.23	-0.28	0.36
Rb	-0.11	-0.24	-0.22	Tm	-0.21	-0.28	0.31
Sr	-0.08	-0.21	0.73	Yb	-0.23	-0.27	0.30
Y	-0.20	-0.29	0.47	Lu	-0.21	-0.25	0.30
Zr	0.21	0.16	-0.42	Hf	0.15	0.16	-0.42

Примечание. Полужирным выделены коэффициенты корреляции выше 0.3.

Note. Correlation coefficients above 0.3 are highlighted in bold.

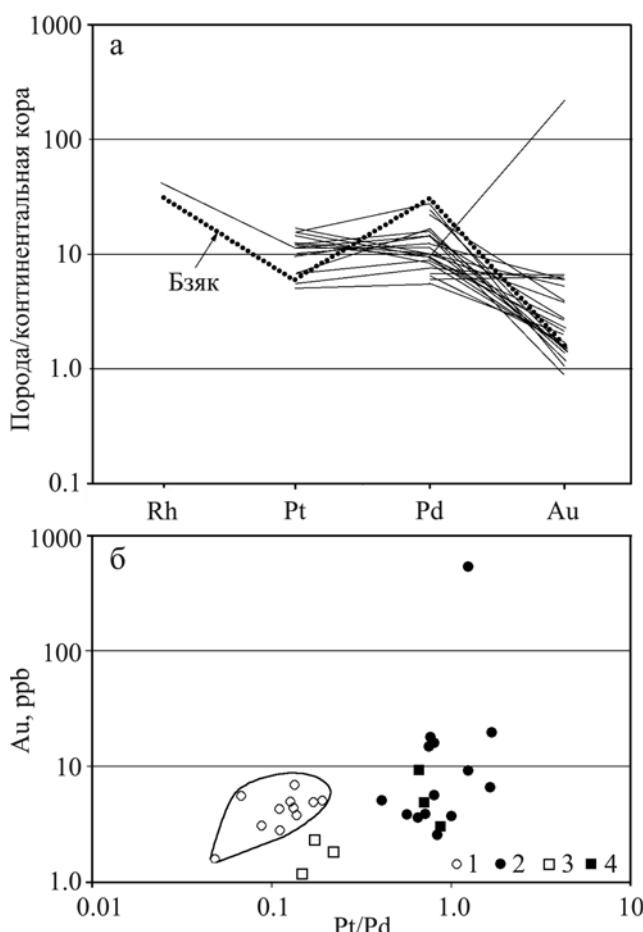


Рис. 5. График нормированных по континентальной коре (Wedepohl, 1995) содержаний благородных металлов (а) и диаграмма Au-Pt/Pd (б) для рудоносных пород месторождения Улюк-Бар и средних составов осадочных образований Башкирского мегантиклиниория.

Средние содержания для: 1 – фоновых терригенных пород Башкирского мегантиклиниория, 2 – рудоносных пород месторождения Улюк-Бар, 3 – метаморфизованных отложений северного фланга Исмакаевской рудной зоны, 4 – метаморфизованных отложений Шатакского комплекса (RF_2) и Улуелгинско-Кудашмановской зоны (RF_2). 1, 3, 4 – по (Ковалев и др., 2016).

Fig. 5. The graph of normalized abundance values for the continental crust (Wedepohl, 1995) (a) and the Au-Pt/Pd diagram (b) for ore-bearing rocks of the Ulyuk-Bar deposit and the average composition of sedimentary formations of the Bashkir meganticlinorium.

The average contents for: 1 – background terrigenous rocks of the Bashkir meganticlinorium, 2 – ore-bearing rocks of the Ulyuk-Bar deposit, 3 – metamorphosed deposits of the northern flank of the Ismakayev ore zone, 4 – metamorphosed deposits of the Shatak complex (RF_2) and the Uluelga-Kudashmanovo zone (RF_2). 1, 3, 4 – by (Kovalev et al., 2016).

рождения Улюк-Бар подтверждает высказанное нами ранее предположение о его индикаторной роли для измененных терригенных отложений Башкирского мегантиклиниория (Ковалев и др., 2016).

Особый интерес представляет распределение точек состава фоновых образований большеинзерской свиты и рудоносных пород месторождения Улюк-Бар на диаграмме Au–Pt/Pd (см. рис. 5б), где точки средних составов неизмененных/фоновых нижнерифейских отложений и среднерифейских пород (Ковалев и др., 2016) Башкирского мегантиклиниория образуют единое поле, в то время как фигуративные точки, характеризующие рудоносные породы месторождения Улюк-Бар, близки к средним значениям вулканогенно-осадочных отложений Шатакского комплекса и Улуелгинско-Кудашмановской зоны, представляющих собой рифтогенные образования, подвергшиеся динамотермальному метаморфизму (Ковалев и др., 2013б). На наш взгляд, такое распределение имеет принципиальное значение, так как определяет генетические условия формирования геохимической ЭПГ-специализации рудоносных пород месторождения Улюк-Бар.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше особенности РЗЭ-ЭПГ-Аи-систематики рудоносных отложений месторождения Улюк-Бар, а также результаты анализа материалов, полученных ранее (Ковалев и др., 2016), позволяют предложить обобщенную модель формирования золотого оруденения в пределах характеризуемого района Башкирского мегантиклиниория.

Согласно современным геодинамическим построениям (Пучков, 2010), западный склон Южного Урала в раннем-среднем рифеев являлся частью Волго-Уральского сегмента палеоконтинента Балтика. Проявление на указанной территории в среднем рифеев плюмовых процессов (Пучков, Ковалев, 2013; Маслов, Ковалев, 2017; Маслов и др., 2017) обусловило внедрение в зоны разломов многочисленных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий, сформировавших дайковые пояса и рои, а также образование крупных промежуточных очагов, фиксируемых в настоящее время в виде вулкано-плутонических комплексов (Шатакский, Машакский, Кусинско-Копанский и др.).

Разнообразие формационно-петрогенетических типов магматических пород среднерифейского возраста явилось определяющим для образования благороднометалльной геохимической специализации терригенных отложений верхних этажей земной коры фактором ввиду того, что они пронизывались потоками сопровождавших становление магматических комплексов флюидов, существование которых на флангах срединно-океанических хребтов и, что важно для нашего случая, активизированных континентальных склонах доказано прямыми измерениями флюидопотоков (Авилов, Авилова, 2003). Однотипность ЭПГ-Аи специализации среднерифейского магматизма, проявившегося на обширной

территории (Ковалев и др., 2016), иллюстрируется характером распределения платиноидов и золота в дайковых телах долеритов, присутствующих в пределах месторождения Улюк-Бар (рис. 6). Оно полностью соответствует благороднометалльной специализации магматических пород среднерифейского возраста.

В связи с этим локализация фигуративных точек рудоносных пород месторождения Улюк-Бар и осадочных образований Шатакского комплекса, специализация которых обусловлена прямым воздействием магматизма на субстрат рамы, в едином поле на диаграмме Au–Pt/Pd (см. рис. 5) служит доказательством, на наш взгляд, формирования благороднометалльной геохимической специализации этих пород из единого источника и при сходных механизмах воздействия.

На прямую связь оруденения с магматизмом указывают также и изотопные характеристики сульфидов месторождения Улюк-Бар (Мичурин и др., 2009). Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита, пирротина и арсенопирита располагаются в интервале от -4.3 до 5.4‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}} = -0.7\text{‰}$). Причем с глубиной (≈ 450 – 700 м) изотопный состав серы сульфидов имеет еще меньшее отличие от величины метеоритного стандарта $\delta^{34}\text{S} = -2.7$... 3.6‰ . Изотопные составы улерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} = -7.7$... -6.1‰ , $\delta^{18}\text{O} = 18.4$... 18.6‰) жильных карбонатов из месторождения Улюк-Бар также свидетельствуют о связи рудоносного флюида с магматическим ис-

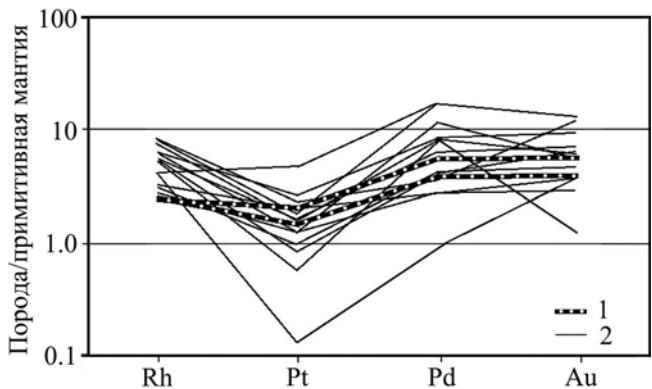


Рис. 6. Нормированные по примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) содержания благородных металлов в дайковых телах долеритов (1), локализованных среди рудоносных отложений месторождения Улюк-Бар, и магматических породах среднерифейского возраста (2). 2 – по (Ковалев и др., 2016).

Fig. 6. Normalized to the primitive mantle, according to (McDonough and Sun, 1995), the content of noble metals in dyke bodies of dolerites (1), localized among ore deposits of the Ulyuk-Bar deposit and igneous rocks of the Middle Riphean age (2). 2 – by (Kovalev et al., 2016).

точником (Шарипова и др., 2017). Расчет по уравнениям фракционирования в системах доломит– CO_2 и анкерит– H_2O показывает, что изотопные составы С и О флюида составляли соответственно $-6.5\text{...}-4.9\text{\textperthousand}$ и $11.9\text{...}12.1\text{\textperthousand}$ и близки к углероду и кислороду магматического происхождения (Фор, 1989).

Экстрагирующие, емкостные и транспортирующие характеристики флюидной фазы по отношению к рудогенным элементам, включая благородные металлы и редкоземельные элементы, детально рассмотрены в большом количестве публикаций, базирующихся как на экспериментальных разработках, так и на анализе фактического материала. В частности, Н.С. Горбачевым с соавторами (2010) экспериментально доказано, что дегазация в гипабиссальных условиях способствует обогащению магматогенных флюидов РЗЭ и, кроме этого, флюидная фаза обеспечивает эффективную мобилизацию и перенос Au, Pt и Pd из магм и их отложение в близповерхностных условиях при снижении температуры, давления и изменения рН среды. Таким образом, приведенный выше материал свидетельствует, на наш взгляд, о том, что среднерифейский магматизм, проявившийся на обширной территории, привел к формированию в осадочном субстрате геохимических аномалий благородных металлов.

Следующий этап рудообразования связан с вендинской коллизией, когда территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия, что выразилось в региональном метаморфизме и локально проявленном метасоматозе (Пучков, 2010). Проделанные нами ранее исследования показали, что в это время формировались не только зональные метаморфические комплексы (Белорецкий) с высокобарными минеральными парагенезисами (гранат + омфацит), но и линейные зоны (Улуэлгинско-Кудашмановская, Суранско-Интуратовская и др.) с термобарическими параметрами изменения субстрата на уровне амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Ковалев и др., 2013б, 2018). Процессы минералообразования в таких зонах характеризовались в первую очередь перераспределением вещества при стрессовой динамической нагрузке в условиях мусковит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма и определяющей роли гидротермальных систем, условия функционирования которых не являлись, вероятнее всего, специфическими, а были близки к детально описанным для сходных объектов (Бортников и др., 2004, 2007).

Процесс метаморфизма сопровождался перераспределением благородных металлов. Здесь же необходимо подчеркнуть, что, в отличие от расположенных восточнее аналогичных приразломных зон, в частности Улуэлгинско-Кудашмановской (Ковалев и др., 2013б), деятельность гидротермальной системы, сформировавшейся в зоне Караташ-

ского разлома, выражена слабее, о чем свидетельствует анализ новообразованных минеральных ассоциаций и парагенезисов минералов. В целом это обусловлено спецификой стрессового метаморфизма, проявившегося в пределах восточного крыла Башкирского мегантиклиниория, которая выразилась в том, что метаморфизм имеет “приразломный” характер, когда зоны метаморфизованных пород перемежаются с участками неизмененных (либо слабо измененных) отложений (рис. 7). “Затухающий” характер метаморфизма вследствие удаленности от Белорецкого комплекса привел к фор-

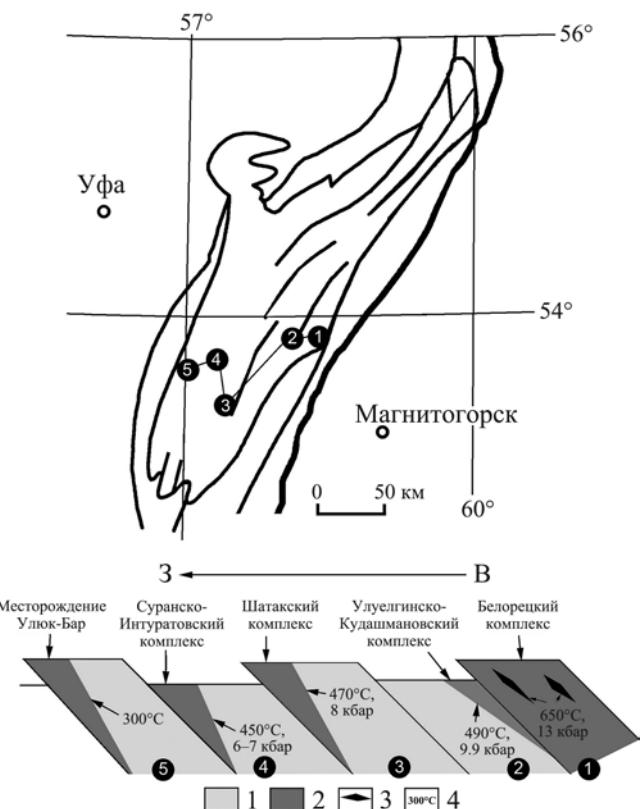


Рис. 7. Схема Башкирского мегантиклиниория и идеализированный разрез его восточной части с термобарическими параметрами метаморфизма “приразломных” зон, по (Ковалев и др., 2018) с дополнениями.

1 – неизмененные/фоновые отложения, 2 – метаморфизованные породы, 3 – эклогиты Белорецкого комплекса, 4 – максимальные значения термобарических параметров.

Fig. 7. Scheme of the Bashkir meganticlinorium and an idealized section of its eastern part with thermo-baric parameters of the metamorphism of the “fault zones”, according to (Kovalev et al., 2018) with additions.

1 – unchanged/background deposits, 2 – metamorphosed rocks, 3 – eclogites of the Beloretsky complex, 4 – maximum values of thermobarometric parameters.

мированию гидротермальной системы, термабарические параметры функционирования которой соответствовали условиям образования малосульфидного золото-кварцевого оруденения.

Перераспределение РЗЭ при метаморфизме и в гидротермальных процессах является сложным вопросом. Анализ литературных источников, проведенный С.Г. Скубловым (2005), показал, что существуют как доказательства их инертного поведения при метаморфизме, так и подвижности. В то же время на многих золоторудных месторождениях перераспределение РЗЭ установлено. В частности, Ю.С. Ананьевым (2012) при изучении распределения РЗЭ в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы (Восточный Казахстан) установлена латеральная и вертикальная зональность, заключающаяся в том, что в первом случае максимальная доля ЛРЗЭ сосредоточена во фронтальной зоне метасоматической колонки, а ТРЗЭ – в тыловой. Вертикальная зональность выражена в том, что максимальное количество легких лантаноидов фиксируется в верхних частях рудных тел, а тяжелых – в нижних. Таким образом, если рассматривать ситуацию с распределением РЗЭ на месторождении Улюк-Бар с этих позиций, то рудная зона месторождения соответствует нижней части рудного тела (верхняя эродирована?) и тыловой зоне метасоматической колонки.

Многоэтапный процесс перераспределения РЗЭ при формировании Нежданинского золоторудного месторождения детально исследован Н.С. Бортниковым с соавторами (2007), в результате чего установлено снижение суммарных концентраций РЗЭ и возрастание роли тяжелых редких земель в направлении от дорудных к рудосопровождающим метасоматитам. На примере Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан) М.О. Хоменко с соавторами (2016) показал, что перераспределение РЗЭ происходит при формировании кварцевых жил при различных *PT*-параметрах среды минералообразования. Кроме того, изучение зональности метаморфических комплексов позволило установить, что в условиях зеленосланцевой фации вокруг кварцевых прожилков наблюдаются повышенные содержания ТРЗЭ (Ague, 2001).

Если спроектировать эти данные на штокверковое кварцевое оруденение месторождения Улюк-Бар, то обогащение терригенных пород тяжелыми лантаноидами выглядит вполне логичным. Однако представляется, что работы в этом направлении необходимо продолжить с постановкой детальных минералогических исследований.

ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований установлено, что содержание благородных металлов в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар

превышает их количество в земной коре в 8–10 раз, а отношение $\Sigma\text{ЭПГ}/\text{Au}$ подвержено значительным вариациям (от 0.01 до 6.61), что свидетельствует о перераспределении золота в процессе рудообразования.

2. Au, Pt и Pd концентрируются в рудоносных породах месторождения Улюк-Бар в разных минералах. Их содержания в породах не коррелируют между собой. Золото связано с минералами мышьяка (арсенопиритом и мышьяковистым пиритом). Палладий обнаруживает связь с жильными карбонатными минералами (в первую очередь, с кальцитом) и, кроме того, имеет умеренные положительные связи с тяжелыми РЗЭ, что, вероятно, указывает на его ассоциацию с редкоземельной (ксенотимовой) минерализацией. Платина, возможно, частично связана с процессами окремнения и альбизации пород.

3. ЭПГ-геохимическая специализация рудоносных отложений большеинзерской свиты нижнего рифея месторождения Улюк-Бар по ряду параметров близка к специализации пород машакской свиты среднего рифея Шатакского комплекса, сформировавшейся при воздействии среднерифейского магматизма на осадочные породы верхних этажей земной коры.

4. Установлена обогащенность рудоносных отложений месторождения Улюк-Бар тяжелой группой редкоземельных элементов по сравнению с их фоновыми содержаниями в песчаниках и сланцах большеинзерской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авилов В.И., Авиева С.Д. (2003) Потоки газов в придонной зоне глубоководной части океана. *Докл. АН*, **389**(4), 519–523.
- Ананьев Ю.С. (2012) Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы. *Изв. Томского политехн. университета*, **321**(1), 56–62.
- Бердников П.Г. (1987) Перспективы золотого оруденения Муртыктинского и Авзянского типов (Южный Урал). *Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала*. Свердловск: УрО РАН, 96–101.
- Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Прокофьев В.Ю., Викентьев О.В. (2004) Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золотосульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (O и S), история и условия образования. *Геология рудн. месторождений*, **46**(6), 475–509.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьев О.В., Прокофьев В.Ю., Аллатов В.А., Бахарев А.Г. (2007) Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **49**(2), 99–145.
- Викентьев И.В., Сидорова Н.В., Викентьев О.В., Шан Гую Су, Жао Хуа Луо, Бортников Н.С. (2015) Теллуриды на золоторудном месторождении Лаовань

- (Восточный Китай) – новые свидетельства магматического источника гидротермальных флюидов. *Докл. АН*, **462**(4), 456-460.
- Горбачев Н.С., Дадзе Т.П., Каширов Г.А., Кунц А.Ф. (2010) Флюидный перенос золота, палладия, редкоземельных элементов и генезис рудопроявлений Приполярного Урала. *Геология рудн. месторождений*, **52**(3), 241-259.
- Горячев Н.А. (2014) Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие. *Геология и геофизика*, **55**(2), 323-332.
- Кац Ш.Н., Нуриева Р.Ф., Середа Е.И. (1986) Околорудные изменения пород Авзянского рудного района, вмещающих золотое оруденение. *Минералогия, геохимия и генезис полезных ископаемых Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 42-45.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2001) Геохимия золота западного склона Южного Урала. *Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий*. Мат-лы IV Республ. геол. конф. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 134-140.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. (2013а) Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклиниория. Уфа: ДизайнПресс, 268 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. (1999) Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. Уфа: Изд. БГУ, 118 с.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2017) Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклиниория: видовое разнообразие и генезис. *Записки РМО*, **146**(5), 59-80.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Гареев Э.З. (2016) Благороднометалльная специализация терригенных пород нижнего и среднего рифея Южного Урала. *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 530-546.
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Высоцкий И.В., Ковалев С.С. (2013б) Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала). *Литосфера*, (3), 67-88.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. (2016) Первые данные о содержании и распределении благородных металлов в рифейских магматических комплексах Башкирского мегантиклиниория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **471**(4), 459-464.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2018) Первые данные количественной оценки параметров вендского метаморфизма восточной части башкирского мегантиклиниория. *Докл. АН*, **483**(3), 301-305.
- Маслов А.В., Ковалев С.Г. (2017) Низкоуглеродистые глинистые сланцы эталонного разреза рифея, плюмовые события и распад суперконтинентов: к анализу взаимосвязей. *Докл. АН*, **473**(5), 580-584.
- Маслов А.В., Ковалев С.Г., Гареев Э.З. (2017) Низкоуглеродистые глинистые сланцы рифея Южного Урала в контексте формирования крупных магматических провинций. *Геохимия*, (7), 594-608.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. (2008) Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 274 с.
- Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. (2009) Генезис сульфатов и сульфидов в нижнериифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклиниория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 192 с.
- Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Кринов Д.И. (2010) Ториевая минерализация золоторудных объектов Башкирского антиклиниория (Южный Урал). *Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований*. Мат-лы Всеросс. конф., посвящ. 100-летию Н.В. Петровской. Т. 2. М.: ИГЕМ РАН, 50-52.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А. (2011) Химическое датирование уран-ториевой минерализации из нижнериифейских отложений Башкирского антиклиниория. *Геол. сборник*, (9). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 216-219.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. (2018) Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал). *Литосфера*, **18**(1), 61-81.
- Нечаев В.П. (1982) Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала. *Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 52-56.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Ковалев С.Г. (2013) Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза. *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 34-38.
- Рыкус М.В., Сначев В.И. (1999) Золото западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 170 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 570 с.
- Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопрорудившие и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эндуктов и прогностическое значение). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
- Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. (2003) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Уфа: Экология, 223 с.
- Скублев С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 147 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Хоменко М.О., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Семенова Д.В. (2016) Физико-

- химические параметры и возраст формирования Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан). *Геология и геофизика*, **57**(12), 2192-2217.
- Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А., Канирова З.А. (2017) Жильный кварц из рудопроявлений золота в риффеских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термокриометрические особенности. *Вестник Пермского университета*, **16**(3), 216-231.
- Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. *XI Goldschmidt Conf. Abs.*, 23-27.
- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and significance of oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- Bowles J.F.W. (2002) Applications of Electron Microbeam Analysis in the Earth Sciences. *Mikrochim. Acta*, **138**, 125-131.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1239.
- Gorbachev N.S., Dadze T.P., Kashirtseva G.A., Kunz A.F. (2010) Fluid transfer of gold, palladium, rare-earth elements and genesis of ore occurrences in the Subpolar Urals. *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **52**(3), 241-259. (In Russian)
- Goryachev N.A. (2014) Noble metal oreogenesis and mantle–crustal interaction. *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 323-332. (In Russian)
- Katz Sh.N., Nurieva R.F., Sereda E.I. (1986) Near-ore changes in the rocks of the Avzyan ore region, containing gold mineralization. *Mineralogiya, geokhimiya i genesis poleznykh iskopaemykh Yuzhnogo Urala* [Mineralogy, geochemistry and genesis of minerals in the Southern Urals]. Ufa, BF AN USSR, 42-45. (In Russian)
- Khomenko M.O., Gibsher N.A., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Ryabukha M.A., Semenova D.V. (2016) Physicochemical parameters and the age of formation of the Vasilkovsky gold ore deposit (Northern Kazakhstan). *Geol. Geofiz.*, **57**(12), 2192-2217. (In Russian)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2017) Thorium is a rare earth mineralization in the Precambrian rocks of the Bashkir meganticlinorium: species diversity and genesis. *Zapiski RMO*, **146**(5), 59-80. (In Russian)
- Kovalev S.G., Maslov A.V., Gareev E.Z. (2016) Noble-scale specialization of terrigenous rocks of the Lower and Middle Riphean of the Southern Urals. *Lithol. Polezn. Iskop.*, **(6)**, 530-546. (In Russian)
- Kovalev S.G., Michurin S.V., Vysotsky I.V., Kovalev S.S. (2013b) Geology, mineralogy and metallogenic specialization of the carboniferous strata of the Uluelginsky-Kudashmanovo zone (western slope of the Southern Urals). *Litosfera*, **(3)**, 67-88.
- Kovalev S.G., Puchkov V.N., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2018) The first data of a quantitative assessment of the parameters of the Vendian metamorphism of the eastern part of the Bashkir meganticlinorium. *Dokl. Earth Sci.*, **483**(3), 301-305.
- Kovalev S.G., Puchkov V.N., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2016) The first data on the content and distribution of precious metals in the Riphean magmatic complexes of the Bashkir meganticlinorium and the eastern margin of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **471**(4), 459-464.
- Kovalev S.G., Vysotsky I.V. (2001) Geochemistry of gold from the western slope of the Southern Urals. *Geologiya i perspektivy rasshireniya syr'evoi bazy Bashkortostana i sopredel'nykh territorii*. Materialy IV Respublikanskoi Geologicheskoi Konferentsii. T. 2 [Geology and prospects of expanding the raw material base of Bashkortostan and adjacent territories. Materials of the IV Republican Geological Conference. V. 2]. Ufa, IG UNSC RAS, 134-140. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotsky I.V., Fatkullin I.R. (1999) *Slozhnodislozvannye uglerodsoderzhashchie tolshchi zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala* [Complexly dislocated carbonaceous strata of the western slope of the Southern Urals]. Ufa, Ed. Bashkir. State Univ. Publ., 118 p. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotsky I.V., Puchkov V.N., Maslov A.V., Gareev E.Z. (2013a) *Geokhimicheskaya spetsializatsiya strukturo-veshchestvennykh kompleksov Bashkirskogo megantiklonoriya* [Geochemical specialization of the structural and material complexes of the Bashkir meganticlinorium]. Ufa, DesignPress Publ., 268 p. (In Russian)

REFERENCES

- Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. *XI Goldschmidt Conf. Abs.*, 23-27.
- Anan'ev Yu.S. (2012) Rare earth elements in metasomatites and ores of gold deposits of Western Kalba. *Izv. Tomsk. Polytekh. Univ.*, **321**(1), 56-62. (In Russian)
- Avilov V.I., Avilova S.D. (2003) Streams of gases in the near-bottom zone of the deep ocean. *Dokl. Akad. Nauk*, **389**(4), 519-523. (In Russian)
- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and significance of oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- Berdnikov P.G. (1987) Prospects for the gold mineralization of the Murtykty and Avzyan types (the Southern Urals). *Geologiya, mineralogiya i geokhimiya mestorozhdenii zolota Urala* [Geology, mineralogy and geochemistry of gold deposits in the Urals]. Sverdlovsk, UB RAS, 96-101. (In Russian)
- Bortnikov N.S., Bryzgalov I.A., Krivitskaya N.N., Prokof'ev V.Yu., Vikent'eva O.V. (2004) Maiskoe multi-stage vein-disseminated gold-sulfide deposit (Chukotka, Russia): mineralogy, fluid inclusions, stable isotopes (O and S), history and conditions of formation. *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **46**(6), 475-509. (In Russian)
- Bortnikov N.S., Gamyantin G.N., Vikent'eva O.V., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A., Bakharev A.G. (2007) Composition and origin of fluids in the hydrothermal system of the Nezhdaninskoye gold deposit (Sakha-Yakutia, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **49**(2), 99-145. (In Russian)
- Bowles J.F.W. (2002) Applications of Electron Microbeam Analysis in the Earth Sciences. *Mikrochim. Acta*, **138**, 125-131.
- For G. (1989) *Osnovy izotopnoi geologii* [Foundations of isotope geology]. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russian)

- Maslov A.V., Kovalev S.G. (2017) Low-Carbonaceous Shales in the Riphean Stratotype, Plume Events, and Supercontinent Breakup: Analysis of the Relationship *Dokl. Earth Sci.*, **473**(2), 397-401.
- Maslov A.V., Kovalev S.G., Gareev E.Z. (2017) Riphean low-carbonaceous shales of the South Urals in the context of formation of large igneous provinces. *Geokhimiya*, (7), 594-608. (In Russian)
- Maslov A.V., Nozhkin A.D., Podkovyrov V.N., Letnikova E.F., Turkina O.M., Grazhdankin D.V., Dmitrieva N.V., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Veshcheva S.V., Lepikhina O.P. (2008) *Geokhimiya tonkozernistykh terrigenykh porod verkhnego dokemriya Severnoi Evrazii* [Geochemistry of fine-grained terrigenous rocks of the Upper Precambrian of Northern Eurasia]. Ekaterinburg, UrO RAN, 274 p. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Michurin S.V., Kovalev S.G., Gorozhanin V.M. (2009) *Genesis sul'fatov i sul'fidov v nizhnerifeiskikh otlozheniyakh Kamsko-Bel'skogo avlakogena i Bashkirskogo megantiklinoriya* [Genesis of sulfates and sulphides in the Lower Riphean deposits of the Kamsko-Belsky aulacogen and the Bashkir megantiklinorium]. Ufa, Design-PolygraphService Publ., 192 p. (In Russian)
- Michurin S.V., Kovalev S.G., Krinov D.I. (2010) Thorium mineralization of gold objects of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). *Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh assotsiatsii, usloviya obrazovaniya mestorozhdenii, zadachi prikladnykh issledovanii*. Materialy Vseros. Konf., posvyashchennoi 100-letiyu N.V. Petrovskoi. T. 2 [Native gold: the typomorphism of mineral associations, the conditions for the formation of deposits, the tasks of applied research. Materials of the All-Russian Conference, dedicated to the 100th anniversary of N.V. Petrovskaya. V. 2]. Moscow, IGEM RAS, 50-52. (In Russian)
- Michurin S.V., Sharipov A.A. (2011) Chemical dating of uranium-thorium mineralization from the Lower Riphean deposits of the Bashkir anticlinorium. *Geologicheskii sbornik*, (9). Ufa, IG UNC RAN, 216-219. (In Russian)
- Michurin S.V., Sharipova A.A., Krupenin M.T., Zamyatin D.A., Musina A.M., Popov V.A. (2018) Sulphide mineralization, native gold and its geochemical relationships in the Riphean deposits of the Avzyan ore region (the Southern Urals). *Litosfera*, **18**(1), 61-81. (In Russian)
- Nechaev V.P. (1982) Peculiarities of the hydrothermal-metasomatic process on some gold ore manifestations of the western slope of the Southern Urals. *Voprosy geologii, geokhimii i genezisa poleznykh iskopaemykh Yuzhnogo Urala* [The issues of mineralogy, geochemistry and genesis of minerals in the Southern Urals]. Ufa, BF AN SSSR, 52-56. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafi, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Cisurals (Actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny]. Ufa, DesignPolygraph Service Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Kovalev S.G. (2013) Plum events in the Urals and their relationship to the subglobal epochs of rifting. *Kontinental'nyi riftogenet, soputstvuyushchie protsessy* [Continental rifting, concomitant processes]. Irkutsk, IZK SB RAS, 34-38. (In Russian)
- Ryku M.V., Snachev V.I. (1999) *Zoloto zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala* [Gold of the western slope of the Southern Urals]. Ufa, UNC RAN, 170 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Kovalev S.G., Belikova G.I., Berdnikov P.G. (2003) *Poleznye iskopaemye Respubliki Bashkortostan (zoloto)* [Minerals of the Republic of Bashkortostan (gold)]. Ufa, Ecology Publ., 223 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Koroteev V.A. (2009) *Osnovnye zoloto-prodiktivnye i soputstvuyushchie metasomaticheskie formatsii Urala (geologicheskaya pozitsiya, zonal'nost', mineralogicheskaya, khimicheskaya i teksturno-structurnaya transformatsiya eduktov i prognosticheskoe znamenie)* [The main gold-producing and associated metasomatic formations of the Urals (geological position, zonality, mineralogical, chemical and textural-structural transformation of educts and prognostic value)]. Ekaterinburg, IGG UO RAN, 161 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Pelenov Yu.A. (1999) *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Deposits of gold from the Urals]. Ekaterinburg, UGGA, 570. (In Russian)
- Sharipova A.A., Michurin S.V., Krupenin M.T., Garaeva A.A., Kanipova Z.A. (2017) Vein quartz from ore occurrences of gold in the reef deposits of the Avzyan ore region (Southern Urals): mineralogical and thermocrometric features. *Vestn. Perm. Univer.*, **16**(3), 216-231. (In Russian)
- Skublov S.G. (2005) *Geokhimiya redkzemel'nykh elementov v porodoobrazuyushchikh metamorficheskikh mineralakh* [Geochemistry of rare-earth elements in rock-forming metamorphic minerals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 147 p. (In Russian)
- Vikent'ev I.V., Sidorova N.V., Vikent'eva O.V., Shan Guo Su, Zhao Hua Luo, Bortnikov N.S. (2015) Tellurides at the Laowan gold deposit (East China) – new evidence of a magmatic source of hydrothermal fluids. *Dokl. Earth Sci.*, **462**(4), 456-460. (In Russian)
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1239.

Петрографическое изучение миграции нефти на примере Имилорского месторождения (Когалымский регион, Западная Сибирь)

Г. Х. Шайхутдинова

Филиал ООО “ЛУКОЙЛ-Инженеринг” “КогалымНИПИнефть” в г. Тюмени, 628481, г. Когалым,
e-mail: ShayhutdinovaGH@tmn.lukoil.com

Поступила в редакцию 27.09.2019 г., принятая к печати 28.01.2020 г.

Объект исследований. Исходя из рабочей гипотезы о флюидоразрыве как о главном механизме миграции нефти, исследовался механизм первичной миграции нефти в пограничных отложениях поздней юры (баженовская свита)-раннего мела (ачимовская пачка) на примере скв. 431Р Имилорского месторождения. *Материалы и методы.* С помощью оптико-петрографического анализа, дополненного геохимическими методами, были изучены системы взаимосвязанных микротрещин в составе титон-нижнеберриасских и нижневаланжинских отложений. *Результаты.* Установлено, что образование исследуемых трещин произошло в три этапа: 1) формирование первичных седиментационно-литогенетических трещин в результате дегидратации глин в стадию диагенеза и трещин гидроразрыва при внедрении ачимовских терригенных пород; 2) частичное залечивание трещин вторичными минералами при катагенезе; 3) восстановление проходимости трещин при генерации больших объемов свободных углеводородов протонефти. Показано, что миграция генерированных углеводородов происходила как в пределах самой баженовской свиты, так и по системе взаимосвязанных трещин в зоне контакта баженовской свиты с ачимовской толщей. *Заключение.* Детальное изучение механизма миграции нефти расширяет представления о коллекторских свойствах нефтематеринской толщи, что в дальнейшем позволит осуществлять прогноз коллекторских свойств баженовской свиты, в том числе в зонах аномальных разрезов (на примере Когалымского региона).

Ключевые слова: баженовская свита, флюидоразрыв, первичная миграция, микротрешины, коллекторы углеводородов, органическое вещество, Западная Сибирь

Petrographic study of oil migration on the example of Imilorskoye field (Kogalymsky petroleum region, Western Siberia)

Gul'nara H. Shaikhutdinova

Branch of OOO “LUKOIL-Engineering” “Kogalym NIPIneft” in Tyumen, Kogalym 628481, Tyumen, Russia,
e-mail: shayhutdinovaGH@tmn.lukoil.com

Received 27.09.2019, accepted 28.01.2020

Subject. This paper presents the results of studies of the mechanism of primary oil migration in the boundary sediments of the late Jurassic (Bazhenov formation)–early Cretaceous (Achimov pack) on the example of the well 431P of the Imilorskoye field. *Materias and methods.* Based on the working hypothesis of fluid fracturing as the main mechanism of primary oil migration, using optical-petrographic analysis, supplemented by geochemical research methods, systems of interconnected microcracks in the Tithonian-lower Berriasic and early Valanginian deposits were studied. *Results.* It is established that the investigated cracks occurred in three stages: 1) formation of primary sedimentary-lithogenetic fissures as a result of dehydration of clays in the stage of diagenesis and hydraulic fractures in the implementation of the Achimov of terrigenous rocks; 2) partial healing of cracks with secondary minerals in the catagenesis; 3) restoration of patency of the cracks in the generation of large amounts of free hydrocarbons of protopetroleum. It is shown that the migration of hydrocarbons generated by the formation occurred both within the Bazhenov formation itself and through a system of interconnected cracks in the contact zone of the Bazhenov formation with the Achimov formation. *Conclusion.* A detailed study of the mechanism of oil migration allows us to expand our understanding of the reservoir properties of the oil column, which in the future will allow us to forecast the reservoir properties of the Bazhenov formation including in the zones of anomalous sections (for example, in the Kogalym region).

Для цитирования: Шайхутдинова Г.Х. (2020) Петрографическое изучение миграции нефти на примере Имилорского месторождения (Когалымский регион, Западная Сибирь). *Литосфера*, 20(4), 592–600. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-592-600

For citation: Shaikhutdinova G.H. (2020) Petrographic study of oil migration on the example of Imilorskoye field (Kogalymsky petroleum region, Western Siberia). *Litosfera*, 20(4), 592–600. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-592-600

Keywords: Bazhenov formation, fluid rupture, primary migration, microcracks, hydrocarbon reservoirs, organic matter, Western Siberia

Acknowledgements

The author thanks S.V. Lagutina and V.F. Grishkevich for their help in choosing the object of research and useful tips when designing the text of the article

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос реализации нефтегенерационного потенциала баженовской свиты на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна на сегодняшний день остается весьма актуальным. Теоретические модели миграции и аккумуляции нефти в значительной мере чисто умозрительны из-за масштабов явления, исключающих непосредственное наблюдение всей его цепочки от очага генерации до конечного местилища нефти-коллектора (Харахинов и др., 2015). Так, для упомянутого выше бассейна обычные пути миграции нефти из материнских отложений баженовской свиты в выше и нижележащие меловые и юрские песчаные пластины пролегают через многометровые глинистые толщи. Но в зонах аномальных разрезов на контакте с оползневой массой ачимовских пород брекчированные битуминозные отложения баженовской свиты непосредственно контактируют с песчано-алевритовыми породами. Очаг генерации и аккумулирующий коллектор могут оказаться в одном образце. Это открывает новые возможности для тонкого анализа следов миграции нефти внутри нефтематеринской породы на границе ее с коллектором и далее по коллектору.

На Имилорской площади подводные оползни на седиментационном склоне, породившие зону аномальных разрезов баженовской свиты (АРБ), происходили в валанжине во время накопления шельфовых пластов БС₁₁₋₁₂ (Нежданов, 2017). По микропалеонтологическим и палинологическим данным, песчано-алевритовые массы тел внедрения имеют валанжинский возраст, а деформированные и переработанные битуминозные отложения имеют возраст от ранневолжского до ранневаланжинского (подачимовская пачка).

По данным (Конторович и др., 2013), литификация баженовской свиты как флюидоупора произошла в конце валанжина—начале готерива, после накопления неокомской толщи, а вступление свиты в Главную фазу нефтенакопления (ГФН) и процесс интенсивной генерации нефти произошли позднее (в кампане). Таким образом, на время внедрения неокомских клиноформ кровля баженовской свиты была слабо литифицированной.

В изученном ненарушенном разрезе баженовской свиты выделяется 6 пачек, или 13 слоев. На рис. 1 в разрезе эталонной скважины Имилорская

401Р показано их положение по стандартному комплексу ГИС (Гришкевич, Гатина, 2019). Как видно на рисунке, в разрезе скв. 431Р уверенно идентифицируются пачки и слои, выделенные в опорной скв. 401Р. Взброшенная пластина разреза скв. 431Р включает в себя слои от 2б внизу до пачки 6 вверху. В зоне внедрения разрушенными оказались слои 1 и 2а.

Судя по фотографиям керна, основным механизмом разрушения слаболитифицированных баженитов (темные фрагменты) оползневой песчано-алевритовой массой (светлый матрикс) в ранневаланжинское время предположительно явился их гидроразрыв. Под процессом гидроразрыва баженитов следует понимать нарушение их целостности при внедрении песчано-алевритовых (ачимовских) плыунов во время подводных оползней.

Фрагменты баженитов имеют остроугольную форму, пластические деформации незначительны. В послеваланжинское время оползневая пульпа подверглась интенсивной карбонатизации: в ультрафиолетовом освещении карбонатный цемент придает алевролитам желтоватый оттенок. Обильный карбонатный цемент резко понизил проницаемость алевролитов, поэтому инъекции первичной миграции нефти (голубоватое и бледно-сиреневое свечение в УФ) визуально фиксируются как затухающие трещины, направленные из обломков баженитов в терригенный матрикс.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом петрографического изучения послужили макро- и микротрещины внутри баженитов, характер их сопряжения с трещинами, проникающими в терригенный матрикс, процессы вторичного минералообразования внутри этой системы трещин и первичной миграции по ней протонефти. Оценка сохранности генерационного потенциала нефти внутри битуминозных пород проводилась геохимическими методами исследований — методами пиролиза (Rock Eval) и газовой хроматографии — путем сравнения с аналогичными параметрами в керне эталонных скважин 401Р и 412Р.

Работы были проведены в Центре исследования керна и пластовых флюидов филиала ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг” “КогалымНИПИнефть” в г. Тюмени.

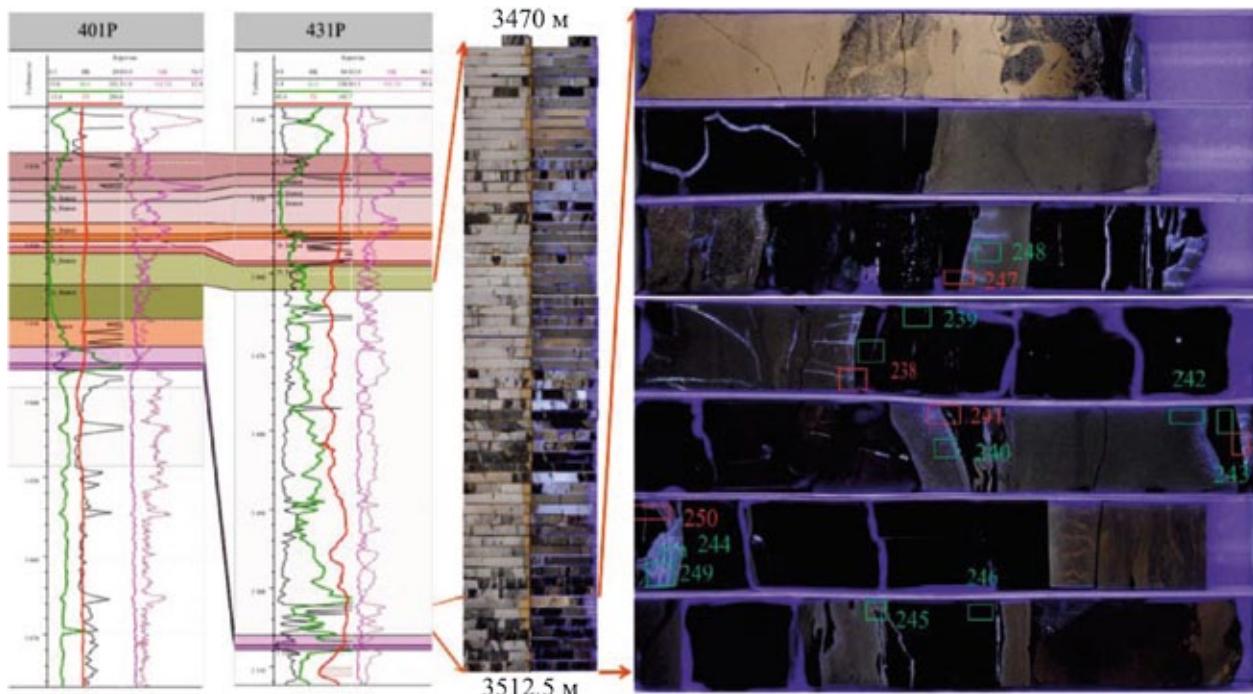


Рис. 1. Точки отбора образцов в скв. 431Р Имилорского месторождения и их привязка к эталонному разрезу (фотографии керна при дневном и УФ-освещении).

Fig. 1. Sampling points in well 431P of the Imilorskoye field and their linking to the reference section (core photographs in daylight and UV light).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В целях оценки сохранности генерационного потенциала нефти внутри битуминозных пород методом пиролиза (Rock Eval) были обработаны 18 образцов (данные “МиМГО”) и 4 образца (“ТомскНИПИнефть”) по скважинам 401Р, 412Р, 431Р Имилорского месторождения.

По полученным данным (рис. 2а) была дополнена точечная диаграмма распределения исследуемых образцов, характеризующихся хорошим генерационным потенциалом ($C_{\text{опр}}$ изменяется от 0.9 до 9.69%). В изученной скв. 431Р содержание $C_{\text{опр}}$ варьирует от 1.09 до 4.56%. Пониженное значение $C_{\text{опр}}$ (0.9%) наблюдается в единичном образце, приуроченном к карбонатному прослою.

Опираясь на ранее проведенные работы, мы вынесли исследуемые образцы 239 и 246 из керна скв. 431Р Имилорского месторождения на диаграммы распределения пиролитических данных $\text{HI}-T_{\text{max}}$ (рис. 2б). Расположение образцов соответствует общерегиональному распределению пиролитических данных на территории Ханты-Мансийского автономного округа (Олейник, 2019).

Результаты, полученные методом пиролиза, свидетельствуют о хорошем генерационном потенциале исследуемых образцов и хороших нефтегенерационных свойствах содержащегося в них органи-

ческого вещества (ОВ). Это позволяет сделать вывод о том, что нефтегенерационный потенциал битуминозных пород баженовской свиты, вскрытых скважиной 431Р, не ниже, чем в эталонных скважинах 401Р и 412Р. При макроскопическом изучении внутриоползневой брекчии из керна скв. 431Р Имилорского месторождения были выделены зоны максимальной трещиноватости (подчеркнутые свечением углеводородов (УВ) при ультрафиолете) на непосредственных контактах битуминозных пород баженовской свиты с песчано-алевритовыми породами.

Из керна оползневой брекчии были отобраны 10 образцов из зон максимальной трещиноватости (на границе двух литологических типов пород) для петрографических и геохимических исследований. Локализация отбора образцов была нацелена на возможность выявления петрографических следов миграции нефти как внутри самой нефтематеринской породы, так и далее в системе *нефтематеринская порода-порода-коллектор*. При этом обнаружено, что единичные образцы пород баженовской свиты включают в себя признаки очага генерации микронефти и аккумулирующие свойства породы-коллектора.

Собственно оползневое тело внедрения в баженовскую свиту мощностью 40 м (по данным ГИС) фактически представлено керном из интер-

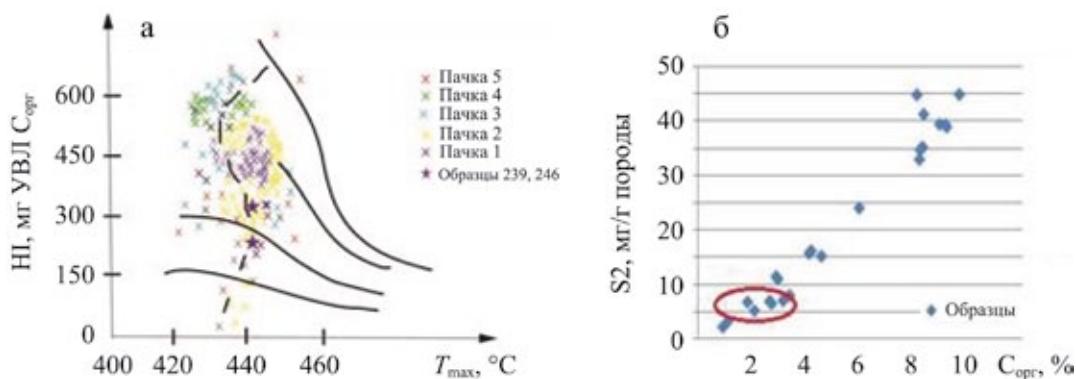


Рис. 2. Характеристика генерационного потенциала пород баженовской свиты (а) и типа органического вещества (б) на примере скважин 401Р, 412Р и 431Р Имилорского месторождения.

Fig. 2. Characteristics of the generation potential of the rocks of the Bazhenov formation (a) and type of organic matter (b) on the example of wells 401P, 412P and 431P of the Imilorskoye field.

вала глубины 3465.0–3502.0 м (мощностью 37 м). Керновый материал характеризуется чередованием оползневых алевролитов серых, мелко- и крупнозернистых, песчанистых, известковистых, слабо глинистых (с оливковым свечением в ультрафиолетовом свете) с глинисто-кремнистыми битуминозными породами. Характерны текстуры пластичного течения оплывания, редко – внедрения. В верхней половине кернового материала наблюдаются невыдержаные прослои алевролитов буро-серых, мелко- и крупнозернистых, песчанистых, с редкими включениями морской фауны (с признаками нефтенасыщения). В средней и нижней части керна встречаются частые интракласти буровато-черных битуминозных аргиллитов с закрытыми трещинами с признаками нефтенасыщения, ориентированные преимущественно диагонально, субвертикально, участками выполненные кремнистым, глинистым и известковистым материалом.

В образцах из пограничных отложений “баженовская свита-ачимовская толща” выделены следующие основные литотипы пород: силициты (I литотип), алевролиты (II литотип), известняки (III литотип), вторичные известняки по радиоляритам (IV литотип).

Ниже приведено подробное петрографическое описание изучаемых образцов.

A. Образец 238 (глубина – 3504.28 м) характеризуется серией горизонтально и вертикально ориентированных микротрещин с признаками нефтенасыщения.

Данный образец отобран на границе двух литологических типов пород – силицита глинистого, битуминозного (I литотип, рис. 3б) и алевролита крупно- и мелкозернистого, слабоглинистого, известковистого с признаками нефтенасыщения (II литотип, рис. 3а).

В поле изучаемого шлифа зафиксированы две системы трещин: 1) обычная для баженитов (I литотип) субпараллельная слоистости, трещины выполнены глинистым и кремнистым материалом, участками открытые; 2) секущие трещины вкrest напластованию, начинающиеся от проводящих субпараллельных трещин и проникающие в известковистые алевролиты (II литотип). Внутри трещин (и только в них) фиксируются следы нефтенасыщенности, постепенно трещины залечиваются карбонатным материалом (во II литотипе, рис. 3в). Нефтенасыщение подтверждается данными геохимических исследований.

B. Образец 241 (гл. 3505.02 м) представлен в шлифе чередованием следующих литологических типов пород: известняком комковато-сгустковатым с признаками нефтенасыщения (III литотип, рис. 4а), вторичным известняком по радиоляриту неслоистым, участками глинисто-кремнистым, с реликтами ($\approx 10–15\%$) раковин радиолярий (IV литотип) и алевролитом (II литотип) крупно- и мелкозернистым, слабо песчанистым, известковистым, хорошо сортированным с признаками нефтенасыщения (рис. 4б, в).

В поле шлифа зафиксирована система вертикально ориентированных микротрещин и редкие трещины, расположенные вкrest простирания породы. Выполнены рассматриваемые трещины кристаллически зернистым доломитом. Наблюдаются прослои глинистого вещества (с преобладанием гидрослюды и каолинита), участками сидеритизированные и пропитанные ОВ в виде волосовидных прослоев (нефтенасыщение подтверждается данными геохимических исследований).

B. Образец 243 (гл. 3505.37 м), как и рассмотренные выше образцы, отобран на границе двух пород: алевролита мелко- и крупнозернистого, песчаного, известковистого (II литотип, с признаками

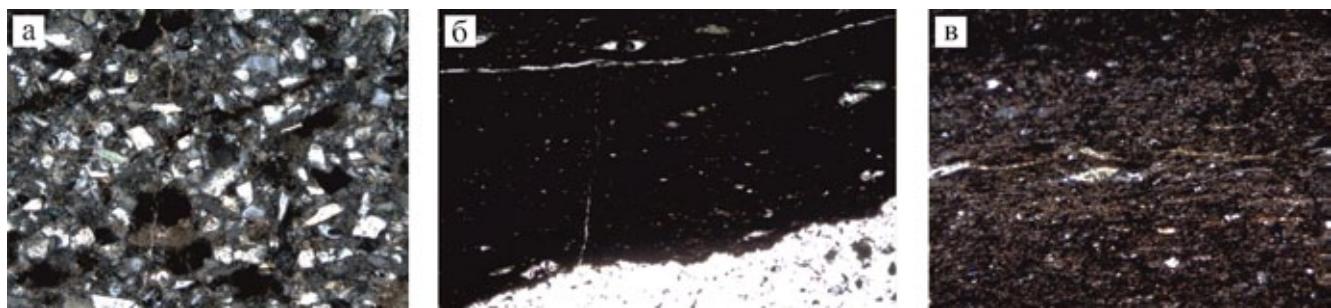


Рис. 3. Фотографии шлифов обр. 238.

а – алевролит крупно- и мелкозернистый (с признаками нефтенасыщения); б, в – серия разноориентированных микротрещин в литотипе силицит глинистый, битуминозный.

Fig. 3. Photos of thin sections sample 238.

a – coarse and fine-grained siltstone (with signs of oil saturation); б, в – a series of differently oriented microcracks in the lithotype clayey, bituminous silicate.

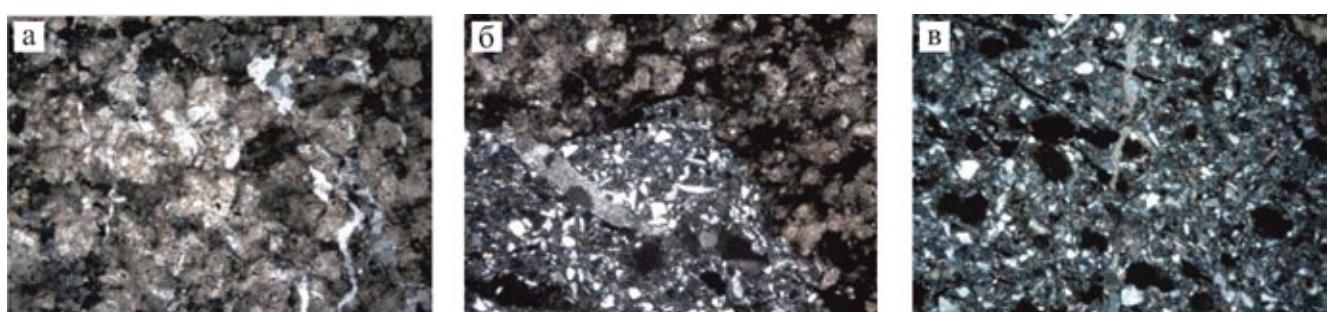


Рис. 4. Фотографии шлифов обр. 241.

а – известняк комковато-сгустковатый (с признаками нефтенасыщения); б, в – алевролит крупно- и мелкозернистый, песчанистый (с признаками нефтенасыщения).

Fig. 4. Photos of thin sections sample 241.

а – lumpy-clotted limestone (with signs of oil saturation); б, в – coarse and fine-grained siltstone, sandy (with signs of oil saturation).

нефтенасыщения) и силицита глинистого, битуминозного (I литотип).

Отличительной особенностью рассматриваемого образца является то, что в I литотипе вертикально и горизонтально ориентированные микротрещины образуют единую взаимосвязанную систему трещин (рис. 5а, б, д, е). Извилистые, редко прерывистые микротрещины в основном неравномерно заполнены глинистым, кремнистым веществом, реже встречаются открытые, с признаками красно-бурового органического вещества (микронефти). Для подтверждения признаков нефтенасыщения был проведен люминесцентно-капельный анализ, который подтвердил наличие ОВ в отобранном образце. При оптико-петрографическом исследовании подтверждением стало светло-желтое свечение в отраженном свете поляризационного микроскопа (см. рис. 5в, г).

В граничащем II литотипе (алевролите) присутствует единичная микротрещина, неравномерно за-

полненная кремнисто-глинистым веществом, берущая начало на стыке двух пород и проникающая в известковистые алевролиты.

Г. Образец 247 (гл. 3503.72 м) представлен двумя литологическими типами пород: крупно- и мелкозернистым, песчанистым, глинистым, известковистым (с признаками нефтенасыщения) алевролитом (II литотип) и слабоглинистым, с единичными остатками раковин радиолярий, битуминозным силицитом (I литотип).

В данном образце активно развита сеть разноориентированных микротрещин. В I литотипе микротрещины ориентированы субгоризонтально, участками открытые и с признаками нефтепроявлений (рис. 6а, в). В граничащей породе (II литотип) отмечается единичная вертикально направленная трещина, полностью выполненная битуминозным веществом темно-бурового цвета, участками открытая (см. рис. 6б). На границе двух литотипов про-

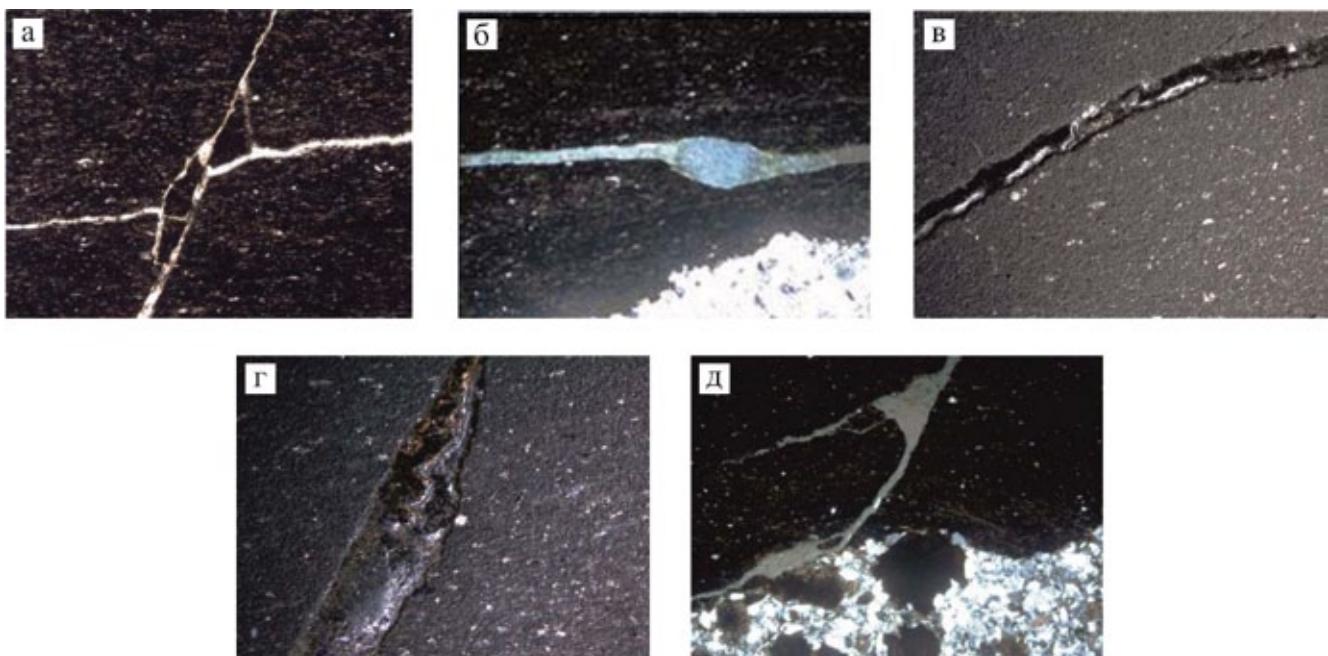


Рис. 5. Фотографии шлифов обр. 243.

а, д – силицит глинистый, алевритистый, битуминозный; б – микротрецина с признаками нефтенасыщения в силиците глинистом; в, г – микротрецина в шлифе (в отраженном свете).

Fig. 5. Photos of thin sections sample 243.

а, д – силицит слабо-глинистый, алевритистый, битуминозный; б – микротрецина с признаками нефтенасыщения в силиците глинистом; в, г – микротрецина в шлифе (в отраженном свете).



Рис. 6. Фотографии шлифов обр. 247.

а – силицит слабо-глинистый, алевритистый, битуминозный; б – алевролит крупно- и мелкозернистый, песчанистый (с признаками нефтенасыщения); в – микротрецина в шлифе (в отраженном свете) в литотипе силицит слабо-глинистый, битуминозный.

Fig. 6. Photos of thin sections sample 247.

а – slightly clayey, silty, bituminous silicate; б – coarse and fine-grained siltstone, sandy (with signs of oil saturation); в – microcrack in thin section (in reflected light) in the lithotype, slightly clayey, bituminous silicate.

ходит сеть открытых микротрещин, развитая вдоль напластования пород.

Нефтенасыщение также подтверждается данными геохимических исследований.

Д. Образец 250 (гл. 3505.45 м) представлен мелко- и крупнозернистым, песчанистым, известкови-

стым алевролитом с признаками нефтенасыщения (II литотип) и слабо глинистым битуминозным силицитом (I литотип), (рис. 7а, е).

Особенностью данного образца является вертикально ориентированная микротрецина, “проходящая” между породами “силицит–алевро-

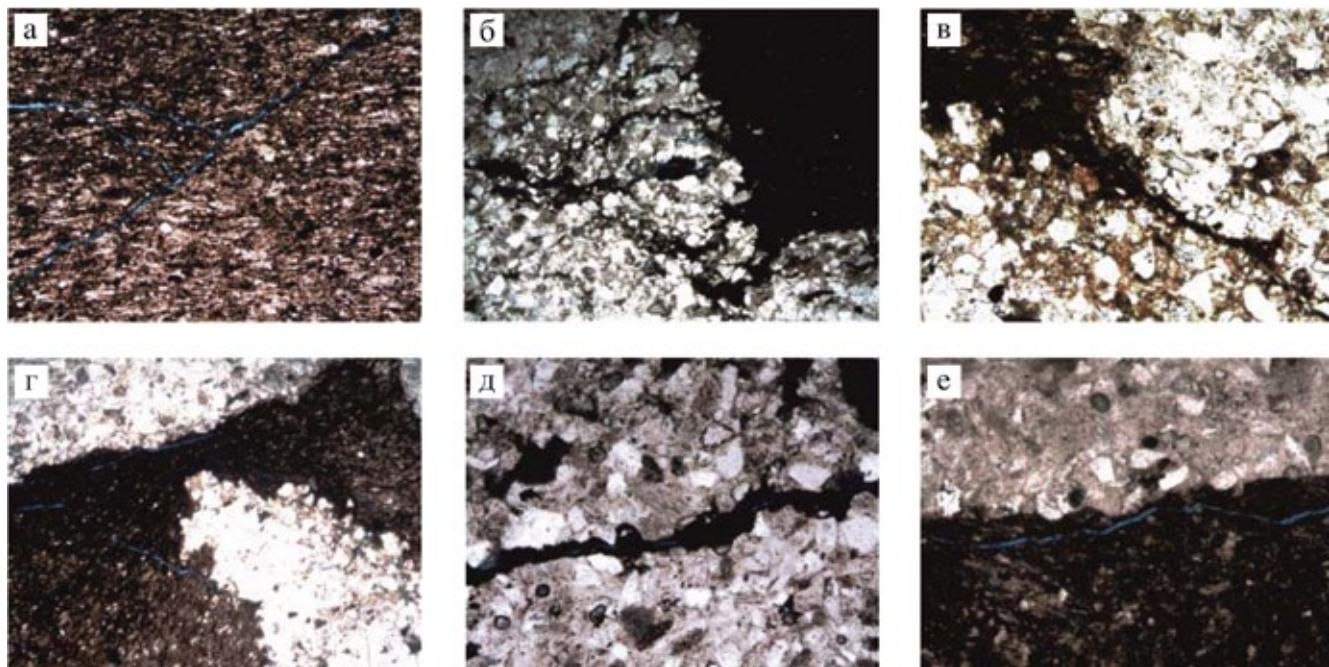


Рис. 7. Фотографии шлифов обр. 250.

а – сеть разветвленных микротрещин в породе; силицит слабоглинистый, битуминозный; б–д – переходящие микротрещины между двумя породами силицит–алевролит; е – микротрещина на границе двух пород.

Fig. 7. Photos of thin sections sample 250.

а – a network of branched microcracks in the rock; slightly clayey silicite, bituminous; б–д – passing microcracks between two sili-siltstone rocks; е – microcrack on the border of two rocks.

лит–силицит”, по всей площади шлифа. Данная трещина (в литотипе I) открытая, участками с признаками нефтенасыщения, а при переходе в алевролит (литотип II) постепенно заполняется битумным веществом красно-бурого цвета (смолисто-асфальтеновые компоненты?) (см. рис. 7б–д).

Для всех изученных образцов пород характерны следующие вторичные изменения: слабая кристаллизация опалового вещества, образование окислов железа, пиритизация и карбонатизация. Пирит ($\approx 3\text{--}5\%$) встречается в виде микроскопической, редко мелкой рассеянной вкрапленности, единично – в виде прослоев. Карбонатный материал представлен микро- и мелкозернистым кальцитом, редко – кристаллически зернистыми агрегатами доломита, корродирующими обломочные зерна. Преобразование изучаемых пород соответствует стадии раннего–среднего катагенеза, градациям от МК₁ до МК₂–МК₃ (Белецкий, 2007).

По существующим представлениям (Гуарри и др., 1988; и др.), главной причиной миграции основной массы УВ из литифицированных отложений баженовской свиты в подачимовскую толщу и нижние песчаные ачимовские пласты на территории исследований в начале позднемелового времени (K_2cm) послужил естественный флюидо-

разрыв нефтематеринских пород при входлении в главную фазу нефтегенерации, накоплении в них больших объемов жидкых УВ, сопутствующих газов (NH_3 , CH_4 , CO_2 , H_2S и др.) и возникновении аномально высокого пластового давления. Поскольку на момент внедрения в баженовскую свиту ачимовских песчано-алевритовых пород в зоне аномальных разрезов бажениты были не полностью литифицированы, можно предположить, что последующая первичная миграция привела к формированию проникающих трещин гидроразрыва из нефтематеринских баженитов во вмещающие терригенные породы.

В изучаемых образцах с помощью оптико-петрографического метода отчетливо прослеживается механизм образования микротрещин путем флюидоразрыва (Симоненко, 1988), в них путь миграции микронефти составил всего несколько сантиметров из-за непосредственного контакта нефтематеринских разностей и коллекторов.

Эффект флюидоразрыва активизировался при достижении термобарических условий дегидратации глин (температура 50°C и выше), т. е. когда вмещающие их алевриты уже успели пройти стадию первичной литификации, поэтому и образовалась единая система трещин, пронизывающая обе генетические разности пород.

Процесс сопровождался рассланцовыванием самой материнской толщи. Визуально это подчеркивается появлением горизонтально ориентированной системы микротрещин. А на границе двух литологических типов пород образуется система флюидопроводящих трещин. По этой системе разноориентированных микротрещин происходит первичная миграция сложных растворов, содержащих в себе ранее растворенную микронефть, CO , CO_2 , CH_4 , другие газы и минеральные компоненты (Баженова и др., 2012). В дальнейшем при понижении давления в системе происходит выпадение в осадок вторично образованных минералов (Предтеченская и др., 2006). В нашем случае (на примере образцов 241 и 238) это кремнистые, карбонатные и глинистые минералы, заполняющие микротрещины. Изучаемые образцы являются примером “очага генерации УВ” на микроскопическом уровне, где прослеживаются петрографические следы первичной миграции нефти внутри нефтематеринской породы и на границе ее с породой-коллектором.

Изучение образцов 243, 247 и 250 позволило установить осаждение из сложных растворов в трещины не только минеральных компонентов, но и микронефти. В рассматриваемых образцах проявляются как генерирующие свойства нефтематеринской породы, так и аккумулирующие свойства породы-коллектора, что представляет значительный интерес для изучения следов миграции нефти оптико-петрографическим методом.

Ярким примером служит обр. 250, отчетливо показывающий процесс миграции УВ на микроуровне. Из сложного раствора, содержащего ОВ, при выходе из глинистого силицита происходит выпадение в трещине тяжелых компонентов ОВ краснобурого цвета, заполняющих все ее пространство до следующего пограничного литотипа. При этом сама микротрещина в силиците открыта, участками с признаками нефтенасыщения (легкая фракция нефти?).

Полученные результаты служат подтверждением того, что первичная миграция УВ происходила по трещинам, образованным путем эффекта природного гидроразрыва. Предположительно именно по данным трещинам идет “насыщение” пород-коллекторов нефтью из материнской толщи. При этом нужно учитывать, что сама баженовская свита является не только материнской породой, но и выполняет роль промежуточного коллектора УВ (Предтеченская, Злобина, 2018).

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований на микроскопическом уровне подтверждена гипотеза о естественном, природном флюидо- (гидро-) разрыве пород баженовской свиты в зонах аномальных

разрезов как главном механизме первичной миграции нефти.

Было установлено, что формирование трещин происходило в три этапа: 1) образование первичных трещин гидроразрыва в результате внедрения водно-алевритовой смеси (ачимовских отложений) и дегидратации глин; 2) частичное залечивание трещин вторичными минералами; 3) восстановление проходимости трещин при генерации свободных УВ протонефти.

Оценка генерационного потенциала дезинтегрированных битуминозных пород баженовской свиты, вскрытых скв. 431Р на контакте с ачимовской толщей, в сравнении с эталонными скважинами 401Р и 412Р Имилорского месторождения, проведенная методами пиролиза и газовой хроматографии, подтвердила сохранность генерационного потенциала пород свиты в “аномальной” зоне.

Детальное литолого-геохимическое изучение механизма миграции нефти на примере Имилорского месторождения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции позволяет расширить представления о коллекторских, нефтематеринских свойствах баженовской свиты, процессах миграции УВ в зонах аномальных разрезов и в дальнейшем прогнозировать фильтрационно-емкостные свойства этой свиты на региональном уровне.

Благодарности

Автор благодарит С.В. Лагутину и В.Ф. Гришкевича за помощь в выборе объекта исследования и полезные советы при оформлении текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хайн В.Е. (2012) Геология и геохимия нефти и газа. Учебник. М.: МГУ, 432 с.
- Белецкий С.Н. (2007) Механизмы и факторы первичной миграции нефти. Моделирование и факторы первичномиграционных процессов. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, (2). <http://www.ngtp.ru/rub/1/028.pdf>.
- Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н. (2019) Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири. *Литосфера*, 19(2), 209-227.
- Гуарри Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н., Москвин В.И. и др. (1988) Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 197 с.
- Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Малышев Н.А., Сафонов П.И., Гуськов С.А., Ершов С.В., Казаненков В.А., Ким Н.С., Конторович В.А., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Лившиц В.Р., Поляков А.А., Скворцов М.Б. (2013) Историко-геологическое моделирование процессов нафтогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование). *Геология и геофизика*, 54(8), 1179-1226.

- Нежданов А.А. (2017) Аномальные разрезы баженовской свиты: взгляд через полвека после обнаружения. *Нефть и газ*, (6), 34-42.
- Олейник Е.В. (2019) Анализ закономерностей строения баженовской свиты в связи с нефтегазоносностью клиноформиной части неокомских отложений на территории ХМАО. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 153 с.
- Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гуары Ф.Г., Сапьяник В.В., Перозио Г.Н., Малюшко Л.Д. (2006) О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, (4), 131-148.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. (2018) Баженовская свита как “промежуточный” коллектор углеводородов в зонах тектонических нарушений. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (11), 20-33.
- Симоненко В.Ф. (1988) Первичная миграция углеводородов в водорастворенном состоянии и их начальная аккумуляция. *Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Обзорная информация ВИЭМС МГ СССР*. М.: ОНТИ ВИЭМС. Вып. I, 56-60.
- Харахинов В.В., Шленкин С.И., Берин М.В., Ващекевич А.А., Олюнин А.В., Шевчук Т.Н. (2015) Новые подходы к освоению нефтегазового потенциала баженовского горизонта Западной Сибири. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (1), 37-51.

REFERENCES

- Bazhenova O.K., Burlin Yu.K., Sokolov B.A., Khain V.E. (2012) *Geologiya i geokhimiya nefti i gaza. Uchebnik* [Geology and Geochemistry of oil and gas. Textbook]. Moscow, Moscow state University, Publ., 432 p. (In Russian)
- Beletskii S.N. (2007) Mechanisms and factors of primary oil migration. Modeling and factors of primary migration processes. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, (2). <http://www.ngtp.ru/rub/1/028.pdf>. (In Russian)
- Grishkevich V.F., Gatina N.N. (2019) Experience of petrographic analysis of the mechanism of formation of an anomalous section of the Bazhenov formation on Imilorskaya square in Western Siberia. *Litosfera*, **19**(2), 209-227. (In Russian)
- Gurari F.G., Vaitis E.Ya., Melenevskii V.N., Moskvin V.I. i dr. (1988) *Usloviya formirovaniya i metodika poiskov zalezhei nefti v argillitakh bazhenovskoi svity* [Conditions for the formation and method of searching for oil deposits in the mudstones of the Bazhenovo formation]. Moscow, Nedra Publ., 197 p. (In Russian)
- Kharakhinov V.V., Shlenkin S.I., Berin M.V., Vashkevich A.A., Olyunin A.V., Shevchuk T.N. (2015) New approaches to the development of the oil and gas potential of the Bazhenov horizon of Western Siberia. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, (1), 37-51. (In Russian)
- Kontorovich A.E., Burshtein L.M., Malyshev N.A., Safronov P.I., Gus'kov S.A., Yershov S.V., Kazanenkov V.A., Kim N.S., Kontorovich V.A., Kostyрева Ye.A., Melenevskii V.N., Livshits V.R., Polyakov A.A., Skvortsov M.B. (2013) Historical and geological modeling of naftidogenesis processes in the Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin of the Kara sea (basin modeling). *Geol. Geofiz.*, **54**(8), 1179-1226. (In Russian)
- Nezhdanov A.A. (2017) Anomalous sections of the Bazhenovo formation: a view through the half-century after the discovery. *Neft' i gaz*, (6), 34-42. (In Russian)
- Oleinik E.V. (2019) *Analiz zakonomernostei stroeniya bazhenovskoi svity v svyazi s neftegazonosnostyu klinoforminoi chasti neokomskikh otlozhenii na territorii KhMAO*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Analysis of the regularities of the structure of the Bazhenovo formation in connection with the oil and gas content of the clinoform part of the Neocomian deposits on the territory of the KhMAO. Cand. geol. and min. sci diss.]. Tyumen, Tyumen industrial University, 153 p. (In Russian)
- Predtechenskaya E.A., Krol' L.A., Gurari F.G., Sap'yanik V.V., Perozio G.N., Malyushko L.D. (2006) On the Genesis of carbonates in the Bazhenov formation of the Central and South-Eastern regions of the West Siberian plate. *Litosfera*, (4), 131-148. (In Russian)
- Predtechenskaya E.A., Zlobina O.N. (2018) Bazhenovskaya formation as an “intermediate” reservoir of hydrocarbons in zones of tectonic disturbances. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, (11), 20-33. (In Russian)
- Simonenko V.F. Primary migration of hydrocarbons in the water-dissolved state and their initial accumulation. *Geologiya, metody poiskov i razvedki mestorozhdenii nefti i gaza. Obzornaya informatsiya VIEMS MG SSSR* [Geology, methods of search and exploration of oil and gas fields. Overview of the VIEMS MG SSSR]. Moscow, ONTI VIEMS. Vyp. I, 56-60. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА Том 20 № 4

Июль–Август 2020

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 103 Дата выхода в свет 31.08.2020 Формат 60 × 84½ Печать офсетная
Усл. печ. л. 19,0 Уч.-изд. л. 19,0 Тираж 120 Цена 990 руб. 00 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 20 No. 4

July–August 2020

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Corrector N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 103 Signed in print 31.08.2020 Format 60 × 84½ Offset print
Cond. print. sh. 19,0 Found.-publ. sh. 19,0 Circulation 120 Price 990 rub. 00 kopecks Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2Ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru