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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 18 № 3

2018

Май–Июнь

Основан в 2001 году Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 18 No. 3 2018

May–June

Founded in 2001 Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 3

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

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

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных мет тодов 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 **Г.Б. Ферштатер** 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; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; В.А. Верниковский, ИНГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Э.Ф. Емлин, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; С.В. Корнилков, ИГД Уро РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Менг, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Б.И. Чувашов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлетон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН © Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2018. Volume 18, No. 3 Scientific journal. Issued 6 times a year

Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov Deputy Editor-in-chief German B. Fershtater Secretary Gunar A. Mizens IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi Science Centre UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Fernando Bea (Granada University, Spain); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Eduard F. Emlin (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Insti-tute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fun Meng Vong (Institute of Geology of Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Valerii V. Murzin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor M. Necheukhin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS, Ufa, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Nature History Museum, London, Great Britain); Sergei D. Sokolov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Jurii V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Boris I. Chuvashov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Richard Ernst (Scientist in Residence, Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016, Russia Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12 E-mail: lithosphere@igg.uran.ru Website: http://lithosphere.ru

© Institute of Geology and Geochemistry © Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 18, № 3, 2018

Кремнекислый вулканизм различных геотектонических обстановок (на примере орогенных вулканических поясов Азии)	
А. М. Курчавов	327
Отражение глобальных событий франского века в разрезе западного склона Полярного Урала Д. Б. Соболев, М. А. Соболева	341
Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья II. Стратиграфическое распределение конодонтов В. В. Черных	363
Палинологическая характеристика среднеюрских отложений из местонахождения Кулинда (Забай- калье): биостратиграфический и биофациальный анализ <i>Е. Б. Пещевицкая, С. А. Решетова, С. М. Синица</i>	382
Геологические и изотопно-геохимические критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья С. О. Максимов, П. Л. Неволин, В. И. Киселев	390
Новые данные о геохимических особенностях, флюидном режиме, возрасте и потенциальной рудо- носности гранитоидов Ишеримского антиклинория (Северный Урал) <i>Г. А. Петров, В. В. Холоднов, Ю. Л. Ронкин</i>	416
Висмут-никелевая минерализация в хромититах Мариинского месторождения (Уральские изумруд- ные копи) М. П. Попов, Ю. В. Ерохин, В. В. Хиллер	435
Сульфосоли висмута Березовского рудного района: химический состав и минеральные ассоциации С. В. Прибавкин, С. Г. Суставов, И. А. Готтман	445
Минералогия аллювиальных отложений Авзянского золоторудного района (Южный Урал) Е. Е. Паленова, К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, И. А. Блинов, С. Д. Григорьева	459
Потери науки	
Памяти Германа Борисовича Ферштатера (1933–2018 гг.)	475

К сведению авторов

Вниманию читателей

477

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2018 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – 10657)

Volume 18, No 3, 2018

Author's note	477				
In Memory of German Borisovich Fershtater (1933–2018)	475				
Losses of Science					
Mineralogy of alluvial sediments of Avzyan gold region (the Southern Urals) Ekaterina E. Palenova, Konstantin A. Novoselov, Elena V. Belogub, Ivan A. Blinov, Svetlana D. Grigor 'eva	459				
Bismuth sulfosalts from Berezovsk ore region: Chemical composition and mineral associations Sergei V. Pribavkin, Sergei G. Sustavov, Irina A. Gottman	445				
Bismuth-nickel mineralization in chromitites of Mariinskii deposit (Urals emerald mines) Mikhail P. Popov, Yurii V. Erokhin, Vera V. Khiller	435				
New data on geochemical features, fluid mode, age and potential ore content of granitoids of Isherim anticlinorium (North Ural) <i>Georg A. Petrov, Vladimir V. Holodnov, Yurii L. Ronkin</i>	416				
Geological and isotope-geochemical criteria of evident presence of ancient continental crust in Primorye basement Sergei O. Maksimov, Petr L. Nevolin, Vladimir I. Kiselev	390				
Palynology of Middle Jurassic deposits from the Kulinda locality (Transbaikalia): Biostratigraphy and biofacies Ekaterina B. Peshchevitskaya, Svetlana A. Reshetova, Sof'ya M. Sinitsa	382				
Conodonts from the boundary Artinskian-Kungurian deposits of Mechetlino section (Bashkortostan, the South Urals). Article II. Stratigrafic distribution of conodonts Valerii V. Chernykh	363				
Reflection of global events Frasnian epoch in the section of the western slope Polar Urals Dmitrii B. Sobolev, Marina A. Soboleva					
Acid volcanism of various geotectonic situations (on the example of orogenic volcanic belts in Asia) Anatoly M. Kurchavov	327				

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from: 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 620016, Russia. Tel: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru УДК 552.313:551.242

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-327-340

КРЕМНЕКИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (НА ПРИМЕРЕ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ АЗИИ)

© 2018 г. А. М. Курчавов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ), 119017, Москва, Старомонетный переулок, 35, e-mail: petrocom@igem.ru Поступила в редакцию 10.07.2017 г., принята к печати 02.10.2017 г.

Кремнекислый вулканизм (кремнекислыми считаются породы с содержанием кремнезема более 64 мас. %) наиболее широко представлен в орогенных вулканических поясах (окраинно-континентальных и коллизионнных) и в энсиалических островных дугах (на континентальной стадии их развития). На ранней стадии формирования этих структур кремнекислые вулканиты входят в состав последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых формаций, на поздней стадии они слагают бимодальные (контрастные по кремнезему) формации повышенной щелочности. Расцвет кремнекислого вулканизм приходится на среднеорогенную стадию в виде риолит-риодацитовых извержений, часто в форме игнимбритов. В породах разных стадий наблюдаются вариации содержаний калия и натрия. Наиболее выдержаны по соотношению калия и натрия среднеорогенные кремнекислые вулканиты, в то время как ранние и особенно позднеорогенные породы широко варьируют по этим параметрам. В целом кремнекислые вулканиты орогенных поясов более щелочные и калиевые, чем породы энсиалических островных дуг. Вкрест простирания орогенных поясов существенно меняются петрохимические особенности вулканитов. Во фронтальных зонах преобладают породы низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, в тыловых зонах развиты породы высококалиевой ветви этой серии и шошонит-латитовой петрохимической серии. Появление кремнекислых вулканитов в большом объеме и повышенная их щелочность коррелируют со зрелостью континентальной коры, при суммарном воздействии на гранитно-метаморфический слой тепла более глубинной базальтовой магмы, трансмагматических флюидов и ремобилизованных "коровых" летучих компонентов.

Ключевые слова: кремнекислый вулканизм, орогенные вулканические пояса, зональность вулканизма, геотектонические обстановки

ACID VOLCANISM OF VARIOUS GEOTECTONIC SITUATIONS (ON THE EXAMPLE OF OROGENIC VOLCANIC BELTS IN ASIA)

Anatoly M. Kurchavov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS (IGEM), 35 Staromonetny per., Moscow, 119017, Russia, e-mail: petrocom@igem.ru Received 10.07.2017, accepted 02.10.2017

Acid volcanism (rocks with silica more than 64 wt%) is the most widely represented in the orogenic volcanic belts (continental margin and kollisional) and ensialic island arcs on the continental stage in their development. At an early stage of formation of these structures acid volcanics are part of differentiated series basalt-andesite-dacite-rhyolite formation, at a later stage they form bimodal (contrasting silica) formation of high alkalinity. The heyday of acid volcanism coincides with middle-orogenic stage as rhyolite-rhyodacitic eruptions, often in the form of ignimbrites. Variations of the the content of potassium and sodium in rocks are changing in different stages. The most constant ratio of potassium and sodium are characterize for middle-orogenic volcanics while early and especially later-orogenic volcanic rocks vary widely in content of these parameters. In general, the acid volcanic orogenic belts more alkaline and potassium than rock ensialic island arcs, except sometimes occur at the front of orogenic belts of small island- structures ultrapotassic rhyolites. Petrochemical peculiarities of volcanics vary considerably across the strike of orogenic belts. Low-potassium branch of calc-alkaline series dominated in the frontal zones, the rocks of high-K branches of this series as far as shoshonite-latite petrochemical series developed in the rear areas of orogenic belts. The emergence of acid volcanic rocks in a large volume and their

Для цитирования: Курчавов А.М. (2018) Кремнекислый вулканизм различных геотектонических обстановок (на примере орогенных вулканических поясов Азии. *Литосфера*, **18**(3), 327-340. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-327-340

For citation: Kurchavov A.M. (2018) Acid volcanism of various geotectonic situations(on the example of orogenic volcanic belts in Asia). *Litosfera*, **18**(3), 327-340. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-327-340

alkalinity correlated with the maturity of the continental crust, with an overall impact on the granite-metamorphic layer heat a deep basaltic magma, transmagmatic fluids and reomobilized of "crust" volatile components.

Keywords: acid vulcanism, volcanic orogenic belt, zoning vulcanism, geotectonic environment

Acknowledgements

The studies were carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 08-05-00423 and 14-05-00728), the programs of fundamental research of the Presidium of the Russian Academy of Sciences (programs No. 4-2010-2014, No. 18-2015 and No. 15-2016) and basic subjects of IGEM RAS (1.15 II).

ВВЕДЕНИЕ

Кремнекислый вулканизм (содержание оксида кремния в породах свыше 64 мас. %) проявляется на разных стадиях эволюции подвижных поясов и в различных геотектонических обстановках, однако расцвет данного вулканизма связан с континентальной стадией их развития. В это время формируются орогенные вулканические пояса. Под орогенным понимается континентальная стадия становления складчатых поясов в условиях горного расчлененного рельефа. Соответственно, образуемые в этот этап линейно вытянутые ареалы континентальных вулканитов рассматриваются как орогенные вулканические пояса, которые ассоциируются с молассами [Херасков, 1967; Тектоника..., 1980]. Примером орогенных вулканических поясов являются девонские и верхнепалеозойские наземные вулканиты Центрально-Азиатского складчатого пояса, мезозойско-кайнозойские вулканиты Западно-Тихоокеанского обрамления (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский пояса и др.), кайнозойские вулканиты Альпийского пояса и др. (рис. 1). Одни из них располагаются на краю ранее стабилизированных областей по границе с подвижными областями (окраинно-континентальные или надсубдукционные вулканические пояса). Другие формируются после коллизии складчатого поя



Рис. 1. Орогенные вулканические пояса Азии.

1-6 – области континентальной коры, сформированной: 1 – к началу палеозоя, 2 – к девону, 3 – к среднему карбону, 4 – к среднему триасу, 5 – к позднему мелу, 6 – к позднему миоцену; 7 – фрагменты древней континентальной коры в составе позднемиоценовой; 8–11 – орогенные вулканические пояса: 8 – девонские, 9 – позднепалеозойские, 10 – мезозойско-кайнозойские, 11 – кайнозойские.

Fig. 1. Orogenic volcanic belts of Eurasia.

1-6 - continental crust consolidated: 1 - by Early Paleozoic, 2 - by Devonian, 3 - by Middle Carboniferous, 4 - by Middle Triassic, 5 - by Late Cretaceous, 6 - by Late Miocene; 7 - fragments of older continental crust enclosed in crust of Late Miocene consolidation; 8-11 - orogenic volcanic belts of different ages: 8 - Devonian, 9 - Late Paleozoic, 10 - Mesozoic-Cenozoic, 11 - Cenozoic.

са (коллизионные вулканические пояса, переходящие во внутриплитные). Также широко проявлены наземные кремнекислые вулканиты в энсиалических островодужных системах, на континентальной стадии их развития. Во всех случаях вулканиты меняют свои петрохимические характеристики вкрест простирания структур, формируя зональность разного типа.

В предлагаемой статье на основе выявленных типов зональности орогенных вулканических поясов анализируются возможные причины возникновения больших объемов кремнекислого вулканизма и связи различной щелочности и кремнекислотности пород по латерали и вертикали с особенностями геотектонического положения ареалов вулканизма.

Выявление отличительных особенностей кремнекислых вулканитов различных геотектонических ситуаций важно для диагностики их палеоаналогов, познания процессов магмогенерации, понимания тектоно-магматических особенностей формирования геологических структур и закономерностей размещения полезных ископаемых в их пределах.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследований положено прослеживание по латерали изменений сериальных петрохимических особенностей магматических образований, что было детально проведено для девонских орогенных магматитов всего ареала их распространения в Центральном Казахстане [Курчавов и др., 2000]. С этой целью использовалась TAS-диаграмма, верхняя часть которой представляет собой классификационную диаграмму "Петрографического кодекса", дополненную вниз по содержанию оксида калия (рис. 2). На диаграмме выделены поля развития петрохимических серий: толеитовой, известковощелочной (низкокалиевой и высококалиевой ветвей), шошонитовой. Выявленные в конкретных массивах петрохимические типы пород (по содержанию щелочей и их петрохимической сериальной принадлежности) наносились условными знаками на геологическую основу с конкретными контурами распространения ареалов развития ранней, средней и поздней стадий девонского орогенного магматизма. Было использовано более 6000 анализов пород, достаточно равномерно распределенных по площади. Это позволило составить карты (масштаб 1 : 1 000 000) распространения формаций пород, выделенных по кремнезему (последовательно дифференцированные, контрастные, монопородные), с учетом щелочности пород и их сериальной петрохимической принадлежности (по калию). В дальнейшем по данной методике были проанализированы особенности латерального изменения сериальной петрохимической специфики пород других вулканических поясов Азии [Курчавов и др., 1999].



Рис. 2. Изменение содержания щелочей в нижнедевонских вулканитах фронтальной и тыловой зон на северо-востоке Центрального Казахстана.

1 – фронтальная зона по Р.А. Борукаеву и Т.Д. Далабаеву (лист N 43–124-Г), 2 – тыловая зона по М.Д. Трифан (листы М-43–1-А, Г; 2-А; 13-Б; А, В, С – поля распространения петрохимических серий (по общей щелочности): А – известково-щелочная, В – субщелочная, С – щелочная [Курчавов и др., 1999]; I–IV – петрохимические серии (по содержанию К₂О): І – толеитовая, II, III – известково-щелочная низкокалиевая (II) и высококалиевая (III); IV – шошонитовая.

Fig. 2. Variations of the alkali content in the Lower Devonian volcanic rocks of the frontal and back zones of the marginal continental belt in northeastern Central Kazakhstan.

1 – frontal zone, after R.A. Borukaev and T.D. Dalabaev (Sheet N-43–124- Γ); 2 – back zone, after M.D. Trifan (Sheets M-43–1-A, Γ ; 2-A; 13-B); A, B, C – fields of normal calc-alkaline (A), subalkaline (B), and alkaline (C) rocks, [Kurchavov et al., 1999]; I–IV – petrochemical series: I – tholeiitic, II, III – calc-alkaline with low (II) and elevated (III) potassium contents, IV – shoshonitic.

ХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ АЗИИ

Для всех указанных вулканических поясов характерна сходная стадийность развития вулканизма (табл. 1, рис. 3–5). На ранней стадии развития орогенных поясов кремнекислые вулканиты входят в состав последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых формаций. К концу стадии роль кремнекислых пород возрастает. На позднеорогенной стадии развития кремне-



Рис. 3. Формационные ряды девонских орогенных вулканических поясов.

I – Кокчетавское поднятие, II – Северо-Восточный (Карагандинско-Ащисуйский) сегмент Центрального Казахстана, III – Джунгаро-Балхашское окраинное море, IV – Чингиз и Тарбагатай, V – Иртыш-Зайсанский субокеанический бассейн, VI – Рудный Алтай, VII – Ануйско-Чуйский прогиб Горного Алтая, VIII – Северо-Западная Монголия, IX – Северо-Минусинская впадина, X – Агульская впадина. Орогенные стадии: а – ранняя, б – средняя, в – поздняя. 1–24 – континентальные формации: 1–22 – вулканогенные (1 – риолитовая, 2 – риолитовая с подчиненными игнимбритами, 3 – риолитовая игнимбритовая, 4 – риодацитовая, 5 – дацитовая, 6 – андезитовая, 7 – базальт-андезитовая, 8 – базальтовая, 9 – риолиттрахириолитовая, 10 – трахириолит-щелочнориолитовая, 11 – трахитовая, 12 – трахиандезибазальт-базальтовая, 13 – трахибазальт-базальтовая, 14 – щелочнобазальтовая, 15 – фонолитовая, 16 – контрастная андезибазальт-риолитовая, 18 – последовательно дифференцированная андезитриолитовая, 21 – последовательно дифференцированная с (базальт) следовательно дифференцированная (базальт) андезибазальт-андезит-дацит-риолитовая, 22 – последовательно дифференцированная (базальт) следовательно дифференцированная (базальт) (25 – 30 – морские формации (25 – терригенные формации (моласса) (23 – грубообломочная, 24 – тонкобломочная); 25–30 – морские формации (25 – терригенно-известковистая, 27 – известковистовистовая, 28 – терригенно-известковистая с подчиненными вулканитами, 29 – терригенно-известковистая с базальтой идами, 30 – кремнисто-базальтоидная с известняками); 31 – доорогенное основание; 32, 33 – стратиграфические границия (32 – согласные).

Fig. 3. Formation series of Devonian orogenic volcanic belts.

I – Kokchetav uplift, II – northeastern (Karaganda-Ashchisu) segment of Central Kazakhstan, III – Jonggar-Balkhash border sea, IV – Chinghiz and Tarbagatai, V – Irtysh-Zaisan ocean, VI – Rudny Altai, VII – Anui-Chuya basin in Gorny Altai, VIII – northwestern Mongolia, IX – northern Minusa basin, X – Agul basin. Orogenic stages: a – early, b – middle, c – late. 1–24 – continental assemblages: 1–22 – volcanics of various compositions (1 – rhyolite, 2 – rhyolite with subordinate ignimbrite, 3 – rhyolite ignimbrite, 4 – rhyodacite, 5 – dacite, 6 – andesite, 7 – basalt and andesite, 8 – basalt, 9 – rhyolite-trachyrhyolite, 10 – trachyrhyolite-alkali rhyolite, 11 – trachyte, 12 – trachybasaltic andesite-basalt, 13 – trachybasalt-basalt, 14 – alkali basalt, 15 – phonolite, 16 – contrasting andesite-rhyolite, 17 – contrasting basaltic andesite-rhyolite, 18 – successively differentiated basaltic andesiteandesite-rhyolite, 19 – contrasting trachyandesite-trachyrhyolite, 20 – bimodal trachybasalt-trachyrhyolite, 21 – successively differentiated andesite-andesite-dacite-rhyolite, 22 – successively differentiated (basalt)-basaltic andesite-andesite-dacite-rhyolite); 23, 24 – terrigenous sediments (molasse) (23 – coarse clastic, 24 – fine clastic); 25–30 – marine sedimentary formations (25 – terrigenous limy, 26 – limy, 27 – limy terrigenous, 28 – terrigenous limy with subordinate volcanics, 29 – terrigenous limy with basaltoids, 30 – silicic basaltoid with limestones); 31 – preorogenic basement; 32, 33 – stratigraphic boundaries (32 – concordant, 33 – discordant).

кислые вулканиты, как правило повышенной щелочности, являются членами бимодальных формаций. Наиболее масштабно кремнекислый вулканизм проявляется в среднюю стадию развития орогенных поясов. Для этого времени особенно характерны извержения игнимбритов [Курчавов, 1985, 1994, 2004а; Курчавов и др., 1999].

При этом уровень щелочности кремнекислых пород в целом нарастает от ранней стадии развития орогенных поясов к поздней. Одновременно меняет-

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Таблица	1. E	Вулканические	формации	разных	стадий	развития	орогенных	поясов
---------	-------------	---------------	----------	--------	--------	----------	-----------	--------

Table 1. Volcanic formations of different stages of orogenic belts forming

Стадии	Формации					
	Главные	Подчиненные				
Поздняя	Контрастные по кремнезему повышенной щелочности (бимодаль-	Базальт-андезитовая, трахириоли-				
	ные): трахибазальт-трахириолитовая, трахибазальт-комендито-	товая, трахиандезит-базальтовая				
	вая, трахибазальт-пантеллеритовая, щелочных риолитов, ультра-					
	калиевых риолитов, щелочных базальтов					
Средняя	Риолитовая, риодацитовая, риолит-трахириолитовая (туфолаво-	Андезитовая, андезит-дацитовая,				
	игнимбритовая)	щелочно-риолитовая				
Ранняя	Базальт-андезитовая. Последовательно дифференцированные: ба-	Риолитовая, трахириолитовая, трахи-				
	зальт-андезит-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая	андезитовая, щелочно-базальтовая				



Рис. 4. Формационные ряды верхнепалеозойских орогенных вулканических поясов.

I, II – Токрауская впадина: I – северная, II – южная части; III – Северо-Восточное Прибалхашье; IV – Джунгария; V – Чаткало-Кураминский регион; VI – Чарская зона; VII–IX – Монголия: VII – Южная, VIII – Центральная, IX – Северная. Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Formation series of Late Paleozoic orogenic volcanic belts.

I, II – Tokrau basin: I – northern part, II – southern part; III – northeastern Balkhash region; IV – Jonggaria; V – Chatkal-Kurama region; VI – Chara zone; VII–IX – Mongolia: VII – Southern, VIII – Central, IX – Northern. For legend see Fig. 3.

ся соотношение оксидов натрия и калия в равнокислотных породах разных стадий (рис. 6). Наиболее выдержаны отношения данных оксидов, приближающиеся к единице, у пород средней стадии. В породах ранней стадии эти отношения меняются в более широком интервале. Но сильнее всего дифференцированы по данному параметру вулканиты поздней стадии. Причем, чем контрастнее по кремнезему породы в формации, тем больше размах колебания оксидов натрия и калия в них с общей тенденцией усиления роли калия в породах поздней стадии.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

В каждую стадию формирования орогенных вулканических поясов петрохимическая специфи-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

ка пород существенно различается вкрест их простирания. Соответственно, меняется и набор формаций в их пределах (табл. 2). Для окраинноконтинентальных вулканических поясов характерна резко выраженная асимметричность петрохимических особенностей вулканитов [Курчавов, 1985, 1994, 2004а, б; Курчавов и др., 1999]. Фронтальной (внутренней) зоне пояса, особенно ее узкой передовой части, свойственны вулканиты низкокалиевой ветви известково-щелочной серии, отмечаются также породы толеитовой серии. Ярким примером служат хорошо изученные девонские вулканиты Казахстана (рис. 7-9). С удалением в сторону стабилизированной области во фронтальной зоне возрастает роль изверженных кремнекислых продуктов (лав, игнимбритов) высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической



Рис. 5. Формационные ряды мезозойско-кайнозойских орогенных вулканических поясов.

I–V – Альпийский пояс: I – Турция, II – Армянское нагорье, III – Северный Кавказ, IV – Иран, V – Афганистан; VI – Восточно-Сихотэ-Алиньский пояс; VII–IX – Охотско-Чукотский пояс, Охотский сектор: VII – внешняя, VIII – внутренняя, IX – фланговая зоны пояса. Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 5. Formation series of Mesozoic-Cenozoic orogenic volcanic belts.

I-V-Alpine belt: I - Turkey, II - Armenian highland, III - North Caucasus, IV - Iran, V - Afghanistan; VI - Eastern Sikhote-Alin' belt; VII-IX - Okhotsk-Chukotka belt, Okhotsk sector: VII - outer part, VIII - inner part, IX - flank part. For legend see Fig. 3.

серии. В тыловой (внешней) зоне вулканического пояса роль изверженных продуктов сокращается и возрастает значение пирокласт-осадочного и осадочного материала. Однако среди вулканитов здесь доминируют уже представители высококалиевой ветви известково-щелочной и шошонитовой (шошонит-латитовой) петрохимических серий.

В континентальных вулканических поясах коллизионного типа проявляются все отмеченные выше типы зональности вулканизма и, соответственно, петрохимических особенностей его продуктов. В целом общая щелочность и калиевость кремнекислых вулканитов здесь сравнимы с таковыми окраинно-континентальных поясов. Для энсиалических островных дуг характерна симметричная зональность петрохимических параметров всех изверженных продуктов. Примером служит Чингизская девонская островодужная структура Центрального Казахстана (IV на рис. 7–9). Здесь, по границе с океаническими (на востоке) и задуговыми (на западе) бассейнами, развиваются вулканиты, в том числе кремнекислые, низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, реже толеитовой. В осевых (внутренних) частях данной структуры преобладают уже более высокощелочные и калиевые продукты извержений. В целом, по сравнению с равнокислотными девонскими вулканитами, развитыми по краю каледонского континента Казахстана, девонские вулканиты Чингиза отличаются пониженными уровнями общей щелочности и калиевости.

Одновременно во всех вулканических поясах проявлена продольная изменчивость петрохимических параметров вулканитов [Курчавов, 1994]. Так, в пределах Альпийского коллизионного пояса в позднекайнозойских континентальных вулканитах от Афганистана к Ирану и особенно в Турции заметно нарастает щелочность и калиевость равнокислотных пород всех стадий развития [Gill, 1981; Курчавов, 1994]. Подобные региональные отличия свойственны также окраинно-континентальным поясам. Например, равнокислотные кремнекислые Кремнекислый вулканизм различных геотектонических обстановок Acid volcanism of various geotectonic situations



Рис. 6. Соотношение оксидов калия и натрия у верхнепалеозойских риолитов и риодацитов.

Породы орогенных стадий: 1 – ранней, 2 – средней, 3 – поздней; а – Токрауская впадина (1 – конец раннего карбона и начало башкирия, 2 – средний–поздний карбон, 3 – пермь); б – Заилийский Алатау, Кетмень, Южная Джунгария (1 – конец раннего карбона – начало позднего карбона, 2 – поздний карбон – ранняя пермь, 3 – пермь-триас); в – Монголия (1 – карбон, 2 – пермь, 3 – бимодальные формации поздней перми). Петрохимические серии: І – толеитовая, II – низкокалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая (шошонит-латитовая).

Fig. 6. The ratio of the oxides of sodium and potassium in upper Paleozoic rhyolites and rhyodacites.

The rocks of orogenic stages: 1 - early, 2 - middle, 3 - late; a - Tokraus depression (1– end of Early Carboniferous and the beginning of Bashkirian stage, 2 - Middle-Late Carboniferous, 3 - Permian); 6 - Zailiysky Alatau, Ketmen, Southern Jonggaria (1 – end of Early Carboniferous-beginning Late Carboniferous, 2 - Late Carboniferous-Early Permian, 3 - Permian-Trias); B - Mongolia (1 – Carboniferous, 2 - Permian, 3 - bimodal formations of the Late Permian). Petrochemical series: I – tholeiitic, II, III – calc-al-kaline with low (II) and elevated (III) potassium contents, IV – shoshonitic.

Таблица 2. Орогенные вулканические формации разных геоструктурных позиций

Table 2. Orogenic volcanic formations of various geostructure positions

Формации	Геоструктура		
	Энсиалическая	Вулканич	еский пояс
	островная дуга	Фронтальная зона	Тыловая зона пояса
Базальт-андезитовая	+	+	+
Андезитовая	+	+	+
Последовательно дифференцированная базальт-андезит-	+	+	—
дацит-риолитовая			
Последовательно-контрастная андезибазальт-риолитовая	+	+	_
Риолит-риодацитовая	+	+	+
Трахириолит-риолитовая	+	+	+
Трахириолитовая	-	+	+
Трахириолит-риолитовая со щелочными риолитами	-	-	+
Бимодальная трахибазальт-трахириолитовая	-	-	+
Трахиандезибазальтовая с трахиандезитами, андезитами и	_	-	+
базальтами			
Трахибазальт-базальтовая с трахитами, трахириолитами,	-	-	+
риолитами			

вулканиты позднепалеозойского и девонского вулканических поясов Монголии, по сравнению с таковыми Казахстана, более натровые и одновременно менее глиноземистые.



Рис. 7. Современное положение вулканогенных образований ранней стадии развития Казахстанского девонского вулканического пояса (начало раннего девона) по [Курчавов и др., 2000] с дополнениями.

Ассоциации: 1–7 – известково-щелочные с подчиненными толеитовыми разновидностями (1 – базальт-андезибазальтовая, 2 – базальт-андезибазальт-андезитовая, 3 – андезибазальт-андезитовая с дацитами и риодацитами, 4 – контрастная андезибазальт-кремнекислая, 5 – андезит-дацит-риолитовая, 6 – риодацит-риолитовая, 7 – терригенная с подчиненными риодацитами и риолитами); 8–14 – преимущественно известково-щелочные повышенной калиевости и шошонитовые (8 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахириодацит-трахириолитовая, 10 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезибазальтами, 13 – контрастная трахиандезибазальт-трахириодацитовая, 14 – трахириодацит-тратовазальтами, трахиандезибазальтами, 13 – контрастная трахиандезибазальтами и трахиандезибазальтами, 16 – с трахибазальтами, трахиандезибазальтами, 16 – с трахибазальтами, трахиандезибазальтами, 17 – с трахириодацитами и трахиандезибазальтами, 18 – контрастная трахиандезибазальтами и трахиандезибазальтами, 17 – с трахириодацитами и трахиандезибазальтами, 12 – субаквальные терригенные с 21, 22 – девонские морские (21 – преимущественно терригенные, 22 – терригенные и вулкано-генные); 23 – интрузивные проды; 24 – выходы докембрийского основания в краевой части Джунгаро-Балхашской зоны; 25 – границы распространения ассоциаций пород; 26, 27 – разрывные нарушения: 26 – региональные разломы (

Fig. 7. Modern position of volcanogenic formation of early stage of development (beginng Early Devonian) of the Kazakhstan Devonian volcanic belt by [Kurchavov et al., 2000] with additions.

Associations: 1–7 – calc-alkaline with subordinate tholeiitic varieties (1 – basalt-basaltic andesite, 2 – basalt-basaltic andesiteandesite, 3 – basaltic andesite-andesite-andesitic dacite with dacite and rhyodacite, 4 – contrast basaltic andesite-silicic, 5 – andesitedacite-rhyolite, 6 – rhyodacite-rhyolite, 7 – terrigenous with subordinate rhydacites and rhyolites); 8–14 – mostly calc-alkaline with elevated K contents and shoshonitic (8 – trachybasalt-trachybasaltic andesite-trachyandesite-trachyte with subordinate basalts and basaltic andesites, 9 – trachybasalt-basalt, 10 – trachybasalt-trachybasaltic andesite-trachyandesite-trachythyodacite-trachythyiolite andesites, and andesites, 11 – trachyandesite-trachydacite-trachyrhyolite, 12 – trachyandesite-trachyrhyodacite-trachyrhyiolite); 15– 17 – mostly terrigenous (15 – with trachy-basalts and trachybasaltic andesites, 16 – with trachybasalts, trachybasaltic andesites, and trachyrhyodacites, 17 – with trachyrhyodacites and trachyrhyiolites); 18 – terrigenous marine (21 – mainly terrigenous, 22 – terrigenous and volcanogenic); 23 – intrusions; 24 – expozures of the Precambrian basemtni in the marginal part of the Dzungaro-Balkhash zone; 25 – boundaries between different rock associations; 26, 27 – faults: 26 – regional fults (in Fig. 7 – encircled numbers: 1 – Tselinograd, 2 – Central Kazakhstan, 3 – Uspenskii, 4 – Ulutau), 27 – other faults. Letter designations in Fig. 7: 4C – Chu-Sarysu depression, ДБ – Dzhungar-Balkhash, ИЗ – Irtysh-Zaisan mobile zones. In Figs 7–9 roman numbers denote the belt segments: I – Northeastern, II – Sarysu-Tengiz, III – Betpakdala, IV – Chingiz.



Рис. 8. Современное положение средне-орогенных ассоциаций Казахстанского девонского вулканического пояса (конец раннего девона–эйфель) по [Курчавов и др., 2000] с дополнениями.

Условные обозначения - см. рис. 7.

Fig. 8. Modern position of mid-orogenic associations (uppermost Lower Devonian–Eifelian) of the Devonian marginal volcanic belt in Central Kazakhstan by [Kurchavov et al., 2000] with additions.

For legnd see Fig. 7.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018



Рис. 9. Современное положение вулканогенных образований поздней стадии развития Казахстанского девонского вулканического пояса (конец живетского века среднего девона – франский век позднего девона) по [Курчавов и др., 2000] с дополнениями.

Условные обозначения – см. рис. 7. Островодужные структуры: Ша – Успенская, Шб – Акжал-Аксоранскя, Шв – Тастауская, Шг – Акбастауская, Шд – Спасская, Ше – Нуринский синклинорий.

Fig. 9. Modern position of volcanogenic formation of late stage of development (end of Givetian stage of Middle Devonian–Frasnian stage of Late Devonian) of the Kazakhstan Devonian volcanic belt by [Kurchavov et al., 2000] with additions.

For legend see Fig. 7. Island arc structures: IIIa – Uspenskaya, III6 – Akzhal-Aksoran, IIIB – Tastau, IIIr – Akbastau, IIIg – Spasskaya, IIIe – Nurinskii synclinorium.

Сходство в проявлении однонаправленной латеральной изменчивости ключевых вещественных параметров магматитов разных геологических ситуаций следует иметь в виду при палеореконструкции древних складчатых сооружений с их фрагментарностью выходов и нарушенностью первичной структуры. Установленную магматическую зональность фрагментов структур нужно интерпретировать с большой осторожностью для выделения предполагаемой фронтальной зоны вулканических поясов (и, соответственно, границы океан-континент) и подкреплять другими геологическими данными.

При этом характер и направленность магматической зональности в разные стадии формирования вулканических поясов могут существенно меняться. Односторонне направленная (или асимметричная) магматическая зональность может быть составной частью более сложной симметричной (или симметрично-зеркальной) зональности, которая в ходе развития поясов сменяет более раннюю одностороннюю зональность магматизма [Курчавов и др., 1999, 2000]. Наиболее надежные данные для определения фронтальной части вулканических поясов предоставляют раннеорогенные вулканические формации. Петрохимическую латеральную изменчивость, свойственную для данной стадии ассоциаций пород преобладающего средне-основного состава, легче связать с процессами в сейсмофокальных зонах и, соответственно, надежнее маркировать границу перехода океан-континент, особенно в древних складчатых сооружениях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение орогенных вулканических поясов разного возраста и разной геологической позиции показывает, что хронологическая последовательность смены состава вулканических продуктов у них имеет сходную тенденцию. Отмечается также сходная тенденция в изменении соотношений калия и натрия в вулканогенных породах разных стадий развития орогенных поясов. Кремнекислый вулканизм присутствует на всех стадиях их развития, однако расцвет его приурочен к середине орогенного этапа. При этом, чем сильнее выражена полярность вулканических пород по кремнезему (бимодальные формации), тем резче проявляется повышенная щелочность и дифференцированность кремнекислых продуктов по содержанию калия и натрия. Для среднеорогенной стадии с доминированием монопородных кремнекислых формаций характерны менее резкие вариации соотношений щелочных компонентов в породах.

В целом принципиальных различий в наборе формаций у фронтальных зон поясов и у островодужных структур не наблюдается. Однако во фронтальных зонах поясов кремнекислый вулканизм присутствует в большем объеме; при этом здесь, по сравнению с островными дугами, общая щелочность кремнекислых пород и их калиевость возрастают, усиливается также роль высококалиевой ветви известково-щелочной серии. В тыловой зоне поясов доля последних еще более возрастает, так же как и значение пород шошонитовой серии, здесь появляются собственно щелочные породы. То есть с удалением от океанического бассейна вглубь континента роль щелочных и высококалиевых пород возрастает, что по аналогии с современными активными континентальными окраинами коррелируется с ростом мощности континентальной коры и ее зрелостью.

Таким образом, сходство эволюции орогенного вулканизма поясов различных обстановок формирования свидетельствует о наличии общих кардинальных причин возникновения кремнекислых расплавов. На первый план выступают зрелость континентальной коры, ее способность давать кремнекислые расплавы и различное воздействие на коровый материал поднимающихся глубинной базитовой (щелочно-базитовой) магмы и трансмагматических флюидов. Состав плавящегося субстрата оказывает существенное влияние на появление кремнекислых пород. Как показывает анализ магматизма современных островных дуг Тихого океана, возникновение кремнекислых расплавов в их пределах определяется наличием в основании данных структур блоков сиалической коры [Дмитриев, Цветков, 1983; Фролова и др., 1985; Чащин, Мартынов, 2011].

Из сказанного следует, что появление больших объемов кремнекислых вулканических извержений и их щелочность регулируются степенью сиализации земной коры и ее проницаемостью.

ПРИЧИНЫ ПОЯВЛЕНИЯ КРЕМНЕКИСЛЫХ РАСПЛАВОВ

Существующие представления о причинах появления кремнекислых магм дискуссионны. Достаточно условно эти представления можно свести к нескольким вариантам: дифференциация более основных магм, возникновение кислой магмы анатектическим путем, образование кислой магмы за счет расплавления коры под воздействием глубинных флюидов или тепла поднимающейся базальтовой магмы и др. Обоснование и критические разборы этих представлений можно найти во многих публикациях [Коржинский, 1952, 1982; Бейли Б., 1972, 1981; Бейли Д., 1972; Маракушев, Яковлева, 1975; Жариков, 1976; Добрецов, 1980; Маракушев, 1987; Эволюция..., 1983].

Гипотезы образования кислых расплавов из основных магм наталкиваются на главную трудность – громадность объема кислых орогенных вулканитов и подчиненность им базальтоидов. К тому же кроме вулканитов необходимо учитывать также огромные объемы гранитоидов, столь свойственных орогенным областям.

При рассмотрении возникновения кислых магм вследствие анатексиса некоторые исследователи обращают внимание на связь появления кислых магм (особенно гранитоидных) с периодами воздымания территорий и делают вывод о невозможности в таком случае попадания отложений в область высоких температур, достаточных для плавления. Признавая справедливость этих возражений, необходимо отметить, что трактовка связи внедрения кислых магм с периодами воздымания регионов требует коррективы. Причиной воздымания регионов как раз и является утолщение земной коры. Складчатые деформации наращивают вертикальную мощность коры, но еще интенсивнее, как это все больше выясняется сейчас, процесс утолщения земной коры происходит при тектоническом сжатии и скучивании [Моссаковский, 1979]. Как известно, мощность коры во многих регионах соизмерима с теоретически необходимой для выплавления даже сухих расплавов [Попов, 1982]. В глубинные условия попадают осадки, достаточно насыщенные водой и летучими компонентами, что способствует значительному снижению температуры плавления. Из этого следует, что анатектическое плавление вещества земной коры нельзя исключать при рассмотрении проблемы возникновения кислых магм.

К решению проблемы возникновения огромных объемов кислых расплавов в полной мере приложима также разработанная Д.С. Коржинским [1952, 1982] теория сквозьмагматических растворов. Выделение в огромных объемах летучих компонентов отмечается непосредственными наблюдениями при вулканических извержениях. Об этом свидетельствует также преобладающая эксплозивная форма извержения вулканического материала. Взаимодействие флюидов с глубинными горизонтами земной коры определяется многими причинами, из которых немаловажное значение имеет характер строения коры, обусловленный тектоническими процессами. Все больше выявляется роль тектонического сжатия и скучивания масс в процессе закрытия складчатых поясов, а в строении коры, да и нижележащих уровней, - роль тектонических срывов, приводящих к вертикальной тектонической расслоенности литосферы.

Важнейшей отличительной чертой гранитнометаморфического слоя континентов является региональная калиевая гранитизация [Моссаковский, 1979]. Это имеет непосредственное отношение к возникновению кислых расплавов. Как известно, Д.С. Коржинский [1952] придавал особое значение процессам метамагматического замещения. Предварительная метасоматическая переработка вещества коры под воздействием флюидов нивелирует неоднородности состава коры, что приводит к выплавлению однородных щелочнокислых продуктов. Такую возможность допускал, в частности, Д. Бейли [1972] при объяснении появления крупных объемов сиалических расплавов в рифтовых зонах. Прогрессирующим разрастанием магматических очагов путем магматического замещения вмещающих сиалических пород в связи с общей метаморфической и магматической дебазификацией земной коры А.А. Маракушев [1987] объясняет нарастание роли пород андезитриолитового ряда в орогенических поясах.

Роль флюидов рассматривается и под другим углом зрения. Так, раскисляющим воздействием трансмагматических растворов на поднимающуюся колонну базальтового расплава трактуется образование контрастных базальт-риолитовых серий континентальных рифтовых структур [Ярмолюк, 1983].

Таким образом, в основе современных представлений о происхождении кислых расплавов орогенных поясов лежит признание ведущей роли глубинных флюидов в "предварительной подготовке" вещества коры к плавлению и в эволюции расплавов. Однако очевидно, что прогрессирующее разрастание гранитно-метаморфического слоя земной коры континентов должно приводить также к высвобождению заключенных в осадках летучих компонентов, что в совокупности с подтоком флюидов из мантии должно усиливать эффект воздействия на вышележащие уровни. Другими словами, нельзя исключить значительную роль в магмогенезе летучих компонентов "корового" происхождения. Возможность такого процесса была показана И.Д. Рябчиковым [1979, 1985].

В этом отношении симптоматично изменение содержания калия в вулканитах вкрест простирания поясов – возрастание роли калия в равнокислотных породах от фронтальной зоны поясов к их внутренней зоне. Повышенную калиевость вулканитов обычно связывают с большой глубиной зарождения породивших их расплавов. Но, возможно, здесь проявляется суммирующее воздействие разных факторов. Отчетлива связь высококалиевых пород с глубинными разломами, приуроченными нередко к границам блоков ранней стабилизации. Относительная узость таких разломных зон при большой глубине заложения способствует обогащению расплавов щелочными элементами за счет разных источников, на что уже обращалось внимание [Watson, 1982].

выводы

Интенсивность проявления кремнекислого вулканизма коррелируется с геотектонической обстановкой и напрямую зависит от подготовленности коры к возможному выплавлению больших объемов кремнекислых расплавов. С этим же связаны уровни щелочности и вариации отношений натрия и калия в породах. Кремнекислый вулканизм возникает на разных этапах формирования орогенных вулканических поясов, но максимум его приходится на среднеорогенную стадию. На ранней стадии развития орогенных поясов кремнекислые вулканиты входят в состав последовательно дифференцированных формаций, на поздней стадия – в состав контрастных по кремнезему (бимодальных) формаций. В среднеорогенную стадию формируются преимущественно монопородные формации кремнекислых вулканитов (игнимбритовые или туфолаво-игнимбритовые), более выдержанные по содержанию натрия и калия, чем кремнекислые породы ранней и поздней стадий.

В целом кремнекислые вулканиты окраинноконтинентальных и коллизионных поясов более насыщены щелочными элементами, чем сходные с ними по количеству кремнезема вулканиты энсиалических островных дуг.

Вкрест простирания поясов кремнекислые вулканиты существенно меняют свои петрохимические характеристики. Во фронтальных зонах поясов преобладают породы низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, в тыловых зонах поясов более распространены представители уже высококалиевой ветви этой серии и шошонит-латитовой группы.

Таким образом, выявленные пространственнохронологические закономерности эволюции орогенного вулканизма позволяет сделать вывод о решающем значении гранитно-метаморфического слоя для возникновения в значительных объемах кремнекислых расплавов при суммарном воздействии тепла более глубинной базальтоидной магмы, трансмагматических флюидов и реомобилизованных "коровых" летучих компонентов.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00423 и 14-05-00728), программ фундаментальных исследований Президиума РАН (программы № 4-2010-2014 гг., программ № 18-2015 и № 15-2016 г.) и базовой тематики ИГЕМ РАН (1.15 П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бейли Б. (1972) Введение в петрологию. М.: Мир, 280 с. Бейли Б. (1981) Континентальный рифтогенез и дегазация мантии. *Континентальные рифты*. М.: Мир, 20-30.
- Бейли Д. (1972) Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. *Механизм интрузии магмы. Т. 48.* М.: Мир, 152-160.
- Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. (1983) Магматизм активных окраин океана. Изв. АН СССР. Сер. геол., (3), 3-18.
- Добрецов Н.Л. (1980) Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 200 с.
- Жариков В.А. (1976) Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 420 с.
- Коржинский Д.С. (1952) Гранитизация как магмтическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол., (2), 56-69.
- Коржинский Д.С. (1982) Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 104 с.
- Курчавов А.М. (1985) Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии. *Геотектоника*, (6), 62-73.
- Курчавов А.М. (1994) Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов. *Геотектоника*, (2), 3-18.
- Курчавов А.М. (2004а) Зональность орогенного вулканизма и проблемы ее геодинамической интерпретации. *Литосфера*, (3), 71-83.
- Курчавов А.М. (2004б) Формационные ряды орогенных вулканических поясов и их значение для палеореконструкций. *Геология и геофизика*, **45**(12), 1418-1426.
- Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А. (1999) Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов. *Геотектоника*, (1), 64-80.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. (2000) Зональность, сегментированность и палеогео-

динамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (4), 32-43.

- Маракушев А.А. (1987) Вулканические серии горных пород и проблемы их генезиса. Изв. вузов. Геология и разведка, (11), 44-56.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. (1975) Генезис кислых лав. Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, (1), 3-24.
- Моссаковский А.А. (1979) Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры. *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. М.: Наука, 159-170.
- Попов В.С. (1982) Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий. *Геохимия магматизма*. М.: Наука, 93-124.
- Рябчиков И.Д. (1979) Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного анатексиса. Проблемы физико-химической петрологии. Т. 1. М.: Наука, 262-270.
- Рябчиков И.Д. (1985) Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли. Подземные воды и эволюция литосферы. Т. І. М.: Наука, 176-206.
- Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). (1980) М.: Наука, 224 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В. Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. (1985) Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 275 с.
- Херасков Н.П. (1967) Тектоника и формации. Избр. тр. М.: Наука,404 с.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А. (2011) Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 270 с.
- Эволюция изверженных пород. (1983) М.: Мир, 527 с.
- Ярмолюк В.В. (1983) Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 197 с.
- Gill J.B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. B., N. Y.: Springer, 356 p.
- Watson E.B. (1982) Melt infiltration and magma evolution. Geology, 10(5), 236-240.

REFERENCES

- Beily B. (1972) *Vvedenie v petrologiyu* [Introduction to petrology]. Moskow, Mir Publ., 280 p. (In Russian)
- Beily B. (1981) Continental rifting and mantle degassing. *Kontinentalnye rifty* [Continental rifts]. Moskow, Mir Publ., 20-30. (In Russian)
- Beily D. (1972) The flux of volatiles, the concentration of heat and the generation of magma. *Mekhanizm intruzii magmy. T. 48* [Mechanism of magma intrusion. V. 48]. Moskow, Mir. Publ., 152-160. (In Russian)
- Chashchin A.A., Martynov Yu.A. (2011) Petrologiya porod vulkanov Gorelyi i Mutnovskii (Yuzhnaya Kamchatka) [Petrology of the rocks of Gorelyi and Mutnovskii volcanoes (Southern Kamchatka)]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 270 p. (In Russian)
- Dmitriev Yu.I., Tsvetkov A.A. (1983) Magmatism of the active margins of the ocean. *Izv. Akad. Nauk USSR. Ser. Geol.*, (3), 3-18. (In Russian)
- Dobretsov N.L. (1980) Vvedenie v globalnuyu petrologiyu [Introduction to global petrology]. Novosibirsk, Nauka Publ., 200 p. (In Russian)

- *Evolutsiya izverzhennykh porod* (1983) [The evolution of igneous rocks]. Moskow, Mir Publ., 527 p. (In Russian)
- Frolova T.I., Burikova I.A., Gushchin A.V., Frolov V.T., Syvorotkin V.L. (1985) Proiskhozhdenie vulkanicheskikh serii ostrovnykh dug [The origin of island arcs volcanic series]. Moskow, Nedra Publ., 275 p. (In Russian)
- Gill J.B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, New York, Springer, 356 p.
- Kheraskov N.P. (1967) *Tektonika i formatsii*. Izbr. trudy. [Tectonics and formations. Fav. Worcs]. Moscow, Nauka Publ., 404 p.
- Korzhinskii D.S. (1952) Granitization as magmatic substitution. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (2), 56-69. (In Russian)
- Korzhinskii D.S. (1982) Teoriya metasomaticheskoi zonalnosti [The theory of metasomatic zoning]. Moskow, Nauka Publ., 104 p. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (1985) Zonation of Devonian orogenic volcanism in Kazakhstan and Central Asia. *Geotektonika*, (6), 62-73. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (1994) Lateral variations and evolution of orogenic volcanism in fold belts. *Geotectonics*, 28(2), 92-106.
- Kurhavov A.M. (2004) Zoning of orogenic volcanism and problems of its geodynamic interpretation. *Litosfera*, (3), 71-83. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (2004) Formation series in orogenic volcanic belts: implications for paleoenvironments. *Geol. Geofiz.*, 45(12), 1418-1426. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Baskina V.A., Bakhteev M.K., Mossakovskii A.A. (1999) Geochemical zoning of volcanic belts: problems of geodynamic and paleotectonic interpretation. *Geotectonika*, (1), 64-80. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Zhukovskii V.I., Khamzin B.S., Mazurov A.K., Khamza S.Kh. (2000) Zoning, segmentation, and paleogeodynamics of the devonian volcanic belt in Central Kazakhstan. *Geotectonika*, (4), 32-43. (In Russian)
- Marakushev A.A. (1987) Volcanic series of rocks and the

problems of their genesis. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i razvedka*, (11), 44-56. (In Russian)

- Marakushev A.A., Yakovleva E.B. (1975) The genesis of acid lavas. Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol., (1), 3-24. (In Russian)
- Mossakovskii A.A. (1979) Structural and material aspects of the problem of the formation of the continental crust. *Tektonicheskoe razvitie zemnoi kory i razlomy*. [Tectonic development of Earth's Crust and faults] Mockow, Nauka Publ., 159-170. (In Russian)
- Popov V.V. (1982) Petrologo-geochemical model of formation of orogenic lime-alkaline series. *Geokhimiya magmatizma* [Geochemistry of magmatism] Moscow, Nauka Publ., 93-124. (In Russian)
- Ryabchikov I.D. (1979) Behavior of potassium and accompanying elements in the processes of deep anataxis. *Problemy fiziko-khimicheskoi petrologii. T.1.* [Problems of physical-chemical Petrology V.1]. Moscow, Nauka Publ., 262-270. (In Russian)
- Ryabchikov I.D. (1985) Water solutions in the upper mantle and the problems of degassing of the Earth. *Podzemnye vody i evolutsiya litosphery. T. I.* [Underground waters and evolution of lithosphere. *V. I.J* Moscow, Nauka Publ., 176-206. (In Russian)
- Tektonika Severnoi Evrazii (ob"asnitelnaya zapiska k Tektonicheskoi karte Severnoi Evrazii masshtaba 1:5 000 000) (1980) [Tectonics of Northern Eurasia (explanatory note to the Tectonic map of Northern Eurasia, scale 1 : 5,000,000)]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)
- Watson E.B. (1982) Melt infiltration and magma evolution. Geology, 10(5), 236-240.
- Yarmolyuk V.V. (1983) Pozdnepaleozoyskii vulkanizm kontinentalnykh riftogennykh struktur Tsentralnoi Azii [Late Paleozoic Volcanism of continental rifting structures of Central Asia] Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)
- Zharikov V.A. (1976) Osnovy phiziko-khimicheskoi petrologii [Faundations of physical-chemical petrology]. Moscow, MGU Publ., 420 p. (In Russian)

УДК 551.734.5+56.016.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ФРАНСКОГО ВЕКА В РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2018 г. Д. Б. Соболев, М. А. Соболева

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: dbsobolev@rambler.ru, matusha.888@mail.ru Поступила в редакцию 03.05.2017 г., принята к печати 15.06.2017 г.

Впервые проведено детальное всестороннее исследование разреза франского яруса, расположенного в нижнем течении р. Мал. Уса, в пределах Елецкой структурно-формационной зоны Полярного Урала. По конодонтам установлен средне-позднефранский возраст отложений в последовательности стандартных конодонтовых зон от hassi-jamieae до Late rhenana. Рассмотрено распределение конодонтовых биофаций по разрезу. В интервале зон hassi-jamieae наиболее развита биофация Polygnathus-Ancyrodella. В интервале подзон Early rhenana-Late rhenana отмечается увеличение биоразнообразия конодонтов и превалирование глубоководной биофации Palmatolepis. Изучены вещественный состав и вторичные изменения карбонатных пород разреза, позволившие реконструировать первично-осадочные структуры и воссоздать по ним обстановки осадконакопления. В целом отложения формировались в пределах узкой внутришельфовой впадины, в которую активно поступал внутрибассейновый обломочный материал. В отдельные интервалы времени фиксируются более глубоководные обстановки глинисто-карбонатного типа осадконакопления, связанные с проявлением глобальных эвстатических событий на рубежах фаз jamieae-Early rhenana (трансгрессия Semichatovae) и Early rhenana-Late rhenana (трансгрессия Lower Kellwasser). Анализ изотопно-геохимических данных показал, что ранней стадии трансгрессии Semichatovae соответствует незначительный сдвиг в изотопном соотношении углерода от 1.5 до 1.8‰, после которого отмечается облегчение изотопного состава до 0.4‰. Последующие вариационные изменения от 0.8 до 1.7‰ плавно затухают, приходя к значению 0.9–1.0‰. На уровне трансгрессии Lower Kellwasser отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода от 0.1 до 0.7‰ с последующими вариационными изменениями в пределах 0.5-0.7‰. Сходные изменения изотопного состава углерода на событийных уровнях Semichatovae и Lower Kellwasser отмечаются по всему миру и наиболее проявлены в разрезах Центральной и Южной Европы, Северной Америки и Северной Африки.

Ключевые слова: Полярный Урал, франский ярус, стратиграфия, конодонты, конодонтовые биофации, обстановки осадконакопления, изотопы углерода и кислорода, события Semichatovae и Lower Kellwasser

REFLECTION OF GLOBAL EVENTS FRASNIAN EPOCH IN THE SECTION OF THE WESTERN SLOPE POLAR URALS

Dmitrii B. Sobolev, Marina A. Soboleva

Institute of Geology, Komi CsC, UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, 167982, Russia, e-mails: dbsobolev@rambler.ru, matusha.888@mail.ru Received 03.05.2017, accepted 15.06.2017

For the first time we carried out a detailed comprehensive study of Frasnian stage in the lower current of the Malaya Usa River located within the Eletskaya structural-formational zone of the Polar Urals. The Middle-Late Frasnian age of these rocks was determined by conodonts in the sequence from hassi-jamieae to Late rhenana of standard conodont zones. We analyzed the distribution of conodont biofacies in the section. Polygnathus-Ancyrodella biofacies is most developed in the interval of the hassi-jamieae zones. We found increasing biodiversity of conodonts and prevalence of deep-water Palmatolepis biofacies in the interval of the Early rhenana-Late rhenana subzones. We studied the material composition and secondary changes in the carbonate rocks of the section, which allowed reconstructing primary sedimentary structures and sedimentation environments. In general, the deposits were formed within a narrow intra-shelf depression, to which intra-basin clastic material actively entered. At some intervals of time, more deep-water clay-carbonate sedimentation conditions, which were associated with the global eustatic events at the jamieae-Early rhenana (Semichatovae transgression) and Early rhenana-Late rhenana (Lower Kellwasser transgression) are noted. The analysis of isotope-geochemical data presented that the early stage of the Semichatovae transgression corresponded to a slight shift in the isotope ratio of carbon from 1.5 to 1.8‰, after which the isotope composition lowered to 0.4‰. The subsequent variation changes from 0.8 to 1.7‰ gradually decreased, reaching the value of 0.9-1.0%. At the level of the Lower Kellwasser transgression, a slight positive shift

Для цитирования: Соболев Д.Б., Соболева М.А. (2018) Отражение глобальных событий франского века в разрезе западного склона Полярного Урала. Литосфера, 18(3), 341-362. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

For citation: Sobolev D.B., Soboleva M.A. (2018) Reflection of global events Frasnian epoch in the section of the western slope Polar Urals. Litosfera, 18(3), 341-362. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

in the isotope ratio of carbon from 0.1 to 0.7 with subsequent variations in the range of 0.5-0.7% is noted. Similar changes in the isotope composition of carbon at the event levels of Semichatovae and Lower Kellwasser are observed world-wide and mostly developed in the sections of Central and Southern Europe, North America and North Africa.

Keywords: Polar Urals, Frasnian, stratigraphy, conodonts, conodont biofacies, depositional environment, oxygen and carbon isotopes, Semichatovae and Lower Kellwasser Global Events

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewer for constructive comments, to the leader of the isotope geochemistry group V.L. Andreevchev and to I.V. Smoleva for the data on the isotopic (C, O) composition of the carbonates, and to A.V. Zhuravlev, V.A. Saldin, and I. Kh. Shumilov (IG Komi Scientific Center, Urals Branch of RAS, Syktyvkar), A.S. Alekseev, Yu.A. Gatovskii, L.I. Kononova (Moscow State University).

The research was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 16-35-00049).

ВВЕДЕНИЕ

Проблеме событийно-стратиграфических уровней во франском ярусе посвящено много работ [Johnson et al., 1985; Sandberg et al., 1988, 2002; Becker, 1993; Walliser, 1996; House et al., 2000; Racki, 2005; Buggisch, Joachimski, 2006; Соболева и др., 2018]. Прежде всего, они касаются пограничных отложений живет-франа – событие Frasne (или Manticoceras), среднего франа – событие Middlesex (или Punctata), верхнего франа – события Semichatovae и Lower Kellwasser, и фран-фамена – событие Upper Kellwasser. Роль этих глобальных событий в истории Земли и проявление кризисов в развитии биоты анализировали многие исследователи во всем мире. Этот интерес особенно возрос в последние годы, когда комплексный подход к изучению биостратиграфии, литологии и геохимии позволил более обоснованно проводить межрегиональную корреляцию. В ходе исследований разрезов Полярного Урала на всех событийностратиграфических уровнях также зафиксированы изменения в развитии фауны, однако детальному рассмотрению динамики обстановок осадконакопления (как одного из основных видообразующих факторов) уделяется недостаточное внимание. Данная работа нацелена на устранение пробелов в отношении двух глобальных событий – Semichatovae и Lower Kellwasser – в этом регионе.

Глобальное событие Semichatovae проявляется как резкая, но кратковременная трансгрессия [Johnson et al., 1985; Becker, House, 1998; Sandberg et al., 2002; Denayer, Poty, 2010; Соболева и др., 2018]. Это событие фиксируется в нижней части конодонтовой подзоны Early rhenana, чуть выше границы среднего-верхнего франа [Sandberg et al., 2002], и коррелируется с началом трансгрессивнорегрессивного цикла IId по Джонсону [Johnson et al., 1985]. Более детальный анализ проявления этого события в Североуральском регионе проведен авторами на примере разреза р. Кожым [Соболева и др., 2018]. В зарубежной литературе встречаются лишь его краткие упоминания [Sandberg et al., 1988; Becker, House, 1998; Becker, 2002; Sandberg et al., 2002; Denayer, Poty, 2010].

Глобальное событие Kellwasser является одним из самых важных рубежей массового вымирания в девонском периоде [Becker, 1993; Walliser, 1996]. Детальному рассмотрению этого события посвящено множество работ [Becker, 1993; Мау, 1995; Walliser, 1996; House et al., 2000; Sandberg et al., 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Racki, 2005; Buggisch, Joachimski, 2006; Girard, Renaud, 2007; Denayer, Poty, 2010; Соболева и др., 2018], где оно литологически выражено в виде двух прослоев черных аргиллитов с пелагической фауной. Нижний прослой черных аргиллитов (событие Lower Kellwasser) находится немного выше основания конодонтовой подзоны Late rhenana [Walliser, 1996] и сформировался в результате резкой трансгрессии, с которой во многих регионах связывается начало позднефранского кризиса в развитии биоты [House et al., 2000; Sandberg et al., 2002]. Верхний прослой черных аргиллитов располагается выше основания конодонтовой зоны linguiformis и образовался в результате трансгрессии Upper Kellwasser [Sandberg et al., 1988], с которой во многих регионах связываются бескислородные обстановки осадконакопления и массовое вымирание многих организмов.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Изучением верхнедевонских отложений данного района занимались многочисленные исследователи, такие как Н.Н. Иорданский, К.Г. Войновский-Кригер, Г.И. Егоров, В.С. Енокян, Г.А. Чернов, М.А. Шишкин и др. [Войновский-Кригер, 1945; Чернов, 1961, 1962; Гессе, Савельев, 1981; Шишкин и др., 2005]. В ходе геологосъемочных работ [Шишкин и др., 2005] в нижнем течении р. Мал. Уса было закартировано крыло синклинальной складки с падением на северо-восток с последовательным наращиванием разреза от отложений шервожской свиты (D1-2sv) до отложений доломитово-известняковой толщи (D3di) [Шишкин, 2002], что соответствует данным Г.А. Чернова [1962]. Согласно работе [Шишкин и др., 2005], шервожская свита выделена в объеме верхней части эмского яруса (койвенский, бийский горизонты), эйфельского и живетского ярусов, а доломитово-известняковая толща – в объеме всего франского яруса. Разрез доломитовоизвестняковой толщи представлен карбонатными мелководно-шельфовыми образованиями.

Исследования, проведенные авторами в 2013 г., выявили существенно более сложное геологическое строение района (рис. 1а), чем считалось ранее. Биостратиграфическое расчленение показало, что все изученные нами коренные выходы имеют исключительно франский возраст [Соболева, Соболев, 2015а; Соболева, 2017]. Кроме того, взаимное расположение фрагментов разреза по площади свидетельствует о вероятном наличии как минимум трех разломов, нарушающих нормальную стратиграфическую последовательность (рис. 1б). Детальное изучение литологии позволило выявить различные стадии вторичных преобразований пород вблизи Главного Западно-Уральского надвига и по возможности восстановить первичноосадочные структуры. Проведенный биофациальный анализ по конодонтам и сопутствующей фауне, а также первично-осадочные структуры и характер цемента дают нам основание говорить о том, что формирование этих отложений проходило в пределах узкой внутришельфовой впадины (рис. 1в) с активным поступлением внутрибассейнового обломочного материала. Это заключение позволяет нам относить изученные отложения к Буреданско-Изъяшорскому району в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где относительно глубоководно-шельфовые отложения франского возраста выделяются как гурейтывисская толща.

В настоящей работе впервые приведены результаты комплексного изучения разреза mu10, который находится в 30 км восточнее г. Воркута и обнажается по правому борту р. Мал. Уса (см. рис. 1а, б). В палеогеографическом плане эти отложения формировались в пределах внутришельфовой впадины (см. рис. 1в), которая расположена между: рифовой системой барьерного типа [Жемчугова, 2014, рис. 2.64] и краевыми рифами края шельфа [Боровинских, Пармузина, 2012] или барьерными рифами [Шишкин и др., 2005]. По модели В.А. Жемчуговой [2014], на краю шельфа развиты одиночные органогенные постройки. Однако в последние годы появляются новые данные об их широком распространении как на поверхности в обрамлении Енганэпэйской антиклинали [Шишкин, 20026; Цыганко, 2011], так и (по данным сейсморазведки и бурения) в поднадвиговой зоне С-СВ Большенадотинского рифа [Богданов и др., 2015; Жукова, Петренко, 2015]. В нашей работе мы придерживаемся взглядов М.А. Шишкина и рассматриваем край шельфа как систему краевого рифа.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе полевых работ 2013 г. было выполнено послойное описание обнажения mu10, которое сопровождалось отбором проб на шлифы (литологический анализ), микрофауну (биостратиграфический и биофациальный анализы), а также для проведения изотопного анализа. Всего было отобрано 80 проб, преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых пород, массой до 0.8 кг. В 16 пробах были обнаружены конодонтовые элементы, на основании которых проведен биостратиграфический и биофациальный анализы. Коллекция насчитывает около 1375 платформенных конодонтов и хранится в музее Института геологии им. А.А. Чернова под № 492. Проведенный литологический анализ позволил реконструировать обстановки осадконакопления, на основании изменения которых была построена кривая относительного колебания уровня моря. Анализы по изотопии О и С производились в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ (аналитик И.В. Смолева). Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода в режиме непрерывного потока производились на аналитическом комплексе, включающем систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения d¹³C даны в промилле относительно стандарта SMOW – PDB, d¹⁸O. При калибровке были использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения составляет ±0.1‰.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Разрез сложен зернистыми карбонатными породами (табл. I), в различной степени перекристаллизованными, с вторичной конгломератовидной, конглобрекчиевой структурой (табл. II, фиг. 1–3). Отдельные фрагменты разреза были подвергнуты стрессметаморфическим и тектоническим преобразованиям, в которых на микро- и макроуровне фиксируется сланцеватая текстура (тектониты, табл. II, фиг. 3). Для них, как правило, характерна микритизация всей породы, в которой иногда по реликтам угадывается первичная осадочная структура. В характеристике пачек сохранено макроскопическое описание пород в целях узнаваемости их на местности, что часто не отражает их первичной осадочной природы, которая распознается только микроскопически.

Ниже приводится краткое описание разреза (рис. 2), где снизу вверх выделяются следующие литологические пачки.

Соболев, Соболева Sobolev, Soboleva



Рис. 1. Местонахождение средне-верхнефранских отложений в нижнем течении р. Мал. Уса.

а – обзорная карта Республики Коми, б – фрагмент геологической карты [Шишкин и др., 2005] с уточненным возрастом по результатам наших исследований, в – палеоланшафтный профиль с использованием данных [Шишкин, 2002а, б; Цыганко, 2011].

Fig. 1. Locality of the Middle-Upper Frasnian deposits in the lower cours of the Malaya Usa River.

a – general map of Komi Repablic, 6 – fragment of geological map [Shishkin et al., 2005] with specified age according to our studied, B – paleo-landscape profile using data [Shishkin, 2002a, 6; Tsyganko, 20011].



LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018





ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Объяснение к таблицам

Explanation of plates

Таблица I

Фиг. 1. Мелкозернистый известняковый песчаник с гравийно-галечной примесью (обр. 9).

Фиг. 2. Мелкозернистый известняковый песчаник с гравийно-галечной примесью (обр. 32).

Фиг. 3. Шламовый известняк с микритовым цементом (обр. 35).

Фиг. 4. Шламовый известняк с микритовым цементом и рассеянным глинистым и ОВ (обр. 37).

Фиг. 5. Крупно-среднезернистый оолитовый песчаник с примесью карбонатных обломков гравийной размерности (обр. 41).

Фиг. 6. Глинистый микритовый известняк с тентакулитами и обломками оолитовых песчаников (обр. 48).

Фиг. 7. Шламовый известняк с микритовым цементом (обр. 49).

Фиг. 8. Оолитовый песчаник (обр. 58).

Plate I

Fig. 1. Fine-grained limestone sandstone with gravel-pebble admixture (sample 9).

Fig. 2. Fine-grained limestone sandstone with gravel-pebble admixture (sample 32).

Fig. 3. Slime limestone with micrite cement (sample 35).

Fig. 4. Slime limestone with micrite cement and dispersed clay organic matter (sample 37).

Fig. 5. Large-medium-grained oolite sandstone with an admixture of carbonate debris of gravel dimension (sample 41).

Fig. 6. Clayey mikritic limestone with tentaculites and fragments of oolitic sandstones (sample 48).

Fig. 7. Slime limestone with micrite cement (sample 49).

Fig. 8. Oolitic sandstone (sample 58).

Таблица II

Фиг. 1. Вторичная конглобрекчиевая структура в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках (в интервале между обр. 44 и 45).

Фиг. 2. Вторичная конглобрекчиевая структура и разрывное нарушение в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках (обр. 53).

Фиг. 3. Вторичная конглобрекчиевая структура, переходящая в тектонит с микрослоистой текстурой (обр. 68). Фиг. 4. Тектоническое растаскивание и будинирование кальцитовых прожилков (обр. 59А).

Фиг. 5. Последовательное вовлечение оолитовых зерен в зону тектонитов и их переработка в линзовидно-слоистые микритовые карбонаты (обр. 70).

Фиг. 6. Тектоническое растаскивание и будинирование крупного органогенного детрита и кристаллов кальцита ранней стадии перекристаллизации (обр. 53).

Фиг. 7. Стилолитовый шов в тектонитах (обр. 60).

Plate II

Fig. 1. Pseudoconglo-breccia structure in fine-fine-grained limestone sandstones (in the interval between 44 and 45).

Fig. 2. Pseudoconglo-breccia structure and breaking disruption in finely-grained limestone sandstones (sample 53).

Fig. 3. Pseudoconglo-breccia structure, transforming into tectonite with a micro-laminate texture (sample 68).

Fig. 4. Tectonic cracking and buding of calcite veins (sample 59A).

Fig. 5. Consecutive involvement of oolitic grains in the tectonite zone and their processing into lenticular-laminated mikritic carbonates (sample 70).

Fig. 6. Tectonic cracking and budding of large organogenic detritus and calcite crystals of the early stage of recrystallization (sample 53).

Fig. 7. Stylolithic suture in tectonites (sample 60).

1. Известняковые мелко-тонкозернистые песчаники (обр. 1А, 1). Макроскопически они серые мелкозернистые существенно перекристаллизованные со следами стресс-метаморфических преобразований и ожелезненные по трещинам. Микроскопически отчетливо проявлена мелко-тонкозернистая обломочная структура. Обломки различной формы и с четкими границами сложены окатанными микритовыми известняками с фрагментами водорослей и единичными целыми раковинами тонкостенных остракод. Неполная мощность пачки 2.0 м. Задернованный интервал мощностью около 20 м.

2. Известняковые мелко-среднезернистые песчаники с примесью грубопесчано-галечного материала (обр. 2–11). Макроскопически известняки с вторичной конглобрекчиевидной структурой, массивные, неяснослоистые. Псевдообломки образованы за счет неравномерной перекристаллизации серых и темно-серых известняков. Перекристаллизованные участки серого цвета шероховатые на выветрелой поверхности. Размер менее измененных участков (псевдообломков) с неправильными округлыми или угловатыми контурами варьирует от 2 до 30 см. В слабоизмененных известняках встречаются обломки кораллов, криноидей и брахиопод. Микроскопически породы представлены в основном мелко-среднезернистыми известняковыми песчаниками с различным содержанием



ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка средне-верхнефранских отложений на р. Мал. Уса.

1 – известняк с вторичной конглобрекчиевой структурой; 2 – известняковые конгломераты, гравелиты; 3 – известняк обломочный (известняковый песчаник); 4 – оолитовый известняк; 5 – глинистый известняк; 6 – аргиллит; 7–10 – состав обломков: 7 – микритовые известняки, 8 – микросгустково-водорослевые известняки, 9 – известняковые песчаники, 10 – оолитовые известняки; 11–14 – вторичные преобразования: 11 – перекристаллизованные интервалы разреза (I стадия), 12 – разрывные нарушения и послойные срывы (III стадия), 13 – тектониты (III стадия), 14 – стилолиты (IV стадия); 15 – органическое вещество; 16 – событийные интервалы; 17 – интервалы с патологическими формами конодонтов; 18 – кривая относительного уровня моря; 19–31 – цельноскелетные и переотложенные фрагменты биогенных и хемогенных структурных компонентов: 19 – тентакулиты, 20 – конодонты, 21 – остракоды, 22 – гастроподы, 23 – рыбы, 24 – брахиоподы, 25 – фораминиферы, 26 – криноидеи, 27 – водоросли, 28 – морские ежи, 29 – оолитовая примесь, 30 – микритовые сгустки, 31 – раковинный детрит.

Fig. 2. Assembled stratigraphical column of the Middle-Upper Frasnian deposits of the Malaya Usa River.

1 – limestone with secondary congloreaccia structure; 2 – limestone conglomerates, gravel; 3 – detrital limestone (calcareous sandstone); 4 – oolitic limestone; 5 – argillaceous limestone; 6 – argillite; 7–10 – composition of debris: 7 – micrite limestones, 8 – microclust-algal limestones, 9 – calcareous sandstones, 10 – calcareous sandstone; 11–14 – secondary transformations: 11 – recrystallized incision intervals (I stage), 12 – faults and layer faults (III stage), 13 – tectonites (III stage), 14 – styloliths (IV stage); 15 – organic matter; 16 – event intervals; 17 – intervals with pathological forms of conodonts; 18 – curve of relative sea level; 19–31 – whole-skeletal and redeposited fragments of biogenic and chemogenic structural components: 19 – tentaculites, 20 – conodonts, 21 – ostracods, 22 – gastropods, 23 – fishes, 24 – brachiopods, 25 – foraminifera, 26 – crinoids, 27 – alga, 28 – sea urchins, 29 – oolitic admixture, 30 – micrite clots, 31 – shell detritus.

(3–30%) более крупных карбонатных обломков от грубозернистой песчаной до галечной размерности (см. табл. I, фиг. 1). Цемент карбонатный, в основном перекристаллизован (спаритовый), но в реликтах встречается микритовый. Литокласты полуокатанные и представлены микритовыми и сгусткововодорослевыми известняками, а также среднемелкозернистыми известняковыми песчаниками с гравийной примесью. Они содержат органогенный детрит (брахиопод) с различной толщиной стенок. В основной массе среди преобладающих среднемелкозернистых структурных компонентов встречаются целые раковины тонкостенных остракод и конодонты. Неполная мощность пачки 11.3 м.

3. Известняковые мелкозернистые песчаники (обр. 12, 13). Породы неравномерно перекристаллизованы, слои мощностью 0.15–0.2 м представлены мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью органогенного детрита (членики криноидей). Цемент микритовый (реликтовый). Мощность пачки 3.1 м.

4. Известняковые мелкозернистые песчаники (обр. 14) серого цвета. В результате неравномерной перекристаллизации имеют вторичную конглобрекчиевую структуру и образуют слои мощностью 0.5–1.0 м. Микроскопически породы представлены мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью органогенного детрита (криноидеи). Цемент микритовый (реликтовый), частично перекристаллизованный. Мощность пачки 1.5 м.

5. Известняковые средне-мелкозернистые песчаники (обр. 14А–21). Породы серого, темно-серого цвета, образуют слои мощностью 10–20 см. Нижняя часть пачки представлена серыми перекристаллизованными (кристаллобластовыми) грубокристаллическими (1–2 мм) известняками. В прикровельной части пачки породы темно-серые с вторичной конгло-брекчиевой структурой. Микроскопически они представлены средне-мелкозернистыми известняковыми песчаниками с редким органогенным детритом (криноидеи, кораллы, брахиоподы и неопределимые раковины со средней и тонкой толщиной створок) грубопесчаной и гравийной размерности. Цемент микритовый (реликтовый), частично перекристаллизованный. В кровле пачки (обр. 21) определены конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 9.3 м.

6. Известняковые крупно-среднезернистые песчаники с незначительной примесью литокластов гравийной и грубопесчаной размерности (обр. 22-28). Породы темно-серого цвета, участками ожелезненные. Пачка сложена слоями мощностью 0.6-1.0 м. Микроскопически породы представлены крупно-среднезернистыми известняковыми песчаниками с частично перекристаллизованным микритовым цементом. Крупнозернистые разности содержат незначительную примесь окатанных литокластов гравийной и грубопесчаной размерности, которые представлены тонкозернистыми известняковыми песчаниками с обломками сифоновых водорослей, криноидей и неопределимого раковинного детрита. В верхней части пачки в цементе встречаются единичные разрозненные целые створки тонкостенных остракод и тентакулиты. В прикровельной части пачки отмечается незначительное содержание органического вещества (OB), мобилизованного по микротрещинам и граням кристаллов. Известняки содержат незначительное количество конодонтов (см. рис. 2) Аз. пад. пород 75° ∠ 40°. Неполная мощность пачки 6.0 м.

Задернованный интервал 10.3 м. На этом интервале происходит изменение азимутов падения между отложениями пачки 6 и 7. Скорее всего, здесь проходит разрывное нарушение (см. рис. 2).

7. Известняковые мелко-микрозернистые песчаники с примесью литокластов гравийной размер-

ности (обр. 29-35). Породы серого, темно-серого цвета с вторичной конглобрекчиевой структурой. В основном толстослоистые (0.5-1.0 м по мощности), и лишь в прикровельной части пачки наблюдаются тонко-среднеслоистые (0.1-0.2 м) известняковые песчаники. Микроскопически толстослоистые разности представлены перекристаллизованными мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью хорошо окатанных литокластов гравийной размерности. Литокласты сложены микритовыми известняками, мелкозернистыми известняковыми песчаниками (см. табл. I, фиг. 2) и биогермными? обломками. Прикровельная часть пачки с тонко-среднеслоистыми породами сложена микрозернистыми известняковыми песчаниками (см. табл. І, фиг. 3) с примесью тонкостенного раковинного детрита и тентакулитами (рис. 3). Микритовый цемент содержит рассеянное OB, которое в перекристаллизованных разностях мобилизовано по граням кристаллов. В основании пачки обнаружены единичные конодонты Palmatolepis ljaschenkoae Ovnatanova. Аз. пад. 57°∠ 40°. Неполная мощность пачки 7.7 м.

8. Известняковые тонкозернистые, шламовые песчаники и глинистые известняки (обр. 36–39). Темно-серые, коричневатые, тонко- и линзовиднослоистые. Микроскопически это тонкозернистые (шламовые) известняки с микритовым цементом и рассеянным ОВ (см. табл. І, фиг. 4; рис. 3). В кровле пачки отмечаются первые редкие слабо окатанные литокласты оолитовых известняков гравийной размерности. В незначительном количестве содержатся тентакулиты, остатки рыб, конодонты, тонкостенные брахиоподы и остракоды, а также неопределимый раковинный детрит. Известняки содержат многочисленные конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 2.6 м.

9. Известняковые разнозернистые песчаники (обр. 40-46). Породы неравномерно перекристаллизованы и имеют вторичную конглобрекчиевую структуру. Мощность слоев варьирует от 0.5 до 2.3 м, а в основании пачки составляет 0.1–0.3 м. Нижняя часть пачки микроскопически представляет собой тонкозернистые известняковые песчаники с тонкостенным раковинным детритом, тентакулитами, конодонтами и редкими крупными фрагментами иглокожих. Средняя часть пачки сложена крупно-среднезернистыми оолитовыми песчаниками (см. табл. І, фиг. 5) с примесью (до 20%) литокластов галечной и гравийной размерности. Литокласты сложены разнозернистыми известняковыми песчаниками (с тонкостенными створками остракод) и среднезернистыми оолитовыми известняками. Верхняя часть пачки представлена крупнокристаллобластовыми известняками. В кровле пачки наблюдается послойный срыв. В нижней части пачки обнаружены многочисленные конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 9.8 м.

10. Известняковые средне-тонкозернистые песчаники (обр. 47-51). Породы темно-серого цвета преимущественно тонкослоистые (0.05–0.15 м), в нижней части пачки линзовидно-слоистые, а в верхней – толстослоистые (до 0.9 м) (рис. 4). Микроскопически в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках различается микритовый карбонатный и карбонатно-глинистый цемент (см. табл. І, фиг. 7; рис. 4) в котором встречаются остатки тентакулитов (см. табл. І, фиг. 6). Некоторые прослои известняковых песчаников содержат отдельные оолитовые зерна и литокласты оолитовых известняков. Из органогенных остатков встречены конодонты, целые раковины и разрозненные створки тонкостенных остракод и гастропод. Стоит отметить, что в образцах 48 и 50 наблюдаются переотложенный вид Polygnathus timanicus Ovnatanova, присутствие которого свидетельствует о размыве отложений доманикового горизонта (зона punctata). Органическое вещество рассеяно в карбонатно-глинистом цементе или мобилизовано по трещинам, выполненным кристаллическим кальцитом. Известняки содержат многочисленные конодонты, в основном палматолепиды (см. рис. 2). Мощность пачки 5.35 м.

11. Известняковые средне-тонкозернистые песчаники (оолитовые) с незначительной примесью литокластов от грубопесчаной до галечной размерности (обр. 52-77). Породы неравномерно перекристаллизованы и имеют вторичную конглобрекчиевую структуру. Слоистость варьирует в широких пределах - от 0.05 до 2.5 м. Органические остатки представлены кораллами, аммоноидеями, гастроподами, строматопоратами, конодонтами и криноидеями. Микроскопически это среднетонкозернистые преимущественно оолитовые известняковые песчаники (см. табл. I, фиг. 8). Отдельные прослои содержат крупные литокласты и органогенные обломки (от грубопесчаной до галечной размерности). Верхняя часть пачки (около 10 м) подверглась стресс-метаморфическим преобразованиям и имеет вторично микрослоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 3-7). Из нижней части пачки определены многочисленные конодонты (см. рис. 2). В обр. 52 наблюдаются переотложенные виды Palmatolepis gutta Kuzmin и Polvgnathus timanicus Ovnatanova, которые свидетельствуют о размыве отложений доманикового горизонта (зона punctata). Неполная мощность пачки 29.75 м.

Таким образом, изученные нами отложения представлены в основном разнозернистыми известняковыми песчаниками с микрозернистым (микритовым) карбонатным цементом. На отдельных интервалах разреза наблюдается появление литокластов карбонатных пород гравийно-галечной размерности или глинистой примеси с повышенным содержанием рассеянного OB. Состав цельноскелетных органических остатков характеризует углубленные спокойноводные обстановки осадконако-



Рис. 3. Стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов и изотопов δ^{13} С и δ^{18} О на уровне предполагаемого трансгрессивного события Semichatovae. Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Stratigraphical column with the distribution along the section of structural components and isotopes δ^{13} C $\mu \delta^{18}$ O at the level of the supposed transgressive event Semichatovae. For legend see Fig. 2.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018



Рис. 4. Стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов и изотопов δ^{13} С и δ^{18} О на уровне предполагаемого трансгрессивного события Lower Kellwasser. Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 4. Stratigraphical column with the distribution along the section of structural components and isotopes δ^{13} C $\mu \delta^{18}$ O at the level of the supposed transgressive event Lower Kellwasser. For legend see Fig. 2.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

пления и представлен тонкостенными брахиоподами, остракодами и гастроподами, а также аммоноидеями, тентакулитами и конодонтами (преимущественно, палматолеписами). Состав аллохтонных органических остатков и литокластов характеризует более мелководный источник сноса, где фауна представлена кораллами, криноидеями, брахиоподами, водорослями, строматопоратами и др.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПО КОНОДОНТАМ

Биостратиграфическое расчленение разреза проведено согласно стратиграфической схеме западного склона Урала [Стратиграфические схемы..., 1993; Постановления..., 2008] и детально рассмотрено в работах [Соболева, Соболев, 2015б; Соболева, 2017]. Анализ распространения видов конодонтов позволил выделить три последовательных комплекса, которые были сопоставлены с зональными конодонтовыми комплексами стандартной конодонтовой шкалы [Ziegler, Sandberg, 1990]. Распространение конодонтов представлено на рис. 2.

Единичные конодонты обнаружены в нижней части пачки № 2, а именно в обр. 2. Здесь определен вид *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler. В залегающих выше слоях конодонты более разнообразны (комплекс I) и предположительно характеризуют интервал зон hassi и jamieae (средний фран, доманиковый горизонт).

Более многочисленный комплекс конодонтов (II) установлен в интервале, который сопоставляется с подзоной Early rhenana (верхний фран, мендымский горизонт). На этот уровень указывают появление вида *Palmatolepis brevis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и присутствие *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa.* aff. *mucronata* Klapper, Kuzminet Ovnatanova.

Комплекс III сопоставим с комплексом подзоны Late rhenana (верхний фран, аскынский горизонт) на основании общих видов: вид-индекс Pa. rhenana Bischoff, Pa. foliacea Youngquist, Pa. nasuta Müller, Pa. Elegantula Wang et Ziegler. Ha этом уровне зафиксировано присутствие переотложенных видов Pa. gutta Kuzmin и Polygnathus timanicus Ovnatanova, характерных для отложений доманикового горизонта. Это свидетельствует о том, что близлежащая более мелководная территория бассейна подвергалась размыву вплоть до отложений нижней части доманикового горизонта (зона punctata). На уровне Late rhenana были зафиксированы массовые патологические изменения в конодонтовых элементах [Соболева, 2014, 2017; Соболева, Соболев, 20156]. Подобные уровни патологических форм были зафиксированы на Среднем Урале в разрезе Кривой Рог [Бикбаев, Снигирева, 2003]. Данный факт можно использовать как дополнительный критерий при межрегиональной корреляции.

На стратиграфическом интервале hassi-rhenana известны два глобальных события Semichatovae и Lower Kellwasser, связанных с относительным повышением уровня моря.

Событие Semichatovae фиксируется в нижней части конодонтовой подзоны Early rhenana, чуть выше границы среднего-верхнего франа [Sandberg et al., 2002] и проявляется как кратковременная трансгрессия (начало трансгрессивно-регрессивного цикла IId по [Johnson et al., 1985]). В разрезе р. Мал. Уса в обн. ти 10 (см. рис. 2, 3) нижняя граница подзоны Early rhenana проводится в подошве слоя с обр. 38 (см. рис. 2). Начало же трансгрессивного цикла отмечается ниже (с обр. 34). Таким образом, если считать данную трансгрессию возможным отражением глобального события Semichatovae, то, учитывая эвстатическую природу и изохронность следов ее проявления, можно предполагать, что основание конодонтовой подзоны Early rhenana должно проходить в нашем разрезе ниже событийного уровня. С началом тансгрессивного цикла (с небольшим запозданием) наблюдается заметное увеличение биоразнообразия конодонтов, среди которых преобладают палматолепиды (см. рис. 2).

Событие Lower Kellwasser отмечается немного выше основания конодонтовой подзоны Late rhenana верхнего франа [Walliser, 1996] и также проявляется как трансгрессия, с которой во многих регионах связываются бескислородные обстановки осадконакопления и начало позднефранского кризиса в развитии биоты [Sandberg et al., 2002]. В разрезе р. Мал. Уса в обн. mu 10 (см. рис. 2) нижняя граница зоны Late rhenana определена по индекс-виду *Palmatolepis rhenana* Bischoff, а также характерным видам *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. nasuta* Müller, *Pa.* elegantula Wang et Ziegler и проводится в подошве слоя с обр. 48 (см. рис. 4). Начало трансгрессивного цикла фиксируется с основания пачки 10 (обр. 47). Поскольку положение событийного уровня Lower Kellwasser фиксируется чуть ниже установленной нами подошвы подзоны Late rhenana, вероятно то, что нахождение индекс-вида Pa. rhenana Bischoff этой подзоны может быть и ниже. С началом трансгрессивного цикла (также с небольшим запозданием) наблюдается вспышка биоразнообразия конодонтов, среди которых основную роль играют палматолеписы (см. рис. 2).

Здесь необходимо отметить, что авторы придерживаются мнения о несомненном приоритете биостратиграфического метода для определения стратиграфических уровней, однако ряд причин, таких как экологическая приуроченность, характер захоронений, миграционные процессы, сохранность, объем и детальность отбора проб и др., не позволяет ему претендовать на абсолютную изохронность. В то же время, если в определенном (по биостратиграфии) интервале существует глобальное абиотическое событие (в большинстве случаев эвстатическое) и его синхронность не вызывает сомнений, то такой репер можно считать изохронным и проводить детальную корреляцию целесообразнее по нему, учитывая возможные корректировки положения границ биостратиграфических подразделений.

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПО КОНОДОНТАМ

В средневерхнефранских отложениях на р. Мал. Уса конодонты представлены платформенными элементами родов Palmatolepis, Polygnathus, Ancyrodella, Ancyrognathus, Mesotaxis и Icriodus. Эти таксоны являются основными индикаторами глубин палеобассейна [Кирилишина, Кононова, 2004]. В нижней части разреза вплоть до пробы 36 содержание конодонтов незначительно, что не позволяет включать их в биофациальный анализ. Можно лишь условно отнести этот интервал к смешанной биофации (рис. 5) Polygnathus–Ancyrodella. Полигнатиды в количестве 25 экз. (62%) преобладают над анцироделлами, которые составляют 20% и представлены *Ancyrodella поdosa* Ulrich et Bassler. Палматолеписы появляются в слое с обр. 22 и составляют 12% (5 экз.).

Выше по разрезу, начиная с обр. 38, по которому проводится основание подзоны Early rhenana, прослеживается заметное увеличение биоразнообразия конодонтов. Здесь доминирует палматолепидная биофация (см. рис. 5), свидетельствующая об относительном углублении бассейна седиментации, что вполне согласуется с литологическими данными, по которым на этом уровне фиксируется трансгрессивный цикл и заметное понижение скоростей осадконакопления. Таксономический состав в обр. 38 увеличивается до 56% и в основном представлен Palmatolepis plana Ziegler et Sandberg, Pa. ljaschenkoae Ovnatanova, Pa. simpla Sandberg et Ziegler, Pa. proversa Ziegler, Pa. kireevae Ovnatanova, Pa. hassi Muller et Muller, Pa. domanicensis Ovnatanova, Pa. timanensis Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, что составляет 56%. Остальные 41% принадлежат полигнатидам (виды Polygnathus decorosus Stauffer, Po. lodinensis Polsler, Po. aequalis Klapper et Lane) и в незначительном количестве анцирогнатусам (3%). Стратиграфически выше (обр. 39-40) роль палматолеписов возрастает до 63% (66 экз.), а таксономический состав увеличивается до 16 видов. Комплекс конодонтов кроме вышеперечисленных видов состоит из Palmatolepis brevis Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, Pa. ederi Ziegler et Sandberg, Pa. barba Ziegler et Sandberg, Pa. lyaiolensis Khruscheva et Kuzmin, Pa. mucronata Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, Pa. beekeri Klapper и др. На долю полигнатусов, представленных в основном видами Polygnathus decorosus Stauffer, Po. lodinensis Polsler, Po. webbi Stauffer, приходится 33% (35 экз.). Роль в комплексе других родов незначительная (1–2%). Конодонты очень хорошей сохранности. Последующий регрессивный цикл не охарактеризован конодонтами, что частично можно объяснить увеличившимися скоростями осадконакопления и более мелководными обстановками.

Трансгрессивный осадочный цикл в начале фазы Late rhenana также характеризуется увеличением биоразнообразия конодонтов, где наиболее развита биофация Palmatolepis (см. рис. 5). Конодонты из нижней части зоны (обр. 48-52) характеризуются богатым в видовом и количественном отношении комплексом конодонтов. Конодонты рода Palmatolepis составляют 68% (799 экз.) и представлены 25 видами. Кроме ранее перечисленных видов комплекс состоит из Palmatolepis rhenana Bischoff, Pa. kozhimensis Savage et Yudina, Pa. mulleri Klapper et Foster, Pa. foliacea Youngquist, Pa. nasuta Muller, Pa. elegantula Wang et Ziegler, Pa. orbicularis Ovnatanova et Kuzmin, Pa. semichatovae Ovnatanova, Pa. jamieae Ziegler et Sandberg. Содержание в комплексе полигнатид, представленных видами Polygnathus webbi Stauffer, Po. decorosus Stauffer, Po. lodinensis Polsler, Po. siratchoicus Ovnatanova et Kuzmin, Po. churkini Savage et Funai, Po. foliates Bryant, Po. timanicus Ovnatanova (переотл.), составляет 27% (314 экз.). Таксоны рода Icriodus, представленные *Icriodus interjectus* Ovnatanova et Kuzmin и Icr. alternatus alternatus Branson et Mehl, составляют 4% (43 экз.). Содержание представителей родов Ancyrodella (5 экз.) и Ancyrognathus (8 экз.) не превышает 1%.

Последующая регрессия характеризуется постепенным увеличением количества представителей рода Polygnathus, характерных для мелководных обстановок, что, возможно, связано с активным привносом большого количества обломочного материала с мелководных частей бассейна в глубоководную. Однако биофация Palmatolepis остается доминирующей. Здесь (обр. 56, 58) наблюдается резкое уменьшение всех конодонтов до 23 экз. Количество палматолепид уменьшаются до 14 экз. и составляют 61%, а полигнатид – до 9 экз., что составляет 39%.

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

Изотопные соотношения углерода и кислорода по разрезу варьируют в диапазоне: от -0.5 до +2.9% для δ^{13} С и от 18.4 до 26.9‰ для δ^{18} О (рис. 6). Следует отметить, что сдвиги в изотопном соотношении и углерода и кислорода синхронны. Поскольку бо́льшая часть карбонатов подверглась существенным вторичным изменениям (см. рис. 2), то нами лишь рассмотрены наиболее интересные и слабо измененные интервалы, которые как раз приходятся на предполагаемые событийные уровни Semichatovae и Lower Kellwasser.

В интервале, охарактеризованном зонами hassijamieae, наблюдается стабильное изотопное соот-



Рис. 5. Распределение конодонтовых биофаций в средневерхнефранских отложениях на р. Малая Уса.

1 – биофация (biofacies) Palmatolepis, 2 – биофация (biofacies) Polygnathus-Ancyrodella, 3 – *Polygnathus*, 4 – *Palmatolepis*, 5 – *Ancyrodella*, 6 – *Mesotaxis*, 7 – *Icriodus*, 8 – *Ancyrognathus*.

Fig. 5. Distribution of conodont biofacies in the Middle-Upper Frasnian deposits of the Malaya Usa River.

ношение углерода на уровне 1.5 ‰ с амплитудой отклонения от этих значений в 0.3‰. Началу же

трансгрессивного цикла с формированием микритовых известняков и тонкообломочных известня-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Fig. 6. Comparison of the isotope composition of carbon near the boundaries of the Early rhenana conodont subzone in the Malaya Usa River section and other regions.



ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

ковых песчаников на рубеже jamieae-Early rhenana соответствует период амплитудных вариаций изотопных соотношений углерода от 0.4 до 1.8‰, разброс которых составляет 1.4.‰ (см. рис. 3, 6). Сходная картина для этого времени наблюдается в разpeзax Devil's Gate (США) и Bou Ounebdou (Марокко), где интервал со стабильным изотопным соотношением углерода составляет 1.8–2.0 и от –2.0 до -2.2‰ соответственно [Joachimski et al., 2002] и амплитуда отклонения по углероду не превышает значение 0.2‰. Непосредственно сам переход от зоны jamieae к подзоне Early rhenana в этих, а также в других [Joachimski, Buggisch, 2002] разрезах характеризуется периодом относительно резких колебаний изотопных соотношений углерода с амплитудой 0.8–1.1‰, причем эти амплитудные вариации начинаются с облегчения изотопного состава углерода, что косвенно подтверждает увеличение глубины осадконакопления. Таким образом, хорошо проявленная трансгрессия по литологическим данным охватывает незначительную часть периода со стабильным изотопным соотношением углерода и весь интервал с амплитудными вариациями.

На уровне подзон Early–Late rhenana отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода (см. рис. 4) от 0.1 до 0.7‰. На этом же уровне фиксируется трансгрессия. Последующие вариационные изменения незначительны и составляют 0.5-0.7‰. Сходные, но более интенсивные положительные сдвиги изотопного соотношения углерода с амплитудой до 4‰ отмечаются в различных разрезах Центральной и Южной Европы [Devleeschouwer et al., 2002; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Buggisch, Joachimski, 2006], Bocточной Европы [Yudina et al., 2002], а также Северной Америки и Северной Африки (рис. 6), где фиксируется глобальное трансгрессивное событие Lower Kellwasser.

Поскольку значения изотопного соотношения углерода большей частью колеблются в интервале 1–2‰, что соответствует осадочным морским карбонатам, то, вероятнее всего, слабые положительные сдвиги при неизменной солености открытого морского бассейна отражают увеличение биопродуктивности [Шопф, 1982].

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В целом формирование изученных отложений проходило в относительно углубленных частях мелководного морского бассейна в пределах шельфа с карбонатным типом осадконакопления. Лишь в отдельные интервалы времени фиксируются более глубоководные обстановки глинистокарбонатного осадконакопления, связанные с проявлением глобальных эвстатических событий на рубежах фаз jamieae-Early rhenana (трансгрессия Semichatovae) и Early rhenana–Late rhenana (трансгрессия Lower Kellwasser).

В начале фазы hassi-jamieae формировалась относительно мощная толща средне-мелкозернистых карбонатных песков с примесью лито- и биокластов грубозернистой, гравийной, и реже, галечной размерности. Литокласты были представлены микритовыми известняками, сгустково-водорослевыми известняками и средне-тонкозернистыми известняковыми песчаниками. Органогеннообломочный материал состоит из одиночных кораллов, ежей, брахиопод, сифоновых водорослей. Из цельноскелетных остатков в незначительном количестве присутствовали редкие тентакулиты, а также мелкие тонкостенные остракоды и брахиоподы. Характер захоронения остракод и брахиопод с неразрозненными целыми створками свидетельствует об относительно высоких скоростях осадконакопления и спокойном придонном гидродинамическом режиме ниже базиса нормальных волн. Поставщиком обломочного внутрибассейнового материала могли послужить мелководные биогермные постройки расположенные (в современном плане) к западу от изучаемого района [Тимано-Печорский..., 2000], но есть вероятность, что часть его могла поступать с востока, где в позднем фране на бровке шельфа также формировались органогенные постройки. Позднее наблюдается уменьшение размерности обломочного материала до тонкопесчано-алевритового, которое сохраняется вплоть до начала фазы Early rhenana. В это время на тонкопесчаных и глинистокарбонатных грунтах обитали тонкостенные брахиоподы, остракоды и гастроподы, а в толще воды – конодонты глубоководной палматолепидной биофации и тентакулиты. Это связано с относительным повышением уровня моря и коррелирует по времени с глобальным трансгрессивным уровнем Semichatovae. Характер захоронения остракод и чередование литотипов позволяют предполагать пульсирующее поступление тонкопесчаного материала и изменение скорости седиментации от медленной в глинисто-карбонатных осадках до относительно высокой в тонких карбонатных песках с незначительной примесью более крупных обломочных компонентов. В это же время фиксируется первое появление гравийных обломков известняковых песчаников (см. рис. 3), содержащих отдельные зерна оолитов, что косвенно свидетельствует о начале зарождения оолитовых отмелей к востоку и/или западу. Трансгрессия относительно резко сменяется регрессией, в результате которой формировались крупно-среднезернистые карбонатные пески со значительной примесью гравия и галек оолитовых известняков и разнозернистых известняковых песчаников. Позже происходило накопление мелкозернистых карбонатных песков с примесью оолитов и раковинным детритом со средней и тонкой толщиной стенок, в спокойных гидродинамических придонных обстановках ниже базиса воздействия нормальных волн. С этого момента начинается следующая трансгрессия.

В фазу Late rhenana формируются тонкозернистые пески, шламовые и глинисто-микритовые карбонатные илы с тонкостенными разрозненными створками остракод (низкая скорость седиментации), гастропод, а также конодонтами и тентакулитами, что свидетельствует о продолжающейся трансгрессии. По времени проявления эту трансгрессию можно сопоставить с глобальным событием Lower Kellwasser. Последующее формирование осадков также проходило в углубленном шельфовом бассейне с постепенным увеличением гранулометрии карбонатных обломков от тонко- до среднезернистых с незначительной примесью грубозернистого и гравийного внутрибассейнового материала (микритовые известняки, микросгусткововодорослевые известняки, оолитовые известняки) и органогенного детрита (кораллы, строматопораты, иглокожие). Присутствие переотложенных форм конодонтов свидетельствует об относительно глубоком эрозионном врезе на прилегающем мелководье вплоть до отложений доманикового горизонта (зона punctata). На протяжении всей фазы Late rhenana отмечается постепенное увеличение перемещенных оолитовых зерен вплоть до образования горизонтов оолитовых песков. Однако наличие целых раковин средне- и тонкостенных остракод, конодонтов глубоководной палматолепидной биофации и микритовых карбонатных илов не позволяют нам считать эти осадки мелководными, а заставляет относить их к углубленному бассейну седиментации с повышенным поступлением обломочного материала и относительно спокойной придонной гидродинамикой.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Изученные нами отложения расположены в непосредственной близости от Главного западноуральского надвига (ГЗУН) и слагают одну из тектонических пластин. Практически все карбонатные породы разреза претерпели значительные вторичные изменения, что существенно осложняет восстановление первично-осадочных структур. По структурным взаимоотношениям, наблюдаемым на макро- и микроуровне, отчетливо выделяются следующие стадии преобразований от ранней к поздним:

I стадия характеризуется обширной перекристаллизацией известняков с образованием вторичных конглобрекчиевых (конглобрекчиевидных) структур (см. табл. II, фиг. 1–3). Масштаб этой стадии отражен на сводной колонке (см. рис. 2), где видно, что 70% пород были в той или иной степени перекристаллизованы (вплоть до образования крупнокристаллических мраморов). Слабоизмененные участки карбонатных пород имеют резкие границы и не ориентированы. Их форма разнообразна – от прямоугольной и треугольной с острыми краями до изометрично-округлой, а размеры варьируют от 2 до 30 см. Сильно перекристаллизованные участки сложены средне-грубокристаллическим кальцитом и иногда содержат реликты первичных осадочных структур.

II стадия, секущая перекристаллизованные участки вторичных конглобрекчий I стадии, связана с образованием мелких трещин, заполненных кальцитом (см. табл. II, фиг. 4). Масштабы проявления незначительные.

III стадия непосредственно связана с процессом формирования Западно-Уральской складчатонадвиговой зоны. Отложения претерпели тектоническое расслоение (см. рис. 1). Внутри отдельных тектонических пластин формировались сколы (см. табл. II, фиг. 2) и послойные срывы, а также стресс-метаморфические преобразования, в результате которых карбонатные породы приобрели сланцеватую микрослоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 3-7). Эта стадия преобразований пространственно тяготеет к разрывным нарушениям различного порядка. Особенно ярко это проявлено в верхней части разреза (см. рис. 2), где по биостратиграфическим данным [Соболева, Соболев, 2015а] установлено тектоническое несогласие между отложениями доманиково-аскынского горизонта (mu 10) и налегающих на них отложений нижней части доманикового горизонта (mu 11). В зависимости от размерности обломков, степени цементации и перекристаллизации эти процессы по-разному преобразовали породы. Средне-тонкозернистые известняковые песчаники практически полностью превратились во вторично микритовые микрослоистые известняки. Более крупные обломки, карбонатные прожилки или участки ранней перекристаллизации подверглись кластическим деформациям, растаскиванию и будинированию (см. табл. II, фиг. 4, 6). Крупные структурные зерна оолитов и литокласты (если они не были законсервированы спаритовым кальцитом) также подвергались деформациям и микритизации, образуя вторичную микролинзовиднослоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 5).

IV стадия связана с формированием мелких трещин, залеченных кальцитом и последующей стиллолитизацией карбонатов (см. табл. II, фиг. 5, 7).

Таким образом, выявленные стадии вторичных преобразований пород помогли нам избежать ошибок при диагностике различных литотипов и по возможности реконструировать первично-осадочные структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного исследования биостратиграфии, литологии, изотопии углерода (δ^{13} C)
и кислорода (δ^{18} O) средне-верхнефранских отложений западного склона Полярного Урала выявлены следы глобальных событий Semichatovae и Lower Kellwasser.

Событие Semichatovae характеризуется накоплением тонкообломочного, шламового и глинистого материала с рассеянным органическим веществом. Наблюдается пульсирующее поступление тонкопесчаного материала и изменение скоростей осадконакопления от низкой до относительно высокой. Ранней стадии трансгрессивного событийного уровня соответствует незначительный сдвиг в изотопном соотношении углерода от 1.5 до 1.8‰, после которого отмечается облегчение изотопного состава до 0.4‰. Последующие вариационные изменения от 0.8 до 1.7 ‰ плавно затухают, приходя к значению 0.9-1.0‰. Сходные изменения изотопного состава отмечаются в разрезах Европы, Северной Америки, Северной Африки. Установлено, что с началом регрессии, в фазу Early rhenana, начинают формироваться оолитовые отмели на бровке шельфа к востоку (в современном плане) и/или к западу (поднятие Чернова).

Событие Lower Kellwasser характеризуется резкой трансгрессией, в результате которой в начале фазы Late rhenana происходит замедленное накопление тонкозернистых песков, шламовых и глинисто-микритовых карбонатных илов. На этом уровне отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода от 0.1 до 0.7% с последующими вариационными изменениями в пределах 0.5–0.7‰. Сходные изменения изотопного состава отмечаются в различных разрезах Центральной и Южной Европы.

На ранних стадиях этих событий наблюдается увеличение биоразнообразия конодонтов и превалирование глубоководной палматолепидной биофации.

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, руководителю группы изотопной геохимии В.Л. Андреичеву и аналитику И.В. Смолевой за данные по изотопному (С, О) составу карбонатов, а также А.В. Журавлеву, В.А. Салдину, И.Х. Шумилову (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), А.С. Алексееву, Ю.А. Гатовскому, Л.И. Кононовой (МГУ, Москва).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бикбаев А.З., Снигирева М.П. (2003) Патологические формы верхнедевонских конодонтов. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: УрО РАН, 14-20.
- Богданов Б.П., Приймак П.И., Вильтистова О.М., Громыко А.В., Котик И.С., Кузьменко Ю.С., Табрин В.Л., Терентьев С.Э. (2015) Возможности современных геолого-геофизичнских методов для кар-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

тирования Лемвинского барьерного рифа и его периферии. "Геология рифов". Мат-лы Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 19-22.

- Боровинских А.П., Пармузина Л.В. (2012) Типизация и характеристика карбонатных и терригенно-карбонатных массивов с целью прогнозирования их нефтегазоносности. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 7(2). http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2012.pdf
- Войновский-Кригер К.Г. (1945) Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. *Сов. геология*, 6, 27-44.
- Гессе В.Н., Савельев А.А. (1981) Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Северо-Уральская серия, лист Q-41-VI. Объяснительная записка. М., 6-52.
- Жемчугова В.А. (2014) Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ЕАГЕ Геомодель, 232 с.
- Жукова Т.В., Петренко Е.Л. (2015) Строение и перспективы ранне-средне-позднедевонского рифа в скв. 1-Левогрубеюская. "Геология рифов": Мат-лы Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 45-47.
- Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. (2004) Конодонтовые биофации во франском бассейне юго-запада Московской синеклизы. *Вестн. МГУ. Сер. Геол.*, (2), 32-40.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий (2008). (Отв. ред. А.И. Жамойда, О.В. Петров). СПб., ВСЕГЕИ, 131 с.
- Соболева М.А. (2014) Патологические формы франских конодонтов. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 120-122.
- Соболева М.А. (2017) Новые виды рода Palmatolepis (конодонты) из франских отложений Приполярного и Полярного Урала. Сыктывкарский Палеонтологический сборник № 8 (130). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 40-50.
- Соболева М.А., Соболев Д.Б. (2015а) Конодонты франского яруса на р. Малая Уса (Полярный Урал). "Современные проблемы палеонтологии": Мат-лы LXI сессии Палеонт. общ. при РАН. СПб, 115-117.
- Соболева М.А., Соболев Д.Б. (20156) Биостратиграфическая характеристика по конодонтам средневерхнефранских отложений на р. Малая Уса. (Полярный Урал). Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, (6), 15-26.
- Соболева М.А., Соболев Д.Б. (2016) Новые данные по конодонтам верхнего девона Полярного Урала (разрез Останцовый, р. Малая Уса). Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки, **158**(3), 455-467.
- Соболева М.А., Соболев Д.Б., Матвеева Н.А. (2018) Разрез франского яруса на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) – результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопногеохимических исследований. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **13**(1). http://www.ngtp.ru/ rub/2/2_2018.pdf
- Стратиграфические схемы Урала (1993). Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России. 139 с.
- Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт. Ухта, Региональный Дом печати, 2000.

Соболев, Соболева Sobolev, Soboleva

- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 355 с.
- Чернов Г.А. (1961) Новые данные по стратиграфии верхнего девона в восточной части Большеземельской тундры. Докл. АН СССР, **136**(1), 183-186.
- Чернов Г.А. (1962) Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 117 с.
- Шишкин М.А. (2002а) Девонские отложения в составе Карско-Нярминского параавтохтона (Полярный Урал). "Геология девонской системы": Мат-лы Междунар. симпоз. Сыктывкар: Геопринт, 44-46.
- Шишкин М.А. (2002б) Стратиграфия и фации отложений среднего-верхнего девона в районе хр. Енганепе (Полярный Урал). "Геология девонской системы": Мат-лы Междунар. симпоз. Сыктывкар: Геопринт, 242-244.
- Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С. (2005) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 335 с.

Шопф Т. (1982) Палеоокеанология. М.: Мир. 311 с.

- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. Systematic Association Special, (47), 115-163.
- Becker R.T. (2002) Frasnian goniatites from the Boulonnais (France) as indicators of regional sea level changes. *Ann. Soc. Geol. Nord*, (9), 129-140.
- Becker R.T., House M.R. (1998) Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian. *Subcommission on Devonian Stratigraphy*, (15), 17-22.
- Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (240), 68-88.
- Chen D., Qing H., Li R. (2005) The Late Devonian Frasnian-Famennian (F/F) biotic crisis: Insights from δ¹³C_{carb}, δ¹³C_{org} and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (235), 151-166.
- Denayer J., Poty E. (2010) Facies and palaeoecology of the Upper member of the Alsemont formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual, episode within the Late Frasnian crisis. *Geologica Belgica*, **13**(3), 197-212.
- Devleeschouwer X., Herbosch A., Preat A. (2002) Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (181), 171-193.
- Girard C., Renaud S. (2007) Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (250), 114-125.
- Godderis Y., Joachimski M.M. (2004) Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (202), 309-329.
- House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V. (2000) Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform). *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* (Eds E. Insalaco,

P.W. Skelton, T.J. Palmer) J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., (178), 147-176.

- Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite δ^{18} O signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.
- Joachimski M.M., Pancost R.D., Freeman K.H., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeo*geogr., *Palaeoclimat.*, *Palaeoecol.*, (181), 91-109.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- May A. (1995) Relantionship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crises. *Geolines*, (3), 38-49.
- Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: towards an integrated approach. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier*, **20**, 5-36.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Contribution 1: Courier Forschungs Institut Senckenberg*,(102), 263-307.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, (356), 473-487.
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer. 225-250.
- Yudina A.B., Racki G., Savage N.M., Racka M., Maikowski K. (2002) The Frasnian–Famennian events in a deepshelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47(2), 355-372.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs institute Senkenberg*, 121, 115 p.

REFERENCES

- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. Systematic Association Special, (47), 115-163.
- Becker R.T. (2002) Frasnian goniatites from the Boulonnais (France) as indicators of regional sea level changes. Ann. Soc. Geol. Nord, (9), 129-140.
- Becker R.T., House M.R. (1998) Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian. *Subcommission on Devonian Stratigraphy*, (15), 17-22.
- Bikbaev A.Z., Snigireva M.P. (2003) Patologicheskie formy Pathological forms of the Upper Devonian conodonts. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg: UrO RAN, 14-20. (In Russian)
- Bogdanov B.P., Priimak P.I., Vil'tistova O.M., Gromyko A.V., Kotik I.S., Kuz'menko Yu.S., Tabrin V.L., Terent'ev S.E. (2015) Possibilities of modern geological and geophysical methods for mapping the Lemvin barrier reef and its periphery. "Geologiya rifov". Materialy Vserossiiskogo. Litologicheskogo soveshchaniya.

["Geology of reefs". Proc. All-Russian. lithology meeting]. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN Publ., 19-22. (In Russian)

- Borovinskikh A.P., Parmuzina L.V. (2012) Typification and characterization of carbonate and terrigenous carbonate massifs in order to predict their oil and gas potential. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 7(2). http:// www.ngtp.ru/rub/2/20_2012.pdf (In Russian)
- Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., (240), 68–88.
- Chen D., Qing H., Li R. (2005) The Late Devonian Frasnian-Famennian (F/F) biotic crisis: Insights from δ¹³C_{carb}, δ¹³C_{org} and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (235), 151-166.
- Chernov G.A. (1961) New data on the stratigraphy of the Upper Devonian in the eastern part of the Bolshezemelskaya tundra. *Dokl. Akad. Nauk* SSSR, **136**(1), 183-186. (In Russian)
- Chernov G.A. (1962) *Devonskie otlozheniya vostochnoi chasti Bol'shezemel'skoi tundry* [Devonian deposits of the eastern part of the Bolshezemelskaya tundra]. Moscow-Leningrad, AN SSSR, 117 p. (In Russian)
- Denayer J., Mottequin B. (2015) Middle and Upper Devonian Events in Belgium: review and new insights. *Strata* (IGSP596-SDS Symposium (Brussels, September 2015)), 16, 40-42.
- Denayer J., Poty E. (2010) Facies and palaeoecology of the Upper member of the Alsemont formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual, episode within the Late Frasnian crisis. *Geologica Belgica*, **13**(3), 197-212.
- Devleeschouwer X., Herbosch A., Preat A. (2002) Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (181), 171-193.
- Gesse V.N., Savel'ev A.A. (1981) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1 : 200 000. Severo-Ural'skaya seriya, list Q-41-VI. Ob`'yasnitel'naya zapiska State Geological Map of the USSR. Scale 1 : 200 000. North-Ural series sheet Q-41-VI. Explanatory letter. Moscow (In Russian)
- Girard C., Renaud S. (2007) Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **250**, 114-125.
- Godderis Y., Joachimski M.M. (2004) Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **202**, 309-329.
- House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V. (2000) Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform). *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* (Eds E. Insalaco, P.W. Skelton, T.J. Palmer) J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., (178), 147-176.
- Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite δ^{18} O signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.
- Joachimski M.M., Pancost R.D., Freeman K.H., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geo-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

chemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeo-geogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **181**, 91-109.

- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 567-587.
- Kirilishina E.M., Kononova L.I. (2004) Conodont biophyses in the Frasnian basin of the southwest of the Moscow syneclise. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (2), 32-40. (In Russian)
- May A. (1995) Relantionship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crises. *Geolines*, (3), 38-49.
- Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannykh komissii [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its standing commissions] (2008) (Edsin-chief: A.I. Zhamoida, O.V. Petrov) St. Petersburg, VSEGEI, 131 p. (In Russian)
- Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: towards an integrated approach., 5-16.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, (356), 473-487.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Contribution 1: Courier Forschungs Institut Senckenberg*,(102), 263-307.
- Shishkin M.A. (2002a) Devonian deposits in the composition of the Karsko-Nyarmi parautochthon Polar Urals. "Geologiya devonskoi sistemy": Mat-ly Mezhdynar. simpoziuma ["Geology of the Devonian System": Materials of Int. symposium] Syktyvkar: Geoprint Publ., 44-46. (In Russian)
- Shishkin M.A. (20026) Stratigraphy and facies of Middle-Upper Devonian sediments in the region of the Chr. Enganepe (the Polar Urals) "Geologiya devonskoi sistemy": Mat-ly Mezhd. simpoziuma. ["Geology of the Devonian System": Materials of Int. symposium]Syktyvkar: Geoprint Publ., 242-244. (In Russian)
- Shishkin M.A., Malykh O.N., Popov P.E., Kolesnik L.S. (2005) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Ural'skaya seriya. List Q-41 (Vorkuta). Ob"yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet Q-41 (Vorkuta). Explanatory letter St.Petersburg, Card factories VSEGEI Publ., 335 p. (In Russian)
- Shopf T. (1982) *Paleookeanologiya* [Paleoceanology]. Moscow Mir Publ. 311 p.(In Russian)
- Soboleva M.A. (2014) Patological forms of frasnian conodonts. Strukture, material, history of lithosphere of Timan-North-Uralian segment. Syktyvkar: Geoprint, 120-122. (In Russian)
- Soboleva M.A. (2017) New species of the genus Palmatolepis (conodonts) from the Frasnian sediments of the Subpolar and Polar Urals. *Syktyvkarskii Paleontologicheskii sbornik* № 8, (130). Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 40-50. (In Russian)

Соболев, Соболева Sobolev, Soboleva

- Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2015a) Conodonts of the Frasnian stage on the Malaya Usa River (the Polar Urals). "Sovremennye problemy paleontologii". Mat-ly LXI sessii Paleont. obshch. pri RAN. ["Modern problems of paleontology". Materials of the LXI session of Paleont. Society. at the RAS] St.Petersburg, 115-117. (In Russian)
- Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2015b) Biostratigraphic characteristics of the conodonts of the Middle-Upper Frasnian deposits on the Malaya Usa River (Polar Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 15-26. (In Russian)
- Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2016) New data on conodonts of Upper Devonian of the Polar Urals (Ostantsovyi section, Malaya Usa River). Uchenye zapiski Kazan' Univ. Ser. Estestvennye nauki, 158 (3), 455-467. (In Russian)
- Soboleva M.A., Sobolev D.B., Matveeva N.A. (2018) Section of Fasnian stage on Kozhym River (western slope of Subpolar Urals) the result of biostratigrafic, bio-litofacial and isotopic-geochemistry study. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 13 (1). http://www.ngtp.ru/rub/2/2 2018.pdf
- Stratigraficheskie skhemy Urala (1993) [Stratigraphic schemes of the Urals] Ekaterinburg. *Mezhvedomstvennyi stratigraficheskii komitet Rossii* [Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia] 139 p. (In Russian)
- *Timano-Pechorskii sedimentatsionnyi bassein. Atlas geologicheskikh kart* (2000). [Timano-Pechora sedimentary basin. Atlas of geological maps]. Ukhta, Regional'nyi Dom pechati Publ. (In Russian)

- Tsyganko V.S. (2011) *Devon zapadnogo sclona severa Urala i Pai-Hoya*. Devon of the western slope of the north of the Urals and Pai-Khoi. Ekaterinburg, UrO RAN Publ. 355 p. (In Russian)
- Voinovskii-Kriger K.G. (1945) Two Paleozoic complexes on the western slope of the Polar Urals. *Sovetskaya geologiya*, 6, 27-44. (In Russian)
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, 225-250.
- Yudina A.B., Racki G., Savage N.M., Racka M., Maikowski K. (2002) The Frasnian–Famennian events in a deepshelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47(2), 355-372.
- Zhemchugova V.A. (2014) Rezervuarnaya sedimentologiya karbonatnykh otlozhenii [Reservoir sedimentology of carbonate deposits]. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 232 p. (In Russian)
- Zhukova T.V., Petrenko E.L. (2015) Structure and Perspectives of the Early-Middle-Late Devonian Reef in the well 1-Levogrupyuyskaya. "Geologiya rifov" Materialy Vserossiiskogo litologicheskogo soveshchaniya ["Geology of reefs" Materials of All-Russian lithological conf.]. Syktyvkar: IG KScC UB RAS Publ., 45-47. (In Russian)
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs institute Senkenberg*, 121, 115 p.

УДК 551.7+56.016.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-363-381

КОНОДОНТЫ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ АРТИНСКО-КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА МЕЧЕТЛИНО (БАШКОРТОСТАН, ЮЖНЫЙ УРАЛ). СТАТЬЯ II. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНОДОНТОВ

© 2018 г. В. В. Черных

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

Поступила в редакцию 12.04.2017 г., принята к печати 29.05.2017 г.

Приведены и прокомментированы изображения видов конодонтов из разреза пограничных артинско-кунгурских отложений на правом берегу р. Юрюзань близ с. Мечетлино. Детально показано стратиграфическое распределение видов по разрезу, проанализированы их изменения. Текст сопровождается десятью таблицами с изображениями конодонтов. В табл. І изображены формы из верхнеартинской (саргинской) части разреза. Это наиболее часто встречающиеся в саргинском горизонте виды конодонтов Neostreptognathodus ruzhencevi Kozur и N. pequopensis Behnken. Количество пар нодулей у саргинских представителей вида N. pequopensis Behnken редко превышают 4-6, причем задняя пара узелков часто срастается. В саргинском горизонте найдены также формы, принадлежащие виду Sweetognathus somniculosus Chern. Морфология экземпляров этого вида варьирует от таких морфотипов, которые обладают почти цельной кариной с едва заметными пережимами на заднем конце, до форм с отчетливо дифференцированной задней частью карины. Конодонты, изображенные в табл. II, происходят из слоя 9, в верхней части которого найдены виды N. pnevi Kozur et Movschovitsch и N. lectulus Chern. - индикаторы нижней границы кунгурского яруса. Формы в табл. Ши из слоя 10 и большинство изображенных форм относятся к виду N. lectulus Chern. Здесь же впервые появляется N. labialis Chern. с узкой платформой, неполно развитым срединным желобом и с наметившимся пережимом в задней части платформы. В слое 10 продолжают встречаться типичные *N. ruzhencevi* Kozur. Формы в табл. IV–VII относятся к самому представительному комплексу конодонтов из верхней части слоя 12, где найдено более 60 экз. конодонтов. Большая часть экземпляров, помещенных в табл. IV, относится к филетической последовательности форм от Sweetognathus somniculosus Chern. к N. labialis Chern. В таблицах V и VI представлены формы, относящиеся к видам Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch, N. lectulus Chern., N. pequopensis Behnken. В табл. VII представлены члены филолинии Neostreptognathodus pseudoclinei Kozur et Movschovitsch – N. labialis Chern. Указанный состав конодонтов в последующих информативных слоях саранинского горизонта 13, 14 и 16 сохраняется. Конодонты филипповского горизонта найдены западнее карьера Мечетлино. Они представлены в табл. X: Neostreptognathodus aff. clinei Behnken, N. clinei Behnken, Sweetognathus nov. sp. 2, Uralognathus cochleatus Chern. Разрез Мечетлино рекомендован в качестве лимитотипа нижней границы (GSSP) кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы.

Ключевые слова: *р. Юрюзань, с. Мечетлино, конодонты, пермская система, артинский ярус, кунгурский ярус,* конодонтовые комплексы

CONODONTS FROM THE BOUNDARY ARTINSKIAN-KUNGURIAN DEPOSITS OF MECHETLINO SECTION (BASHKORTOSTAN, THE SOUTH URALS). ARTICLE II. STRATIGRAFIC DISTRIBUTION OF CONODONTS

Valerii V. Chernykh

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15, Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia e-mail: chernykh@igg.uran.ru Received 12.04.2017, accepted 29.05.2017

The images of the species of conodonts from the section of boundary Artinskian-Kungurian deposits on by right to coast Yuryuzan River near the village Mechetlino are given and commented. The stratigraphic distribution of species in the section is shown, their changes are analyzed. Text is accompanied by ten tables with the images of conodonts. The forms from the upper part of Artinskian (Sarginskian horizon) of the section depicts in the Table I. These species of conodonts *Neostreptognathodus ruzhencevi* Kozur and *N. pequopensis* Behnken are meeting the most frequently in the Sarginskian horizon. Quantity of pairs of nodules in the Sarginskian representatives of the species *N. pequopensis* Behnken rarely exceed

Для цитирования: Черных В.В. (2018) Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья II. Стратиграфическое распределение конодонтов. *Литосфера*, **18**(3), 363-381. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-363-381

For citation: Chernykh V.V. (2018) Conodonts from the boundary Artinskian-Kungurian deposits of Mechetlino section (Bashkortostan, the South Urals). Article II. Stratigrafic distribution of conodonts. *Litosfera*, **18**(3), 363-381. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-363-381

4-6, moreover the posterior pair of nodules frequently grows together. The species Sweetognathus somniculosus Chern. is found in the Sarginskian horizon too. The morphology of the specimens of this species varies from the morphotypes, which possess almost one-piece carina, hardly by noticeable narrowings at the posterior end, to the forms with the distinctly differentiated posterior end of carina. Conodonts, depicted in the Table II, occur from the bad 9, in upper part of which the forms N. pnevi Kozur et Movschovitsch and N. lectulus Chern. are found. These species are the indicators of lower boundary of Kungurian stage. Forms in the Table III of the bed 10 and majorities of the depicted forms relate to the species N. lectulus Chern. The species N. labialis Chern. with narrow platform, incomplete developed middle groove and with the outlined narrowing in the posterior part of the platform here for the first time appears. The typical N. ruzhencevi Kozur continue to be encountered in the bed 10. Forms on the Tables IV-VII relate to the most representative complex of conodonts from the upper part of the bed 12, where more than 60 the specimens of conodonts found. The large part of the specimens, placed in the Table IV, relates to the phyletic sequence of forms from Sweetognathus somniculosus Chern. to \hat{N} . labialis Chern. The forms, which relate to the species Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch, N. lectulus Chern., N. pequopensis Behnken in the Tables V, VI are represented. The members of phyletic line Neostreptognathodus pseudoclinei Kozur et Movschovitsch - N. labialis Chern. presents in the Table VII. The composition of conodonts in the subsequent informative beds 13, 14, 16 of the Saraninskian horizon remains. Conodonts of the Philippovskian horizon found west of quarry Mechetlino. They are represented in the Table X: Neostreptognathodus aff. clinei Behnken, N. clinei Behnken, Sweetognathus nov. sp. 2, Uralognathus cochleatus Chern. Section Mechetlino is recommended as limitotype of lower boundary (GSSP) of the Kungurian stage of the International stratigraphic scale.

Keywords: Yuryuzan River, village of Mechetlino, conodonts, Permian System, Artinskian Stage, Kungurian Stage, stratigraphic association

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the theme No. 0393-2016-0023 of the state task of the IGG UB RAS with partial financial support of the RFBR (project 16-05-00306A).

ВВЕДЕНИЕ

Содержащиеся в настоящей статье материалы дополняют и в значительной мере иллюстрируют ранее опубликованные результаты изучения коно-



Рис. 1. Географическое положение разреза Мечетлино.

Fig. 1. Geographical location of the Mechetlino section.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

донтов из карьера, вскрывшего толщу артинскокунгурских песчано-карбонатных отложений на правом берегу р. Юрюзань в непосредственной близости от северо-западной окраины с. Мечетлино (Башкортостан) [Черных, 2006]. Местонахождение разреза и его географические координаты указаны на рис. 1.

Разрез рекомендован в качестве лимитотипа нижней границы (GSSP) кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы [Чувашов, Черных, 2000, 2007; Chernykh et al., 2012]. Именно это обстоятельство, а также относительно низкая представительность конодонтов в артинскокунгурском интервале потребовали особенно детального и обстоятельного изучения всех встреченных в разрезе конодонтов. В первой части работы [Черных, 2018] было дано описание морфотипов, относящихся к родам Sweetognathus и Neostreptognathodus, рассмотрены филогенетические отношения между ними. Здесь, во второй части статьи, на обширном иллюстративном материале продолжено рассмотрение морфологических особенностей артинских и кунгурских конодонтов с указанием их стратиграфического положения в разрезе. Описание фактического материала сопровождается десятью таблицами с изображениями всех найденных конодонтов. Первые девять таблиц включают изображения форм, найденных в позднеартинских (саргинский горизонт) и раннекунгурских (саранинский горизонт) отложениях, вскрытых Мечетлинским карьером (рис. 2). Материал представлен в стратиграфическом порядке – от более древних (артинских) комплексов, полученных из пород основания разреза (слои 2, 4, 6), к

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

более молодым (кунгурским) комплексам конодонтов из слоев 9, 10, 12–14 и 16.

Для восстановления более полной картины стратиграфического распределения встреченных форм в кунгурском ярусе привлечены сведения о конодонтах из отложений верхней части саранинского и филипповского горизонтов, обнажающихся севернее карьера в пределах собственно разреза Мечетлино. Изображение этих конодонтов дано в табл. Х. Корреляция отложений разреза Мечетлино и отложений, вскрытых карьером в южной его части, была дана в первой части статьи ([Черных, 2018], рис. 1).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНОДОНТОВ

Как было сказано, для иллюстрации характера изменения комплексов конодонтов по разрезу в работе приводятся девять фототаблиц с изображением конодонтов из саргинско-саранинских отложений карьера и одна – табл. Х – с конодонтами из филипповского горизонта разреза Мечетлино, которые я подробно прокомментирую.

Табл. І включает изображение тех форм, которые встречены в верхнеартинской (саргинской) части разреза. На первых трех позициях (фиг. 1–3) представлены изображения форм из основания разреза – слоя 2. Это наиболее часто встречающиеся в саргинском горизонте виды конодонтов Neostreptognathodus ruzhencevi Kozur и N. pequopensis Behnken. Первые обладают каринальными зубцами в виде коротких ребер (фиг. 1, 2), вторые – в виде нодулярных образований, имеющих шагреневую поверхность (фиг. 3). Все остальные формы на этой таблице, кроме единственного экземпляра из слоя 6 (фиг. 17), происходят из слоя 4. Количество пар нодулей у саргинских представителей вида N. pequopensis Behnken редко превышают 4-6, причем задняя пара часто срастается в один подковообразный бугорок (фиг. 4, 7).

Формы на фиг. 8-16 из слоя 4 принадлежат виду Sweetognathus somniculosus Chern. Морфология экземпляров, включенных в этот вид, варьирует от таких морфотипов, которые обладают почти цельной кариной, с едва заметными пережимами на заднем конце (фиг. 9), до форм с отчетливо дифференцированной задней частью карины (фиг. 13–15). Все формы, отнесенные к этому виду, имеют карину с пустулизированной (шагреневой) поверхностью. Иногда обычно узкая карина разрастается в ширину и даже имеет боковое ответвление (фиг. 11). Чтобы систематизировать морфологическое разнообразие всех таких морфотипов и, возможно, выделить среди них большее количество видов, необходимо иметь более полный материал. Однако следует обратить внимание на то, что даже в имеющейся сравнитель-



Рис. 2. Разрез отложений, вскрытых Мечетлинским карьером.

Желтое – туфы; голубое – известняки и известковистые песчаники; бесцветное – аргиллит, мергель; слева – номера слоев, справа – расстояние между слоями в метрах.

Fig. 2. The section of the deposits uncovered by the Mechetlino quarry.

Yellow – tuffs; blue – limestones and calcareous sandstones; colorless – sandstones, argillite and marl; to the left – the number of beds, to the right – the distance between the beds in the meters.

но небольшой коллекции присутствуют экземпляры, имеющие промежуточное строение между описанными крайними вариантами (фиг. 10, 12, 16). Это также мешает четко обозначить границы между потенциальными видами, и пока приходится все свитогнатусовые формы с описанными особенностями строения Ра-элемента относить к одному виду Sweetognathus somniculosus Chern.

Экземпляр, изображенный под номером 17, происходит из слоя 6. По общим морфологическим особенностям он относится к виду *Sweetognathus somniculosus* Chern. Но он примечателен тем, что в средней части уплощенной пустулизированной карины пустулы располагаются не хаотично, как у форм на фиг. 12–16, а линейно, намечая будущий срединный желоб [Черных, 2018].

Хиндеоделлиформные элементы на фиг. 18, 19 построены по одному плану: расположение высоких и низких второстепенных зубцов на задней части стержня характеризуется правильным чередованием. Точно такая же особенность строения второстепенных зубцов отличает хиндеоделл, найденных Х. Коцуром и Е.В. Мовшовичем вместе с *N. реquopensis* Behnken в кунгурских отложениях и рассматриваемых ими как элемент аппарата этого вида ([Мовшович и др., 1979], табл. IV, фиг. 4, 5).

Конодонты, изображения которых помещены в табл. II, происходят из слоя 9. Этот уровень примечателен тем, что в верхней части слоя 9 найдены индикаторы нижней границы кунгурского яруса. В частности, у большинства экземпляров N. pequopensis Behnken из этого слоя наблюдается редукция передних каринальных зубцов (табл. II, фиг. 4-6), и на их месте остается гладкий парапет. Когда этот процесс заходит достаточно далеко и захватывает примерно половину обоих парапетов, такой морфотип уверенно определяется как N. pnevi Kozur et Movschovitsch (табл. II, фиг. 10). Совершенно аналогичный процесс редукции передних каринальных зубцов можно наблюдать в этом же слое у представителей вида N. ruzhencevi Kozur, обладающего более широкой платформой и не бугорчатыми, а линейно вытянутыми каринальными зубцами. Конечный результат этого процесса – появление вида N. lectulus Chern., имеющего гладкую переднюю часть платформы (табл. II, фиг. 7, 8). Как уже отмечалось, определить истинный момент становления видов-индикаторов нижней границы кунгурского яруса *N. pnevi* и *N. lectulus* довольно проблематично, так как переход между ними и их филетическими предшественниками – видами N. pequopensis и N. ruzhencevi – постепенный. Однако, как правило, в одной выборке наряду с экземплярами, у которых только началась редукция передних зубцов, всегда встречаются типичные представители видов-индикаторов нижней границы кунгурского яруса – *N. pnevi* Kozur et Movschovitsch и *N.* lectulus Chern. Озаркодиновые Р_ь-элементы, приониодиновый М-элемент, а также уже знакомый по табл. І хиндеоделлиформный S_c-элемент, вероятно, относятся к виду *N. pequopensis* Behnken.

В табл. III представлены конодонты из слоя 10. Формы, помещенные в двух верхних рядах (за исключением тех, что на фиг. 3, 4), относятся к *N. lectulus* Chern. Часть из них являются типичными представителями этого вида с ясно выраженным диагностическим признаком – редуцированными передними каринальными зубцами (фиг. 5–10). Формы на фиг. 1, 2 являются переходными от *N. ruzhencevi* Коzur к *N. lectulus* Chern. Экземпляры на фиг. 9, 10, по-видимому, геронтические, и на них видно, что на этой стадии сохранившиеся задние каринальные зубцы расщепляются и приобретают V-образную форму.

Экземпляры на фиг. 3, 4 требуют отдельного рассмотрения. Экземпляр на фиг. 3 представлен ювенильной формой, у которой каринальные зубцы бугорчатые. И по этому признаку форму, наверное, правильнее будет отнести к N. pequopensis Behnkеп. Экземпляр на фиг. 4 имеет бугорчатое строение каринальных зубцов, приподнятых над парапетами. Однако они продолжаются вниз по поверхности срединного желоба в виде коротких ребер, как у вида N. ruzhencevi Kozur. Передняя часть парапетов у этого экземпляра без зубцов. Таким образом, эта форма обладает признаками, промежуточными между теми, что характерны для N. pnevi Kozur et Movschovitsch и N. lectulus Chern. По этой причине определение этого экземпляра сделано в открытой номенклатуре – N. cf. pnevi Kozur et Movschovitsch.

В нижнем ряду табл. III на фиг. 11 изображен экземпляр, близкий по своему строению к виду *Sweetognathus somniculosus* Chern., но имеющий, в отличие от этого вида, обособленные друг от друга задние каринальные узелки. Примечательно, что в вышележащем слое 12 встречаются формы, построенные по такому же плану, что и обсуждаемый экземпляр из слоя 10, но имеющие отчетливо гантелеобразные каринальные узлы и вместе с тем сохраняющие нерасчлененной переднюю часть карины в виде узкой полоски с шагреневой поверхностью (табл. VII, фиг. 20). В коллекции присутствуют единичные экземпляры этих форм, и по этой причине они пока определены в открытой номенклатуре как *Sweetognathus* nov. sp. 1.

На фиг. 12 изображена форма с узкой платформой и неполно развитым, но уже отчетливо обозначившимся срединным желобом и с наметившимся пережимом в задней части платформы. По этим признакам морфотип может быть отнесен к виду *N. labialis* Chern. Однако сложно сказать уверенно, является ли данный экземпляр ювенильной формой этого вида или это ранняя стадия филогенетической линии *Sweetognathus somniculosus* Chern. – *N. labialis* Chern., заслуживающая выделения в самостоятельный вид.

Завершая обсуждение конодонтов табл. III, отмечу, что в слое 10, из которого происходят все приведенные здесь формы, продолжают встречаться типичные *N. ruzhencevi* Kozur. Их изображения даны на фиг. 13, 14.

Формы, изображения которых помещено в табл. IV–VII относятся к самому представительному комплексу конодонтов, который происходит из верхней части слоя 12, где найдено более 60 экз. конодонтов.

Большая часть экземпляров, помещенных в табл. IV, относится к филетической последовательности форм от *Sweetognathus somniculosus* Chern. к *N. labialis* Chern. Экземпляр на фиг. 1 можно с некоторой натяжкой отнести к *N. pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch. Остальные формы демонстрируют процесс постепенного заложения срединного желоба и формирования каринальных зубцов у членов указанной последовательности. На фиг. 2–4, 6 каринальные зубцы едва обозначены легкими пе-

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

режимами платформы. Но уже у форм на фиг. 5 и в особенности на фиг. 7 и 8 начинают появляться ясно выраженные нодули, часто имеющие несколько необычную, удлиненную форму. И только у экземпляров, показанных на фиг. 9, 10 почти полностью формируется карина, состоящая из противопоставленных парных нодулей. Но даже и у этих форм небольшая часть передних зубцов не разрывается срединным желобом, что является характерной особенностью морфологии вида *N. labialis* Chern.

В табл. V представлены формы, относящиеся к видам Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch (фиг. 1–4), N. lectulus Chern. (фиг. 8–12), N. pequopensis Behnken (фиг. 7), и формы, переходные от N. pequopensis к Neostreptognathodus pnevi (фиг. 5, 6).

Необычный экземпляр, показанный на фиг. 14, который по основным признакам следовало бы относить к *N. pequopensis* Behnken, отличается большим количеством парных зубцов (до 12 пар), что не характерно даже для кунгурских представителей этого вида. По этой причине его определение сделано в открытой номенклатуре – *N.* aff. *pequopensis* Behnken.

Озаркодиниформные (фиг. 16, 17) и хиндеоделлиформные элементы (фиг. 15), вероятно, входят в аппарат вида *N. pequopensis* Behnken.

Табл. VI содержит фото конодонтов из слоя 12 Мечетлинского карьера. Здесь собраны наиболее характерные формы, позволяющие уверенно датировать саранинский горизонт, являющийся базальным для кунгурского яруса на Урале. Первые десять экземпляров в этой таблице относятся к *Neostreptognathodus pnevi*. К этому же виду можно отнести и два последних экземпляра (фиг. 15, 16), на которых можно видеть, как выглядят представители этого вида на геронтической стадии развития. У таких форм сохраняется только половина каринальных зубцов, а выглаженные передние части парапетов полностью лишены зубцов и имеют приостренную верхнюю кромку.

Формы, изображение которых приведено на фиг. 11–14, относятся к виду *N. lectulus*. Из них две (фиг. 11 и 13) также представлены старческими экземплярами, но, в отличие от таких же форм *Neostreptognathodus pnevi* на фиг. 15, 16, имеют уплощенную поверхность передних частей парапетов.

И последние конодонты из слоя 12 Мечетлинского карьера помещены в табл. VII. Здесь на первых десяти фигурах представлены члены филолинии *Neostreptognathodus pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch – *N. labialis* Chern. Первые шесть форм расположены в порядке предполагаемой эволюционной последовательности начиная с заложения срединного желоба (фиг. 1) и появления пережимов в задней части платформы (фиг. 2–4). Последующее развитие в данном направлении приводит к появлению типичных *N. labialis* Chern. с полностью оформленной кариной, состоящей из парных уплощенных бугорков (фиг. 5, 6). Прочие формы, относящиеся к этому же виду, находятся на разных стадиях развития описанной филолинии: экземпляры на фиг. 7, 8 имеют каринальные зубцы только в задней части платформы, на фиг. 9 и 10 показаны экземпляры с полностью оформившимися диагностическими признаками вида *N. labialis* Chern. Изображение ювенильной формы вида *N. реquopensis* Behnken приведено на фиг. 11.

На фиг. 12–17 изображены представители вида Neostreptognathodus pnevi, на 18, 19 – геронтические экземпляры вида N. lectulus. На фиг. 20 показана форма, названная Sweetognathus nov. sp. 1. И, наконец, последний экземпляр на табл. VII под номером 20 почти неотличим от вида Neostreptognathodus fastigatus Chern. Единственное отличие в отсутствии у данного экземпляра характерного для вида признака – подковообразного проксимального каринального зубца, состоящего из сросшихся парных зубцов ([Черных, 2006], табл. XXV, фиг. 1–4). Типичные формы этого вида появляются не ранее филипповского горизонта.

Табл. VIII дает представление о составе объединенного конодонтового комплекса из слоев 13 и 14 Мечетлинского карьера. Точки отбора проб на конодонты в этих слоях разделяет менее 0.15 м и примерно такое же расстояние между пробами из слоя 12 и слоя 13. Иными словами, общий интервал отбора проб в этих слоях невелик и, соответственно, можно было ожидать значительное сходство найденных в этих пробах конодонтовых комплексов. В целом так оно и есть. На фиг. 1–8 представлены экземпляры вида N. lectulus Chern., на фиг. 9–13 – вида Neostreptognathodus pnevi. Среди тех и других есть несколько необычных форм. Так, у экземпляра N. lectulus на фиг. 2 наблюдается ясное разделение платформы на гладкую переднюю часть и ребристую заднюю, причем ребра очень отчетливые, что редко удается наблюдать у взрослых форм этого вида. Такие же морфотипы N. pnevi характерны для более высоких горизонтов кунгура и встречаются в Мечетлинском разрезе в верхней части саранинского горизонта (табл. Х, фиг. 3). Необычна форма экземпляра Neostreptognathodus pnevi на фиг. 10, 11: узкие удлиненные, с узкоовальным окаймлением базальной полости. Ювенильные формы этого вида приведены на фиг. 17-20. На них ясно видно, что редукция передних каринальных зубцов на этом стратиграфическом уровне хорошо заметна даже у молодых экземпляров *N. pnevi*.

Продолжают существовать типичные *N. labialis* Chern. (фиг. 14–16). Среди них есть "эволюционно продвинутые", подобные форме на фиг. 14, у которой срединный желоб почти достигает свободного листа и дифференциация карины также почти полностью завершена. Но вместе с ними встречаются и такие формы, у которых передняя часть карины рассечена срединным желобом, но передних зубцов не появилось (фиг. 15). Также присутствуют еще более примитивные морфотипы, у которых срединный желоб развит только в передней части платформы, а передние каринальные зубцы непарные, в виде мелких бугорков (фиг. 16).

Слой 16 в карьере Мечетлино занимает самый высокий стратиграфический уровень, где найдены конодонты. Однако место отбора пробы на конодонты в этом слое отделяет всего 0.70 м от уровня находки конодонтов в слое 14 и комплекс конодонтов в них практически идентичный.

Изображения встреченных в слое 16 конодонтов приведены в табл. IX.

Первый ряд в таблице занят экземплярами, относящимися к виду N. pequopensis Behnken, из которых взрослая и морфологически наиболее выразительная форма занимает третью позицию. Можно еще раз обратить внимание на присутствие у кунгурских представителей этого вида большего количества парных каринальных зубцов по сравнению с артинскими формами (ср. табл. І, фиг. 4-7). Однако этот признак "работает" при сравнении взрослых форм и бесполезен при сравнении экземпляров, находящихся на ранних онтогенетических стадиях развития (табл. IX, фиг. 1, 5). Однако в любом случае находка экземпляра *N. pequopensis Behnken*, у которого присутствует 8 и более парных зубцов, с большой долей вероятности указывает на кунгурский возраст вмещающих отложений.

Последующие семь экземпляров (фиг. 6–12) принадлежат виду N. labialis Chern., который является одним из самых распространенных в кунгурском ярусе, уступая в этом отношении только двум видам – N. pnevi Kozur и N. lectulus Chern. Наибольший интерес вызвает тот факт, что даже в слое 16, который по стратиграфическому положению уже приближается к филипповскому горизонту, встречаются экземпляры вида N. labialis Chern., находящиеся на разных стадиях филогенетического развития: одни, эволюционно продвинутые экземпляры, имеют почти полностью сформированную карину, состоящую из подковообразных парных нодулей (фиг. 6, 9, 12). Другие находятся на более ранней стадии, когда каринальные зубцы либо едва обозначены, либо сформированы только в задней части платформы (фиг. 7, 8, 10, 11). Даже маленькие по размерам экземпляры, которые можно предполагать находящимися на ранней онтогенетической стадии развития (фиг. 6), могут иметь более полно сформированные каринальные зубцы, чем крупные, вероятно взрослые, формы (фиг. 10). По-видимому, процесс становления вида N. labialis Chern. продолжался в течение всего времени отложения пород саранинского горизонта. Следовательно, по находке экземпляра этого вида, принадлежащего ранней филогенетической стадии развития и характеризующегося неполно сформированной кариной с зубцами только на задней ее части, нельзя делать вывод о раннесаранинском возрасте вмещающих отложений. Возраст может быть и позднесаранинским. На фиг. 13–16 представлены типичные экземпляры вида *N. lectulus* Chern., которые не требуют особых комментариев. Но все-таки отмечу их необычный общий удлиненно-овальный габитус. И, наконец, среди озаркодиниформных элементов, представленных на фиг. 17–19, можно опознать ранее уже встреченные в слоях 9 и 12 (табл. II, V) рамиформные элементы, принадлежащие виду *N. pequopensis* Behnken (фиг. 18, 19). Форма на фиг. 17, вероятнее всего, принадлежит к аппарату вида *N. lectulus* Chern.

На этом можно закончить демонстрацию и обсуждение морфологических особенностей и стратиграфической последовательности представителей родов Sweetognathus и Neostreptognathodus из пограничных артинско-кунгурских отложений, вскрытых Мечетлинским карьером.

Чтобы дать более полное представление о комплексе конодонтов из отложений кунгурского яруса, верхняя часть которого в Мечетлинском карьере не вскрыта, я прокомментирую последнюю табл. Х. На табл. Х приведены изображения конодонтов, найденных в разрезе Мечетлино в верхней части саранинского и в основаннии филипповского горизонтов. Эти данные были опубликованных ранее в работе [Черных, 2006, табл. XX, XXII]. Замечания к изображенным в табл. Х конодонтам будут очень краткими. Экземпляры вида N. pnevi Kozur, который является видом-индексом нижней границы кунгурского яруса, происходят из слоя 16 и представлены типичными формами с ясно выраженной редукцией задних каринальных зубцов (табл. Х, фиг. 1, 2). Более эволюционно продвинутая форма из слоя 19 (фиг. 3) имеет характерные признаки вида: полностью редуцированные передние каринальные зубцы и менее половины оставшихся пар зубцов на задней части платформы. Подобных экземпляров в более низкой части саранинского горизонта встречено не было. Из этого же слоя 19 происходят два следующих экземпляра конодонтов. Один из них (фиг. 4) относится к *N. pequopensis* Behnken и отличается от артинских типичных представителей этого вида, как уже отмечалось, большим количеством парных зубцов, имеющих сглаженную поверхность, тогда как артинские формы этого вида несут зубцы бугорчатые, часто сужающиеся кверху. Второй экземпляр из того же слоя 19 относится к виду Uralognathus cochleatus Chern., довольно редко встречающемуся в этой части разреза и обычному в филипповском горизонте.

Из того же слоя 19 получены формы, изображенные на рис. 6–8. Первая из них относится к виду *N. labialis* Chern., представители которого обычны в Мечетлинском карьере, начиная со

Таблица I







LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018



ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018















ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Таблицы I–X. Конодонты саргинского горизонта (артинский ярус) (табл. I), саранинского горизонта (кунгурский ярус) (табл. II–IX), саранинского и филипповского горизонтов (кунгурский ярус) (табл. X) из карьера Мечетлино.

Увеличение ×80, кроме специально указанных.

Plates I–X. Conodonts of the Sarginskian horizon (Artinskian stage) (Plate I), of the Saraninskian horizon (Kungurian stage) (Plate II–IX), of Saraninskian and Philippovskian horizons (Kungurian stage) (Plate X) Mechetlino quarry.

Magnification ×80, except specially indicated.

Таблица I (Plate I)

Слой 2 (Bed 2): 1, 2. Neostreptognathodus ruzhencevi Kozur; 3, 4. Neostreptognathodus pequopensis Behnken. Слой 4 (Bed 4): 5–7. Neostreptognathodus pequopensis Behnken; 8. Neostreptognathodus ruzhencevi Kozur; 9–16. Sweetognathus somniculosus Chernykh; 18, 19. S_c-элемент (S_c-element). Слой 6 (Bed 6): 17. Sweetognathus somniculosus Chernykh.

Таблица II (Plate II)

Слой 9 (Bed 9): 1, 2, 3, 11. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh, переходный от *N. ruzhencevi* к *N. lectulus* (transitional from *N. ruzhencevi* to *N. lectulus*); 4, 5, 6. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, переходный от *N. pequopensis* к *N. pnevi* (transitional from *N. pequopensis* to *N. pnevi*); 7, 8. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh; 9. *Neostreptognathodus aff. lectulus* Chernykh, геронтическая форма (herontic form); 10. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch; 13–15. Р_b-элемент (P_b-element); 16. S_c-элемент (S_c-element); 17. М-элемент (M-element).

Таблица III (Plate III)

Слой 10 (Bed 10): 1, 2, 5–8. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh, ×60; 3. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, ×60; 4. *Neostreptognathodus* cf. *pnevi* Kozur et Movschovitsch; 9, 10. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh, геронтические формы (herontic forms); 11. *Sweetognathus* n. sp. 1; 12. *Neostreptognathodus labialis* Chernykh, ×100; 13, 14. *Neostreptognathodus ruzhencevi* Kozur, ×60.

Таблица IV (Plate IV)

Слой 12 (Bed 12): 1. Neostreptognathodus pseudoclinei Kozur et Movschovitsch; 2–4. Sweetognathus somniculosus Chernykh, переходный от Sweetognathus somniculosus к Neostreptognathodus labialis (transinional from Sweetognathus somniculosus to Neostreptognathodus labialis); 5–10. Neostreptognathodus labialis Chernykh.

Таблица V, ×60 (Plate V, ×60)

Слой 12 (Bed 12): 1–4. Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch; 5, 6. Neostreptognathodus pequopensis Behnken, переходный от N. pequopensis κ N. pnevi (transinional from N. pequopensis to N. pnevi); 7. Neostreptognathodus pequopensis Behnken; 8–12. Neostreptognathodus lectulus Chernykh; 13. Neostreptognathodus cf. pequopensis Behnken; 14. Neostreptognathodus aff. pequopensis Behnken; 15. S_c-элемент (S_c-element); 16, 17. P_b-элемент (P_b-element).

Таблица VI (Plate VI)

Слой 12 (Bed 12): 1–10, 15, 16. Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch; 11–14. Neostreptognathodus lectulus Chernykh.

Таблица VII (Plate VII)

Слой 12 (Bed 12): 1, 2. *Neostreptognathodus pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch, переходный от *N. pseudoclinei* к *N. labialis* Chernykh (transinional from *N. pseudoclinei* to *N. labialis*); 3–10. *Neostreptognathodus labialis* Chernykh; 11. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken; 12–17. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch; 18, 19. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh, геронтические формы (herontic forms); 20. *Sweetognathus* nov. sp. 1; 21. *Neostreptognathodus fastigatus* Chernykh.

Таблица VIII, ×60 (Plate VIII, ×60)

Слон 13, 14 (Beds 13, 14): 1–8. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh; 9–13. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch; 14–16. *Neostreptognathodus labialis* Chernykh, 15, 16 – ×90; 17–20. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch, ювенильные формы (juvenile forms).

Таблица IX (Plate IX)

Слой 16 (Bed 16): 1–5. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken; 6–12. *Neostreptognathodus labialis* Chernykh; 13–16. *Neostreptognathodus lectulus* Chernykh; 17–19. P_b -элемент (P_b – element).

Таблица X, ×100 (Plate X, ×100)

Слой 16, саранинский горизонт (Bed 16, Saraninskian horizon): 1. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, переходный от *N. pequopensis* Behnken к *N. pnevi* Kozur (transitional from *N. pequopensis* Behnken to *N. pnevi* Kozur; 2. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch.

Слой 19, саранинский горизонт (Bed 19, Saraninskian horizon): 3. *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch; 4. *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken; 5. *Uralognathus cochleatus* Chernykh; 6. *Neostreptognathodus labialis* Chernykh; 7, 8. *Neostreptognathodus clinei* Behnken, 7 – ювенильная форма (juvenile form).

Слой 21, филипповский горизонт (Bed 21, philippovskian horizon): 9. Neostreptognathodus lectulus Chernykh; 10, 11. Neostreptognathodus aff. clinei Behnken; 12, 13. Sweetognathus nov. sp. 2.

слоя 12 и до слоя 16 включительно. Экземпляры вида N. clinei Behnken на фиг. 7, 8 были ранее представлены и подробно обсуждались в первой части статьи [Черных, 2018], так что нет причины останавливаться на них здесь. Может быть, единственное, на что следует обратить внимание, говоря о комплексе конодонтов из слоя 19, так это на его стратиграфическое положение. Дело в том, что ранее [Черных, 2006] с уровнем появления вида N. clinei Behnken связывалась нижняя граница филипповского горизонта. Кроме этого, в филипповском горизонте Мечетлинского разреза обычен и вид Uralognathus cochleatus Chern., первые представители которого также найдены в слое 19. Не исключено, что следовало бы отложения именно этого слоя связывать с основанием филипповского горизонта.

Все последующие формы на табл/ Х (фиг. 9–13) происходят из слоя 21, который уже, несомненно, является филипповским. Экземпляры на фиг. 10, 11, которые ранее были названы Neostreptognathodus aff. clinei Behnken ([Черных, 2018], рис. 6, фиг. 3), имеют чрезвычайно характерные признаки и после получения более полного материала заслуживают описания в качестве самостоятельного вида. Свитогнатусы на фиг. 12, 13 ранее также уже демонстрировались [Черных, 2018], рис. 7, фиг. 4, 5) и обсуждались в указанной работе. В мечетлинской коллекции имеется всего два экземпляра таких "гибридных" форм, имеющих неострептогнатодусовое строение платформы в передней части и свитогнатусовое - в задней части. Такие морфотипы, несомненно, заслуживают отнесения их к новому виду. Для того чтобы выделить самостоятельный вид, необходимо иметь более полное представление о характере внутривидовой изменчивости признаков и стратиграфическом распространение подобных форм. Пока же, до получения более полных материалов, эти формы названы *Sweetognathus* nov. sp. 2.

Стратиграфическое распределение конодонтов в рассмотренном стратиграфическом диапазоне позволяет дополнить известную последовательность зональных подразделений (N. *pequopensis* – N. *pnevi*) в кунгурской части разреза "слоями с фауной", такими как слои с N. *labialis* и N. *clinei*. Виды-индексы этих слоев не относятся к хроноклине N. *pequopensis* – N. *pnevi* и образуют самостоятельную ветвь, ведущую свое начало от вида *Sweetognathus somniculosus* Chern.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенными сведениями ограничиваются наши знания о конодонтах из пограничных отложений артинского и кунгурского ярусов, которые получены к настоящему времени из разреза, предлагаемого в качестве глобального стандарта для установления нижней границы кунгурского яруса. Вы-

бор вида конодонтов Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch в качестве индикатора этой границы продиктован главным образом его глобальным распространением (Мидконтинент, Урал, Китай). Постепенный переход между артинским (саргинским) видом N. pequopensis Behnken и кунгурским (саранинским) видом Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch привносит некоторые трудности в определении положения нижней границы кунгурского яруса по уровню первого появления вида-индикатора в разрезе. Совершенно аналогичная ситуация может быть отмечена и для второй пары видов N. ruzhencevi Kozur и N. lectulus Chernykh, из которых последний также может быть использован в качестве маркера этой границы. Но и между этими видами переход сопровождается количественными изменениями морфологических признаков с теми же последствиями неопределенности для установления уровня первого появления индикаторного вида *N. lectulus* Chernykh.

Что касается других видов конодонтов, встреченных в отложениях нижней части саранинского горизонта, например таких, как Neostreptognathodus labialis Chern., N. pseudoclinei Kozur et Movschovitsch, то перспективы их использование для определения нижней границы кунгурского яруса не вполне ясны. Во-первых, потому что эти виды известны только на Урале и, во-вторых, даже на Урале они пока известны только в двух разрезах – Мечетлино (Башкортостан) и Камайский лог (Пермская область). Кроме того, имеющийся в настоящее время материал по этой группе конодонтов невелик и оставляет много вопросов в отношении полного видового состава хроноклины Sweetognqthus somniculosus Chern. – Neostreptognathodus pseudoclinei Kozur et Movschovitsch - N. labialis Chern., которая могла быть положена в основу детального расчленения пограничных артинско-кунгурских отложений с выбором соответствующего видаиндикатора нижней границы кунгурского яруса.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0023 государственного задания ИГГ УрО РАН при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00306А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мовшович Е.В., Коцур, Х., Павлов А.М. Пнев В.П., Полозова А.Н., Чувашов Б.И. (1979) Комплексы конодонтов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений. Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 94–131.
- *Черных В.В.* (2006) Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрОРАН, 130 с.
- Черных В.В. (2018) Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья І. Характеристика

конодонтовых комплексов. *Литосфера* **18**(2), 235-245. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245.

- *Чувашов Б.И., Черных В.В.* (2000) Кунгурский ярус общей стратиграфической шкалы Пермской системы. Докл. АН. **375** (3), 370-374.
- Чувашов Б.И., Черных В.В. (2007) Биостратиграфическая и литофациальная характеристика пограничных артинско-кунгурских отложений разреза "Мечетлино" – потенциального стратотипа нижней границы кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы. Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 201-218.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, 56, 21-34.

REFERNCES

- Chernykh V.V. (2006) *Nizhnepermskie konodonty Urala* [Lower Permian conodonts of the Urals]. Ekaterinburg: IGG UrB RAS Publ., 130 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2018) Conodonts from the boundary Artinsko-Kungurian deposits of the Mechetlino section (Bash-

kortostan, South Ural). Article I. Characteristic of the conodont associations. *Litosfera*, **18**(2), 235-245. (In Russian)

- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, **56**, 21-34.
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V. (2007) Biostratigraphic and lithofacial characteristics of the boundary Arti-Kungurian deposits of the "Mechetlino" section – a potential stratotype of the lower boundary of the Kungurian Stage of the International Stratigraphic Scale. *Geologija Urala i sopredel'nykh territorij* [Geology of the Urals and adjacent territories]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 201-218 (In Russian).
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V. (2000) Kungurian stage of the general stratigraphic scale of the Permian system. *Dokl. Akad. Nauk*, **375**(3), 370-374. (In Russian)
- Movshovich E.V., Kotsur, H., Pavlov A.M., Pnev V.P. Polozova A.N., Chuvashov B.I. (1979) Complexes of conodonts of the Lower Permian of the Urals and problems of Lower Permian deposits correlation. *Konodonty Urala i ikh stratigraficheskoe znachenie* [Conodonts of the Urals and their stratigraphic significance]. Sverdlovsk: UNTs Akad. Nauk SSSR 94-131. (In Russian)

УДК (561.31+561.42):551.762.22:571.54/.55

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-382-389

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КУЛИНДА (ЗАБАЙКАЛЬЕ): БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

© 2018 г. Е. Б. Пещевицкая¹, С. А. Решетова^{2, 3}, С. М. Синица²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, e-mail: PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru

²Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672090, г. Чита, ул. Бутина, 26,

e-mails: srescht@mail.ru, sinitsa-sm@rambler.ru

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 10.07.2017 г., принята к печати 08.09.2017 г.

В разрезе Кулинда вскрывается основание Укурейской свиты (Оловская впадина, Забайкалье). Здесь были найдены остатки птицетазовых динозавров, однако возраст отложений детально не изучался. Новые возрастные данные получены в результате палинологического анализа, что также дало возможность провести фациальные реконструкции. Разрез Кулинда сложен алевролитами и песчаниками с примесью вулканогенного материала. Десять образцов было отобрано из костеносных слоев, подстилающих и перекрывающих отложений. Образцы обрабатывались 15%-й соляной и 30%-й плавиковой кислотами. Разделение минеральной и органической частей проводилось путем центрифугирования в тяжелой кадмиевой жидкости с удельным весом 2.25. Спорово-пыльцевой комплекс содержит виды, которые важны для стратиграфии средней юры: Podocarpidites rousei Pocockand, Eboraciato rosa (Sachanova et Iljina) Тітосһіпа. Их появление зафиксировано в бате Западной Сибири (палинозона 10) и Канско-Ачинского бассейна. Доминирование Pseudopicea variabiliformis Bolchovitina и обилие Cyathidites также характерно для бата Западной Сибири. В этом регионе палинологические зоны откалиброваны относительно Бореального аммонитового стандарта и фораминиферовых зон, что определяет надежность возрастных датировок. Ассоциации спор и пыльцы из разреза Кулинда свидетельствуют о том, что на близлежащих территориях произрастали преимущественно хвойные леса с примесью семенных папоротников, подокарповых и гинкговых. Более влажные метообитания вблизи озера были заняты циатейными/диптерисовыми папоротниками. Климат был умеренно-теплым и достаточно влажным. Водный генезис отложений подтверждается присутствием зеленых водорослей Botryococcus и Leiosphaeridia. Возраст нижней части укурейской свиты в целом определялся ранее как позднеюрский по палеонтологическим данным, радиологическим датировкам и общему положению в разрезе. Новые палинологические данные свидетельствуют о том, что стратиграфический диапазон укурейской свиты, вероятно, более широкий, чем предполагался ранее, и изменяется по латерали. Батский возраст нижней части укурейской свиты не противоречит общей геологический ситуации. Биофациальный анализ подтвердил озерный генезис укурейской свиты. Климат восстанавливается как умеренно-теплый и достаточно влажный.

Ключевые слова: палинология, бат, биостратиграфия, палеообстановки, Забайкалье

PALYNOLOGY OF MIDDLE JURASSIC DEPOSITS FROM THE KULINDA LOCALITY (TRANSBAIKALIA): BIOSTRATIGRAPHY AND BIOFACIES

Ekaterina B. Peshchevitskaya¹, Svetlana A. Reshetova^{2,3}, Sof'ya M. Sinitsa²

¹A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3 Akad. Koptug av., Novosibirsk, 630090, Russia,

e-mail: PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru ²Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, 26 Butina st., Chita, 672090, Russia,

e-mails: srescht@mail.ru, sinitsa-sm@rambler.ru

³A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 1a Favorskogo st., Irkutsk, 664033, Russia

Received 10.07.2017, accepted 08.09.2017

The Kulinda section belongs to the base of the Ukurey Formation in the Orlov Depression (Transbaikalia). The site has yielded numerous bones and associated integumentary structures belonging to the primitive ornithischian dinosaur. However, the age of the Kulinda deposits has not been investigated in detail so far. Palynological studies discussed in this paper clarify this question and provide the data on the palaeoenvironments. The Kulinda section is composed of siltstone and sandstone with admixture of volcanogenic material. Ten samples were collected from the bone-bearing deposits as

Для цитирования: Пещевицкая Е.Б., Решетова С.А., Синица С.М. (2018) Палинологическая характеристика среднеюрских отложений из местонахождения Кулинда (Забайкалье): биостратиграфический и биофациальный анализ. *Литосфера*, **18**(3), 382-389. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-382-389

For citation: Peshchevitskaya E.B., Reshetova S.A., Sinitsa S.M. (2018) Palynology of Middle Jurassic deposits from the Kulinda locality (Transbaikalia): Biostratigraphy and biofacies. *Litosfera*, **18**(3), 382-389. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-382-389

Палинологическая характеристика среднеюрских отложений из Забайкалья Palynology of Middle Jurassic deposits from Transbaikalia

well as the underlying and overlying sediments. The samples were treated by 15% hydrochloric and 30% hydrofluoric acids. Mineral and organic matters were separated by centrifugation in cadmium heavy liquid with specific gravity 2.25. Spore-pollen assemblage contains the species, which are important for Middle Jurassic stratigraphy: Podocarpidites rousei Pocockand, Eboraciato rosa (Sachanova et Iljina) Timochina. Their lowermost occurrences are revealed in the Bathonian in Western Siberia (Palynozone 10) and Kansk-Achinsk basin. The domination of Pseudopicea variabiliformis Bolchovitina and abundant Cyathidites are also characteristic features of the Bathonian of Western Siberia. Palynological zones in this region are calibrated against ammonite Boreal standard and foraminiferal successions that give the reliable age constraints. Spore-pollen assemblage from the Kulinda section shows that neighboring areas were occupied by coniferous forests with an admixture of pteridosperms, podocarpaceans and ginkgoaleans. More humid habitats near the lake were mostly occupied by cyatheaceous/dipteridaceous ferns. The climate was temperate and rater humid. The water genesis of deposits is confirmed by the presence of green algae Botryococcus and Leiosphaeridia. The age of the Ukurey Formation was broadly regarded as the Late Jurassic according to palaeontological data, isotope dating and its general position in the section. New palynological data show that its lower stratigraphic extend is wider, than it is was assumed earlier, and changed over the territory. The Bathonian age of the Ukurey Formation does not contradict to the general geological situation in Transbaikalia. Biofacial analysis confirms lacustrine genesis of the Ukurey Formation and evidences temperate warm and rather humid conditions on the nearby land areas.

Keywords: palynology, the Bathonian, biostratigraphy, palaeoenvironments, Transbaikalia

Acknowledgements

The authors are grateful to the engineer of the Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, IPREC SB RAS A.G. Tyapkina for preparing samples for palynological analysis.

This work was supported by the programs of the Russian Academy of Sciences $II.2\Pi / IX.126-1$, $II.2\Pi / IX.126-4$ and the SB RAS program IX.137.1, grants RSF 16-17-10079 and 18-17-00038.

ВВЕДЕНИЕ

Местонахождение Кулинда (Оловская впадина, Забайкалье) привлекает к себе в последнее время внимание различных специалистов в связи с находками здесь в укурейской свите остатков динозавров. Первые находки были сделаны сотрудницей Института природных ресурсов, экологии и криологии (ИПРЭК СО РАН, г. Чита) С.М. Синицей в 2010 г. [Синица, 2011; Синица, Вильмова, 2016]. В дальнейшем изучением фауны динозавров занимались также сотрудники Палеонтологического института РАН и Брюссельского института естественных наук. Были описаны новые роды и виды птицетазовых динозавров [Алифанов, Савельев, 2014; Godefroit et al., 2014]. Многочисленные находки костей, а также сохранившиеся отпечатки кожи, чешуйчатых покровов и перьеобразных структур, позволили восстановить общий облик динозавров, обсудить особенности эволюции этой группы и предложить гипотезу происхождения пера [Godefroit et al., 2014; Савельев, Алифанов, 2016].

Следует отметить, что надежное определение возраста костеносных слоев сопряжено с определенными трудностями. Костные останки обнаружены в осадках озерного генезиса, в них отсутствует морская макро- и микрофауна, которая используется для детального расчленения мезозойских отложений и разработки стандартной биостратиграфической последовательности. Решением этой проблемы может оказаться применение данных палинологического анализа. Споры и пыльца наземных растений встречаются в осадках как морского, так и континентального генезиса, что позволяет проводить непосредственную корреляцию разнофациальных отложений. Во время полевых работ в 2015 г. на палинологический анализ было отобрано 10 образцов. В статье представлены результаты биостратиграфического и биофациального анализа палинологического материала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Местонахождение Кулинда расположено в Оловской впадине, недалеко от с. Новоильинск Чернышевского района (Забайкалье) (рис. 1). В левом борту пади Кулинда канавами вскрыты отложения нижней подсвиты укурейской свиты. Разрез представлен осадками озерного генезиса. В нижней части разреза (канава 4) осадки более тонкозернистые: алевролиты и аргиллиты с прослоями тонкозернистых песчаников. Вверх по разрезу (канавы 3-3 и 3) они постепенно сменяются более грубым материалом: песчаники становятся грубозернистыми, появляются прослои брекчий. По всему разрезу встречаются прослои с примесью вулканического материала (туфопесчаники, туфоалевролиты). На палинологический анализ отобрано 10 образцов из костеносных слоев, а также подстилающих и перекрывающих отложений. Подготовка образцов к палинологическому анализу включала обработку азотной, 15%-й соляной и 30%-й плавиковой кислотой с последующим разделением минеральной и органической частей мацерата путем центрифугирования в тяжелой кадмиевой жидкости с удельным весом 2.25. Соотношение палиноморф водного и наземного генезиса, а также долевое участие отдельных таксонов высчитывалось от

Пещевицкая и др. Peshchevitskaya et al.



Рис. 1. Местонахождение разреза Кулинда.

Fig. 1. The locality of the Kulinda section.

общего количества (споры, пыльца и микрофитопланктон). Для этого в каждом образце учитывалось минимум 200 экз. Для реконструкции палеообстановок принимались во внимание данные по фациальной приуроченности определенных таксонов спор, пыльцы и их групп, а также существующие палинологические концепции по палеоэкологии [Alvin, 1982; Ильина, 1985; Вахрамеев, 1988; Abbink, 1998; Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002; Бугдаева и др., 2006; Peshchevitskaya et al., 2012; Шумиловских, 2016; и др.].

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Распределение палиноморф по разрезу неоднородное. В верхней части разреза (канавы 3-3 и 3) некоторые образцы оказались пустыми (рис. 2). Это может быть связано с тем, что они отобраны из грубозернистых песчаников, которые не благоприятны для отложения палиноморф. Часть образцов содержала споры и пыльцу наземных растений, которые в основном представлены мешковой пыльцой плохой сохранности (Dissacites). Споровопыльцевые комплексы из нижней части разреза (канава 4) более представительны (см. рис. 2; табл. I). Здесь также доминирует пыльца голосеменных растений (79-86%). Наиболее многочисленна и разнообразна мешковая пыльца хвойных "древнего облика" со слабо дифференцированными мешками: Pseudopicea spp. (5-19%),

P. variabiliformis Bolchovitina (8–12%), P. grandis (Cookson) Bolchovitina (3-7%). Пыльца, морфологически более близкая к современным морфотипам, встречается реже, она представлена родами Piceapollenites (1–1.5%) и Pinuspollenites (1-1.5%). Также разнообразны роды Alisporites и Podocarpidites. Постоянно присутствует пыльца гинкговых/цикадовых (Ginkgocycadophytus spp., Cycadopites spp.). Среди спор наиболее многочисленны Cvathidites australis Couper (2.5–9%) и С. minor Couper (1.5-4%). Распределение основных таксонов показано на рис. 2. Кроме этого, в комплексе единично встречаются споры Annulispora folliculosa (Rogalska) de Jersey, Densoisporites velatus Weyland et Kreiger, Leptolepidites verrucatus Couper, Neoraistrickia aff. taylorii Playford et Dettmann, Uvaesporites scythicus Semenova, Lycopodiumsporites subrotundus (Kara-Mursa) Vinogradova, Stereisporites bujargiensis (Bolchovitina) Schulz, S. infragranulatus Schulz, Dictyophyllidites equiexinus (Couper) Dettmann, Leiotriletes pallescens Bolchovitina, Osmundacidites jurassicus (Kara-Mursa) Kuzitschkina, Punctatosporites scabratus (Couper) Norris, а также пыльца Dipterella oblatinoides Maljavkina, Protoconiferus funarius (Naumova) Bolchovitina, Protopinus subluteus Bolchovitina, Piceites podocarpoides Bolchovitina, Podocarpidites ellipticus Cookson, P. multesimus (Bolchovitina) Pocock, Pinus vulgaris (Naumova) Bolchovitina, P. pernobilis Bolchovitina, Araucariacidites spp., Callialasporites dampieri (Balme) Sukh-Dev, Inaperturapollenites dubius Potonie et Venitz и др.

Определены виды, важные для стратиграфии средней юры: Podocarpidites rousei Pocock и *Eboracia torosa* (Sachanova et Iljina) Timochina. Они присутствуют в бате Западной Сибири и Канско-Ачинского бассейна. В Западной Сибири они появляются в Палинозоне 10 Cyathidites spp., Sciadopityspollenites macroverrucosus, Eboracia torosa, Classopollis и рассматриваются как важные виды для определения возраста вмещающих отложений [Ильина, 1985; Шурыгин и др., 2000]. В Канско-Ачинском бассейне они определены в батских слоях с палинофлорой Eboracia torosa. Quadraequlina limbata, Classopollis [Смокотина, 2006]. Доминирование пыльцы Pseudopicea variabiliformis Bolchovitina и значительное содержание спор рода Cyathidites также характерно для бата Западной Сибири. Надежность возрастных датировок по палинологическим данным в этом регионе определяется тем, что стратиграфическое положение палинозон контролируется данными по аммонитам и фораминиферам [Шурыгин и др. 2000; Никитенко и др., 2013].

Следует отметить, что возраст укурейской свиты в целом определялся ранее как позднеюрский по палеонтологическим данным, радиологическим







Таблица I.

Масштабная линейка – 20 мкм (Scale bar 20 µ). 1. Protoconiferus funarius (Naumova) Bolchovitina, обр. (sample) 4-6a-135, экз. (specimen) 4-6a-135/4–94.5; 2. Pseu-

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

dopicea magnifica Bolchovitina, обр. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/5–89; 3. Stereisporites granulatus Tralau, обр. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–84.5; 4. Pinus divulgata Bolchovitina, обр. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/5–85; 5. Leiotriletes subtilis Bolchovitina, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–84; 7. Stereisporites sp., ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/5–97; 8. Tripartina variabilis Maljavkina, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–84; 7. Stereisporites sp., ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/5–97; 8. Tripartina variabilis Maljavkina, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/4–96; 9. Stereisporites incertus (Bolchovitina) Semenova, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/4–84.5; 10. Leiotriletes sp., ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–87; 11. Alisporites similis (Balme) Dettmann, ofp. 4-4-5, экз. 4-4-5/7–96.5; 12. Piceapollenites mesophyticus (Bolchovitina) Petrosjanz, ofp. 4-4-5, экз. 4-4-5/1–84.5; 13. Osmundacidites jurassicus (Kara-Mursa) Kuzitschkina, ofp. 4-4-5, экз. 4-4-5/19–84; 16. Pseudopicea variabiliformis Bolchovitina, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–92; 17. Biretisporites eneabbaensis Backhouse, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–90; 18. Podocarpidites rousei Pocock, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–87; 19. Ginkgo-cycadophytus sp., ofp. 4-5, экз. 4-63-5, экз. 4-63-5, экз. 4-6a-135/3–92; 17. Biretisporites eneabbaensis Backhouse, ofp. 4-5, экз. 4-63-135/3–90; 18. Podocarpidites rousei Pocock, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–87; 19. Ginkgo-135/4–90; 21. Pseudopicea grandis (Cookson) Bolchovitina, ofp. 4-5-5, экз. 4-5-5/11.5–95; 22. Podocarpus tricocca (Maljavkina) Bolchovitina, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/3–95; 24. Classopol-lis classoides Pflug, ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/2–54; 25. Botryococcus sp., ofp. 4-6a-135, экз. 4-6a-135/5–96.5.

датировкам и общему положению в разрезе [Старченко, 2010; Руденко, Старченко, 2010]. В осадочных отложениях были изучены находки насекомых, филлопод, пресноводных моллюсков, макрофлора и спорово-пыльцевые комплексы. Однако радиологический возраст вулканических пород (базальтоидов и риолитов) по К-Аг методу определялся как 147– 165 млн лет (вторая половина средней юры–поздняя юра) в центральных районах Забайкалья и 131– 172 млн лет (средняя юра–нижний мел) в южных.

Палинологический анализ образцов из терригенных отложений местонахождения Кулинда, которые относят к нижней подсвите укурейской свиты [Синица, Вильмова, 2016], свидетельствует о батском возрасте. Это предполагает, что стратиграфический диапазон укурейской свиты, вероятно, более широкий, чем предполагался ранее по палеонтологическим данным, и изменяется по латерали. Возможно, в различных местонахождениях наблюдаются части свиты, которые различаются по возрасту. Свита выходит в нескольких изолированных грабенах, что осложняет послойную корреляцию отложений. Последующие исследования внесут необходимые уточнения и прояснят ситуацию. В целом батский возраст нижней части укурейской свиты не противоречит общей геологический ситуации. Период морского осадконакопления в центральных и юго-восточных районах Забайкалья заканчивается в начале средней юры и сменяется стадией рифтогенеза, которая сопровождается образованием грабенов [Старченко, 2010; Руденко, Старченко, 2010].

ПАЛЕООБСТАНОВКИ

Состав спорово-пыльцевых ассоциаций из нижней части разреза (канава 4) показывает, что на близлежащих территориях произрастали преимущественно хвойные леса с примесью семенных папоротников, подокарповых и гинкговых. Климатические условия были умеренно-теплые и влажные. В первую очередь на это указывает незначительное количество пыльцы хейролепидиевых (*Classopollis*), обилие которой является надежным показателем жаркого и аридного климата [Alvin, 1982; Ильина, 1985; Вахрамеев, 1988; Abbink, 1998 и др.]. В спорово-пыльцевых комплексах доминируст мешковая пыльца хвойных плохой сохранности (Dissacites, 35–55%) и рода *Pseudopicea* (17– 32%). В меньшем количестве представлена пыльца семенных папоротников *Alisporites* spp. (3–4%), гинкговых/цикадовых *Ginkgocycadophytus* spp. (2.5–2%), *Cycadopites* spp. (2–4%) и подокарповых *Podocarpidites* spp. (1–3%). Определены виды, широко распространенные на территории Сибири и других бореальных областей [Ильина, 1985; Шурыгин и др., 2000; Смокотина, 2006]: *Pseudopicea variabiliformis* Bolchovitina, *P. rotundiformis* (Maljavkina) Bolchovitina, *Dipterella oblatinoides* Maljavkina, *Piceites asiaticus* Bolchovitina и др.

Более влажные местообитания вблизи озера, видимо, были заняты в основном циатейными или диптерисовыми папоротниками: в споровой части спектров в наибольшем количестве встречены гладкие трехлучевые споры группы Cyathidites-Biretisporites (3.5–15%). Вероятно, прибрежные области были частично заболочены. Об этом свидетельствует присутствие в палинологических спектрах достаточно разнообразных спор плауновидных (Lycopodiumsporites, Neoraistrickia, Uvaesporites и др.), сфагновых мхов Stereisporites (1.5-4%) и небольшой процент (1-1.5%) спор Osmundacidites и Todisporites, продуцируемых осмундовыми папоротниками, которые сегодня предпочитают влажные, но дренируемые местообитания. Возможно, гинкговые также участвовали в растительности влажных прибрежных низменностей. Некоторые авторы указывают, что представители этой группы могут обитать на влажных и даже заболоченных территориях (Бугдаева и др., 2006; и др.).

Озерный генезис осадков подтверждается присутствием в палинологических спектрах остатков зеленых водорослей, представленных родом *Botryососсиѕ* и морфотипами, которые можно отнести к формальному роду *Leiosphaeridia*. Изменения в процентном соотношении основных палинологических групп отражает регрессивный тренд вверх по разрезу. Незначительное разнообразие палинологических ассоциаций в образцах, отобранных из канавы 3-3, безусловно, связано с плохой сохранностью палиноморф. Однако здесь увеличивается количество мешковой пыльцы хвойных в целом и, одновременно, уменьшается доля спор и пыльцы влаголюбивых растений (семенных и циатейных/ диптерисовых папоротников, гинкговых). Это может быть связано с более сухими условиями, которые были вызваны обмелением озера и сокращением влажных прибрежных территорий. Регрессивный тренд также выражен в изменении литологического состава пород (постепенным огрублением осадков вверх по разрезу).

В заключении отметим, что спорово-пыльцевые комплексы отражают лишь общие черты растительности на достаточно широкой территории и не могут свидетельствовать о точном соотношении в растительных сообществах растений-продуцентов, различающихся по пыльценосности (или спороносности) в значительных пределах. К тому же, к месту захоронения споры и пыльца приносятся ветром и водными потоками, при этом палиноморфы имеют разную способность к транспортировке и сохранению в осадке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палинологическим методом изучены отложения нижней подсвиты укурейской свиты из местонахождения Кулинда (Оловская впадина, Забайкалье). Состав спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует об их батском возрасте. Особенности таксономического состава спор и пыльцы наземных растений и присутствие стратиграфически важных видов позволили выявить в разрезе Кулинда сибирскую палинозону 10 (бат) и провести корреляцию с Западной Сибирью, где палиностратоны установлены в морских отложениях и непосредственно увязаны с Бореальным зональным стандартом. Это позволяет предположить, что возраст нижней части укурейской свиты не ограничивается поздней юрой, как это полагалось ранее. Для надежного определения возрастного диапазона свиты необходимы дальнейшие исследования, ее изучение в различных местонахождениях и детальная корреляция отложений.

Биофациальный анализ палинологического материала подтвердил озерный генезис нижней подсвиты укурейской свиты. Состав споровопыльцевых ассоциаций свидетельствует о широком развитии на окружающих территориях хвойных лесов, которые произрастали в условиях достаточно влажного тепло-умеренного климата. По количественной динамике процентного соотношения основных групп наземных палиноморф предполагаются менее влажные условия на период формирования верхней части разреза, вызванные обмелением озера.

Авторы выражают благодарность инженеру лаборатории геохимии и рудогенеза ИПРЭК СО РАН А.Г. Тяпкиной за подготовку образцов для палинологического анализа.

Работа выполнена при поддержке программ РАН II.2П/IX.126–1, II.2П/IX.126–4 и программы СО РАН IX.137.1, РНФ 16-17-10079 и гранта РНФ 18-17-00038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алифанов В.Р., Савельев С.В. (2014) Два новых птицетазовых динозавра (Hypsilophodontia, Ornithopoda) из поздней юры России. Палеонтологический журнал, **48**(4), 414–425.
- Бугдаева Е.В., Волынец Е.Б., Голозубов В.В., Маркевич В.С., Амельченко Г.Л. (2006) Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука, 205 с.
- Вахрамеев В.А. (1988) Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 215 с.
- Ильина В.И. (1985) Палинология юры Сибири. М.: Наука, 237 с.
- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. (2013) Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и Бореальный зональный стандарт. *Геология и геофизика*, **54**(8), 1047-1082.
- Руденко В.Е., Старченко В.В. (ред.) (2010) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N–50 – Сретенск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 377 с.
- Савельев С.В., Алифанов В.Р. (2016) Покровные придатки познеюрских птицетазовых динозавров из Забайкалья и проблема происхождения пера. Вестник СПбГУ. Сер. 3, (3), 131–135.
- Синица С.М. (2011) Переходные горизонты в стратиграфии верхнего мезозоя Забайкалья. Вестник ЧитГУ, **70**(3), 98–103.
- Синица С.М., Вильмова Е.С. (2016) Палеоэкологические и тафономические особенности биоты местонахождения юрских динозавров (Кулинда, Оловская впадина, Забайкалье). Ученые записки ЗабГУ, **11**(1), 149–157.
- Смокотина И.В. (2006) Палиностратиграфия юрских отложений Канско-Ачинского бассейна. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 97 с.
- Старченко В.В. (ред.) (2010) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист М–50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 553 с.
- Шумиловских Л. (2016) Руководство по работе с непыльцевыми палиноморфами (НПП). Томск: ТГУ, 15 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е. А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. (2000) Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

"Гео", 480 с.

- Abbink O.A. (1998) Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Utrecht: LPP Foundation, 192 p.
- Alvin K.L. (1982) Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 37, 71–98.
- Godefroit P., Sinitsa S.M., Dhouailly D., Bolotsky Y.L., Sizov A.V., McNamara M.E., Benton M.J., Spagna P. (2014) A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales. *Science*, (345), 451-455.
- Peshchevitskaya E.B., Smokotina I.V., Baykalova G.E. (2012) Lower Valanginian palynostratigraphy of southeastern regions of Siberia, palaeoenvironment and vegetation reconstructions. J. Stratigraphy, 36(2), 179–193.
- Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A. (2002) Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **119**, 113-124.

REFERENCES

- Abbink O.A. (1998) Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Utrecht: LPP Foundation, 192 p.
- Alifanov V.R., Saveliev S.V. (2014) Two new ornithischian dinosaurs (Hypsilophodontia, Ornithopoda) from the Late Jurassic of Russia. *Palaeontol. Zh.*, 48(4), 414-425. (In Russian)
- Alvin K.L. 1982. Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **37**, 71-98.
- Bugdaeva E.V., Volynets E.B., Golozubov V.V., Markevich V.S., Amelchenko G.L. (2006) *Flora i geologicheskie sobytiya serediny melovogo perioda (Alchanskiy bassein, Primorie)* [Flora and geological events of the Mid– Cretaceous time (Alchan basin, Primorye)]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 204 p. (In Russian)
- Godefroit P., Sinitsa S.M., Dhouailly D., Bolotsky Y.L., Sizov A.V., McNamara M. E., Benton M.J., Spagna P. (2014) A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales. *Science*, (345), 451-455.
- Ilyina V.I. (1985) Palinologiya yury Sibiri [Jurassic Palynology of Siberia]. Moscow, Nauka Publ, 235 p. (In Russian)
- Nikitenko B.L., Shurygin B.N., Knyazev V.G., Meledina S.V., Dzyuba O.S., Lebedeva N.K., Peshchevitskaya E.B., Glinskikh L.A., Goryacheva A.A., Khafaeva C.N. (2013) Jurassic and Cretaceous stratigraphy of the Anabar area (Arctic Siberia, Laptev Sea coast) and the Boreal zonal standard. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(8), 808–837.
- Peshchevitskaya E.B., Smokotina I.V., Baykalova G.E. (2012) Lower Valanginian palynostratigraphy of south-

eastern regions of Siberia, palaeoenvironment and vegetation reconstructions. *J. Stratigraphy*, **36**(2), 179-193. (In Russian)

- Rudenko V.E., Starchenko V.V. (eds.) (2010) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoi Federatcii. Seriya Aldano-Zabaikalskaya. Masshtab 1 : 1 000 000, List N-50 – Sretensk. Ob"yasnitelnaya zapiska [Geological map of Russian Federation. Aldan-Trasbaikalia series. Scale 1 : 1 000 000, List N-50, Sretensk. Explanation note]. St.Petersburg,VSEGEI Publ., 377 p. (In Russian)
- Saveliev S.V., Alifanov V.R. (2016) Integumentary structures of Late Jurassic ornithischian dinosaurs from Transbaikalia and the origin of feather. *Bull. St.Petersburg State University, Series 3*, (3), 131-135. (In Russian)
- Shumilovskikh L. (2016) Rukovodstvo po rabote s nepyltcevymi palinomorfami (NPP) [The guide for studies of non-pollen palynomorphs (NPP)]. Tomsk, Tomsk St. Univ. Publ., 15 p. (In Russian)
- Shurygin B.N., Nikitenko B.L., Devyatov V.P., Ilyina V.I., Meledina S.V., Gaideburova E.A., Dzyuba O.S., Kazakov A.M., Mogucheva N.K. (2000) Stratigrafiya neftegazonosnykh otlozhenii Sibiri. Yura [Stratigraphy of petroleum-bearing basins of Siberia. Jurassic]. Novosibirsk, Geo Publ., 480 p. (In Russian)
- Sinitsa S.M. (2011) Transitional horizons in the stratigraphy of the Upper Mesozoic of Transbaikalia. *Bull. Chita State University*, **70** (3), 98-103. (In Russian)
- Sinitsa S.M., Vilmova E.S. (2016) Palaeoecological and taphonomical features of the biota from the locality of Jurassic dinosaurs (Kulinda locality, Olov depression, Transbaikalia) *Bull. Trasbaikalia University*, **11**(1), 149-157. (In Russian)
- Smokotina I.V. (2006) Palinostratigraphiya yurskikh otlozhenii Kansko-Achinskogo basseina [Palynostratigraphy of Jurassic deposits of Kansk-Achinsk basin]. Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeols''emka Publ., 97 p. (In Russian).
- Starchenko V.V. (Ed.) (2010) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoi Federatsii. Seriya Aldano-Zabaikalskaya. Masshtab 1 : 1 000 000, List M-50 Borzya. Ob"yasnitelnaya zapiska [Geological map of Russian federation. Aldan-Trasbaikalia series. Scale 1 : 1 000 000, Sheet M-50, Borzya. Explanation note]. St.Petersburg,VSEGEI Publ., 555 p. (In Russian)
- Vakhrameev V.A. (1988) *Yurskie i melovye flory i klimaty Zemli* [Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth]. Moscow, Nauka Publ., 237 p. (In Russian)
- Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A. (2002) Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **119**, 113-124.

УДК 551.2.03

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-390-415

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИСУТСТВИЯ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФУНДАМЕНТЕ ПРИМОРЬЯ

© 2018 г. С. О. Максимов, П. Л. Неволин, В. И. Киселев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690000, г. Владивосток, просп. 100 лет Владивостоку, 159, e-mail: hangar7@mail.ru

Поступила в редакцию 17.08.2017 г., принята к печати 14.11.2017 г.

Совокупность структурно-тектонических, литолого-минералогических, изотопно-геохимических данных по геологии Приморья и соседних территорий Северо-Восточного Китая и Приамурья позволяет обосновать критерии существования в его фундаменте древней сиалической коры. Главными из них являются следующие. 1. Мезозойские терригенные породы складчатых комплексов Приморья характеризуются протерозойским модельным возрастом с удревнением для аркозов до 2460 млн лет (T_{Nd}DM₂). Они слагаются преимущественно гранитметаморфической минеральной ассоциацией и содержат детритовые цирконы с возрастом до 2500 млн лет. В составе терригенного флиша преобладают аркозы. 2. На территории Юго-Западного Приморья развиты покровы кайнозойских базальтов с протерозойскими модельными возрастами и аномально низкими изотопными отношениями свинца [Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴], аналогичными базальтам древних [AR-PR₁] литосферных блоков. 3. Структурный план деформационной тектоники отражает существование единого древнего жесткого каркаса территории, конформно реагирующего на смену режимов сжатия-растяжения в течение длительных временных циклов. 4. В Приморье и При-амурье распространены проявления калиевого, высокобариевого базит-ультрабазитового магматизма с геохими ческими чертами кимберлитов-лампроитов. Подобный тип магматизма не характерен для областей с ювенильной корой и отражает существование под этой территорией зрелой континентальной литосферы. С позднего протерозой сими чеотов.

Ключевые слова: Приморье, сиалическая кора, модельный возраст, изотопы свинца, U-Pb возраст цирконов, структурный план деформаций, "Greater South China"

GEOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL CRITERIA OF EVIDENT PRESENCE OF ANCIENT CONTINENTAL CRUST IN PRIMORYE BASEMENT

Sergei O. Maksimov, Petr L. Nevolin, Vladimir I. Kiselev

Far East Geological Institute FEB RAS, 159, 100 years of Vladivostok av., Vladivostok, 690000, Russia, e-mail: hangar7@mail.ru

Received 17.08.2017, accepted 14.11.2017

The totality of structural-tectonic, lithologic-mineralogical, isotope-geochemical data on the geology of Primorye and adjacent territories of Northeast China and the Amur Region allows us to justify the criterions for the existence of an ancient sialic crust in its foundation. The main of them are the following. 1. Mesozoic terrigenous rocks of the Sikhote-Alin folded formations are characterized by the Proterozoic model age, with more ancient for arkoses – to 2460 Ma ($T_{Nd}DM_2$). They are composed mainly of granite-metamorphic mineral association and have zircons reaching the age of up to 2500 Ma. The terrigenous flysch is arkose-dominant. 2. The territory of South-Western Primorye, is covered by Cenozoic basalts with Proterozoic model ages and anomalously low isotope ratios of lead [Pb²⁰⁴/Pb²⁰⁴], analogous to basalts developed on the ancient AR-PR₁ lithospheric blocks. 3. Structural deformation tectonic plan reflects presence of a single ancient rigid foundation of the territory with conformly react to a change of the compression-tension regimes in long time cycles. 4. The abundance of potassium- and barium-rich magmatism with geochemical characteristics of kimberlites-lamproites very spread within Primorye and Amur Region. A similar type of magmatism is not typical for areas with juvenile crust and reflects the presence of the mature continental lithosphere. Since the late Proterozoic, the sialic crust of Primorye has been consistently degraded as a result of delamination and basification processes.

Keywords: Primorye, sialic crust, model age, lead isotopes, U-Pb age of zircons, structural plan of deformations, "Greater South China"

Для цитирования: Максимов С.О., Неволин П.Л., Киселев В.И. (2018) Геологические и изотопно-геохимические критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья. *Литосфера*, **18**(3), 390-415. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-390-415

For citation: Maksimov S.O., Nevolin P.L., Kiselev V.I. (2018) Geological and isotope-geochemical criteria evidencing presence of ancient continental crust in Primorye basement. *Litosfera*, **18**(3), 390-415. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-390-415

ВВЕДЕНИЕ

Приморье располагается в переходной области от Евразийского континента к Тихому океану, представляя модельный объект для исследований процессов эволюции континентальной литосферы. Остро дискутируемой проблемой геологического развития территории является существование в ее фундаменте первично ювенильной либо древней сиалической коры. Эта проблема имеет ключевое значение для понимания генезиса всей области перехода и продолжает полемику двух тектонических направлений 60-80-х гг. прошлого столетия: первичной ювенильности древнего основания [Васильковский, 1984] либо его кратонности [Смирнов, 1985]. В дальнейшем полемика трансформировалась в дискуссию между сторонниками и противниками аккреционно-террейновой модели становления земной коры. Первые представляют преобладающую среди современных геологов точку зрения на формирование Сихотэ-Алинской окраины Азии, согласно которой она образовалась в результате аккреции террейнов, сформированных в различных геодинамических обстановках и перемещенных иногда на тысячи километров по отношению к их настоящему положению. Аккреционная (террейновая) модель постулирует ювенильный тип фундамента Приморья и отсутствие древней зрелой континентальной коры [Голозубов, 2006; Петрищевский, 2011; Ханчук и др., 2013; Диденко и др., 2014]. Однако такому выводу противоречит комплекс взаимодополняющих изотопно-геохимических, литологических, минералогических, структурно-динамических, магматических данных, указывающих на присутствие древней континентальной коры и ее региональное распространение не только на территории Приморья, но и всего континентального обрамления Восточной окраины Азии. В последнее время они дополнены (включая и авторские материалы) новыми изотопно-геохимическими данными: Sm-Nd модельными возрастами осадочных толщ и магматических образований, U-Pb датировками цирконов и монацитов из терригенных и магматических комплексов, геолого-геохимическими данными по продуктам глубинного магматизма и материалами детальных исследований динамо-тектонического структурирования различных осадочных и магматических образований. Обзор и обобщение этих, в значительной степени новых, результатов представляет основу настоящей работы, целью которой служит представление фактических материалов, несовместимых, по мнению авторов, с террейновоаккреционной моделью геологического развития Приморья. Они систематизированы в виде пяти разделов, являющихся самостоятельными критериями выше обозначенного тезиса. Ограниченностью объема статьи обусловлено отсутствие дискуссии по альтернативным вариантам террейновой концепции.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ. Sm-Nd МОДЕЛЬНЫЕ ВОЗРАСТА

Важным критерием присутствия древней сиалической коры служат модельные датировки разновозрастных осадочных, метаморфических образований и гранитоидов Приморья, рассчитанные на основе Sm-Nd изотопных данных [Ханчук и др., 2013; Крук и др., 2014]. Значения модельного возраста (T_{Nd}DM₂) мезозойских осадочных пород при закономерных вариациях отвечают раннему и среднему протерозою (1025-2460 млн лет) и, соответственно, гранитоидов (795-1481 млн лет). Это предполагает вероятное участие в их составе и более древнего вещества (архей-раннепротерозойского) возраста. Модельный Sm-Nd возраст, как известно, отражает время отделения вещества (и его Sm-Nd компоненты) из гомогенного источника: хондритового резервуара или DM и фактически подразумевает время пребывания в коре. После того как коровое вещество сформировалось, Sm/Nd отношение не изменяется и однородно, составляя около 0.13. Модельный возраст осадочных терригенных комплексов и образовавшихся в результате их магматического замещения и анатексиса гранитоидов интерпретируется [Harris, 1996; Виноградов, 2004] как отражение разновременного вклада различных источников. Если в формировании осадочных отложений и гранитоидов участвовало несколько источников, то модельный возраст будет представлять их усредненное значение. Добавка вещества молодых мантийных выплавок и его распределение в составе осадочных отложений приводят к омоложению значений модельного возраста. Особенно чувствительна добавка молодого ювенильного вещества к породам аркозового состава, сформированным в результате размыва гранитметаморфических пород, что следует из низких концентраций в последних самария и, соответственно, низких значениях Sm/Nd отношений. Вся докембрийская и фанерозойская история Приморья связана с многократным поступлением мантийных магм. Это отражено в распространенности амфиболитов (метабазальтов) в составе нахимовского метаморфического комплекса протерозойского возраста [Мишкин и др., 2000], присутствии кембрийских офиолитов с геолого-геохимическими признаками континентального происхождения [Shcheka et al., 2001]. Масштабные процессы рифтогенеза и апвеллинга мантийных магм произошли в Приморье в пермское время, что согласуется с известным глобальным проявлением этих процессов на Земле в этот период. Наконец, в юрско-раннемеловое время сформировался меймечит-пикритовый комплекс [Щека, 1977], несущий геохимические черты кимберлитов [Есин и др., 1996]. Продуктами разрушения этих позднеюрских ультраосновных пород (хромитами, клинопироксенами, оливинами) обогащены нижнемеловые терригенные отложения. Это служило в свое время (по устному сообщению А.А. Вржосека) маркирующим признаком их отличия от более древних осадочных пород при геологическом картировании. Преобладающая часть мантийных выплавок обычно не достигает поверхности, размещаясь в области континентальной литосферы [Костицын, 2007]. При гранитообразовании мантийное вещество, локализованное в коровых субстратах, наследуется гранитной системой в процессе гранитизации и переплавления, обусловливая фактически омоложение модельного возраста (подобно его вхождению в состав осадочных толщ и омоложению их модельных датировок). Для большинства верхнепермских гранитных интрузий Южного Приморья характерна повышенная минералогическая и петрогеохимическая меланократовость. Среди них практически отсутствуют высокоглиноземистые аляскитовые разности. Особенно контрастно процессы гранитизации проявились при становлении гранитных массивов в Хасанском районе Южного Приморья и на о-ве Русский, где распространены пермские отложения владивостокской свиты (Р₂) существенно метабазитового состава. Из-за высокой мафичности и резистентности субстратов к процесам гранитизации образуются массивы такситовых мелагранитов, обогащенных не полностью гранитизированным и гомогенизированным реститовым веществом протолита. Для всех подобных примеров гранитизации и переплавления метабазитовых субстратов характерно омоложение модельных датировок гранитов. Так, наиболее древними, раннепротерозойскими, значениями модельного возраста (T_{Nd}DM₂) [Ханчук и др., 2013] характеризуются аркозовые песчаники Журавлевского и Таухинского террейнов (2460 и 2284 млн лет) и лейкограниты Успенского массива (1233 млн лет), а наиболее омоложенные датировки (828–913 млн лет) имеют мелаграниты о-ва Русский с теневыми структурами пермских метабазитов и тоналиты Гамовского массива. Близость среднепротерозойских значений модельных возрастов гранитов и вмещающих осадочных отложений отражает ведущие механизмы становления гранитов: гранитизацию и магматическое замещение коровых субстратов с наследованием их Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, претерпевших лишь определенную модификацию, а не отсутствие, как считают [Ханчук и др., 2013], древнего корового фундамента, который служил бы их протолитом. В работе немецких исследователей [Liew, Hofman, 1988] дается объяснение возможного омоложения (до среднего протерозоя) модельного возраста осадочно-метаморфических пород герцинского складчатого пояса Европы как результат смешения вещества древней архейской коры с добавками молодого ювенильного вещества (до 70–80%). Это обусловливает региональные значения модельных датировок – 1.4–1.7 млрд лет. Аналогия подобной интерпретации очевидна и для территории Приморья при анализе модельных возрастов осадочных и метаморфических пород. Сходный вывод об омолаживающем влиянии на модельный возраст терригенных образований вклада молодого ювенильного источника сделан и для позднедокембрийских осадочных комплексов Западной Монголии [Летникова и др., 2016].

Расчет модельных датировок (T_{Nd} DM) базальтов Шуфанского плато (Южное Приморье) (рис. 1) показал варьирующие величины: от 700 млн лет до 1 млрд лет и более, достигающие для ортопироксеновых разностей, производных плавления нижнекорово-мантийного литосферного вещества, величины 2805 млн лет (табл. 1). Это служит критерием древности их источника, несмотря на многократное его омоложение при андерплейтинге мантийных магм. Очевидно, что значительный вклад в баланс вещества всех терригенных складчатых образований (пермско-триасовых, юрских, меловых) и, соответственно, гранитоидов, исходя из протерозойских значений модельного возраста и закономерностей их вариаций [Ханчук и др., 2013], вносили и древние коровые источники. Пересчет частных модельных датировок на массу силикатного вещества мезозойских терригенных образований Приморья (по грубой оценке, с учетом их складчатой деформации составляющую ≈10¹⁶ т) может служить свидетельством его формирования за счет рециклинга и вовлечения в магмогенез древнего материала in situ, а не в результате поступлений из кратонных областей и, тем более (как обосновывается в ряде террейновых моделей), с океанических территорий и даже приэкваториальных областей [Диденко, Ханчук, 2014; Кемкин и др., 2017].

Модельный возраст терригенных образований из юрских и меловых толщ Приморья отвечает протерозою с вариациями от среднего до раннего (2460 млн лет для аркозов (T_{Nd}DM₂)) с отчетливой тенденцией к омоложению при добавках молодого ювенильного вещества.

РЬ²⁰⁶/РЬ²⁰⁴ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БАЗАЛЬТОВ КАК КРИТЕРИЙ ДРЕВНОСТИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ЛИТОСФЕРЫ

Сопоставление полученных авторами изотопных данных для базальтов Юго-Западного Приморья с подобными изотопными характеристиками базальтов из вулканических ареалов, расположенных на древних [AR-PR₁] блоках фундамента, показало устойчивую закономерность, позволяющую использовать подобную характеристику [Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴] вулканических пород как геохимический критерий разделения архей-раннепротерозойских и протерозой-фанерозойских литосферных блоков. Критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья Criteria of presence of ancient continental crust in Primorye basement



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Приморья и прилегающих территорий [Геодинамика..., 2006], с до-полнениями.

1 – террейны: (BR-Jm-KH) – Буреинско-Джамусы-Ханкайский (супертеррейн), (LG) Лаоэлин-Гродековский, (SM) Самаркинский, (SR) Сергеевский; (TU), Таухинский; (ZH), Журавлевский, (КМ) Кемский; 2 – места отбора цирконов и монацитов; в числителе указаны номера точек опробования, в знаменателе – U-Pb возраст минералов; 3 – Шуфанское базальтовое плато.

Fig. 1. Tectonic map of Primorye and surrounding areas [Geodynamics..., 2006], with addition.

1 – terranes: (BR-Jm-KH) – the Bureya-Jiamushi-Khanka, (LG) – the Laoelin-Grodekovo, (SM) – the Samarka, (SR) – the Sergeevka, (TU) – the Taukha, (ZH) – the Zhuravlevka, (KM) – the Kema; 2 – points showing sites of zircons and monazites collecting and their U-Pb ages; 3 – Shufansky basalt plateau.

Ниже приводится краткий сравнительный обзор свинцовой изотопной систематики базальтов в зависимости от древности фундамента.

Природа низких свинцовых изотопных отношений в кайнозойских базальтах Восточной Азии обсуждалась в работах [Mukasa et al., 1987; Zartman et al., 1991; Zhang et al., 1995; Weis, Frey, 1996; Zou et. al., 2000; и др.] Эти исследования показали, что модификация в позднем архее–раннем протерозое литосферной мантии Восточного Китая привела к резкому уменьшению значений U²³⁸/Pb²⁰⁴, повышению Th/U отношений, что проявилось впоследствии в низких величинах ураногенных свинцов [Zartman et al., 1991; Tatsumoto et al., 1992]. Архей-раннепротерозойские континентальные блоки характеризуются автономной природой сво-

№ п/п	№ обр.	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	εNd(t)	Т _{Nd} DM, млн лет
1	M-5175/1	13	4.3	17.3	0.1507	0.512735	2.70	1008
2	M-5196	13	10.8	52.4	0.1239	0.512593	0.76	948
3	M-5001	13	8.83	42.2	0.1257	0.512625	0.14	912
4	M-5468	13	3.86	12.4	0.18677	0.512653	0.50	2805
5	M-5451	10	5.35	21.5	0.1493	0.512663	0.62	1156
6	M-5381	10.0	2.79	9.7	0.1722	0.512710	1.51	1621
7	M-5308	9.6	5.26	20.1	0.15709	0.512639	0.15	1379
8	M-5521	9.6	5.60	25.3	0.13286	0.512681	1.0	887
9	M-5227	10.7	10.68	66.4	0.0965	0.512542	1.68	793
10	M-5007	10.6	11.24	65.2	0.10345	0.512646	0.35	699
11	M-5018	10	11.04	64	0.1036	0.512526	1.99	866
12	M-5301	10.8	7.9	42	0.1123	0.512648	0.37	757
13	M-5287	10.8	7.4	39	0.1132	0.512651	0.42	760
14	M-5221	10.1	7.5	36.4	0.1232	0.512667	0.73	817

Таблица 1. Модельный (T _{Nd} DM) возраст базальтов Шкотовского и Шуфанского плат	Γ0
Table 1. Values of model (T _{Nd} DM) age of basalts of Shkotovskoe and Shufanskoe plateaus	3

Примечание. 1 – Мегаплагиопорфировый базальт (Шкотовское плато); 2 – ортопироксеновый контаминированный базальт (трахиандезит) (Барановский вулкан); 3–14 – базальты Шуфанского плато: 3, 4 – ортопироксеновые базальты – основание базальтового покрова, 5 – ортопироксеновый базальт (экструзия), 6, 7 – оливиновые толеиты – верхняя часть покрова, 8 – контаминированный базальт (трахиандезит) – верхняя часть покрова; 9–14 – щелочные базальты с лерцолитовыми и биотитовыми (глиммеритовыми) включениями. При расчетах использованы параметры обедненной мантии: (DM): Sm¹⁴⁷/Nd¹⁴⁴ = 0.2136, Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ = 0.513151; Sm/Nd континентальной коры = 0.12. Аналитические исследования проведены в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск. Концентрации Nd и Sm определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 фирмы Finnigan MAT. Измерения изотопов неодима выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Аналитик Г.П. Сандимирова.

Note. 1 – Megaplagioporphyritic basalt (Shkotovskoe plateau); 2 – orthopyroxene contaminated basalt (trachyandesite) Baranovsky volcano; 3-14 – basalts of the Shufang Plateau: 3, 4 – orthopyroxene basalts – basement of basaltic cover, 5 – orthopyroxene basalt (extrusion), 6, 7 – olivine tholeiites – upper part of the cover, 8 – contaminated basalt (trachyandesite) – upper part of the cover, 9–14 – alkaline basalts with lherzolite and biotite (glimmerite) inclusions. In the calculations we used the parameters of the depleted mantle (DM): Sm¹⁴⁷/Nd¹⁴⁴ = 0.2136; Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ = 0.513151; Sm/Nd of the continental crust = 0.12. Analytical studies were carried out at the Institute of Geochemistry of the SB RAS, Irkutsk. Concentrations of Nd and Sm were determined by ICP-MS on an Element 2 mass spectrometer from Finnigan MAT. The measurements of the neodymium isotopes were performed on a Finnigan MAT 262 mass spectrometer. Analyst G.P. Sandimirova.

его образования и типом мантии, отличающим их от протерозой-фанерозойских коровых провинций. Если корово-мантийное влияние на выплавки коррелируется с положением территорий на древних кратонах, не считаясь с мощностью, проницаемостью литосферы, очевидно, что кратоны имеют корни, протягивающиеся в мантию, по крайней мере, на 250 км [Polet, Anderson, 1995]. Вулканические породы крупных доменов Восточного Китая имеют крайне нерадиогенный свинец, что является типовой особенностью докембрийских кристаллических комплексов с низкими значениями µ [Collerson et al., 1982]. Подобные изменения изотопного состава – очень длительный процесс, они не могут быть быстро молифицированы проявлением молодого мантийного магматизма и исключительно характерны для базальтовых ареалов, приуроченных к Сино-Корейскому архейскому кратону. Резкие различия в свинцовых изотопных возрастах базальтов характерны для отдельных доменов Юго-Восточного Китая, имеющих позднепротерозойский возраст по сравнению с доменами северной части Восточного Китая [Zhang et al., 1995], непосредственно примыкающими с юга и северозапада к территории Приморья, которые подстилаются архей-раннепротерозойской континентальной литосферой. Это вулканический ареал Ванцинь [Xu et al., 1998] и ареал (WEK) (Удалиньчи-Эрекшан-Келуо). Последний, согласно [Zhang et al, 1995], подстилается постархейской субконтинентальной литосферной мантией, деплетированной ураном и модифицированной в раннем протерозое в результате метасоматических событий. Она несет признаки ЕМ-І (вулканический ареал Удалиньчи) с низкими отношениями Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ (16.723) [Basu et al., 1991] (табл. 2). Наконец, это расположенный у южных границ Приморья вулканический ареал Чанбайшань, пемзовыми продуктами извержения которого обогащены пляжи Южного Приморья. В то же время протерозой-фанерозойская континентальная литосферная мантия обогащена Rb. LREE, U. что создает со временем обогашенный компонент EM II [Zartman et al., 1991; Menzies et al, 1993; Zou et. al., 2000; Рассказов и др., 2003]. Этой свинцовой изотопной характеристикой, таким образом, подчеркиваются различия литосферной мантии архей-раннепротерозойских и протерозой-фанерозойских провинций. Последнее подтверждается низкими изотопными отношениями Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ в кайнозойских базальтах и из других вулканических ареалов на территории Китая, расположенных непосредственно на раннепротерозойархейских литосферных блоках (линейный базальтовый ареал Наданьхада), контролируемый сдви-
Таблица 2. Изотопные отношения свинца в базальтах Шуфанского плато, периферических базальтовых ареалов и вулканических породах, локализованных на AR-PR1 литосферных блоках

 Table 2. Isotope ratios of lead in basalts of Shufanskoe
 plateau, peripheral basaltic areas and volcanic rocks localized
 on the AR-PR1 lithospheric blocks

№ п/п	№ обр.	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴
1	M-5196	17360 ± 2	15.402 ± 2	37.145 ± 5
2	M-5755	17.335 ± 2	15.389 ± 2	37.087 ± 4
3	M-5811	17.418 ± 6	15.467 ± 5	37.360 ± 12
4	M-5001	17.471 ± 2	15.461 ± 2	37.361 ± 5
5	M-5307	17.551 ± 3	15.396 ± 2	37.225 ± 7
6	M-5308	17.716 ± 7	17.716 ± 7	37.639 ± 15
7	M-5381	17.745 ± 5	15.422 ± 3	37.426 ± 1
8	M-5657/1	17.490 ± 3	15.354 ± 2	37.346 ± 6
9	M-5336	17.987 ± 3	15.517 ± 43	37.995 ± 5
10	M-5521	17.821 ± 3	15.421 ± 2	37.712 ± 6
11	M-5387	17.701 ± 3	15.422 ± 3	37.426 ± 1
12	M-6425	17.539 ± 1	15.453 ± 4	37.759 ± 9
13	M-5018	17.414 ± 9	15.371 ± 6	37.506 ± 19
14	M-5007	17.294 ± 1	15.356 ± 1	37.501 ± 2
15	x-40	17.534	15.46	37.704
16	x-42	17.486	15.521	37.759
17	H-2	16.723	15.382	36.542
18	BC-5/2	17.626	15.432	37.691
19	DF-1	17.471	15.407	37.512
20	UR-103	17.601	15.338	37.657
21	HM-5	17.327 ± 7	15.281 ± 9	37.204 ± 18
22	NS-30	17.802	15.435	37.661
23	HOX-14/5	17.64	15.49	37.6
24	ЦМ-4/5	17.14	15.45	37.23
25	HE-43	17.913	15.559	38.412

Примечание. 1-14 - данные авторов: 1-3 - ортопироксеновые андезито-базальты периферических ареалов: 1, 2 - Барановская вулканическая постройка; 3 – Раздольненская вулканическая постройка; 4-14 - базальты Шуфанского плато (4 - ортопироксеновые базальты основания плато-покрова, 5 - Ol-Cpx базальты средней части покрова, 6-8 - оливиновые толеитыверхней части покрова; 9, 10 - контаминированные базальты (трахиандезиты) верхней части покрова; 11, 12 – лерцолитсодержащие и 13, 14 - глиммерит-содержащие щелочные базальты); 15-24 - данные по ссылкам: 15, 16 - оливиновый толеит и щелочной оливиновый базальт (базальтовый ареал Чанбайшань), 17 – лейцитовый базанит – (базальтовый ареал УЭК (Удалиньчи) [Basu et al., 1991]; 18 – оливиновый толеит (базальтовый ареал Хуандцянь); 19 – кварцевый толеит (базальтовый ареал Ханлу), Северо-Китайский кратон [Tatsumoto et al., 1992); 20 - базальт, Охотский архейский массив [Акинин, Миллер, 2011]; 21 – тефрит, базальтовый ареал Циньпоху, Северо-Китайский кратон [Zhang et al., 2002]; 22 - базанит, вулканический ареал Нушань, Северо-Китайский кратон [Zou et al., 2000]; 23, 24 - базаниты Южный Хангай (Центральная Монголия), [Саватенков и др., 2010]; 25 – трахиандезит (о-в Херд, плато Кергелен) [Barling et al., 1994].

Аналитические исследования (1–14) проведены в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск. Измерения изотопов свинца выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Аналитик Г.П. Сандимирова.

Note. 1-14 – authors' data: 1-3 – orthopyroxene andesite-basalts of peripheral areas: 1, 2 – Baranovskaya volcanic edifice; 3 – Razdolnenskaya volcanic edifice; 4–14 – basalts of the Shufang Plateau: (4 – orthopyroxene basalts of the plateau-cover basement; 5 – ol-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

ivine-clinopyroxene basalts of the middle part cover, 6–8 – olivine tholeiites of the upper part cover; 9, 10 – contaminated basalts (trachyandesites) of the upper part cover; 11, 12 – lherzolite-bearing and 13, 14 – glimmerite-bearing alkaline basalts); 15–24 – data from references: 15, 16 – olivine-tholeiite and alkaline olivine basalt (Changbaishan basaltic areal); 17 –leucite basanite (Udalinchi volcano, UEK basaltic areal) [Basu et al., 1991]; 18 – olivine tholeiite (Huangdzyan basaltic areal), 19 – quartz tholeiite (Hanlu basaltic areal), North-Chinese Craton [Tatsumoto et al., 1992]; 20 – basalt, Okhotsky Archean massif [Akinin, Miller, 2011]; 21 – tephrite Dzhinpokhu basaltic areal, North-Chinese Craton [Zhang et al., 2002]; 22 – basanite Hushan volcanic areal North-Chinese Craton [Zou et al., 2000]; 23, 24 – basanites of South Khangai (Central Mongolia) [Savatenkov et al., 2010]; 25 – trachyandesite (Heard island, Kergelen Plateau) [Barling et al., 1994].

Analytical studies (1-14) were carried out at the Institute of Geochemistry of the SB RAS, Irkutsk. The lead isotope measurements were performed on a Finnigan MAT 262 mass spectrometer. Analyst G.P. Sandimirova.

говой структурой Тан-Лунь [Basu et al., 1991; Zhang, et al., 1995]. Аналогичная изотопно-геохимическая специфика: (низкие значения Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ и Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ отношений), фиксирующая присутствие древней (архей-раннепротерозой литосферы, характерна для траппов южной части плато Кергелен (скв. 738 DSDP), тяготеющих к погруженным блокам архейской коры Антарктики и Западной Австралии) [Operto, Charvis, 1995; Фролова, Бурикова, 2002]. Это подтверждается драгированием в западной части плато обломков гранатбиотитовых гнейсов с возрастом детритовых цирконов $2547 \pm \pm 8$ млн лет [Nicolaysen et al., 2001]. Низкие изотопные отношения свинца для базальтов о-ва Херд (плато Кергелен) свидетельствуют о присутствии источника со значениями µ значительно ниже, чем в типовой континентальной коре на протяжении более 1-2 млрд лет [Barling et al., 1994]. Низкие значения Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ в базальтах южной части Срединно-Индийского хребта также рассматриваются как результат смешения мантийных выплавок с веществом древней континентальной коры [Фролова, Бурикова, 2002]. В работе [Weis, Frey, 1996] подчеркивается, что молодые лавы Indian Ocean MORB и Кергелена имеют низкие значения Pb^{206/204}, типичные для древних блоков Мадагаскара и Западной Австралии, и делается вывод о том, что диспергированная континентальная литосфера служит источником низких Pb^{206/204} в Indian Ocean MORB. Аналогичные низкие изотопные отношения свинца (см. табл. 2) типичны для риолитов, андезитов, базальтов из вулканических ареалов Охотско-Чукотского пояса, наложенных на архейский Охотский массив [Акинин, Миллер, 2011], и рудных свинцов из месторождений архейского Омолонского кратона [Чернышов, Шпикерман, 2001]. При этом однотипные по петрографическому, геохимическому составу и близодновозрастные вулканиты, занимающие сходное положение в эволюционной последовательности формирования Охотско-Чукотского пояса, но локализо-

ванные на фанерозойских и позднепротерозойских блоках фундамента, характеризуются уже относительно повышенными значениями Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴, соответственно: 17.422-17.480 и 18.408-18.433 [Акинин, Миллер, 2011]. Вариации изотопного состава свинца в щелочных базальтах Хангайского нагорья (Монголия) (см. табл. 2) [Саватенков и др., 2010] также отчетливо отражают связь низких значений Рb²⁰⁶/Рb²⁰⁴ в базальтах: Тарятского (17.14–17.84) и Долиноозерского (17.20-17.48) раннедокембрийских блоков в сравнении со значениями Рb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ (17.98–18.33) в базальтах рифейского Водораздельного блока. Низкие изотопные отношения свинца Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ характерны для щелочных вулканитов, локализованных на архейском основании кратона Вайоминг (США) [O'Brien et al., 1995]. Отмечается, что подобные изотопные характеристики требуют древней компоненты, которая была деплетирована ураном более 1.5 млрд лет назад. Этой компонентой могла быть субконтинентальная литосферная мантия, подстилающая кратон.

Шуфанское базальтовое плато занимает приграничную область Юго-Западного Приморья и Китая, структурно располагаясь на территории Лаоэлин-Гродековского террейна и Ханкайского массива (Ханкайско-Цзямусы-Буреинского супертеррейна) [Геодинамика..., 2006] (см. рис. 1). Для всех петротипов базальтов этого крупного вулканического сооружения, а также базальтов из периферических ареалов, расположенных северо-восточнее и представляющих останцы покрова уже Шкотовского базальтового плато, характерны выдержанные аномально низкие изотопные отношения Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ (см. табл. 2). Так как подобными низкими изотопными отношениями характеризуются ортопироксеновые базальты из основания покрова, низкокалиевые оливиновые толеиты и сильно контаминированные базальты завершающих фаз излияний, а также обогащенные LREE и Nb калиевые щелочные базальты с мегакристами анортоклазов, высокоглиноземистых клинопироксенов, лерцолитовыми и глиммеритовыми ксенолитами литосферной мантии, эта изотопная характеристика не может служить критерием только коровой контаминации древней докембрийской корой, а отражает особенности изотопного состава континентальной мантийной литосферы (SCLM) [Menzies et al., 1993; Stewart, Rogers, 1996] с деламинацией древних (AR-PR₁) блоков коры. Возраст источников рудного вещества для большинства месторождений Приморья, расположенных в различных блоках, по свинцовым изотопным данным, является среднепротерозойским при различном типе, генезисе и возрасте самого оруденения (палеозойкайнозой) [Фефёлов, 1984; Ростовский, 2005].

Северная часть Восточного Китая, непосредственно примыкающая к Приморью с запада, подстилается архей-раннепротерозойской континенМаксимов и др. Maksimov et al.

тальной литосферой [Xu et al., 1998], которая, судя по изотопным меткам свинца в кайнозойских базальтах, продолжается на территорию Приморья.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ДРЕВНЕГО ЖЕСТКОГО (СИАЛИЧЕСКОГО) ОСНОВАНИЯ В СИХОТЭ-АЛИНЕ

Согласно специальным структурным исследованиям, некогда целостная и перекрытая фанерозойским чехлом фрагментированная докембрийская континентальная кора погружается на уровне 2-10 км [Кулинич, 1969] в направлении края континента, воздымаясь лишь в Прибрежной зоне. Ключевой момент состоит в том, что фундамент и чехол "прошиты", по сути, единой структурной канвой, состоящей из трех принципиально однообразных (в кинематическом аспекте) наборов тектонических элементов, представляющих собой три разноориентированных плана деформаций – результат динамики трех периодов тектогенеза: протерозойского, палеозойского, мезозойско-кайнозойского [Неволин и др., 2012, 2014]. Смена ориентации планов и векторов сжатия-растяжения наиболее непротиворечиво объясняется с позиции ротационного режима: периодического ускорения-замедления вращения Земли [Уткин, 1979, 2016].

Мезозойско-кайнозойский структурный план как самый молодой выражен особенно четко в области мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня. Опорными его элементами служат: 8-порядковая голоморфная вергентная, конвергентная, конгруэнтная складчатость восток-северо-восточного направления; системы соскладчатых надвигов и взбросов, а также диагональных сдвигов. Соответственно, сжатие было нормальным к складкам и надвигам и косым к сдвигам, то есть северсеверо-западного направления. Это является главенствующей структурной основой, прошивающей все стратифицированные комплексы аккреционных террейнов, охарактеризованных в работах А.И. Ханчука, В.В. Голозубова и др. [Геодинамика..., 2006]. По этому признаку и определению выделяемые террейны собственно террейнами не являются. Повторим, что главный идентификационный момент состоит в том, что ориентировка, асимметрия и вергентность, а также механизмы всех порядков складчатости одинаковы для кремнистых триасовых, кремнисто-терригенных юрских а также терригенных, терригенно-вулканогенных меловых террейнов. Террейны пронизываются позднемеловыми автохтонными гранитоидными телами и их интрузивными цепочками, принципиально неотделимыми от общей складчатой конструкции. Интрузивы преимущественно сосредоточены в осевых пространствах разуплотнения антиклиналей [Неволин и др., 2010, 2014]. Очевидное единство и площадная распространенность этого деформационного плана вполне убедительно свидетельствуют о том, что вся весьма однообразная конструкция располагается на едином жестком основании, по сути проводнике тектонических напряжений [Спенсер, 1981; Ярошевский, 1981].

Палеозойский план деформаций. Наиболее близкое к поверхности положение этого жесткого основания в составе мезозойских отложений обозначено окнами палеозойских комплексов, которые развиты уже непосредственно на нем. Палеозойский чехол, представленный силур-пермскими стратификатами, также в целом единообразно деформирован, как и мезозойский, латеральным сжатием, но при субширотной ориентации его главного вектора и производном этого сжатия механизме сплющивания [Неволин и др., 2012]. Фиксируются следующие ключевые элементы палеозойского структурного плана. Во-первых, это серии нормальных [Спенсер, 1981] к сжатию меридиональных складчатых форм пяти порядков. Крупные (1-2 порядок) из них – своды (Лишучженьский, Спасский, Качалинский) и прогибы (Лаоелин-Гродековский, Пограничный и Вознесенский), осложненные средними (2-3 порядок) и мелкими тесно сжатыми (3-4 порядок) складками, характеризуемыми преимущественно западной вергенцией. Во-вторых, это комплексы соскладчатых встречных надвигов, взбросов, а также продольных и диагональных сдвигов и сбросов. В-третьих, долготные тела ордовикских, карбоновых, пермских, часто разгнейсованных гранитов. Наиболее крупные это Гродековский, Качалинский, Григорьевский, Шмаковский, Светлояровский и цепи других средних и мелких интрузивов. Гранитоиды сосредоточены в разуплотненных сводах крупных и средних антиформ. В них фиксируются тени пологих меридиональных палеозойских и широтных протерозойских складок [Питчер, 1972]. В-четвертых, в осевых зонах складок широко проявлены меридиональные сквозные кливаж и сланцеватость, которые почти повсеместно наложены на меридиональную гнейсоватость в гнейсо-гранитах, причем, подчеркнем, они тоже согласуются с осевыми поверхностями теневых складок. То есть на большой территории, как и в мезозойском деформационном плане, фиксируется стабильный по ориентировке и кинематическим особенностям набор тектонических элементов меридиональной канвы, возникшей как закономерный продукт широтного сжатия палеозойской части чехла, перекрывающей жесткое основание. Само это основание, выходящее в виде блоков и окон протерозойского возраста среди чехла, по-видимому, и есть отражение древнего корового субстрата. Структурные элементы протерозойского структурного плана, отчлененного от двух фанерозойских, показывают, что докембрийские блоки также связаны единой структурной конструкцией.

Протерозойско-раннепалеозойский план деформаций. Тектонические элементы в древних габбро-гранито-гнейсах, метапелитах, представлены слоистостью, сланцеватостью, гнейсовидной полосчатостью, ориентированы одинаково – широтно. Таков рисунок крупных блоковтеррейнов: Матвеевского (≈4500 км²), Нахимовского (≈1900 км²), Спасского, (≈1600 км²) частично Вознесенского (≈3500 км²), включаемых в состав Ханкайского супертеррейна, средних, например, Силан-Шаньского блока (≈100 км²), а также в еще более мелких вроде участка горы Чучелинова (≈ 10 км²), мозаично расположенных окнах, зачастую неотображаемых в масштабе карт. Древние блоки фиксируются и на глубине (2-10 км) гравитационными минимумами [Кулинич, 1969]. Террейны, по сути, есть блоки-останцы растрескивания и дезинтеграции коры, но не перемещенные истинные террейны, коллажированные за счет амальгамации при субдукции океанической литосферной плиты или в режиме скольжения и аккреции литосферных плит [Геодинамика..., 2006]. Для разномасштабных блоков характерны крупные и мелкие, в целом средней крутизны складки, везде имеющие нормальную к сжатию субширотную ориентировку, что свидетельствует об отсутствии впоследствии их масштабного дислоцирования. Авторы считают, что подобная общность широтного стиля канвы есть наиболее важный признак существования единого регионального фрагмента сиалической коры. Кроме того, все складчатые формы и метаморфические гранитогнейсовые купола, в ядрах которых расположены автохтонные тела гнейсогранитов, вергентны преимущественно в северном направлении [Неволин и др., 2010, 2012, 2014]. Рифейские купола, "окнами" выходящие на дневную поверхность среди мезозойского чехла, расположены вблизи северного берега зал. Петра Великого на значительном (до ≈300 км) удалении к югу от крупных Нахимовского и Спасского террейнов. Это подчеркивает большую площадную распространенность структурно единого древнего субстрата. Прибрежные купола хорошо обозначены на карте приуроченными к ним кембрийскими гранитными массивами – Тафуинским, Артемовским и Надеждинским с субширотными расслоенностью и теневыми складками. То есть для них характерна та же структурная ситуация, что и для кембрийских, вендских гранитных массивов среди рифея в составе северных террейнов. Значимая роль широтного сжатия в заложении структурных форм прослеживается до среднего палеозоя. Их дислокационный узор, несомненно, отвечает наиболее типичному структурному рисунку Ханкайского массива.

Структурное единообразие планов деформаций, составленных на основе массовых ориентировок рифейских и фанерозойских тектонических элементов во всем регионе [Неволин и др., 2012., 2014], отражает существование одинаково деформированного регионального жесткого основания, транслирующего тектонические напряжения и дезинтегрированного на разновеликие блокиостанцы. Блоки разобщены как "выдвинутые из пазов пазлы", но не перемещены и не переориентированы. Уже только поэтому такие блоки не могут по определению называться террейнами, собранными на новообразованной коре океанического типа за счет субдукционных процессов аккретирования, амальгамации и эксклюзивного структурирования, что следует из работ [Геодинамика..., 2006; Ханчук и др., 1995, 2013]. Кроме того, в строении террейнов надвиги везде являются, подчеркиваем, встречными, кинематически отвечающими механизму общего смятия и образованию линейной конвергентной складчатости [Ramberg, 1963; Спенсер, 1981; Ярошевский, 1981], производной латерального сжатия. В террейнах не наблюдаются и никем не охарактеризованы "антинадвиги" (пологие сбросы), которые должны были картироваться наравне с нормальными надвигами. Поэтому нельзя считать доказанными и ключевые для субдукционной модели структуры нагромождения и пакетирования, которые, скорее всего, есть производные распространенных надвиговых структур [Неволин, 2011]. В целом это свидетельствует о латеральном характере сжатия и переориентировках вектора сжатия со сменой ориентации деформационных планов, что подтверждает концепцию В.П. Уткина о периодической смене тангенциальных скольжений активной материковой литосферы относительно пассивной океанической плиты [Уткин, 1979, 2016].

Детальные структурные исследования деформационной динамики свидетельствуют о едином "жестком" каркасе территории, конформно реагирующем на смену динамических напряжений в течение длительных временных циклов.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Основной объем терригенных отложений Сихотэ-Алиня, Сахалина, Хоккайдо, Приамурья составляют аркозовые разности [Маркевич, 1970, 1985]. Присутствие аркозов не допускает, исходя из литологических канонов, дальнюю транспортировку осадочного вещества. В минеральном составе палеозойских и мезозойских флишоидных отложений, широко распространенных в Сихотэ-Алине и Приамурье, преобладают: кварц, биотит, циркон, гранат, турмалин, мусковит, что отражает зрелый сиалический состав главного питающего источника, причем поступление материала шло с востока, с территории еще не сформировавшейся Япономорской котловины, где предполагалось существование крупного гранит-метаморфического континентального блока [Маркевич, 1970]. Огромные массы терригенного аркозового материала не могли поступать с запада, с Ханкайского массива, так как были отделены от него областью мелководья, и наиболее вероятны их источники в результате размыва поднятий, расположенных восточнее [Голозубов, Мельников, 1986]. Там же отмечается, что аркозовый состав песчаников, слабая сортировка обломочного материала указывают на близкую расположенность от размываемого субстрата. Существование блоков континентальной коры, поставляющих гранитнометаморфический материал, в более поздних работах [Голозубов, 2006] объясняется уже трансформным перемещением с юга на север в готериве и особенно интенсивным в альбе аккретированных осадочных комплексов, сформировавшихся в результате субдукции под Азиатский континент в южных широтах. Однако не существует значительных различий в составе терригенного вещества верхнепалеозойских, меловых и юрских осадочных комплексов Приморья [Маркевич, 1985]. Более того, формирование аккреционных призм по этой модели должно было происходить за счет аккреционного сгруживания при субдукции океанических осадков со стороны океана, что противоречит их литологическому, минеральному составам, выдержанным протерозойским модельным датировкам слагающего их вещества и распространенности в нем (как показано ниже) раннепротерозойских цирконов. Сиалический состав терригенных образований Сихотэ-Алиня и Приамурья, преобладающий во всех мезозойских осадочно-вулканогенных формированиях, как и "сиалический" характер базальтоидов [Щека, Вржосек, 1983; Щека, 1984] кремнисто-вулканогенной формации, свидетельствуют о том, что эта область осадконакопления заложилась в результате рифтогенеза на зрелой континентальной коре, которая служила источником питания для седиментационных бассейнов [Маркевич, 1970, 1985]. Близкий состав источников сноса при формировании флишоидных терригенных отложений и преобладание аркозов в составе юрской самаркинской и меловых журавлевской и таухинской толш – свилетельство стабильного источника питания этих отложений на протяжении длительного временного интервала на обрамлении Сино-Корейского щита и в результате многократного перемыва гранитной коры. По мнению П.В. Маркевича [1978], в региональном плане эти факты отражают какие-то общие для всех краевых флишевых формаций причины, приведшие к частичному или полному уничтожению коровых источников сноса, располагавшихся на ныне океанической стороне флишевых прогибов (процессы региональной базификации?). Существенно аркозовый состав раннепалеозойских осадочных пород (кордон-

кинская свита, силур) в Юго-Западном Приморье и геохимические особенности базитового магматизма [Изосов и др., 2000] также позволяют считать, что рифты и грабены заложились здесь на зрелой континентальной коре и интересны с точки зрения алмазоносности. Данные по литологии мезозойских осадочных отложений Приамурья и Приморья [Лихт, 1993] свидетельствуют о стабильном расположении древних бассейнов в области сочленения океан-континент на восточной окраине Азиатского континента и их фаунистическом "единстве". Независимо от размеров древних бассейнов и длительности их существования все они, включая территории Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо, являются приконтинентальными, а основной объем их отложений – терригенные разности. Значительное сходство позднеюрских-раннемеловых отложений этих территорий очевидно. Юрская фауна этих областей принадлежит единой палеобиогеографической провинции и существовала в едином морском бассейне [Сей, 2004]. Противоречат террейновым геодинамическим представлениям (и построениям) полученные в последние годы результаты детальных минералогических исследований мезозойских кремнистых образований Сихотэ-Алиня [Казаченко и др., 2006; Волохин, 2016]. В составе минеральной фракции триасово-юрских кремней, считавшихся продуктами океанического формирования, установлены мусковит, ортит, монацит, турмалин, биотит, циркон. Выделяются даже горизонты триасово-юрских кремней, обогащенных касситеритом. Эти факты являются однозначным свидетельством их формирования в приконтинентальных условиях и, вероятнее всего, в рифтогенных прогибах и рифто-грабенах [Лихт, 1993; Уткин, 1997], заложенных на зрелом континентальном основании. Относительно глубоководные условия осадкообразования, фиксируемые мощными толщами кремнистых и вулканических пород, отмечаются в узких, унаследовано развивающихся бассейнах-прогибах. По мнению Ф.Р. Лихта [1993], эволюция приконтинентальных бассейнов Востока Азии в фанерозое подтверждает относительно стабильное положение зоны сочленения Азиатского континента и Тихого Океана. Крупномасштабных перемещений литосферных плит в ней не происходило. Современным аналогом фанерозойских тектонических и магматических обстановок в Приморье (образование морских рифтогенных бассейнов раздвиговой природы, кремненакопление и проявление толеитового базальтового вулканизма) служит развитие Красноморского рифта [Альмухамедов и др., 1985]. Здесь, на испытавшем деструкцию и рифтогенез, зрелом докембрийском литосферном фундаменте с мощным гранитным слоем, формируется весь комплекс глубоководного океанического бассейна, включая пелагические кремни и деплетированные низкокалиевые толеиты – типичные MOR базальты океанических зон спрединга. Причем если мощность сиалической коры под Эфиопским плато составляет около 40 км, под Афарской депрессией уменьшается до 10-20 км, то кора полностью исчезает под осью Красного моря. Это не требует привлечения террейновых построений для объяснения существования подобных глубоководных океанических характеристик осадочного и магматического вещества в рифтовых структурах, авлакогенах, заложенных на древнем континентальном фундаменте. Последнее аналогично обстановкам Сихотэ-Алиня в фанерозое: формирование трогов на мощном континентальном субстрате с новообразованием океанической коры [Маркевич, 1985]. О существовании зрелой континентальной литосферы Приморья свидетельствуют также массовые находки в россыпях Центрального, Западного и Северного Приморья хромшпинелей, пикроильменитов, сапфиров, пиропов [Ромашкин, 1997; Изосов и др., 2000; Иванов и др., 2011]. Особенно важен факт сапфироносности территорий Центрального и Северного Приморья, пространственно сопряженной с ареалами кайнозойских щелочных базальтов [Есин и др., 1992; Высоцкий, Баркар, 2006]. Основные сапфироносные провинции мира располагаются либо на кратонах, либо в обрамляющих кратоны областях с мощной древней континентальной корой и включают территории Руанды, Кении, Юго-Восточной Азии, Австралии, кратона Вайоминг (США). Условия генезиса сапфира – это образование корово-мантийных очагов щелочных базальтов с сиенит-трахитовыми диференциатами в условиях мощной континентальной коры [Oakes et al., 1996; Upton et al., 1999; Изох и др., 2010].

Выдержанный литологический состав мезозойских осадочных комплексов Приморья, преобладание аркозового флиша, присутствие индикаторной гранитной минеральной ассоциации при близости гранит-метаморфического питающего источника являются свидетельствами их формирования при относительно стабильном тектоническом режиме на погруженных и испытавших деструкцию (деламинирование и утонение) докембрийских блоках Сино-Корейского щита при многократном рециклинге гранитной коры. Для области восточнее сдвиговой структуры Тан-Лу [Menzies et al., 1993], включающей, по-видимому, и территорию Приморья, древняя (AR-PR₁) кратонная литосфера с палеогенового времени (<60 млн лет) утоняется, замещаясь молодой океанической литосферой. Эта тенденция подтверждается в целом полученными в последние годы данными цирконометрии из ксенолитов в базальтоидах [Акинин и др., 2011, 2013].

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНОВ

По результатам совместных российско-японских исследований в Приморье в последние годы полу-

чены массовые U-Pb датировки цирконов и монацитов из мезозойских терригенных и терригенновулканогенных складчатых комплексов Сихотэ-Алиня (методом LA-ICP-MS) [Tsutsumi et al., 2016] со статистическими максимумами распределения возрастов 1870 и 2450 млн лет и единичными да-

тировками 2700 млн лет и даже 3400 млн лет (см. рис. 1, 2). В целом наблюдается конформный характер распределения возрастных пиков древних цирконов и монацитов из разновозрастных отложений. Это важный факт, свидетельствующий о существовании единого раннепротерозойского ис-



Рис. 2. Гистограммы распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов (обр. RPM-48,49; обр. RPM-40) и монацитов (обр. RPM-09,10; обр. RPM-15,16) из терригенных пород Приморья (Tsutsumi et al., 2016).

Координаты точек опробования: обр. RPM-48: N42°59′44.5″ E133°34′43.1″; обр. RPM-49: N42°59′16.8″ E133°35′55.6″; обр. RPM-15: N44°07′05″ E135°07′43.8″; обр. RPM-16: N44°07′11.6″ E135°07′37.8″; обр. RPM-40: N43°23′17.1″ E133°57′39.6″; обр. RPM-09: N44°21′17.1″ E134°40′40.3″; обр. RPM-10: N44°20′45.5″ E134°41′28.6″.

Fig. 2. Histograms of U-Pb age distribution for zircons (RPM-48,49; RPM-40) and monazites: (RPM-09,10; RPM-15,16) from terrigenous rocks of Primorye (Tsutsumi et al., 2016).

Coordinate information: sample RPM-48: N42°59'44.5" E133°34'43.1"; sample RPM-49: N42°59'16.8" E133°35'55.6"; sample RPM-15: N44°07'05" E135°07'43.8"; sample RPM-16: N44°07'11.6" E135°07'37.8"; sample RPM-40: N43°23'17.1" E133°57'39.6"; sample RPM-09: N44°21'17.1" E134°40'40.3"; sample RPM-10: N44°20'45.5" E134°41'28.6".

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

точника вещества для всех осадочных отложений. В Юго-Западном Приморье широко распространены терригенно-тефроидные отложения с высокой долей риолитовой пирокластики, образовавшейся в результате фреатических извержений, синхронных максимальным опусканиям в соседнем Япономорском бассейне [Максимов, Сахно, 2011]. Ими выполнены крупные депрессии, включая угленосные впадины эоцен-раннеолигоценового возраста: Новокачалинская, Пушкинская, Смоляниновская, Синеутесовская. Тефроидные отложения, содержащие раннепротерозойские детритовые цирконы, сформированы в результате двух основных фаз извержений, датированных U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II и LA-ICP-MS методы): 23-24 и 34 млн лет [Максимов, Сахно, 2011], включая неопубликованные материалы авторов. В отдельных точках отмечается очень высокая концентрация древних цирконов (до 50 зерен на промывочный лоток). Кристаллы цирконов корродированы, субизометричны (К_{уд} ≈1-1.5) и отличаются характерной лиловой, сиреневой окраской. В составе отложений с древними детритовыми цирконами, хотя и содержится примесь терригенного вещества, но отсутствует материал метаморфических пород и ничтожную роль играет гранитное вещество. Преобладают триасово-юрские кремни, согласно данным радиоляриевого анализа [Мельников, Изосов, 1993], поступление которых могло происходить только с Сихотэ-Алинского орогена при размыве триасовых кремневых толщ. Аналогичный территориальный источник имел также риолитовый, метабазитовый и черносланцевый материал. Исходя из этих критериев, древние цирконы могли выноситься из фундамента при эксплозиях либо поступать с северо-востока, с Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня, но не с территорий Сино-Корейского кратона или Ханкайского массива. Для цирконов из тефроидно-терригенных отложений Смоляниновской впадины получен средневзвешенный ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ возраст 1915 \pm 12 млн лет. В этих же отложениях встречены цирконы с конкордантным возрастом 2403 ± 12 млн лет. Для цирконов из тефроидных отложений Синеутёсовской впадины получен конкордантный возраст 1845 ± 5.6 млн лет, однако встречены цирконы с ²⁰⁷Pb/²³⁵U возрастом 2146 ± 15 млн лет (рис. 3, табл. 3). Для цирконов из тефроидных отложений Пушкинской впадины на U-Pb диаграмме (см. рис. 3, 4) дискордии образуют верхнее пересечение с конкордией: 2320 ± 120 млн лет (СКВО = 0.43) при конкордантном возрасте 1785 ± 8.2 млн лет (СКВО = 0.037) (Раздольненский ареал) и конкордантном возрасте 1866.7 ± 9.6 млн лет (СКВО = 0.15) (см. рис. 4) (Кипарисовский ареал). Статистические максимумы распределения возрастов цирконов из отложений различных ареалов Пушкинской впадины: 1780, 1860, 1980, 2050, 2170, 2490 млн лет (см. рис. 3, 4). Цирконы

лиловой окраски отвечают преимущественно возрастному интервалу 1800–1900 млн лет, а светлосиреневой – 2200–2400 млн лет. U-Pb датирование цирконов проводилось: в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II (обр. М-6635) (изотопные измерения и процедура обсчета осуществлялись согласно принятой методике [Williams, 1998]) и методом LA-ICP-MS (обр. М-6136, М-6721, М-6821) в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН с использованием приборного комплекса, включающего систему лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries, Inc, USA) и масс-спектрометр с индукционно-связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, USA) по методике [Вовна и др., 2014].

В близких по составу и одновозрастных (22.2– 25.1 млн лет по данным U-Pb датирования цирконов) отложениях риолитовой тефры с восточного побережья Японии (п-ов Босо) также обнаружены древние монациты с аналогичным пиком распределения возрастов 1.8-1.9 млрд лет [Tatsumi et al., 2012]. Древние цирконы с дискордантной датировкой по верхнему пересечению конкордии (T = 2503 ± 19 млн лет) установлены в раннемеловых глиноземистых гранитоидах Шивкинского штока (хунгарийский комплекс) на Северо-Западе Приморья [Сахно и др., 2012] (см. рис. 1). Близкая датировка (T = 2455.2 ± 48.5 млн лет) (LA-ICP-MS метод) (см. рис. 1; табл. 4) по ксеногенным цирконам из Гамовского тоналитового массива (Южное Приморье) получена по нашим материалам и любезно предоставлена профессором Т. Гейзлером из лаборатории Вестфальского университета имени Вильгельма (г. Мюнстер, Германия). Тоналиты Гамовского массива и тефроиды Синеутесовской толщи, содержащие раннепротерозойские цирконы, расположены в пределах Лаоэлин-Гродековского террейна [Голозубов, 2006], но датировки содержащихся в них древних цирконов идентичны датировкам цирконов и монацитов из отложений Пушкинской впадины и мезозойских терригенных комплексов Сихотэ-Алиня (см. рис. 1, 2). Протерозойский U-Pb возраст (1667 ± 41 млн лет) (метод LA-ICP MS) установлен [Салтыкова и др., 2008] для циркона из ильменит-роговообманкового габбро Ариадненского массива (Центральное Приморье) (см. рис. 1). Выраженный пик распределения возрастов детритовых монацитов (1861.5 ± 37.5 млн лет) получен из мел-палеогеновых отложений Сахалина, близких по литологии раннемеловым породам Журавлевского террейна Приморья [Yokoyaта, 2016]. Присутствие в тефроидных отложениях из кайнозойских впадин Южного и Юго-Западного Приморья детритовых цирконов с возрастом до 2500 млн лет в сочетании с низкими изотопными отношениями свинца (Рв206/Рв204) в кайнозойских базальтах этой территории является подтвержде-

Максимов и др. Maksimov et al.



ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Рис. З. Диаграммы с конкордией для детритовых цирконов из палеогеновых отложений кайнозойских впадин Приморья с гистограммами распределения U-Pb датировок и кривыми плотности вероятности.

а – цирконы из тефроидно-терригенных отложений (P₃) Смоляниновской впадины, обр. М-6821: (N43°18'34.5" Е132°26'09"); б – цирконы из тефроидных отложений (P₃–N₁) Синеутесовской впадины, обр. М-6720'1 (N43°07'29" Е131°13'55″); в – цирконы из тефроидных отложений (P₃–N₁) Пушкинской впадины (Раздольненский ареал), обр. М-6136-V) (N43°33'30.4" Е131°51'51.7"). Датирование цирконов выполнено LA-ICP-MS методом в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН 3. Diagrams with concordia for detrital zircons from the Paleogene deposits of the Cenozoic depressions of Primorye and histograms of U-Pb ages distribution and probability density curves. (LA-ICP-MS-aided analysis) Fig.

a – zircons from tephroid-terrigenous deposits (P_2) of the Smolyaninovskaya depression, sample M-6821 (N43°18'34.5" E132°26'09"); 6 – zircons from tephroid-terrigenous deposits (P_3 -N₁) of the Sineutesovskaya depression, sample M-6720/1 (N43°07'29" E131°13'55"); B – zircons from tephroid-terrigenous deposits (P_3 -N₁) of the Pushkinskaya depression (Razdolninski area), sample M-6136-V (N43°33'30.4" E131°51'51.7").

проба	точка	V130	топные	отношени	ки	BO	зраст	, млн лет	
	анализа	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	206Pb/238U	±lσ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	206Pb/238U	±lσ
			Смолян	иновская	впадина				
M-6821	1.7	9.6483	0.1902	0.4480	0.0063	2402	18	2386	28
	1.8	8 3720	0 1588	0.4238	0.0057	2272	17	2278	26
	1.0	8 5315	0.1627	0.4103	0.0055	2289	17	2216	25
	1 10	5 6420	0.1027	0.3577	0.0033	1923	16	1971	$\frac{23}{23}$
	1.10	5.6774	0.1076	0.3568	0.0040	1029	17	1067	23
	1.11	5.0774	0.1005	0.3308	0.0048	1920	17	1907	23
	1.12	5.4559	0.1102	0.3428	0.0048	1891	17	1900	23
	1.13	6.8529	0.1349	0.3869	0.0053	2093	17	2108	23
	1.16	5.7592	0.1142	0.3610	0.0050	1940	17	1987	23
	1.18	5.5733	0.1113	0.3449	0.0047	1912	17	1910	23
	1.19	5.5034	0.1122	0.3459	0.0048	1901	18	1915	23
	1.23	5.4107	0.1139	0.3400	0.0048	1887	18	1887	23
	1.24	8.5167	0.1794	0.4062	0.0058	2288	19	2197	27
	1.30	5.3641	0.1154	0.3377	0.0049	1879	18	1875	23
	1.32	5.3593	0.1163	0.3376	0.0049	1878	19	1875	23
	1.33	8.3552	0.1875	0.4296	0.0064	2270	20	2304	29
	1.34	5.5928	0.1240	0.3518	0.0051	1915	19	1943	24
	1 38	5 5138	0 1258	0 3459	0.0051	1903	20	1915	25
	1.50	5 5758	0 1560	0 3437	0.0067	1012	$\frac{20}{24}$	1904	30
	1.50	5.5750	0.1209	0.3437	0.0002	1002	24	1014	250
	1.39	5.5039	0.1309	0.3401	0.0033	1902	20	1910	23
	1.01	0.7000	0.1409	0.3031	0.0055	1933	21	1997	20
	1.62	9.7233	0.2399	0.4463	0.00/0	2409	23	2379	31
	1.64	5.8509	0.1469	0.3536	0.0056	1954	22	1952	26
	1.65	5.8471	0.1568	0.3596	0.0060	1953	23	1980	28
	1.70	5.6085	0.1445	0.3582	0.0056	1917	22	1974	27
	1.75	5.6166	0.1471	0.3490	0.0056	1919	23	1930	27
	1.77	5.5215	0.1532	0.3470	0.0058	1904	24	1920	28
	1.92	9.8066	0.2700	0.4373	0.0073	2417	25	2338	33
	1.93	5,3081	0.1470	0.3336	0.0055	1870	24	1856	27
I	1.50	0.0001	Синеут	есовская і	впалина	10,0		1000	
A-6720/1	2.1	5 1867	0 0791	0 3315	0.0040	1850	13	1846	19
1-072071	7 1	5 1767	0.0861	0.3313	0.0042	1849	14	1845	21
	9.1 9.1	5 1 5 0 8	0.0001	0.3313	0.0042	1845	12	1840	$\frac{21}{20}$
	0.1	5.1508	0.0000	0.3321	0.0041	1045	13	1049	20
	9.1	3.1343	0.0792	0.3323	0.0040	1843	15	1831	19
	11.1	4.8255	0.0924	0.3130	0.0044	1/89	16	1/55	21
	12.1	7.2779	0.1228	0.3900	0.0050	2146	15	2123	23
	13.1	5.1543	0.0921	0.3330	0.0044	1845	15	1853	21
	14.1	5.1014	0.0995	0.3329	0.0046	1836	17	1852	22
		Пушкинс	кая впад	ина (Разде	ольненск	кий ареал)			
M-6136	1.1	4.88891	0.1718	0.32237	0.0057	1800.3	29	1801.3	27
	1.2	7.64738	0.2703	0.40409	0.0073	2190.4	31	2187.9	33
	1.3	4.85785	0.1712	0.32099	0.0057	1795	29	1794.6	27
	1.4	6.41525	0.2286	0.37094	0.0067	2034 4	31	2033.8	31
	15	4 84651	0 1718	0 32102	0.0058	1793	29	1794 7	28
	1.5	4 8186	0.1764	0.31664	0.0050	1788 2	30	1772.2	20
	1.0	7 27160	0.1704	0.31004	0.000	21/52	21	21/5.5	27
	1./	1.2/109	0.2332	0.39493	0.007	2143.3	20	2143./	32
	1.8	4.80333	0.1/30	0.31902	0.0059	1/90	30	1/84.9	28
	2.1	0.51091	0.0289	0.06837	0.0017	419.1	19	426.4	10
	3.1	10.06/09	0.3537	0.46024	0.0082	2441	32	2440.6	36
	33	4.82679	0.1719	0.31879	0.0058	1789.6	29	1783.8	28
	5.5		0.0074	0 42354	0.0076	2274.4	32	2276.5	34
	3.4	8.39309	0.2974	0.72337					0.0
	3.4 3.5	8.39309 5.00851	0.2974 0.177	0.32593	0.0058	1820.8	29	1818.6	28
	3.4 3.5 3.6	8.39309 5.00851 4.61136	0.2974 0.177 0.1643	0.32593 0.31251	0.0058 0.0057	1820.8 1751.3	29 29	1818.6 1753	28
	3.4 3.5 3.6 3.7	8.39309 5.00851 4.61136 4.79424	$\begin{array}{c} 0.2974 \\ 0.177 \\ 0.1643 \\ 0.1679 \end{array}$	0.32593 0.31251 0.31989	0.0058 0.0057 0.0056	1820.8 1751.3 1783.9	29 29 29	1818.6 1753 1789.2	28 27 27
	3.4 3.5 3.6 3.7 3.8	8.39309 5.00851 4.61136 4.79424 10.10285	0.2974 0.177 0.1643 0.1679 0.3544	$\begin{array}{c} 0.42334\\ 0.32593\\ 0.31251\\ 0.31989\\ 0.46208\end{array}$	0.0058 0.0057 0.0056 0.0082	1820.8 1751.3 1783.9 2444.2	29 29 29 32	1818.6 1753 1789.2 2448.7	28 27 27 36

Примечание. Табличные данные соответствуют рис. 3.

Note. Data correspond to those in Fig. 3.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Таблица 3. U-Pb возраст детритовых цирконов из тефроидных отложений кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья (метод La-ICP-MS)

ских впадин Юго-Западного Приморья (метод La-ICP-MS) **Table 3** U-Phage of detrifut zircons from tenbrogene deposits of the Cenozoic depressions of

Максимов и др. Maksimov et al.





U-Pb датирование цирконов выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на SHRIMP-II.

Fig. 4. Diagram with concordia for detrital zircons from tephroid deposits (P_3 - N_1) of the Pushkinskaya depression (Kiparisovski area), sample M-6635 (N43°29'16" E131°54'41.6") (by SHRIMP-II ion microbrobe).

нием существования здесь древнего литосферного киля (или его реликтов). В свою очередь сопоставление значений модельных возрастов терригенных комплексов Приморья и датировок цирконов позволяет сделать вывод, аналогичный таковому в работе [Костицын и др., 2012], где на примере пород колпаковской и камчатской серий Срединного хребта Камчатки констатируется: "Sm-Nd система дает усредненные значения модельного возраста протолита, тогда как разброс значений возрастов детритовых цирконов позволяет оценить *реальный возрастной диапазон* вещества, присутствующего в источнике". При вариациях модельных возрастов 0.6–1.4 млрд лет для гранитоидов и метаморфических пород фундамента, но распространенности в них цирконов с кластерами возрастов 1.8 и 2.7–2.9 млрд лет следует однозначное заключение о присутствии в составе фундамента древнего (AR–PR₁) вещества. Вывод о значительном вкладе раннепротерозойского источника относится и к терригенным образованиям Приморья. Согласно [Isozaki et al., 2017] средне-позднепалеозойские терригенные комплексы Южного Китая, Приморья, Юго-Западной и Северо-Восточной Японии Таблица 4. U-Pb возраст детритовых цирконов из тефроидных отложений Пушкинской впадины (Кипарисовский ареал) (метод SHRIMP-II)

Table 4. U-Pb age of detrital zircons from tephroide deposits of Pushkinskaya depression (Kiparisovsky area) (method SHRIMP-II)

Проба	Точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U Th ²⁰⁶ Pb*			232Th/238U]		%		
	анализа			г/т			206Pb/238U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Discordant
M-6635	1.1	0.09	364	172	105.4	0.49	1873.5	28.0	1855	11	-1
	3.1	0.03	216	66	61.6	0.31	1847.6	28.3	1850	14	0
	3.2	0.00	48	25	15.1	0.55	2023.4	35.1	1987	26	-2
	4.1	0.06	271	55	79.7	0.21	1898.8	28.7	1879	13	-1
	5.1	0.04	681	56	196.2	0.09	1863.6	27.6	1844	11	-1
	6.1	0.04	1151	82	338.2	0.07	1896.6	27.8	1880	7	-1
	7.1	0.12	279	85	79.9	0.32	1850.8	28.0	1869	13	1

Примечание. Табличные данные соответствуют рис. 4.

Note. Data correspond to those in Fig. 4.

подобны по литологическим особенностям, фаунистическим остаткам и возрастным спектрам детритовых цирконов, характеризуясь близкими пиками их распределения на гистограммах, включая протерозойские цирконы. На этом основании выделяется *единый* континентальный палеоблок "Большого Южного Китая" (Greater South China), включающий Южный Китай, Приморье, Бурея-Джамусы-Ханкайский блок, Северо-Восточную и Юго-Западную Японию. Подчеркивается значительность поверхностных выходов кратонного основания как питающего источника для всех палеозойских отложений.

В терригенно-вулканогенных (Mz-Kz) отложениях и интрузиях Приморья установлены цирконы и монациты с возрастом 1800-2500 млн лет, что отражает присутствие древнего, рециклированного при континентальном литогенезе корового вещества.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

В верхнемезозойских складчатых комплексах Приморья и Приамурья распространены внутриплитные высокобариевые, высокониобиевые щелочные базиты юрско-раннемелового, позднемелового и палеогенового возрастов [Говоров, 1977; Максимов и др., 2001; Баскина и др., 2006]. Одним из авторов настоящей работы выделен близширотный ареал даек, экструзий, трубок взрыва безплагиоклазовых калиевых щелочных базитов аптбаремского возраста (даянский комплекс) в пределах Баджальского свода (Центральное Приамурье) [Вулканические пояса...; 1984; Максимов и др., 2001], субстратом основания которого служат аналоги отложений самаркинского террейна Приморья [Голозубов, 2006]. Породы обогащены калием, барием, ниобием, LREE и имеют выраженную лампроитовую геохимическую специфику [Foley et al., 1987]. На западном фланге ареал наложен на структуры Буреинского массива. Подобные калиевые щелочные пикриты и базальтоиды, но раннепалеогенового возраста, обнаружены восточнее, в пределах Комсомольского рудного района [Михневич, 1988]. Севернее этих территорий в составе палеозойских терригенно-кремнистых комплексов Джагдинской структурной зоны также известны выходы ультратитанистых (до 7.5% TiO₂) (табл. 5), высококалиевых ($K_2O/Na_2O \approx 60$) пикрито-базальтов [Архипов, Панских, 1975]. Протяженная полоса северозападного простирания, насыщенная выходами эруптивных и дайковых тел раннепалеогенового возраста лампроитоподобных калиевых, безплагиоклазовых щелочных пикро-базальтов (оливинфлогопит-псевдолейцитового состава), установлена нами на архейском Охотском массиве [Максимов, Сахно, 2004]. Близость минералогических и петрогеохимических характеристик, прежде всего высокая калиевость, бариевость, обогащенность LREE и ниобием (см. табл. 5) этих "кратонных", "прикратонных" магматитов с щелочными базитами юрскораннемелового, верхнемелового и палеогенового возрастов Приморья, включая Северный Сихотэ-Алинь и его восточную приморскую часть [Есин и др., 1996; Баскина и др. 2004, 2007] позволяет провести аналогию с существованием древнего континентального основания или его деструктированных (в настоящее время) фрагментов и в фундаменте Приморья. Магматические образования подобной геохимической специфики не известны в областях с ювенильной корой. По изотопно-геохимическим признакам (Zr/Nb, Ba/Nb) эти щелочные базиты близки кимберлитам I типа [Есин и др., 1996]. Авторы разделяют выводы В.А. Баскиной с коллегами [2006, 2007]: "Длительность (юра-палеоген) и пространственная устойчивость проявления калиевого, высокобариевого базит-ультрабазитового магматизма (при практически неизменности изотопногеохимических характеристик, типично внутриплитных), не характерного для океанических обла-

Таблица 5. Состав меловых и палеогеновых в	высокобариевых щелочных ба	азитов
--	----------------------------	--------

Table 5. Composition of the Cretaceous and Paleogene high-barium alkaline basites

Компо-			Сихота	-Алинь			Баджаль	ский свод	Охотски	й массив	дXр.
нент							(даянский	комплекс)			Джагды
	Мела-	Щелоч-	Щелоч-	Щелоч-	Щелоч-	Щелоч-	Флогопи-	Флогопи-	Щелоч-	Щелоч-	Щелоч-
	лейцитит	ной пи-	ной ба-	ной ба-	ной ба-	ной шон-	товый пи-	товый пи-	ной пи-	ной пи-	ной пи-
	(K ₁)	крит (K ₁)	зальт	зальт	зальт (К ₂)	кинит	крит (К ₁)	крит (К ₁)	крит (P ₁)	крит (P ₁)	крит
			$(K_1?)$	(K ₂)		(K ₂)			- · · /		(Mz?)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	35.17	42.0	38.6	46.1	46.6	49.7	40.32	38.50	41.17	44.88	47.67
TiO ₂	3.27	3.41	2.7	2.9	2.5	3.1	4.68	3.59	3.27	2.31	3.34
Al_2O_3	11.79	13.20	17.2	12.6	14.80	12.8	12.40	9.90	11.37	13.29	10.74
Fe ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	2.2	4.9	H.o.	3.58	6.70	6.18	4.26	6.04
FeO	14.78*	15.70*	16.2*	6.9	6.1	12.2*	9.61	6.83	7.69	6.37	5.65
MnO	0.37	0.47	H.o.	0.3	0.2	н/а	0.24	0.20	0.12	0.14	0.16
MgO	7.80	7.17	15.3	7.4	5.7	7.1	10.64	11.24	7.18	8.57	5.22
CaO	11.52	7.26	4.5	10.8	7.4	7.7	6.48	12.01	7.80	7.33	6.86
Na ₂ O	1.37	1.22	1.2	0.5	1.2	0.5	0.30	0.43	0.47	2.81	0.08
K ₂ O	2.53	5.83	2.0	5.2	6.0	6.1	3.30	3.04	4.50	3.83	5.98
P_2O_5	1.52	1.25	1.4	0.7	1.1	0.5	0.94	0.93	2.23	1.77	0.69
П.п.п.	10.2	2.48	H.o.	3.2	3.1	H.o.	6.95	6.23	7.64	3.93	12.18
Сумма	100.32	99.9	99.10	100.3	100.2	99.70	99.44	99.60	99.62	99.52	103.92
Ba	2560	4080	2010	3100	1800	2100	2956	910	1794	5100	H.o.
Nb	133	159	208	H.o.	H.o.	95	146	75	18	23	H.o.
Zr	517	479	439	H.o.	H.o.	260	343	270	291	310	H.o.
La	142	104	139	H.o.	H.o.	131	70.1	67.0	91	73	H.o.

Примечание. *Всё железо как FeO; н/о – не определялось. Данные из работ: 1, 2 – [Есин и др., 1996]; 3, 6 – [Баскина и др., 2004]; 4, 5 – [Баскина и др., 1996]; 7, 8 – [Максимов и др., 2001]; 9, 10 – [Максимов, Сахно, 2004]; 11 – [Архипов, Панских, 1975].

Note. *Total iron as FeO. н/о – not analyzed. Data from works: 1, 2 – [Esin et al., 1996]; 3, 6 – [Baskina et al., 2004]; 4, 5 – [Baskina et al., 1996]; 7, 8 – [Maksimov et al., 2001]; 9, 10 – [Maksimov, Sakhno, 2004]; 11 – [Arkhipov, Panskikh, 1975].

стей, но получившего развитие на обширных территориях Приморья и Центрального Приамурья, подтверждает вывод о стабильности их пространственного положения. Наличие обогащенных барием щелочных базальтов отчетливо не связано с миграцией блоков коры открытого океана и свидетельствует, что уже в поздней юре континентальная окраина Азии занимала современное положение, а щелочные базальты формировались в эпиконтинентальных бассейнах". Высокая бариевость пород согласуется с их положением на Сино-Корейском бариевом нуклеаре [Глуховский, Моралев, 1997] аналогично распространенности безплагиоклазовых бариевых щелочных пикритов, обнаруженных на Охотском массиве (бариевом нуклеаре). Резкие различия в содержании бария для древних метабазальтовых комплексов, по сравнению с современными островодужными и океаническими вулканитами, подчеркивались Дж. Тарни [1980]. В последнее время в этих образованиях установлены признаки алмазоносности [Иванов и др., 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Таким образом, модельный возраст юрских и меловых терригенных толщ Приморья отвечает

протерозою с вариациями от среднего до раннего (2460 млн лет для аркозов). Изотопные метки свинца в базальтах Юго-Западного Приморья отражают присутствие архей-раннепротерозойской континентальной литосферы, простирающейся с территории Северо-Восточного Китая. Практически все терригенные комплексы содержат древние цирконы и монациты с возрастом 2500-1800 млн лет и слагаются очень близкой по составу предельно зрелой гранит-метаморфической минеральной ассоциацией. В составе мезозойских отложений Приамурья, Сихотэ-Алиня распространены высококалиевые щелочно-базит-ультрабазитовые вулканиты, обогащенные ниобием, барием, LREE (с геохимическими чертами лампроит-кимберлитовой группы), типичные для областей с мощной древней континентальной корой. Геохимический тип этого вулканизма отражает единую литосферную природу источника – бариевого Сино-Корейского нуклеара. Присутствие магматитов подобного геохимического типа и в Восточном Приморье, в пределах Таухинской зоны (террейна), важно с геодинамических позиций и противоречит террейновым построениям. Детальные структурные исследования деформационной динамики Приморья также свидетельствуют о едином "жестком" каркасе терриКритерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья Criteria of presence of ancient continental crust in Primorye basement



Рис. 5. Схема распространения докембрийской сиалической коры континентального обрамления Тихого океана и предполагаемые границы изотопных резервуаров [Мишкин, 2012].

1 – Архейской (4.0–2.5 млрд лет), 2 – протерозойской (2.5–0.54 млрд лет), 3 – блоки предполагаемой докембрийской коры на дне океанов, 4 – участки суши и океанические поднятия с эмбриональной фанерозойской сиалической корой, 5 – срединно-океанические рифты, 6 – границы распространения мантии индо-атлантического типа, 7 – границы распространения мантии переходного типа.

Fig. 5. Diagram showing distribution of the Precambrian sialic crust of the continental frame of the Pacific Ocean and supposed boundaries of isotopic reservoirs [Mishkin, 2012].

1 - Archean (4.0–2.5 billion years), 2 - Proterozoic (2.5–0.54 billion years), 3 - blocks of probably Precambrian crust on the oceanic bottoms, 4 - land regions and raised oceanic ground with the embryonic Phanerozoic sialic crust, 5 - mid-oceanic ridges, 6 - boundaries of the Indo-Atlantic mantle, 7 - boundaries of the Pacific Ocean mantle, 8 - range of transitional mantle.

тории, конформно реагирующем на смену динамических напряжений в течение длительных временных циклов.

Приведенные материалы не согласуются с доминирующими представлениями террейновоаккреционной модели строения и эволюции Приморья, согласно которой в результате аккреции, осадков, образовавшихся в различных геодинамических обстановках, включая океанические (с соответствующей литологией), за относительно короткий срок (50–60 млн лет) на ювенильном фундаменте сформировался мощный слой *зрелой* континентальной коры (до 40 км). Обоснованы разноплановые критерии существования в основании При-

407

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

морья древней сиалической коры, но модифицированной фанерозойскими процессами деструкции и базификации при апвеллинге мантийных магм. Последнее согласуется с данными M.A. Menzies с соавторами [1993], Ү.G. Хи с соавторами [1998] о последовательной эрозии древнего архейского киля начиная с 400 млн лет, связанной с апвеллингом астеносферы под областью Восточного Китая, прогрессирующим в восточном направлении к Приморью, где старая литосфера была эродирована и утонена. Это дополняется и плавным утонением мощности континентальной коры, прослеживающимся в сейсморазрезах от Ханкайского массива к Японскому морю (согласно С.В. Потапьеву) [Глубинное строение..., 1984, с. 92]. По мнению В.И. Шульдинера [1991]: "...главное заключается в неверной формулировке самого утверждения об отсутствии первичной коры. Тот факт, что изотопные метки стерлись, еще не говорит, что исчез сам объект, в который они были вписаны". Это положение, на наш взгляд, может быть распространено и на все континентальное обрамление Западной Пацифики, согласно схеме распределения докембрийской сиалической коры в области континентального обрамления Тихого океана [Мишкин, 2012] (рис. 5). Подтверждением этому служат и результаты геохронологических исследований по цирконам из нижнекоровых ксенолитов [Акинин и др., 2013], которые свидетельствуют о масштабном меловом андерплейтинге мантийных магм и деструкции древней континентальной коры.

На настоящем этапе развития Земли в Западно-Тихоокеанской активной окраине масштабы наращивания коры уступают масштабам деструкции, захватывающей постепенно все более внутренние части азиатского континента [Фролова, 1989]. Образование главного объема континентальной коры завершилось на ранних стадиях развития Земли и было обязано *особым*, отличным от фанерозойских условиям тектогенеза [Шульдинер и др., 1981]. Общий процесс глобальной океанизации имеет явную тенденцию к разрастанию, тогда как противоположный процесс роста континентальной коры, обусловленный потоками дегазации, идет на спад [Лутц, 1991].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. (2013) Меловя кора континентальных окраин Севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоровым ксенолитам. *Петрология*, **21**(1), 34-73.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. (2011) Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. *Петрология*, **19**(3), 249-290.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. (1985) Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 176 с.
- Архипов Г.И., Панских Е.А. Базальтоидный магматизм

и железонакопление в Джагдинской эвгеосинклинали. (1975) Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока: ДВНЦ АН СССР, 56-67.

- Баскина В.А. (2006) Бариевая метка щелочных базальтов в мезозойских кремнисто-терригенных толщах Дальнего Востока России. "Вулканизм и геодинамика": мат-лы III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 104-107.
- Баскина В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. (2007) Изотопный состав Sr и Nd и источники основных вулканитов Южного Приморья. Докл. АН, 413(4), 525-529.
- Баскина В.А., Николаева Т.П. (1996) Позднемеловые калиевые базиты Дальнегорского Рудного района Приморья. Докл. АН, **349**(2), 221-224.
- Баскина В.А., Томсон И.Н., Аракелянц М.М., Полякова О.П. (2004) Раннемеловые щелочные базиты и углеродистые метасоматиты Приморья. Докл. АН, **398**(5), 652-655.
- Васильковский Н.П. (2004) Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984, 173 с.
- Виноградов В.И. (2004) Значение модельного Sm-Nd возраста в расшифровке геологической истории планеты. *Геотектоника*, (1), 87-94.
- Вовна Г.М., Киселев В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Ленников А.М., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А. (2014) Первые данные по локальному изотопному U-Pb датированию цирконов (метод LA-ICP- MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (Юго-Восток Алданского Щита). Докл. АН. **459**(2), 189-193.
- Волохин Ю.Г., Карабцов А. А. (2016) Минералы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 465–484.
- Вулканические пояса Востока Азии. (1984) М.: Наука, 504 с.
- Высоцкий С.В., Баркар А.В. (2006) Сапфиры Приморья. Владивосток: Дальнаука, 109 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. (Ред. А.И. Ханчук). (2006) Владивосток: Дальнаука, 572 с.
- Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока (1984). М: Наука, 166 с.
- Глуховский М.З., Моралев В.М. (1997) Тектоническое значение бариевой геохимической метки древней континентальной коры. *Геотектоника*, (5), 3-17.
- Говоров И.Н. (1977) Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 233 с.
- Голозубов В.В. (2006) Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 235 с.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. (1986) Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 128 с.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. (2014) Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геотермические следствия. *Тихоокеанская геология*, 33(1), 20-40.
- Есин С.В., Перепятько Ю.В. (1992) Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений Центрального Сихотэ-Алиня. *Геология и геофиз*ика, (12), 93-102.
- Есин С.В., Приходько В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В., Палесский С.В., Пархоменко В.С. (1996),

Критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья Criteria of presence of ancient continental crust in Primorye basement

Петрогенезис мезозойской щелочно-пикрит-мелалейцититовой ассоциации Центрального Сихотэ-Алиня. *Геология и геофизика*, **37**(10), 17-27.

- Иванов В.В., Колесова Л.Г., Максимов С.О., Леснов С.В., Лотина А.А., Будницкий С.Ю., Зарубина Н.В. (2011) Барофильные минералы из золотой россыпи Болотистой (западные отроги Сихотэ-Алиня) как индикаторы геодинамической обстановки. "Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит": мат-лы Всерос. конф. с международным участием. Владивосток, Дальнаука, С. 353-356.
- Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И., Акаткин В.Н., Молчанова Г.Б., Нечаев В.П. (2005) Находка алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского пояса. Докл. АН, **404**(1), 72-75.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. (2000) Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент-океан. Владивосток: Дальнаука, 322 с.
- Изох А.Э., Смирнов С.З., Егорова В.В., Чанг Туан Ань, Ковязин С.В., Нго Тхи Фыонг, Калинина В.В. (2010) Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама. *Геология и геофизика*, **51**(7), 925-943.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Мирошниченко Н.В., Карабцов А.А., Соляник В.А. (2006) Металлоносные отложения триасовой кремниевой формации в Ольгинском рудном районе Приморья – оловянно-благороднометалльные руды нового генетического типа. Докл. АН, **409**(3), 369-374.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И., Кемкина Р.А. (2017) Геохимические свидетельства последовательной аккреции фрагментов океанической коры (на примере Самаркинского террейна, Сихотз-Алинь). Докл. АН, **474**(1), 60-65.
- Костицын Ю.А. (2007) Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии *Геохимия*, (12), 1267-1291.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. (2012) U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки. "*Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов*". V Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 175-177.
- Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. (2014) Изотопная Nd систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России. Докл. АН, **455**(5), 62-66.
- Кулинич Р.Г. (1969) Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным. Автореф. канд. дисс. Владивосток. 27 с.
- Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каныгина Н.А. (2016) Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса. Докл. АН, 470(5), 570-574.
- Лихт Ф.Р. (1993) Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука, 236 с.
- Лутц Б.Г. (1991) Дегазация земли и магматические процессы, формирующие континентальную и океаниче-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

скую кору. "Дегазация Земли и геотектоника". Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: Наука, 10-11.

- Максимов С.О., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. (2001) Калиевые основные породы эруптивных трубок Восточной окраины Буреинского массива (Дальний Восток). Докл. АН, **379**(6), 797-801.
- Максимов С.О., Сахно В.Г. (2004) Калиевые щелочные пикриты и базальтоиды Охотского массива (Дальний Восток). Докл. АН, **394**(4), 510-517.
- Максимов С.О., Сахно В.Г. (2011) Первые данные U-Pb SHRIMP-II изотопного датирования по цирконам пепловых отложений из кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья. Докл. АН, **439**(2), 226-232.
- Маркевич П.В. (1970) Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДГИ СО АН СССР, 109 с.
- Маркевич П.В. (1978) Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 143 с.
- Маркевич П.В. (1985) Геосинклинальное терригенное осадконакопление на Востоке Азии в фанерозое на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки. М.: Наука, 117 с.
- Мельников Н.Г., Изосов Л.А. (1993) Новые материалы по палеогеографии и палеотектонике Приморья. *Тихоокеанская геология*, (6) 132-134.
- Мишкин М.А. (2012) Сиалическое корообразование гетерогенность мантии и асимметрия Земли. Докл. АН, 447(2), 195-198.
- Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.Н. (2000) Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья. Докл. АН, **374**(6), 813-815.
- Неволин П.Л. (2011) Структурирование Приусурийского, Нижнее-Бикинского и Амбинского фрагментов юрской аккреционной призмы (север Приморья). *"Тектоника, геодинамика Востока Азии"*. Мат-лы Всерос. конф. VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 97-100.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. (2014) Granite formation in the continental crust: Dynamics of tectonic positioning and structuring of intrusions (on the example of Primorye) Vestn. KRAUNTs *Earth Sci.* 23(1). 531-548.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К. (2012) Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования. *Тихоокеанская геология*, **31**(4), 17-37.
- Петрищевский А.М. (2011) Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 17(1), 11-22.
- Питчер У. (1972) Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор). *Механизмы интрузий магмы*. М.: Мир, 103-120.
- Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. (2003) Проблема выделения мантийных и коровых компонентов в вулканических породах континентов по изотопам стронция, неодима и свинца. "*Тектоника*, *глубинное строение и геодинамика Восточной Азии*". Мат-лы Всерос. конф. IV Косыгинские чтения. 2003, 121-129.
- Ромашкин А.И. (1997) Минералы-индикаторы кимберлитового и лампроитового магматизма на Дальнем Востоке России. *Геология и геофизика*, **38**(2), 504-513.

- Ростовский Ф.И. (2005) Об изотопных отношениях Рb в галенитах рудных месторождений Востока Азии. *Ти- хоокеанская геология*, **24**(2), 33-45.
- Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. (2010) Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований. *Петрология*, **18**(3), 297-327.
- Салтыкова Т.Е. и др. (2008) Геологический отчет о результатах работ по объекту "Изотопно-геохимическое и геохронологическое обеспечение государственного геологического картирования масштаба 1 :1 000 000". СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, http://test-wms. vsegei.ru/geochron atlas/.
- Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. (2012). Докл. РАН, 443(1), С. 84-91.
- Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д., Калачёва Е.Д., Языкова Е.А.и др. (2004) Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб: ВСЕГЕИ, 234 с.
- Смирнов А.М. (1985) К вопросу о природе Тихоокеанского сегмента Земли. *Тихоокеанская геология*, (1), 10-18.
- Спенсер Э.У. (1981) Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 367 с.
- Тарни Дж. (1980) Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 407-420
- Уткин В.П. (1979) Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций. Докл. АН СССР, **249**(2), 425-429.
- Уткин В.П. (1997) Горст-аккреционные системы, рифтограбены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2 Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования. *Тихоокеанская гео*логия, **16**(6), 58-79.
- Уткин В.П. (2016) Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? Докл. АН, **467**(3). 314–319.
- Фефелов Н.Н. (1984) Применение изотопии свинца в проблеме генезиса рудных месторождений. Автореф. канд. дис. Иркутск, 22 с.
- Фролова Т.И. (1989) Роль магматизма в преобразовании земной коры. *Кристаллическая кора в пространстве* и времени. Магматизм. М: Наука, 184-191.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (2002) Платобазальтовый магматизм и океанообразование. Спорные вопросы тектоники плит и возможные альтернативы. М.: РАН. ИФЗ, 30-48.
- Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. (2013) Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья). Докл. АН, **451**(4). 441-445.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. и др. (1995) Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 68 с.
- Чернышев И.В., Шпикерман В.И. (2001) Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения Центральной части Северо-Востока Азии. Докл.

AH, **377**(4), 530-533.

- Шульдинер В.И. (1991) Первичная Земная кора и ее эволюция. Ранняя кора ее состав и возраст. М.: Наука, С. 87-93.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. (1981) Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего востока. *Геология Дальневосточной окраины Азии*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 38-52.
- Щека С.А. (1977) Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, **234**(2), 444-447.
- Щека С.А. (1984) Типы поясов. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 45 с.
- Щека С.А., Вржосек А.А.(1983) Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов. Вулканология и сейсмология, (2), 3-15.
- Ярошевский В. (1981) Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 245 с.
- Barling J., Goldstein S.L., Nicholls I.A. (1994) Geochemistry of an Enrichern Indian Ocean: Characterization of an Enriched Mantle Component and Implications for Enrichment of the Sub Indian Ocean Mantle. J. Petrol., 35, 1017-10534.
- Basu A.R., Junwen W., Wangang H., Guanghong X., Tatsumoto M. (1991) Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rock of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**, 149-169.
- Collerson K.D., Kerr A., Vocke R.D., Hanson G.N. (1982) Reworking of sialic crust as represented in Late Archean-age gneisses, Northern Labrador. *Geology*, (10), 202-208.
- Foley S.F., Ventururelli G., Green D.H., Toscani L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, (24), 81-134.
- Harris N. (1996) Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4), 107-113.
- Liew T.C., Hofmann A.W. (1988) Precambrian crustal components, plutonic associations, plat environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indication from a Nd and Sm isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 129-138.
- Isozaki Y., Nakahata H., Zakharov Y.D., Popov A.M., Sakata S., Hirata T. (2017) Greater South China extended to the Khanka block: Detrital zircon geochronology of Middle-Upper Paleozoic sandstones in Primorye, Far East Russia. J. Asian Earth Sci., 145, 565-575.
- Menzies M.A., Fan W., Zhang M. (1993) Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **76**, 71-81.
- Mukasa S.B., McCabe R., Gill J.B. (1987) Pb-isotopic compositions of volcanic rocks in the West and East Philippine island arcs: presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 153-164.
- Nicolaysen K., Bowring S., Frey F., Weis D., Ingle S., Pringle M.S., Coffin M.F. (2001) Provenance of Proterosoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank Kerguelen Plateu, southern Indian Ocean. *Geology*, 29(3), 235-238.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

- Oakes G.M., Barron L.M., Lishmund S.R. (1996) Alkali basalts and associated volcaniclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, **43**, 289-298.
- O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum S., Thirlwall M.F. (1995) Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of postsubduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 4539-4556.
- Operto S., Charvis P. (1995) Kergulen Plateu: a volcanic passive margin fragment? *Geology*, **23**(2), 137-140.
- Polet J., Anderson D.L. (1995) Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology*, 23(3), 205-208.
- Ramberg H. (1963) Evolution of drag fold. *Geol. Mag.*, **100**(2), 97-106.
- Shcheka S.A., Ishiwatari A., Vrzhosek A.A., (2001) Geology and petrology of Cambrian Khanka ophiolite in Primorye (Far East Russia) with notes on its manganeserich chrominian spinel. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 55, 265-274.
- Stewart K., Rogers N. (1996) Mantle plume Nd lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **139**, 195-211.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Guanghong X. (1992) Sr, Nd, and Pb isotopes of ultrmafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subconntinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 107-128.
- Tsutsumi Y., Horie K., Sano T., Miyawaki R., Momma K., Matsubara S., Shigeoka M., Yokoyama K. (2012) La-ICP-MS and SHRIMP ages of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C.*, **38**, 15-32.
- Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatin S.A., Golozubov V.V. (2016) Provenance Study of Accretioary Complexes in Primorye, Far East Russia, using Ages and Compositions of Detrital Minerals. *Mem. Natl. Mus. Nat. Sci.*, Tokyo, 51, 79-87.
- Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P., Finch A., Valley J.W. (1999) Megacrysts and Associated Xenoliths: Evidence for Migration of Geochemically Enriched melts in the upper Mantle beneath Scotland. J. Petrol., 40(6). 935-956.
- Weis D., Frey F.A. (1996). Role of the Kerguelen plume in generating the eastern Indian Ocean seafloor. J. Geophys. Res., 101, 13831-13849
- Williams J.S. (1998) Applications of microanalytical technioues to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.*, 7, 1-35.
- Xu Y.G., Menziens M.A., Vroon P., Mercier J., Lin C. (1998) Texture-Temperature-Geochemistry Relationships in the Upper Mantle as Revealed from Spinel peridotite Xenoliths from Wangqing, NE China. J. Petrol., 39(3), 469-493.
- Yokoyama K. (2016) Provenance Study of Pre-Neogene Sandstones in the Japanese Islands. *Mem. Natl. Mus. Nat Sci.*, Tokyo, **51**, 79-87.
- Zartman R.E., Futa K. an Peng Z.C. (1991) A comparison of Sr-Nd-Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China. *Austral. J. Earth Sci.*, 38, 545-557.

Zhang Z., Feng C., Li Z., Li S., Xin Y., Li Z., Wang X.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

(2002) Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China. *Geocemical J.*, **36**, 133-153.

- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. (1995) Potassic volcanic Rocks in NE China: Geochemical Constraints on Mantle Source and Magma Genesis. J. Petrol., 36(5), 1275-1303.
- Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. (2000) Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, reginal variations, and tectonic significance. *Chem. Geol.*, **171**, 33-47.

REFERENCES

- Akinin V.V., Andronikov A.V., Mukasa S.B., Miller E.L. (2013) Cretaceous crust of the continental margins of the North Pacific: petrological and geochronological data on lower- middle-crust xenoliths. *Petrologiya*, 21(1), 34-73. (In Russian)
- Akinin V.V., Miller E.L. (2011) Evolution of calcareous-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt. *Petrologiya*, **19**(3), 249-290. (In Russian)
- Al'mukhamedov A.I., Kashintsev G.L., Matvienko V.V. (1985) Evolyutsiya bazal`tovogo vulkanizma Krasnomorskogo regiona [The Evolution of basaltic volcanism in the Red Sea region]. Novosibirsk, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Arkhipov G.I., Panskikh E.A. Basaltoid magmatism and iron accumulation in Dzhagdinsky eugeosynclinal. (1975) Voprosy magmatizma i tektoniki Dal'nego Vostoka [Problems of magmatism and tectonics of the Far East]. DVNTs AN SSSR, 56-67. (In Russian)
- Barling J., Goldstein S.L., Nicholls I.A. (1994) Geochemistry of an Enrichern Indian Ocean: Characterization of an Enriched Mantle Component and Implications for Enrichment of the Sub Indian Ocean Mantle. J. Petrol., 35, 1017-10534.
- Baskina V.A. (2006) Barium label of alkaline basalts in the Mesozoic siliceous-terrigenous strata of the Russian Far East. "Vulkanizm i geodinamika": mat-ly III Vserossiiskogo simpoziuma po vulkanologii i paleovulkanologii. T. 1 ["Volcanism and geodynamics". Proc. III all-Russian Symposium on Volcanology and Paleovolcanology. Vol. 1] Ulan-Ude, BNTs SO RAN, 104-107. (In Russian)
- Baskina, V.A., Gol'tsman Yu., Bairova E.D. (2007) The Isotopic composition of Sr and Nd and the sources of the basic volcanic rocks of South Primorye. *Dokl. Akad. Nauk*, 413(4), 525-529. (In Russian)
- Baskina V.A., Nikolaeva T.P. (1996) Late Cretaceous potassic rocks in the Dalnegorsk Ore district, Primorskii Krai. *Dokl. Akad. Nauk*, 349(2), 221-224. (In Russian)
- Baskina V.A., Tomson I.N., Arakelyants M.M., Polyakov O.P. (2004) Early Cretaceous alkaline basic rocks and carbonaceous metasomatites of the Primor'e region. *Dokl. Akad. Nauk*, **398**(5), 652-655. (In Russian)
- Basu A.R., Junwen W., Wangang H., Guanghong X., Tatsumoto M. (1991) Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rock of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105, 149-169.
- Chernyshev I.V., Shpikerman V.I. (2001) Isotopic composition of ore lead as a reflection of the block structure of the Central part of Northeast Asia. *Dokl. Akad. Nauk*, **377**(4),

530-533. (In Russian)

- Collerson K.D., Kerr A., Vocke R.D., Hanson G.N. (1982) Reworking of sialic crust as represented in Late Archean-age gneisses, Northern Labrador. *Geology*, (10), 202-208.
- Didenko A.N., Hanchuk A.I., Tihomirova A.I., Voinova I.P. (2014) Eastern segment of the Kiselevsky-Manominsky terrane (Northern Sikhote-Alin): paleomagnetism and geothermal consequences. *Tihookean. Geol.*, **33**(1), 20-40. (In Russian)
- Esin S.V., Prikhod'ko V.S., Ponomarchuk V.A, Travin A.V., Palesky S.V., Parkhomenko V.S. (1996), Petrogenesis of the Mesozoic alkaline-picrite-melaleucitite association of the Central Sikhote-Alin. *Geol. Geofiz.*, 37(10), 17-27. (In Russian)
- Esin S.V., Perepyat'ko Yu.V. (1992) Identification of the indigenous sources of zircons and corundums from the Cenozoic loose sediments of the Central Sikhote-Alin. *Geol. Geofiz.*, (12), 93-102. (In Russian)
- Fefelov N.N. (1984) Primenenie izotopii svintsa v probleme genezisa rudnykh mestorozhdenii. Dis. kand. geol.-min. nauk [Use of lead isotopy in the problem of the genesis of ore deposits. Kand. geol. and min. sci. diss.] Irkutsk. 22 p. (In Russian)
- Foley S.F., Ventururelli G., Green D.H., Toscani L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, (24), 81-134.
- Frolova T.I. (1989) The role of magmatism in the transformation of the earth's crust. *Kristallicheskaya kora v prostranstve i vremeni. Magmatizm* [Crystalline crust in space and time. Magmatism]. Moscow: Nauka Publ., 184-191. (In Russian)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (2002) Plateau-basalt magmatism and ocean formation. Spornye voprosy tektoniki plit i vozmozhnye al'ternativy [Controversial issues of plate tectonics and possible alternatives]. Moscow, RAN. IFZ Publ., 30-48. (In Russian)
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. Kn. 1. (2006) [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. B. 1.] (Ed. A.I. Khanchuk). Vladivostok, Dal'nauka Publ. 572 p. (In Russian)
- Glubinnoe stroenie i osobennosti metallogenii yuga Dal'nego Vostoka (1984) [Deep structure and peculiarity of metalligeny of south Fare East]. Moscow, Nauka Publ.,166 p. (In Russian)
- Gluhovskii M.Z., Moralev V.M. (1997) Tectonic significance of the barium geochemical mark of the ancient continental crust. *Geotektonika*, (5), 3-17. (In Russian)
- Golozubov V.V. (2006) *Tektonika yurskikh i nizhnemelovykh kompleksov Severo-Zapadnogo obramleniya Tihogo okeana* [Tectonics of the Jurassic and Lower Cretaceous complexes of the northwestern framing of Pacific Ocean]. Vladivostok, Dal`nauka Publ., 235 p. (In Russian)
- Golozubov V.V., Mel'nikov N.G. (1986) Tektonika geosinclinal'nykh kompleksov Yuzhnogo Sihote-Alinya.
 [Tectonics of the geosynclinal complexes of the Southern Sikhote-Alin']. Vladivostok, FEC AN SSSR, 128 p. (In Russian)
- Govorov I.N. (1977) *Geohimiya rudnykh raionov Primor`ya* [Geochemistry of ore regions of Primorye]. Moscow, Nauka Publ., 233 p. (In Russian)
- Hanchuk A.I., Kruk N.N., Golozubov V.V., Kovach V.P.,

Serov P.A., Holodnov V.V., Gvozdev V.I., Kasatkin S.A. (2013) Nature of the continental crust of the Sikhote-Alin (according to the isotope composition Nd in the rocks of the Southern Primorye). *Dokl. Akad. Nauk*, **451**(4), 441-445. (In Russian)

- Hanchuk A.I., Ratkin V.V., Ryazantseva M.D., Golozubov V.V., Gonokhova N.G. (1995) *Geologiya i poleznye iskopaemye Primorskogo kraya: Ocherk* [Geology and minerals of the Primorye Territory: Essay]. Vladivostok, Dal`nauka Publ., 68 p. (In Russian)
- Harris N. (1996) Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4), 107-113.
- Isozaki Y., Nakahata H., Zakharov Y.D., Popov A.M., Sakata S., Hirata T. (2017) Greater South China extended to the Khanka block: Detrital zircon geochronology of middle-upper Paleozoic sandstones in Primorye, Far East Russia, J. Asian Earth Sci., 145, 565-575.
- Ivanov V.V., Kolesova L.G., Hanchuk A.I., Akatkin V.N., Molchanova G.B., Nechaev V.P. (2005) Finding diamonds in the Jurassic rocks of the Meimechit-picritic complex of the Sikhote-Alin belt. *Dokl. Akad. Nauk*, 404(1), 72-75. (In Russian)
- Ivanov V.V., Kolesova L.G., Maksimov S.O., Lesnov S.V., Lotina A.A., Budnitskii S.Yu., Zarubina N.V. (2011) Barophilic minerals from gold placers Bolotistaya (western spurs of Sikhote-Alin) as indicators of geodynamic conditions. "Geologicheskie protsessy v obstanovkakh subduktsii, kollizii i skol'zheniya litosfernykh plit". Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem ["Geological processes in the conditions of subduction, collision and slip of lithospheric plates." Proc. All-Russian Conf. with international participation]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 353-356. (In Russian)
- Izokh A.E., Smirnov S.Z., Egorova V.V., Chang Tuan An', Kovyazin S.V., Ngo Thi Fyong, Kalinina V.V. (2010) Conditions for the formation of sapphire and zircon in the regions of alkaline-basaltoid volcanism in Central Vietnam *Geol. Geofiz.*, **51**(7), 925-943. (In Russian)
- Izosov L.A., Konovalov Yu.I., Emel'yanova T.A. (2000) Problemy geologii i almazonosnosti zony perehoda kontinent-okean [Problems of geology and diamond bearing of the continent-ocean transition zone]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 322 p. (In Russian)
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Miroshnichenko N.V., Karabtsov A.A., Solyanik V.A. (2006) Metalbearing deposits of the Triassic flint formation in the Olginsky ore district of Primorye – tin-noble metal ores of a new genetic type. *Dokl. Akad. Nauk*, **409**(3), 369-374. (In Russian)
- Kemkin I.V., Hanchuk A.I., Kemkina R.A. (2017) Geochemical evidence of successive accretion of fragments of the oceanic crust (on the example of the Samarka terrane, Sikhotz-Alin) *Dokl. Akad. Nauk*, 474(1), 60-65. (In Russian)
- Kostitsyn Yu.A. (2007) The relationship between the chemical and isotope (Sr, Nd, Hf, Pb) heterogeneity of the mantle *Geokhimiya*, (2), 1267-1291. (In Russian)
- Kostitsyn Yu.A., Anosova M.O., Revyako N.M., Stepanov V.A. (2012) U-Pb and Sm-Nd data on the age of the basement of the Median ridge of Kamchatka "Geokhronometricheskie izotopnye sistemy, metody ikh izucheniya, khronologiya geologicheskikh protsessov". Trudy V Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii ["Geochronometric isotope systems, meth-

412

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья Criteria of presence of ancient continental crust in Primorye basement

ods for their study, chronology of geological processes". Proc. V Russian Conference on Isotope Geochronology]. Moscow, IGEM RAS Publ., 175-177. (In Russian)

- Kruk N.N., Kovach V.P., Golozubov V.V., Kasatkin S.A., Terent'eva L.B., Lavrik S.N. (2014) Isotope Nd systematics of metamorphic rocks of the south of the Russian Far East. *Dokl. Akad. Nauk*, 455(5), 62-66. (In Russian)
- Letneykova E.F., Vishnevskaya I.A., Letneykov F.A., Vetrova N.I., Shkol'nik S.I., Kostitsyn Yu.A., Karakovskii E.A., Reznitskii L.Z., Kanygina N.A. (2016) Sedimentary complexes of the Dzabkhan microcontinent cover: various sedimentation basins and sources of demolition. Dokl. Akad. Nauk, 470(5), 570-574. (In Russian)
- Liew T.C., Hofmann A.W. (1988) Precambrian crustal components, plutonic associations, plat environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indication from a Nd and Sm isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129-138.
- Likht F.R. (1993) Sovremennoe prikontinental'noe osadkoobrazovanie i rekonstruktsii odnotipnykh obstanovok v geodogicheskom proshlom Azii [Contemporary nearcontinental sedimentation and reconstruction of similar structures in the geological past of Asia]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 236 p. (In Russian)
- Lutts B.G. (1991) Degasing of the Earth and magmatic process forming continental and oceanic crust. "Degazatsiya Zemli i geotektonika". Tezisy dokladov Vsesoyuznogo soveshchaniya ["Degasing of the Earth and Geotectonics". Thesis of reports to All-Union Conf]. Moscow, Nauka Publ., 10-11. (In Russian)
- Maksimov S.O., Moiseenko V.G., Sakhno V.G. (2001) Potassium basic rocks of eruptive tubes of the Eastern margin of the Bureinsky Massif (Far East). *Dokl. Akad. Nauk*, **379**(6), 797-801. (In Russian)
- Maksimov S.O., Sakhno V.G. (2011) The first data of U-Pb SHRIMP-II of isotope dating on zircons of ash deposits from the Cenozoic basins of the South-Western Primorye. *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(2), 226-232. (In Russian)
- Maksimov S.O., Sakhno V.G. Kalievye (2004) Potassium alkaline picrites and basaltoids of the Okhotsk Massif (Far East). Dokl. Akad. Nauk, 394(4), 510-517. (In Russian)
- Markevich P.V. (1970) Nizhnemelovaya flishevaya formatsiya Vostochnogo Sihote-Alinya [Lower Cretaceous flysch formation of the Eastern Sikhote-Alin]. Vladivostok, Dal'nevostochnyi geologicheskii institute, Sibirskoe otdelenie AN SSSR, 109 p. (In Russian)
- Markevich P.V. (1978) Flishevye formatsii severo-zapadnoi chasti Tihookeanskogo scladchatogo poyasa [Flysch formations of the northwestern part of the Pacific fold belt]. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Markevich P.V. (1985) Geosinclinal noe terrigennoe osadkonakoplenie na Vostoke Azii v fanerozoe na primere Sihote-Alinya i Kamchatki [Geosynclinal terrigenous sedimentation in the East of Asia in the Phanerozoic on the example of the Sikhote-Alin and Kamchatka]. Moscow, Nauka Publ.,117 p. (In Russian)
- Mel'nikov N.G, Izosov L.A. (1993) New materials on paleogeography and paleotectonics of Primorye. *Tikhookean. Geol.*, (6), 132-134. (In Russian)
- Menzies M.A., Fan W., Zhang M. (1993) Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **76**, 71-81.
- Mishkin M.A. (2012) Sialic crust formation, mantle hetero-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

geneity and asymmetry of the Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, 447(2), 195-198. (In Russian)

- Mishkin M.A., Hanchuk A.I., Zhuravlev D.Z., Lavrik S.N. (2000) First data on the Sm-Nd systematics of metamorphic rocks of the Khankaisky massif of Primorye. *Dokl. Akad. Nauk*, 374(6), 813-815. (In Russian)
- Mukasa S.B., McCabe R., Gill J.B. (1987) Pb-isotopic compositions of volcanic rocks in the West and East Philippine island arcs: presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 153-164.
- Nevolin P.L. (2011) Structuring of the Priusuri, Lower-Bikinsky and Ambinsky fragments of the Jurassic accretionary prism (north of Primorye). "Tektonika, geodinamika Vostoka Azii". VII Kosyginskie chteniya. Materialy Vseross. konf. ["Tectonics, geodynamics of the East of Asia". Proc. of the All-Russian Conference. VII Kosygin Readings]. Khabarovsk, ITiG DVO RAN, 97-100. (In Russian)
- Nevolin P.L., Utkin V.P., Mitrohin A.N. (2014) Granit formation in continental crust: Dynamc of tectonic positioning and structuring of intrusions in continental crust (on the example of Primir'e). *Vestn. KRAUNTs. Nauki o Zemle*, 23(1), 531-548. (In Russian)
- Nevolin P.L., Utkin V.P., Mitrohin A.N., Kutub-Zade T.K. (2012) Geological structure of Vestern Primir'e: Dynamic of structuring. *Tikhookean. Geol.*, **31**(4), 17-37. (In Russian)
- Nicolaysen K., Bowring S., Frey F., Weis D., Ingle S., Pringle M.S., Coffin M.F. (2001) Provenance of Proterosoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank Kerguelen Plateu, southern Indian Ocean. *Geology*, 29(3), 235-238.
- O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum S., Thirlwall M.F. (1995) Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of postsubduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 4539-4556.
- Oakes G.M., Barron L.M., Lishmund S.R. (1996) Alkali basalts and associated volcaniclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, 43, 289-298.
- Operto S., Charvis P. (1995) Kergulen Plateu: a volcanic passive margin fragment? *Geology*, **23**(2), 137-140.
- Petrishchevskii A.M. (2011) Gravitational model of couple of continental and oceanic crust in Sikhote-Alin. *Vestn. KRAUNTs. Nauki o Zemle*, **17**(1), 11-22. (In Russian)
- Pitcher U. (1972) Shadow stratification in intrusive granites (review). *Mehanizmy intruzii magmy* [Mechanisms of intrusion of magma]. Moscow, Mir Publ., 103-120. (In Russian)
- Polet J., Anderson D.L. (1995) Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology*, **23**(3). 205-208.
- Ramberg H. (1963) Evolution of drag fold. *Geol. Mag.*, **100**(2), 97-106.
- Rasskazov S.V., Sarahnina E.V., Yasnygina T.A. (2003) The problem of isolating mantle and crustal components in volcanic rocks of the continents according to isotopes of strontium, neodymium and lead. "Tektonika, glubinnoe stroenie i geodinamika Vostochnoi Azii". IV Kosyginskie chteniya ["Tectonics, deep structure and geodynamics of East Asia". IV Kosygin Readings]. Khabarovsk, ITiG

Максимов и др. Maksimov et al.

DVO RAN, 121-129. (In Russian)

- Romashkin A.I. (1997) Minerals-indicators of kimberlite and lamproite magmatism in the Far East of Russia. Geol. Geofiz., 38(2), 504-513. (In Russian)
- Rostovskii F.I. (2005) On isotope ratios of Pb in the galena of ore deposits in East Asia Tihookean. Geol., 24(2). 33-45. (In Russian)
- Sakhno V.G., Gvozdev V.I., Alenicheva A.A., Prasolov E.M., Zarubina N.V. (2012) Granitoidnyi magmatizm vol`framovykh rudno-magmaticheskikh sistem Lermontovskava i Vostok-2: U-Pb-(SHRIMP)-data, isotope (³He-⁴He) description of the ores. *Dokl. Akad. Nauk*, **443**(1), 84-91. (In Russian)
- Saltykova T.E. et al. (2008) Geological report on the results of works on the object. "Isotope-geochemical and geochronological support of state geological mapping scale 1:1 000 000 St.Petersburg, FGUP VSEGEI, http://testwms.vsegei.ru/geochron_atlas/. (In Russian)
- Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovvskii A.M. (2010) Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism in Central Mongolia from isotopegeochemical data. Petrologiya, 18(3), 297-327. (In Russian)
- Sei I.I., Okuneva T.M., Zonova T.D. et al. (2004) Atlas mezozoiskoi morskoi fauny Dal'nego Vostoka Rossii [Atlas Mesozoic marine fauna of Far East of Russia] St.Petersburg, VSEGEI Publ., 234 p. (In Russian)
- Shcheka S.A. (1977). Meimechit-picritic complex of Sikhote-Alin. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 234(2), 444-447. (In Russian)
- Shcheka S.A. (1984) Tipy poyasov. Vulkanicheskie poyasa vostoka Azii. Geologiya i metallogeniya [Types of belts. Volcanic belts of the east of Asia. Geology and metallogeny] Moscow: Nauka Publ., 45 p. (In Russian)
- Shcheka S.A., Ishiwatari A., Vrzhosek A.A., (2001) Geology and petrology of Cambrian Khanka ophiolite in Primorye (Far East Russia) with notes on its manganeserich chrominian spinel. Earth Science (Chikyu Kagaku), 55, 265-274.
- Shcheka S.A., Vrzhosek A.A.(1983) Ultrabasic volcanism of the Pacific belt and the systematics of meimechites and komatiites. Volcanol. Seismol., (2), 3-15. (In Russian)
- Shul'diner V.I. (1991) Primary Earth's crust and its evolution. Rannyaya kora, ee sostav i vozrast [Early crust, its composition and age]. Moscow, Nauka Publ., 87-93. (In Russian)
- Shul'diner V.I., Vysotskii S.V., Hanchuk A.I. (1981) The types of the Earth's crust and its evolution in island-arc systems of Fare East. Geologiya Dal'nevostochnoi okrainy Azii. [Geology of the Far Eastern margin of Asia]. Vladivostok, DVNTs AN SSSR. 38-52. (In Russian)
- Smirnov A.M. (1985) On the nature of the Pacific Ocean segment of the Earth. Tikhookean. Geol., (1), 10-18. (In Russian)
- Spenser E.U. (1981) Vvedenie v strukturnuyu geologiyu [Introduction to structural geology]. Leningral, Nedra Publ., 367 p. (In Russian)
- Stewart K., Rogers N. (1996) Mantle plume Nd lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. Earth Planet. Sci. Lett., 139, 195-211.
- Tarni Dzh. (1980) Geochemistry of Archaean high-metamorphosed gneisses. Conclusion on the origin and evolution of the Precambrian crust. Rannyaya istoriya Zemli [Early history of the Earth]. Moscow, Mir Publ., 407-

420. (In Russian)

- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Guanghong X. (1992) Sr, Nd, and Pb isotopes of ultrmafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subconnitinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 107-128.
- Tsutsumi Y., Horie K., Sano T., Miyawaki R., Momma K., Matsubara S., Shigeoka M., Yokoyama K. (2012) La-ICP-MS and SHRIMP ages of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan. Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo. Ser. C., 38, 15-32.
- Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatin S.A., Golozubov V.V. (2016) Provenance Study of Accretioary Complexes in Primorye, Far East Russia, using Ages and Compositions of Detrital Minerals. Mem. Natl Mus. Nat. Sci., Tokyo, 51, 79-87.
- Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P., Finch A., Valley J.W. (1999) Megacrysts and Associated Xenoliths: Evidence for Migration of Geochemically Enriched melts in the upper Mantle beneath Scotland. J. Petrol., 40(6). 935-956.
- Utkin V.P. (2016) What determines development of Asia-Pacific transition zone: Geodynamic of moving oceanic plates or Asia continent one? Dokl. Akad. Nauk, 467(3), 314-319. (In Russian)
- Utkin V.P. (1979) The reversible transformation of the shearing-thrust and shear dislocations. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 249(2), 425-429. (In Russian)
- Utkin V.P. (1997) Horst accretion systems, rift-grabens and volcano-plutonic belts of the south of the Far East of Russia. Article 2 Volcano-plutonic belts: structural-material characteristics and patterns of formation. Tihookean. Geol., 16(6), 58-79. (In Russian)
- Vasil'kovskii N. P. (1984) Paleogeologiya Severo-Vostoka Azii [Paleogeology of North-East Asia]. Moscow, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Vinogradov V.I. (2004) The significance of the model Sm-Nd age in deciphering the geological history of the planet. Geotectonika, (1), 87-94. (In Russian)
- Volohin Yu.G., Karabtsov A. A. (2016) Minerals in carbonaceous silicates of the Triassic Sikhote-Alin. Litol. Polezn. Iskop., (5), 465-484. (In Russian)
- Vovna G.M., Kiselev V.I., Sakhno V.G., Mishkin M.A., Lennikov A.M., Zarubina N.V., Veldemar A.A. (2014) The first data on local isotope U-Pb zircon dating (method LA-ICP-MS) of hypersthene plagiogneisses of the Dzhugdzhur block (South East of the Aldan Shield). Dokl. Akad. Nauk, 459(2), 189-193. (In Russian)
- Vulkanicheskie poyasa Vostoka Azii [Volcanic belts of the East of Asia]. (1984) Moscow, Nauka Publ., 504 p. (In Russian)
- Vysotskii S.V., Barkar A.V. (2006) Sapfiry Primor 'ya [Sapphires of Primorye]. Vladivostok: Dal'nauka Publ., 109 p. (In Russian)
- Weis D., Frey F.A. (1996). Role of the Kerguelen plume in generating the eastern Indian Ocean seafloor. J. Geophys. Res., 101, 13831-13849
- Williams J.S. (1998) Applications of microanalytical technioues to understanding mineralizing processes. Rev. Econom. Geol., 7, 1-35.
- Xu Y.G., Menziens M.A., Vroon P., Mercier J., Lin C. (1998) Texture-Temperature-Geochemistry Relationships in the Upper Mantle as Revealed from Spinel peridotite Xenoliths from Wangqing, NE China. J. Petrol., **39**(3), 469-493.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

- Yaroshevskii V. (1981) *Tektonika razryvov i scladok* [Tectonics of ruptures and folds]. Moscow, Nedra Publ., 245 p (In Russian)
- Yokoyama K. (2016) Provenance Study of Pre-Neogene Sandstones in the Japanese Islands. *Mem. Natl Mus. Nat Sci.*, Tokyo, **51**, 79-87.
- Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. (1991) A comparison of Sr-Nd-Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China. *Austral. J. Earth Sci.* 38, 545-557.
- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F.,

Menzies M.A. (1995.) Potassic volcanic Rocks in NE China: Geochemical Constraints on Mantle Source and Magma Genesis. *J. Petrol.*, **36**(5), 1275-1303.

- Zhang Z., Feng C., Li Z., Li S., Xin Y., Li Z., Wang X. (2002) Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China. *Geochemical J.*, 36, 133-153.
- Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. (2000) Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, reginal variations, and tectonic significance. *Chem. Geol.*, **171**, 33-47.

УДК 552.321+550.428+550.93+553.078

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ, ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ, ВОЗРАСТЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. Г. А. Петров^{1, 2}, В. В. Холоднов², Ю. Л. Ронкин²

¹Уральская геологосъемочная экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55 ²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 13.06.2017 г., принята к печати 26.09.2017 г.

Гранитоиды Ишеримского антиклинория – одной из крупных докембрийских структур Северного Урала – слабо изучены современными геохимическими и изотопно-геохронологическими методами, чем объясняется существование разных точек зрения на условия формирования и возраст этих пород. Авторами выполнены исследования состава пород трех массивов – Вёлсовского, Мойвинского и Посьмакского, методами химического анализа и ICP-**MS, определение возраста по цирконам методами LA-ICP-MS и SHRIMP, а также изучен состав породообра**зующих и акцессорных минералов при помощи микроанализатора **SX-100**. Это позволило получить принципиально новые данные о возрасте, флюидном режиме формирования и потенциальной рудоносности гранитоидов. Показано, что гранитоиды, по всей вероятности, были сформированы в обстановках активной окраины и орогена; первые имеют вендский (567.2–558 млн лет), вторые – кембрийский (530.3–511.1 млн лет) возраст. Дискретные интервалы формирования и достаточно существенные геохимические различия докембрийских и палеозойских гранитов позволяют отнести их к разным комплексам – вендскому мойвинскому и кембрийскому вёлсовскому. Выделенные комплексы различаются и по составу флюидов, которые менялись со временем от существенно хлороносных до фтороносных. С более древними (вендскими) гранитоидами Мойвинского массива может быть связано золотосодержащее **Мо-W оруденение, а с кембрийскими гранитами Вёлсовского массива — редкометалльная мине**рализация (W, Nb, Ta, TR).

Ключевые слова: гранитоиды, Северный Урал, Ишеримский антиклинорий, венд, кембрий, флюиды, апатит и другие минералы, металлогения

NEW DATA ON GEOCHEMICAL FEATURES, FLUID MODE, AGE AND POTENTIAL ORE CONTENT OF GRANITOIDS OF ISHERIM ANTICLINORIUM (NORTH URAL)

Georg A. Petrov^{1, 2}, Vladimir V. Holodnov², Yurii L. Ronkin²

¹Uralian Geology-Survey expedition, 55 Vainera st., Ekaterinburg, 620014, Russia ²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Received 13.06.2017, accepted 26.09.2017

Granitoids of Ishirim anticlinorium which is one of the major Precambrian structures of the North Urals, are poorly studied by modern geochemical and isotope-geochronological methods that led to the existence of different points of view on formation conditions and age of these rocks. The authors performed a study of the composition of rocks from three massifs – Vels, Moiva and Pos'mak, by chemical analysis and ICP-MS; age determination on zircons by the methods of LA-ICP-MS and SHRIMP, as well as the study of the composition of rock-forming and accessory minerals using microprobe SX-100, which allowed us to obtain fundamentally new data about the age, fluid regime of formation and potential ore content of granitoids. It is shown that the granitoids were probably formed in environments of active continental margin and orogen; the first has the Ediacaran (567.2–558 Ma), the second – Cambrian (530.3–511.1 Ma) age. Discrete intervals of the formation and a fairly significant geochemical differences of Precambrian and Paleozoic granites, allow to attribute them to different complexes – the Ediacaran Moiva complex and Cambrian Vels complex. The complexes are different in composition of fluids which change over time from substantially chlorine to fluorine. With more ancient (Ediacaran) granitoids of Moiva massif can be associated gold-bearing Mo-W mineralization, and with Cambrian granites – rare-metal mineralization (W, Nb, Ta, REE).

Для цитирования: Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л. (2018) Новые данные о геохимических особенностях, флюидном режиме, возрасте и потенциальной рудоносности гранитоидов Ишеримского антиклинория (Северный Урал). Литосфера, 18(3), 416-434. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

For citation: Petrov G.A., Holodnov V.V., Ronkin Yu.L. (2018) New data on geochemical features, fluid mode, age and potential ore minerals of granitoids of Isherim anticlinorium (North Ural). *Litosfera*, **18**(3), 416-434. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

Геохимические особенности и потенциальная рудоносность гранитоидов Северного Урала Geochemical features and potential ore minerals of granitoids in North Ural

Keywords: granitoids, North Urals, Isherim anticlinorium, Ediacaran, Cambrian, fluids, apatite and another minerals, metallogeny

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды Ишеримского антиклинория (Северный Урал), входящие в состав небольших штоков и даек, распространенных среди позднедокембрийских толщ, изучались многими исследователями: Б.Д. Аблизиным, В.Я. Алексеевым, Р.Г. Ибламиновым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко, Ю.Д. Смирновым, Н.П. Старковым, И.И. Чайковским и др. В ходе ранее проведенных исследований было выполнено геологическое картирование тел интрузивных пород, выяснены особенности их минерального состава и геохимии, обнаружены шеелитоносные скарны в экзоконтакте Мойвинского массива. Наиболее полная информация о гранитоидах осевой части Северного Урала содержится в публикациях И.И. Чайковского [Чайковский, 1995; Чайковский, Андреичев, 2001; Чайковский и др., 2002].

Несмотря на значительный объем ранее выполненных исследований, остаются дискуссионные вопросы, касающиеся возраста, обстановок и флюидного режима формирования пород, а также потенциальной рудоносности гранитных массивов. Именно поэтому цель нашей работы – уточнение геологической и геодинамической обстановки проявления гранитоидного магматизма, его потенциальной рудоносности на основе результатов изучения геохимии, возраста "закрытия" изотопных систем и флюидного режима формирования гранитоидов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИКА

Геохимические исследования выполнялись в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург): определение содержаний петрогенных окислов производилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах СРМ-35 и XRF-1800, редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000. U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона выполнялись в Johann Wolfgang Goethe University (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ) с использованием секторного высокоразрешающего масс-спектрометра ICP-MS Element2, интегрированного с лазером New Wave UP213, а также в ЦИИ ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II. Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов и содержаний в них F, Cl и S проводилось в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на микроанализаторе SX-100.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В состав Ишеримского антиклинория входят средне- и позднерифейские осадочные толщи, перекрытые ордовикскими терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями и прорванные дайками, штоками и силлами разнообразных магматических пород (рис. 1). Среднерифейские последовательности представлены здесь метапесчаниками и метаалевролитами расьинской свиты, выше залегают мраморизованные известняки и доломиты мойвинской свиты и углеродистые метаалевролиты муравьинской свиты. Среднерифейский возраст карбонатных пород мойвинской свиты традиционно обосновывается находками строматолитов Conophyton cylindricus Masl., Jacutophyton sp., Baicalia sp., а также Pb-Pb датировкой галенита из зоны сульфидной вкрапленности свинцового рудопроявления Кожевно в доломитизированных известняках мойвинской свиты на р. Вёлс – 1260 млн лет [Клименко и др. 1998]. К среднему рифею, по нашим данным, относятся также метапесчаники ишеримской свиты [Петров и др., 2015], которые вверх по разрезу сменяются углеродистыми филлитами, серицит-кварцевыми сланцами и метабазальтами верхнерифейской(?) вёлсовской свиты.

Магматические образования Ишеримского антиклинория представлены перидотитами и пироксенитами вишерского комплекса неясного возраста, многочисленными дайками, силлами и штоками долеритов и габбродолеритов, объединяемых в верхнерифейский чурольский и среднерифейский ишеримский комплексы, единичными дайками метаморфизованных пикритов неясного возраста, а также гранитоидами. Последние на Государственной геологической карте Российской Федерации, листе Р-40 (Североуральск) [2006] отнесены к вёлсовскому комплексу венда-кембрия (Мойвинский, Вёлсовский и Шудьинский массивы) и к средне-позднеордовикскому саклаимсорскому комплексу (Посьмакский массив). И.И. Чайковский [Чайковский и др., 2002] считает возраст всех гранитоидов Ишеримской структуры каменноугольным. Петрология и геохимия гранитов Шудьинского массива достаточно подробно охарактеризованы в работах Б.В. Клименко [Клименко, Борисов, Рыбальченко, 1998] и И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002]. В связи с этим мы не приводим эти материалы. Породы Шудьинского массива, по данным перечисленных авто-



Рис. 1. Схема геологического строения Ишеримского антиклинория (составлена по авторским материалам с использованием [Алексеев, Морозов, Ваулина, 1994; Государственная геологическая карта..., 2006; Клименко, Борисов, Рыбальченко, 1998]).

 палеозойские терригенные и карбонатные толщи шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента;
 2–8 – докембрийские образования Ишеримской структуры (2–4 – среднерифейские толщи: 2 – терригенные и карбонатные образования расьинской и мойвинской свит, 3 – углеродисто-терригенная муравьинская свита, 4 - метапесчаники ишеримской свиты; 5 - углеродисто-терригенные образования вёлсовской свиты RF₃?; 6-кристаллические сланцы белокаменского комплекса; 7 – штоки (а), дайки и силы (б) габбро и долеритов; 8 – штоки (а) и дайки (б) гранитов и гранодиоритов); 9 - терригенные и карбонатно-терригенные отложения О₁₋₂; 10 – метаморфизованная базальт-терригенная толща (мороинская свита RF₃?); 11 - метаморфизованные песчаники, алевролиты и базальты О₁₋₂ (саранхапнерская и хомасьинская свиты); 12 - тектонический меланж зоны Главного Уральского разлома; 13 – вулканогенные и интрузивные образования Тагильской структуры; 14 – интрузивные и стратиграфические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной и неустановленной кинематики (в); 15 - номера гранитоидных массивов (1 – Мойвинский, 2 – Посьмакский, 3 – Вёлсовский, 4 – Шудьинский); 16 – авторские датировки (метод и значение возраста в млн лет).

Fig. 1. Geological scheme of Isherim anticlinorium (composed of authors data with the use of [Alexeev, Morozov, Vaulina, 1994; Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2006; Klimenko, Borisov, Rybal'chenko, 1998]).

1 - Paleozoic terrigenous and limestone strata of the East European paleocontinent; 2-8 - Precambrian formationas of Isherim structure (2–4 – Middle Rifean (Stenian–Ectasian) strata: 2 - terrigenous rocks and limestones of Ras'ya and Moiva formations, 3 - the Murav'ya carbon-terrigenous formation, 4 - meta-sandstones of Isherim formation; 5 – the Vels carbon-terrigenous formation RF₃ (Tonian - Cryogenian), 6 - crystal schists of the Belyi Kamen' complex, 7 - stocks (a), dikes and sills (b) of gabbro and dolerites, 8 – stocks (a) and dikes (b) of granites and granodiorites; 9 - terrigenous and limestone-terrigenous strata O₁₋₂; 10 – metamorphosed basalt-terrigenous strata (the Moroya formation RF₃?); 11 - metamorphosed sandstones, siltstones and basalts O1-2 (Sarankhapner and Khomasya formations); 12 - tectonic mélange of the Main Uralian fault; 13 - volcanic and intrusive ricks of Tagil structure; 14 – intrusive and stratigraphic boundaries (a), thrusts and reverse faults (6), faults of complex and unknown kinematics (B); 15 – numbers of intrusive massifs (1 – Moiva, 2 - Pos'mack, 3 - Vels, 4 - Shud'ya); 16 - authors datings (the method and age in Ma).

ров, близки по составу гранитоидам Посьмакского и Мойвинского массивов.

Петротипический Вёлсовский массив занимает площадь около 20 км² и расположен в среднем течении р. Вёлс (левый приток р. Вишеры). Большая часть массива сложена розоватыми крупно- и среднекристаллическими гранитами, западная часть - более темно-окрашенными среднемелкокристаллическими, часто порфировидными гранитами первой фазы. В восточной части массива среди разгнейсованных гранитов располагаются штоки, жилы и дайки белых аплитовидных мелкокристаллических лейкогранитов второй фазы. Вёлсовский массив имеет активные интрузивные контакты с осадочными породами среднего рифея (мойвинская и муравьинская свиты), а также с силлами и линзовидными телами габбродолеритов ишеримского комплекса среднерифейского возраста. Массив сопровождается зонами роговиков и скарнов, а

в эндоконтактах отмечены в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Породы этого массива состоят из калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита, эпидота и кислого плагиоклаза. Кроме того, в гранитах, по данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], содержатся следующие акцессорные минералы: магнетит, гематит, ильменит, сфен, рутил, гранат, корунд, апатит, турмалин, циркон, ортит, монацит, торит, шеелит, ильменорутил, пирит, халькопирит. Широко распространены процессы постмагматического преобразования: разложение темноцветных минералов, деанортизация плагиоклаза и окварцевание. Лейкограниты второй фазы отличаются от основной массы гранитов Вёлсовского массива мелкозернистыми структурами, массивной текстурой и состоят из гипидиоморфнозернистого агрегата кварца, микроклина и плагиоклаза.

Биотитовые граниты и лейкограниты, слагающие Южный массив Мойвинской интрузии (площадью ≈4 км²) (см. рис. 1, 2), характеризуются массивными и ориентированными текстурами и близким идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза. Породы состоят из порфировидных выделений микроклина размером 3.1-7.3 мм в лейкогранитах и до 1.6-11 см в гранитах, вмещающего их неравномерно-среднезернистого агрегата субидиоморфных зерен плагиоклаза, биотита, ксеноморфного кварца и микроклина. Плагиоклаз соответствует андезин-олигоклазу, амфибол-актинолиту с железистостью 0.34-0.36, биотит-лепидомелану с железистостью 0.68-0.71 [Чайковский и др., 2002]. Аплиты, слагающие жильные тела, соответствуют по составу лейкогранитам и сложены мелкозернистым агрегатом кварца и полевых шпатов. Пегматиты, слагающие отдельные тела, участки в аплитах, состоят из кварца, полевых шпатов, чаще альбита, мусковита с размером зерен 2-20 мм и турмалина. Для лейкогранитов характерны андезинолигоклаз и олигоклаз-альбит, постоянно присутствует турмалин. По мнению И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], появление аксинита, флюорита, гематита и пирротина свидетельствует о сернисто-кислород-фтор-борном составе флюидов. Установлено наличие редкометалльных минералов: шеелита, молибденита, фенакита, эвксинита, эшинита, торита, ксенотима, ильменорутила, монацита, ферроколумбита.

Северное тело Мойвинского массива (точнее два тектонически сближенных фрагмента интрузивных тел) расположено севернее р. Ольховка (см. рис. 2). В состав его входят кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. По данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты – серые, зеленоватосерые, реже желтовато-серые породы. Они обладают неравномерной средне-крупнозернистой структурой, массивной и слабо проявленной трахито-



Рис. 2. Схема геологического строения района устья р. Ольховка (составлена по материалам В.Я. Алексеева [Алексеев, Морозов, Ваулина, 1994] с авторскими изменениями и дополнениями).

рифейские терригенные и карбонатные толщи; 2 – нижне- и среднеордовикские терригенные и карбонатно-терригенные образования; 3 – ультрамафиты вишерского комплекса; 4–6 – гранитоиды вёлсовского комплекса (4 – гранодиориты и кварцевые диориты, 5 – порфировидные граниты, 6 – лейкограниты); 7 – скарны; 8 – точки с находками ордовикских фаунистических остатков; 9 – интрузивные границы (а), надвиги (б) и разрывные нарушения со сложной или неустановленной кинематикой (в); 10 – U-Рb датировки по цирконам (млн лет). В кружках: 1 – Северное и 2 – Южное тела Мойвинского массива.

Fig. 2. Geological scheme of the Olkhovka-river estuary (composed of [Alexeev, Morozov, Vaulina, 1994] with authors changes and additions).

1 – Riphean terrigenous and limestone strata; 2 – Low and Middle Ordovician terrigenous rocks and limestones; 3 – ultramaphic rocks of Vishera complex; 4–6 – granitoids of Vels complex (4 – granodiorites and quartz diorites, 5 – porphyre granites, 6 – leicogranites); 7 – scarns; 8 – points of the Ordovician fauna finds; 9 – intrusive boundaries (a), thrusts (б), faults of complex and unknown kinematics (B); 10 – U-Pb ages by zircons (Ma). B кружках: 1 – the North and 2 – the South bodies of Moiva massif.

идной (за счет ориентировки призматических индивидов амфибола и калишпата), реже гнейсовидной и сланцеватой текстурами. Сложены эти породы идиоморфными кристаллами амфибола, гипидиоморфными выделениями измененного калиш-

пата и плагиоклаза, ксеноморфного кварца. Иногда присутствуют шлировидные обособления (размером до 10 см) с более мелкозернистым строением, содержащие до 75% амфибола, вероятно представляющие собой автолиты. В непосредственной близости от Мойвинских интрузий гранитоидов картируются как докембрийские толщи, так и фаунистически охарактеризованные ордовикские песчаники. Считалось [Алексеев и др., 1994; Зильберман и др., 2002; Чайковский и др., 2002], что мойвинские граниты прорывают ордовикские карбонатнотерригенные толщи с образованием скарнов, в том числе шеелитоносных (Аблизинское рудопроявление). Выполненная нами ревизия фактических материалов показала, что в породах с ордовикской фауной нет явных признаков контактово-термального метаморфизма, а известные в данном районе проявления скарнов, вероятно, сформированы по рифейским доломитам, известнякам, известковым алевролитам и песчаникам (см. рис. 2).

Посьмакская интрузия представляет собой субпластовое тело размером 5 × 0.8 км, нарушенное вдоль меридиональных контактов разломами с зонами милонитизации, захватившими как гранитоиды, так и вмещающие породы. Граниты Посьмакского массива - полнокристаллические породы порфировидной структуры, особенно отчетливо выраженной в краевых частях, не затронутых милонитизацией. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречаются реликты альбитизированного калишпата. Основная масса порфировидных пород характеризуется микрографической структурой и состоит из зерен кварца и реликтов альбитизированного калишпата. В разностях, слагающих центральную часть интрузий, структура основной массы приближается к микрогранитовой и образована зернами шахматного альбита по микроклину, деанортизированного плагиоклаза, кварца и биотита.

По петрохимическому составу гранитоиды относятся к породам среднего-кислого состава с нормальной щелочностью (рис. 3а). В составе щелочей преобладает калий, за исключением альбитизированных разностей, наиболее широко распространенных в составе Посьмакского массива (табл. 1). Все исследованные породы высокоглиноземистые (рис. 3б). На диаграммах FeO*/(FeO*+MgO)-SiO₂ и (Na₂O+K₂O-CaO)-SiO₂ (рис. 3в, г) значительная часть фигуративных точек попала в поле перекрытия областей составов I, S и A гранитов (типы гранитоидов по [Chappell, White, 1974], поля составов по [Frost et al., 2001]). Исключение составляют лишь кварцевые диориты северного тела Мойвинского массива, более и менее определенно соответствующие гранитоидам І-типа. На диаграмме FeO*/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y) [Whalen et al., 1987] точки составов пород попали в поле нефракционированных гранитоидов М, I и S-типов.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 4а-г) точки составов гранитов Вёлсовского массива попадают в поля составов синколлизионных, а большая часть составов пород Мойвинского и Посьмакского массивов – в поле надсубдукционных гранитоидов. На диаграмме Rb-K₂O [Ферштатер, 1987] точки составов гранитоидов Мойвинского массива тяготеют к тренду гранитов базальтоидного происхождения (см. рис. 4г). Вёлсовского – занимают промежуточное положение. Графики нормированного содержания РЗЭ (рис. 4д) демонстрируют существование заметных различий в составах и условиях формирования гранитов интрузий вёлсовского комплекса. Так, графики РЗЭ для пород Мойвинского массива имеют плоскую форму и отражают преобладание легких редких земель (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ): ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 6-8, при отсутствии Eu аномалии $(Eu/Eu^* = 0.94 - 1.04)$. Характерно, что содержание РЗЭ в кварцевых диоритах выше, чем в гранитах. В гранитах Посьмакского массива среди РЗЭ преобладают легкие лантаноиды (ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.5–10), Eu/Eu* варьирует от 0.24 до 0.61. Хорошо выраженные отрицательные Еи аномалии, вероятно, указывают на выпадение кристаллов плагиоклаза в промежуточном очаге. Особенности распределения РЗЭ в гранитах Вёлсовского массива (ЛРЗЭ/ТРЗЭ = = 14-18, Eu/Eu* = 0.42-0.71), при дефиците промежуточных лантаноидов, могут свидетельствовать об осаждении роговой обманки в промежуточном очаге [Интерпретация ..., 2001]. Графики содержаний петрологически информативных элементов, нормированных по составу гранита океанических хребтов [Pearce et al., 1984], демонстрируют заметные различия составов ранних (вендских) и поздних (кембрийских) гранитоидов (рис. 4е). Вендские породы Мойвинского и Посьмакского массивов обогащены Ва и Rb, для них характерны невысокие содержания Та, Hf и Yb; в кембрийских гранитах Вёлсовского массива меньше Ва, но больше Rb, Th, Ta и Nb. Подобные различия составов гранитоидов отмечаются, в частности, и на восточном склоне Среднего Урала. Для примера на график вынесены данные по составам ранне-среднекаменноугольных гранодиоритов Верхисетского массива, сформированных в обстановке активной континентальной окраины, и позднепермских орогенных гранитов Адуйского массива. Вероятно, вендские гранитоиды Ишеримского антиклинория также образовались в пределах активной континентальной окраины, а кембрийские, по-видимому, - в орогенной и, возможно, посторогенной (лейкограниты) обстановках.

По материалам геологосъемочных работ, контактовые изменения, связанные с гранитоидами вёлсовского комплекса, наиболее ярко проявлены в экзоконтакте Мойвинского массива, на левобережье р. Ольховки. В кровле интрузии биотитовых гранитов встречены андалузитсодержащие сланцы, Геохимические особенности и потенциальная рудоносность гранитоидов Северного Урала Geochemical features and potential ore minerals of granitoids in North Ural



Рис. 3. Диаграммы (Na₂O + K₂O)–SiO₂ (a), Al₂O₃/(Na₂O + K₂O)–Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) (б), FeO*/(FeO* + MgO)–SiO₂ (в), (Na₂O + K₂O – CaO)–SiO₂ (г) и FeO*/MgO–(Zr + Nb + Ce + Y) (д) для гранитоидов вёлсовского комплекса.

Поля составов пород на диаграмме За по [Le Bas et al., 1986], на 36 – гранитов по глиноземистости по [Maniar, Piccoli,1989], поля составов гранитоидов I, A и S-типов на рис. 3в–г по [Frost et al., 2001]; на рис. 3д поля составов по [Whalen, Currie, Chappell,1987]: ОСТ – нефракционированные гранитоиды M, I и S-типов, FG – фракционированные гранитоиды, A – анорогенные граниты. 1–2 – породы Мойвинского массива (1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты); 3 – граниты Посьмакского массива; 4–5 – породы Вёлсовского массива (4 – граниты 1-й фазы, 5 – лейкограниты 2-й фазы).

Fig. 3. Diagrams $(Na_2O + K_2O)$ -SiO₂ (a), $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ - $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (6), FeO*/(FeO* + MgO)-SiO₂ (B), $(Na_2O + K_2O - CaO)$ -SiO₂ (r) and FeO*/MgO-(Zr + Nb + Ce + Y) (α) for the Vels complex granites.

Fields of rocks compositions on diagram 3a by [Le Bas et al., 1986], 36 – granites by aluminous content by [Maniar, Piccoli,1989]; fields of composition of granites of I, A and S-types at Fig. 3 B–r by [Frost et al., 2001]; at the Fig. 3π – fields of composition by [Whalen, Currie, Chappell, 1987]: OGT – unfractionated granites, FG – fractionated granites, A – anorogenic granites. 1-2 – the Moiva massif rocks (1 – quartz diorites, 2 – granites and granodiorites); 3 – granites of Posmack massif; 4–5 – the Vels massif rocks: 4 – granites of 1 phase, 5 – leicogranites of 2 phase.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Ишеримской структуры
Table 1. The content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in granitoids of Isherim structure

		1 0		/	(11)	/	\mathcal{O}						
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	62.7	61.9	68.2	69.47	69.26	69.54	76.77	75.52	73.31	77.64	75.55	75.89	76.7
TiO ₂	0.71	0.74	0.57	0.29	0.22	0.27	0.13	0.19	0.46	0.11	0.17	0.14	0.13
Al_2O_3	14.9	15.1	14.7	14.56	15.43	15.04	12.19	12.63	11.6	12.15	13.06	12.75	12.38
Fe_2O_3	2.36	2.75	1.62	2.9	2.3	2.21	1.08	1.42	1.68	0	0.66	0.58	0.1
FeO	3.64	3.43	2.40	0.50	0.50	0.90	0.70	0.50	1.40	0.4	0.5	0.5	0.9
MnO	0.09	0.09	0.05	0.03	0.08	0.06	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	3.3	3.42	1.77	0.84	0.96	0.89	0.28	0.47	0.97	0.15	0.33	0.43	0.35
CaO	3.95	4.53	2.75	2.08	2.14	2.08	0.25	0.43	1.96	0.15	0.51	0.37	0.3
Na ₂ O	1.96	1.73	1.55	3.01	3.61	3.59	5.21	5.22	7.07	2.01	3.6	3.69	3.42
K ₂ O	3.88	3.80	3.98	4.98	4.14	4.26	3.19	3.34	0.10	7.15	5.33	5.35	5.49
P_2O_5	0.15	0.13	0.11	0.14	0.12	0.12	0.01	0.01	0.08	0.01	0.03	0.02	0.01
Сумма	99.90	100.00	99.90	100.12	100.06	100.05	100.23	100.25	100.40	100.19	100.36	100.33	100.38
Li	21.3	22.9	21.8	15.8	23.1	22.9	7.44	3.24	11.5	1.75	17.6	13.6	14.7
Rb	91.8	91.7	86	102	76	183.5	45.0	47.2	2.07	310	216	265	293
Cz	0.82	0.75	0.77	0.97	1.34	1.5	0.17	0.32	0.13	1.37	1.37	2.49	1.88
Sr	287	374	222	347	341	484	13.5	25.1	54.5	4.61	36	19.6	15.4
Ba	993	925	1090	953	912	850	617	522	19.8	111	94. 7	76	54.5
Sc	17.4	18.3	10.8	2.51	3	3.64	2.91	3.17	11.1	1.35	3.77	3.52	3.62
V	151	149	76.9	20.8	21.2	25.4	2.19	9.58	38.5	3.68	7.27	6.84	5.49
Cr	75.5	70	32.7	6.23	20.4	8.01	7.09	5.35	49.1	81.4	5.51	6.64	6.66
Со	18	17.5	8.16	2.96	4.28	4.38	0.93	1.64	3.7	0.56	1.19	1.21	1.34
Ni	21.3	24.8	7.87	3.09	7.03	4.2	2.38	1.94	7.73	3.04	2.02	1.75	2.79
Cu	14.1	19.1	14.9	3.74	6.61	7.26	8.32	7.04	9.45	7.2	3.23	4.26	14.1
Zn	35.6	41.9	21.5	25.0	50.7	35.1	35.8	26.1	34.6	9.14	8.41	6.38	5.8
Ga	15.9	14.7	14.3	14.1	16.4	16.1	20.5	16.6	10.2	13	17.5	16.2	16.1
Y	18.9	19	9.68	12.6	16.1	18.9	17.4	23.6	23.7	8.17	6.78	9.72	7.81
Nb	13.9	13.2	9.78	36.1	45.6	41.2	14.5	16.7	2.93	50.5	50.8	40.4	50.7
Та	0.87	0.83	0.51	2.93	4.57	1.83	0.71	0.61	0.11	4.83	1.65	1.73	2.11
Zr	122	122	144	144	172	74.8	200	146	54.8	91.3	87.8	73	98
Hf	2.88	3.59	3.82	2.56	3.42	1.3	3.51	3.27	0.94	2.24	1.33	1.69	2.47
Мо	0.3	0.3	0.3	0.13	0.67	0.32	3.59	1.16	0.14	0.35	0.22	0.46	0.17
Be	2.16	1.84	2.57	2.35	3.83	3.61	4.74	1.76	0.32	1.6	7.53	5.2	3.57
Pb	3.61	4.44	2.14	5.57	13.8	7.04	1.82	2.01	2.85	3.13	2.32	3.35	10.21
U	1.76	2.15	1.49	2.12	2.93	1.88	1.03	0.9	0.24	1.08	1.7	2.16	1.67
Th	13.2	11.4	8.46	7.8	8.91	8.55	3.36	8.07	1.56	8.24	7.98	24.7	29.1
La	18.4	19.2	15.7	8.21	11.8	9.8	18.5	26.9	6.43	18.5	10.9	28.3	20.5
Ce	78.7	46.1	50.6	24.1	35.3	26.8	34.5	61.9	15.5	24.5	21	43.6	37.2
Pr	5.33	5.84	3.85	2.23	2.89	2.47	4.34	6.92	2.05	2.51	1.86	3.83	2.5
Nd	23.8	24.6	16.2	8.46	10.1	9.7	14.7	24.6	8.71	6.93	4.98	9.8	5.97
Sm	5.66	4.65	2.8	2.16	2.18	2.64	2.49	4.8	2.24	0.97	0.83	1.43	0.83
Eu	1.12	1.13	0.76	0.7	0.71	0.81	0.18	0.53	0.47	0.19	0.11	0.17	0.18
Gd	4.88	4.37	3.04	1.9	1.93	2.53	1.87	3.69	2.42	0.77	0.52	1	0.66
Tb	0.74	0.68	0.41	0.3	0.3	0.39	0.32	0.55	0.4	0.14	0.1	0.16	0.12
Dy	3.38	3.51	2.07	1.8	1.88	2.29	2.01	3.5	2.61	0.9	0.65	1.05	0.81
Но	0.71	0.79	0.43	0.34	0.39	0.45	0.4	0.69	0.58	0.21	0.14	0.23	0.18
Er	1.83	1.97	1.06	0.99	1.25	1.29	1.22	2.14	1.82	0.69	0.5	0.82	0.61
Tm	0.3	0.33	0.13	0.14	0.2	0.19	0.18	0.33	0.27	0.12	0.09	0.15	0.12
Yb	2.3	2.41	1.29	0.95	1.54	1.2	1.16	2.27	1.73	0.85	0.73	1.21	1.02
Lu	0.28	03	0.21	013	0 23	0.16	0.16	0 33	0.25	0.14	0.12	0.2	0.18

Примечание. 1–3 – породы северного тела Мойвинского массива: 1–2 – амфиболовые кварцевые диориты (обр. 5503, 5503-1), 3 – гранодиорит (5503-2); 4–6 – порфировидные граниты южного тела Мойвинского массива (2110-2, 2111-1, 2111-2); 7–9 – разгнейсованные порфировидные граниты Посьмакского массива (2145, 2126-2, 2129-3); 10–13 – породы Вёлсовского массива: 10–12 – порфировидные граниты 1-й фазы (2172, 5140, 2172-5), 13 – гранит-аплит 2-й фазы (2172-3).

Note. 1-3 – the rocks from the north body of Moiva massif: 1-2 – amphibole quartz diorites (samples 5503, 5503-1), 3 – granodiorite (5503-2); 4–6 – porphyry granites from the south body of Moiva massif (2110-2, 2111-1, 2111-2); 7–9 – gneissic porphyry granites from the Pos'mack massif (2145, 2126-2, 2129-3); 10–13 – the rocks from the Vels massif: 10-12 – porphyry granites of the first phase (2172, 5140, 2172-5), 13 – aplite of the second phase (2172-3).

Геохимические особенности и потенциальная рудоносность гранитоидов Северного Урала Geochemical features and potential ore minerals of granitoids in North Ural



Рис. 4. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов вёлсовского комплекса.

а-в – поля составов гранитоидов различных геодинамических обстановок по [Pearce et al., 1984] (syn-COLG – синколлизионных, VAG – островодужных, WPG – внутриплитных, ORG – гранитов срединно-океанических хребтов); г – диаграмма Rb–K₂O [Ферштатер, 1987] для разделения гранитоидов корового (тренд I) и базальтоидного (тренд II) происхождения; д – графики содержаний редких земель в гранитоидах Ишеримского антиклинория, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989]: 1–2 – породы Мойвинского массива (1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты); 3 – граниты Посьмакского массива; 4–5 – породы Вёлсовского массива (4 – граниты 1-й фазы, 5 – лейкограниты 2-й фазы); е – спайдер-диаграмма содержаний петрологически информативных элементов в гранитоидах велсовского комплекса, нормированных по составу гранита океанических хребтов по [Pearce et al., 1984]; составы гранитоидах вталонных обстановок Урала: I – гранодиорит Верхисетского массива (активная континентальная окраина C₁₋₂), II – гранит Адуйского массива (коллизионный ороген Р₃) (по [Государственная геологическая карта..., 2011]). Остальные условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Diagrams for the Vels complex granitoids.

a–B – fields of granites from different geodynamic environments by [Pearce et al., 1984]: syn-COLG – Collision, VAG – Island Arc, WPG – Within Plate, ORG – Ocean Ridge; r – diagram Rb–K₂O [Fershtater, 1987] for discrimination of granites of core (trend I) and basaltic (trend II) origin; π – graphs of rare earth elements content, calculated to the chondrite composition by [Sun, McDonough, 1989]: 1–2 – rocks of Moiva massif (1 – quartz diorites, 2 – granites and granodiorites); 3 – granites of Pos'mack massif; 4–5 – the Vels massif rocks (4 – granites of 1 phase, 5 – leicogranites of 2 phase); e – spider-diagram of the petrological informative elements content in Vels complex granites, calculated to the ocean ridge granite composition by [Pearce et al., 1984]. Compositions of granites from the reference situations of Urals: I – granodiorite from Verkh-Iset' massif (active continent margin C_{1-2}), II – granite from Adui massif (collision orogen P_3) by [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]. Another legend at Fig. 3.

биотитизированные и калишпатизированные породы. В самих гранитах отмечены частично ассимилированные ксенолиты сланцев и ороговикованных метабазитов размером от первых сантиметров до десятков метров. На контакте с биотитовыми лейкогранитами зафиксированы безрудные пироксен-гранатовые скарны. В непосредственной близости к двуслюдяным лейкогранитам залегают шеелитоносные аподоломитовые скарны Аблизинского проявления [Черепанова, 1993] и полосчатые кварц-эпидотовые породы, образующиеся по известковистым кварцитопесчаникам. Вероятно, скарны образовались по карбонатным и терригенным породам рифейских толщ.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполненное авторами LA ICP-MS датирование цирконов из гранитов Вёлсовского массива дало возраст 540 ± 11 млн лет (СКВО = 0.64, n = 60, табл. 2, рис. 5) [Петров и др., 2014]; учет конкор-

дантных значений (n = 16) U-Pb данных циркона исследованного образца позволяет установить возраст 530.3 ± 2.1 млн лет (СКВО = 0.80, см. табл. 2). Верхнее пересечение дискордии с конкордией для циркона из гранитов Мойвинского (южное тело) и Посьмакского массивов на графике в координатах ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U (см. рис. 5) позволяет

Таблица 2. U-Pb LA ICP-MS данные для циркона из гранитов Посьмакского, Вёлсовского и Мойвинского массивов (обр. 2126, 2172-5, 2110 соответственно)

Table 2. The U-Pb LA-ICP-MS data of zircon from the granites of the Pos'mak, Vels and Moiva massifes (samples 2126, 2172-5, 2110 respectively)

10	207101 2	TTh	D1b /	anth/∎⊺	206 D1 c	207 D1 d/235 L T	1.0	206 D1 d/238T T	1.2.0/	D1 e	206101 /2381		D 0/
кратер	²⁰⁷ Pb ^a ,	U°,	Р0°, Γ/Т	$I n^{\circ}/U$		20, PD ^a /255U	$\pm 2\sigma$,	200PD4/200	±2σ, %	Kn _o °	200PD/200U	$t \pm 2\sigma$,	D, %
	cps	Г/Т			%		%				МЛН Ј	тет	
]	Грани	г (2126)	Посьма	кского м	ассива, коој	рдина	гы отбора: 2	x 063212	27, y 67	751886		
A301	145343	2303	223.9	0.85	7.0	0.4864	4.2	0.06246	1.5	0.37	391	6	17
A314	134594	2061	246.7	1.34	5.8	0.5135	4.2	0.06581	1.9	0.44	411	7	14
A326	32530	749	72.4	0.78	1.1	0.5583	3.7	0.07040	1.5	0.41	439	6	14
A336	23081	322	33.3	1.06	2.3	0.5789	5.6	0.07350	2.2	0.40	457	10	7.8
A294	29336	606	62.7	0.88	2.7	0.6111	2.6	0.07644	1.5	0.58	475	7	10
A325	42546	866	92.4	0.69	0.9	0.6270	3.8	0.07801	1.6	0.43	484	8	10
A300	17154	342	35.4	0.58	2.4	0.6587	2.9	0.08161	1.6	0.57	506	8	8.0
A310	23069	486	56.1	0.75	0.1	0.6751	2.7	0.08273	1.6	0.58	512	8	11
A316	13471	281	317	0.65	0.7	0.6827	2.6	0.08494	16	0.61	526	8	2.8
A298	64513	790	111.8	1.05	59	0.6831	33	0.08464	1.5	0.45	524	8	47
A296	19879	441	48 7	0.56	0.1	0.6886	21	0.08666	1.5	0.72	536	8	_3.9
A290	14198	237	25.0	0.62	11	0.7050	2.1	0.08822	1.5	0.65	545	9	_3 2
Δ333	16580	303	31.0	0.02	0.3	0.7050	3Δ	0.08684	1.0	0.03	537	7	5.6
A320	10010	122	/0 1	0.57	0.5	0.7007	2.1	0.08807	1.4	0.45	5/0	8	-6.0
A320 A321	22768	373	49.1	0.04	1.1	0.7077	2.1 2.1	0.08776	1.0	0.70	542	0	-0.0
A321 A207	12567	272	21.1	0.85	1.1	0.7143	2.4	0.00770	1.0	0.05	556	0	7.0
A307	13307	2/3	20.0	0.55	1.2	0.7104	2.4	0.09000	1.5	0.05	550	0	-7.0
A309	14134	240	30.0	0.02	4./	0.7170	4.5	0.09040	1.0	0.37	538	9	-9.4
A322	1048/	203	22.4	0.48	0.9	0./181	2.2	0.08810	1.0	0.70	545	8	4.4
A319	14//4	286	33.8	0.66	0.9	0.7200	2.6	0.08813	1.5	0.58	544	8	5.5
A293	13674	257	27.0	0.59	0.2	0.7222	2.3	0.08949	1.6	0.67	553	8	-0.5
A295	13124	281	32.8	0.65	0.3	0.7225	2.2	0.08915	1.5	0.70	551	8	1.5
A292	19112	338	36.6	0.65	0.2	0.7270	2.2	0.08976	1.6	0.70	554	8	0.6
A334	20046	367	39.1	0.66	0.0	0.7284	3.2	0.08921	1.6	0.50	551	8	4.2
A323	64832	1041	139.5	1.00	1.9	0.7297	3.7	0.09037	1.5	0.41	558	8	-1.3
A315	14267	305	35.4	0.58	0.0	0.7299	2.3	0.09043	1.5	0.66	558	8	-1.5
A335	8824	156	16.1	0.50	0.2	0.7310	3.2	0.09086	1.6	0.52	561	9	-3.3
A317	25976	541	60.6	0.49	0.4	0.7329	2.8	0.09034	1.6	0.59	558	9	0.6
A318	14394	289	35.6	0.70	0.3	0.7337	2.7	0.09090	1.5	0.55	561	8	-2.0
A288	12357	233	23.6	0.46	0.0	0.7340	2.1	0.09015	1.5	0.72	556	8	2.2
A324	37666	744	100.6	0.98	0.9	0.7357	3.5	0.09044	1.7	0.47	558	9	1.6
A311	23766	400	46.8	0.60	1.5	0.7359	2.9	0.09047	2.0	0.69	558	11	1.5
A306	13777	291	33.5	0.57	0.7	0.7378	3.1	0.09150	1.8	0.58	564	10	-3.1
A289	23611	214	22.8	0.49	4.4	0.7381	3.3	0.09265	1.8	0.54	571	10	-9.6
A304	11203	241	27.1	0.50	0.1	0.7389	2.4	0.09053	1.6	0.69	559	9	2.8
A291	12684	233	27.2	0.86	2.2	0.7393	2.9	0.09229	1.6	0.56	569	9	-6.7
A313	50844	1046	129.1	0.76	0.3	0.7402	2.1	0.09050	1.6	0.77	558	9	3.5
A308	13553	285	32.5	0.52	0.5	0 7414	23	0.09105	16	0.70	562	9	13
A299	16149	324	37.8	0.55	0.1	0 7431	2.1	0.09109	1.6	0.74	562	9	19
A282	41124	789	117 5	1 29	19	0.7456	31	0.09186	2.0	0.63	567	11	_0.8
A327	21177	418	497	0.59	0.7	0 7471	3.0	0.09110	1.0	0.05	562	10	3.0
Δ303	16011	260	35.6	1.08	2 5	0.7483	5.0	0.00180	17	0.33	567	0	0.1
Δ305	32167	670	78 1	0.54	0.2	0.7536	22	0.00109	1.7	0.55	569	a a	1 1
Δ207	18806	376	40.0	0.54	17	0.7588	3.1	0.09225	1.0	0.70	569	2 x	3.2
11471	10000	1 540	TU.2	0.05	1./	0.7500	1 0.1	0.07443	1.4	0.40	509	0	1 0.0

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Кратер	$^{207}{\rm Pb^{a}}$,	U ^b ,	Рb ^b , г/т	Th ^b /U	²⁰⁶ Pbc ^c ,	207Pbd/235U	±2σ,	206Pbd/238U	±2σ, %	Rh _o ^e	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$J \pm 2\sigma$,	D, %
	cps	г/т			%		%		, i	-	МЛН Ј	іет	
		Грани	т 2172-:	5 Вёлсо	вского ма	ссива, коор	динат	ы отбора: х	061411	9, y 67	43826		
A438	179873	5526	248.9	0.20	0.8	0.3205	1.7	0.04486	1.5	0.85	283	4	-1.9
A402	228226	8286	477.8	1.58	1.4	0.3269	2.5	0.04551	2.0	0.82	287	6	1.0
A437	169172	3490	271.3	0.99	1.7	0.3917	2.3	0.05346	1.6	0.70	336	5	-0.2
A436	12641	304	20.1	1.38	2.7	0.3955	3.2	0.05366	1.6	0.50	337	5	3.2
A435	20993	512	37.0	1.69	0.5	0.4118	4.4	0.05502	1.6	0.37	345	5	9.9
A418	48116	1091	68.7	0.39	0.4	0.4205	4.0	0.05568	3.7	0.92	349	13	13
A425	127667	2543	182.3	1.23	3.3	0.4291	3.1	0.05706	1.5	0.50	358	5	9.0
A380	115462	2042	153.7	0.95	1.7	0.4311	2.6	0.05675	1.8	0.70	356	6	14
A405	60841	930	/9.9	1.41	6.4	0.4890	6.0	0.06234	2./	0.45	390	10	20
A 394	103/39	2380	196.3	0.96	0.0	0.5005	2.0	0.06498	1.8	0.91	406	7	9.1
A 392	13910	250	20.7	1.05	0./	0.5161	4.4	0.06627	1.8	0.40	414		12
A420	28520	500	58.4 52.5	0.75	1.8	0.5228	2.1	0.06/2/	1.5	0.55	420	0	10
A408	36320	299	32.3 109.4	0.82	4.5	0.5581	3.1	0.00910	1./	0.52	431	7	0.1
A411 A205	22/71	12520	26.2	0.72	0.0	0.5477	1.0	0.07020	1.5	0.67	438	7	1.0
A 393	25062	619	50.5	0.57	0.1	0.5050	$\begin{array}{c} 2.2\\ 2.2\end{array}$	0.07093	1.5	0.08	442	7	13
A410 A 202	42057	701	55.7 71.3	0.09	0.5	0.5708	3.2 2.1	0.07273	1.5	0.47	433	7	7.4 5.7
A 393	26010	556	/1.5	0.65	0.0	0.5780	2.1	0.07379	1.3	0.75	439	0	3.7
A431 A445	20910	300	40.J 28.8	1.02	0.9	0.5814	2.4	0.07373	2.0	0.59	439	9	0.0
A445	10258	272	20.0	0.01	2.5	0.5815	2.7	0.07347	1.9	0.08	437	0	9.9
A370 A381	22011	5/5	52.5 48 1	1 20	5.5	0.3828	4.0	0.07477	2.2 1.0	0.47	403	10	1.0
A 100	52422	008	40.1	0.21	0.0	0.5077	3.2	0.07433	1.9	0.39	403	0	2.4
A409	0870	187	00.9 18 1	1.00	0.0	0.3922	2.5	0.07553	1.0	0.81	470	0	3.4 8.0
A 101	22050	620	10.1 50.0	1.00	0.0	0.3990	2.2	0.07510	1.0	0.79	4/0	0	0.0
A401 A427	35860	658	57.0	1.37	0.0	0.3999	2.2	0.07517	1.7	0.70	407	7	8 2
A427	17214	266	27.8	1.05	1.5	0.0034	2.5	0.07597	1.5	0.04	472	7	0.5
A419 A300	81867	1/37	$\frac{27.0}{134.2}$	1.15	1.3	0.6087	2.5	0.07008	1.5	0.55	473	7	10
A390 A131	1/15715	2506	230.3	0.70	1.5	0.6102	2.3	0.07754	1.5	0.58	479	7	4.0
A434 A123	121153	105	230.5	1/ 07	0.5	0.6133	2.2	0.07723	1.5	0.08	481	1/	6.8
Δ388	20020	373	327	14.97	0.5	0.6175	29	0.07782	1.8	0.95	430	8	12
Δ433	155181	3054	254.7	0.40	2.6	0.6189	2.9	0.07882	1.0	0.67	489	8	01
Δ406	37025	700	67.9	0.40	1.0	0.6302	2.0 23	0.07882	1.7	0.02	401	7	6.0
Δ391	71538	1395	194.3	2.08	0.0	0.6393	1.8	0.07908	1.5	0.00	491	7	0.0 4 9
Δ379	12357	219	20.1	0.81	0.0	0.6394	1.0 2.8	0.08018	1.5	0.85	497	7	4.9
Δ389	27125	504	50.0	0.01	0.5	0.6394	2.0	0.03028	1.5	0.50	498	7	9.4
A421	61089	1029	93.8	1.01	22	0.6417	2.0	0.07930	1.5	0.00	502	7	1.4
A416	18195	317	30.9	0.68	0.7	0.6431	2.0 2.9	0.08084	1.5	0.57	501	7	33
A378	25017	472	<u>44</u> 9	0.65	0.7	0.6435	2.9	0.08084	1.5	0.33	501	8	3.5
A 382	6386	79	8.0	0.05	0.0	0.6477	2.5	0.08047	$20^{1.0}$	0.78	499	10	83
A407	19695	366	48.8	2.03	0.0	0.6519	57	0.08190	$\frac{2.0}{4.4}$	0.76	507	21	23
A403	41442	758	74.0	0.77	0.0	0.6554	2.6	0.08204	1.1	0.62	508	8	37
A426	103794	1778	172 7	0.66	0.0	0.6562	1.0	0.08232	1.0	0.90	510	8	24
A430	23048	425	39.8	0.00	0.0	0.6502	31	0.08220	1.7	0.53	509	8	5.4
A 399	22068	414	40.6	0.98	0.0	0.6659	2.8	0.08289	1.0	0.55	513	7	49
A 397	14187	262	27.4	1.05	2.5	0.6703	2.0	0.08400	1.5	0.51	520	8	0.9
A413	80928	1505	156.2	0.83	0.4	0.6733	$\frac{2.9}{2.0}$	0.08485	1.0	0.86	525	9	_2 4
A447	25838	348	40.8	1.95	2.5	0.6754	3.5	0.08511	1.7	0.00	527	9	_2.1
A412	72842	1206	116.8	0.57	10	0.6762	2.2	0.08500	17	0 79	526	9	-1 4
A404	64925	1318	124.5	1 36	0.0	0.6773	$\frac{2.2}{21}$	0.08479	17	0.80	525	9	0.5
A396	4832	85	94	2.00	17	0.6797	2.1	0.08457	1.7	0.66	523	8	32
A398	82217	1589	157.8	0.72	32	0.6813	$\frac{2.7}{3.0}$	0.08641	1.0	0.48	534	7	_71
A449	60422	1034	108.4	0.89	13	0.6833	2.2	0.08555	1.5	0.40	529	8	_04
A415	12424	219	26.1	1 21	0.7	0.6861	$\frac{2.2}{3.4}$	0.08564	1.5	0.48	530	8	0.7
A400	36630	637	66 7	0.66	0.0	0 6864	2.4	0.08643	16	0.67	534	8	-3.8
A444	23832	390	38.8	0.72	0.4	0.6877	2.5	0.08536	2.1	0.86	528	11	3.3

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Кратер	$^{207}{\rm Pb^{a}}$,	U ^b ,	Рb ^b , г/т	Th ^b /U	²⁰⁶ Pbc ^c ,	²⁰⁷ Pbd/235U	±2σ,	206Pbd/238U	±2σ, %	Rh _o ^e	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$J \pm 2\sigma$,	D, %
	cps	г/т	, í		%		%		ŕ	Ũ	млн ј	іет	,
A417	47117	843	85.8	0.71	0.0	0.6915	1.9	0.08646	1.5	0.80	535	8	-0.8
A422	13849	235	22.8	1.14	1.3	0.6931	2.5	0.08664	1.5	0.61	536	8	-1.0
A446	24342	338	35.4	1.91	3.2	0.6932	3.2	0.08651	1.5	0.47	535	8	-0.2
A424	29778	450	47.5	0.64	1.4	0.6981	2.4	0.08722	1.6	0.68	539	8	-1.4
A429	94765	1645	175.1	0.78	3.5	0.7071	3.6	0.08847	2.0	0.56	546	11	-3.4
		Грани	т (2110)	Мойви	нского ма	ссива, коор	бдинат	ы отбора: х	061149	92, y 67	775444		
A477	39843	616	50.8	0.31	0.7	0.5994	2.3	0.07572	1.6	0.70	471	7	7.3
A500	99655	1492	123.9	0.27	1.5	0.6379	2.1	0.07954	1.5	0.72	493	7	8.0
A460	81903	1291	118.1	0.65	2.3	0.6385	2.8	0.07993	1.6	0.57	496	8	6.0
A480	57935	925	78.3	0.25	1.2	0.6682	2.2	0.08289	1.5	0.69	513	8	6.2
A488	76967	1056	109.0	0.66	0.7	0.6810	1.9	0.08453	1.5	0.78	523	7	4.2
A478	84101	1206	103.1	0.19	0.0	0.6944	1.7	0.08485	1.5	0.88	525	8	9.5
A455	94583	1530	135.1	0.25	0.0	0.7093	1.7	0.08661	1.4	0.85	535	7	7.9
A458	118246	1848	172.2	0.36	0.3	0.7093	1.7	0.08774	1.5	0.89	542	8	2.1
A453	88863	1378	119.9	0.16	0.0	0.7170	1.8	0.08893	1.6	0.89	549	8	-0.3
A468	104569	1669	148.0	0.28	0.4	0.7186	1.7	0.08864	1.4	0.86	548	8	2.2
A464	85477	1281	112.8	0.13	0.0	0.7285	1.9	0.09035	1.7	0.89	558	9	-1.8
A487	111742	1647	149.5	0.21	0.8	0.7307	1.7	0.09031	1.5	0.84	557	8	-0.3
A492	93875	1438	131.8	0.37	0.0	0.7325	1.9	0.09110	1.6	0.85	562	8	-3.8
A471	87741	1324	123.5	0.24	0.1	0.7362	1.7	0.09155	1.5	0.89	565	8	-4.2
A485	33008	417	37.3	0.18	2.6	0.7385	3.1	0.09030	1.5	0.49	557	8	3.7
A476	87542	1292	117.4	0.18	0.5	0.7414	1.7	0.09094	1.5	0.87	561	8	1.9
A452	60910	908	83.6	0.19	0.0	0.7430	2.2	0.09171	1.6	0.76	566	9	-1.3
A481	47369	564	66.6	0.83	1.7	0.7432	3.3	0.09219	1.7	0.52	568	9	-3.9
A472	94187	1402	125.9	0.14	0.0	0.7445	1.8	0.09172	1.6	0.89	566	8	-0.6
A474	63814	1050	99.1	0.29	1.0	0.7459	3.2	0.09190	2.6	0.81	567	14	-0.9
A482	53424	755	73.9	0.44	0.1	0.7481	2.1	0.09118	1.7	0.80	562	9	3.9
A489	74858	1075	98.3	0.18	1.1	0.7484	2.1	0.09209	1.5	0.74	568	8	-0.5
A454	41318	579	81.0	1.32	0.1	0.7494	2.5	0.09216	1.7	0.69	568	9	-0.4
A499	29367	314	31.6	0.32	2.1	0.7502	4.1	0.09223	1.7	0.41	569	9	-0.3
A467	68110	1032	94.6	0.20	0.0	0.7505	1.8	0.09137	1.4	0.80	564	8	4.2
A483	51295	783	88.5	0.79	0.0	0.7510	2.0	0.09218	1.5	0.74	568	8	0.3
A451	94056	1515	181.4	0.93	0.2	0.7513	1.9	0.09201	1.7	0.89	567	9	1.3
A461	95229	1495	138.9	0.22	0.1	0.7553	1.7	0.09278	1.5	0.87	572	8	-0.6
A479	18353	278	28.5	0.45	5.1	0.7556	4.8	0.09326	2.1	0.44	575	11	-3.0
A491	56216	818	85.5	0.46	0.8	0.7563	2.1	0.09294	1.7	0.80	573	9	-0.9
A450	50960	776	72.2	0.20	0.4	0.7578	2.1	0.09287	1.8	0.85	572	10	0.2
A469	89721	1198	111.0	0.16	0.1	0.7654	1.9	0.09370	1.7	0.90	577	10	-0.2
A456	63844	926	84.3	0.12	0.0	0.7678	1.9	0.09372	1.8	0.92	577	10	0.9
						Стандај	ЭТЫ				1	I.	
BB-09 g	19577	704	63.5	0.11	0.51	0.7574	1.9	0.09295	1.6	0.77	573	9	-0.4
Ples. ^g	11507	756	39	0.07	0.81	0.3959	3.2	0.05422	2.0	0.70	340	7	-4.2
91500 g	24036	81	15	0.26	0.43	1.8420	1.4	0.17859	1.0	0.64	1059	10	0.4

Примечание. Размер кратера до 33 мкм при глубине \approx 15 мкм. Концентрации U, Pb и отношение Th/U рассчитаны относительно стандарта циркона GJ-1 [Jackson et al., 2004]. ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U отношения скорректированы на бланк, фракционирование и общий свинец – по [Stacey, Kramers, 1975]. Rh_o – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U. **D** – степень дисконкордантности. BB-09, Plesovice, 91500 стандартные образцы (статистика n=14 для каждого стандарта соответственно).

Note. The crater size is up to 33 μ m at a depth of \approx 15 μ m. The concentrations of U, Pb and the ratio Th/U are calculated with respect to the zircon standard GJ-1 [Jackson et al., 2004]. ²⁰⁷Pb/²³⁵U and ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios are correction to the blank, fractionation and total lead according to [Stacey, Kramers, 1975]. Rh_o – correlation coefficient of the ratio ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D – degree of discordance. BB-09, Plesovice, 91500 standard samples (statistics n = 14 for each standard respectively).

определить значения U-Pb возрастов 567.2 ± 8.9 млн лет (СКВО = 1.6, n = 33) и 558.0 ± 11 млн лет (СКВО=0.82, n=43) соответственно. U-Pb SHIMP-II данные (табл. 3, рис. 6а) для циркона из кварцевых диоритов северного тела Мойвинского массива (анализы выполнены во ВСЕГЕИ) позволяют вы-



Рис. 5. U-Pb (LA-ICP-MS) данные для циркона из гранитов Вёлсовского, Мойвинского (Южное тело) и Посьмакского массивов по [Петров и др., 2014].

Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям $\pm 2\sigma$.

Fig. 5. U-Pb (LA-ICP-MS) data for zircons from granites of the Vels, Moiva (South body) and Pos'mack massifs by [Petrov et al., 2014].

The dimensions of the ellipses correspond to the analytical errors $\pm 2\sigma$.

Номер	²⁰⁶ Pb _c ,	Соде	ержан	ие, г/т	²³² Th/ ²³⁸ U	(1)	±lσ,	(1)	±lσ,	Rh _o	D,	Возраст, мл	н лет	СКВО
точки	%	U	Th	²⁰⁶ Pb*	1	207Pb/235U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%		%	^{207}U ^{206}Pb	±2σ	1
измерения												$\frac{235}{U} - \frac{238}{U}$		
1.1	0.00	178	109	22.1	0.36	0.727	2.5	0.0904	0.87	0.348	-3.1	557.9	9.2	0.107
4.1	0.00	315	229	20.4	0.52	0.748	2.5	0.0909	0.92	0.368	5.5	560.9	9.8	0.41
5.1	0.16	498	488	35.9	0.85	0.745	1.9	0.0912	0.77	0.405	2.5	562.6	8.2	0.15
6.1	0.58	511	619	26.2	0.33	0.767	2.5	0.0925	0.99	0.396	6.4	571.0	10.8	0.60
7.1	0.50	339	296	31.4	0.53	0.744	3.0	0.0929	0.82	0.273	-7.4	572.4	9.0	0.40
8.1	0.19	233	179	16.4	0.26	0.743	2.5	0.0915	0.91	0.364	-0.2	564.3	9.8	0.00035
7.2	1.68	255	189	13.7	0.62	0.723	5.5	0.0921	1.00	0.182	-16	568.0	10.8	0.45
9.1	0.18	506	590	21.6	0.43	0.744	2.4	0.0907	0.81	0.338	4.5	559.8	8.6	0.28
9.2	0.19	224	172	29.8	0.26	0.745	2.0	0.0925	0.74	0.370	-4.7	570.1	8.0	0.40
10.1	0.00	373	343	26.8	0.42	0.758	2.1	0.0925	0.76	0.362	2.0	570.6	8.2	0.076
11.1	1.04	209	171	16.7	0.52	0.776	2.4	0.0919	0.89	0.371	13	567.3	9.6	2.7
12.1	0.78	160	102	40.0	0.43	0.747	1.8	0.0921	0.68	0.378	-1.0	567.6	7.4	0.026

Table 3. The U-Pb SHRIMP-II data of zircon from quartz diorite of the Moiva massif (sample 5503)

Таблица 3. U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из кварцевого диорита Мойвинского массива (обр. 5503)

Примечание. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составляли 0.60 %. Погрешности приведены для интервала ±1s. Pb_c и Pb^{*} – нерадиогенный и радиогенный свинцы соответственно. (1) – скорректировано по измеренному ²⁰⁴Pb. Rh_o – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U. **D** – степень дисконкордантности. Расчет соответствующих параметров U-Pb данных проводился с использованием программы ISOPLOT/Ex version 3.66 [Ludwig, 2008].

Note. Uncertainty of calibration of standard TEMORA was 0.60%. Uncertainties are ± 1 s. Pb_c and Pb^{*} indicate the common and radiogenic portions respectively. (1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb. Rh_o – the correlation coefficient between ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U radiogenic isotope ratios. D – degree of discordance. Calculations of the corresponding of U-Pb-data parameters were carried out using the program ISOPLOT/Ex version 3.66 [Ludwig, 2008].

числить конкордантный возраст 565.6 ± 2.4 млн лет (СКВО = 1.09, n = 12); из лейкогранита Вёлсовского массива – 511.1 ± 3.4 млн лет (СКВО = 0.046, n = 20, рис. 66, табл. 4). Таким образом, *in situ* U-Pb дати-

ровки, полученные по циркону из гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов, фиксируют интервал времени (567.2 \pm 4.6) \div (558 \pm 11) млн лет, Вёлсовского – (540 \pm 11) \div (530.3 \pm 2.1) млн лет (более



Рис. 6. U-Pb (SHRIMP-II) данные для циркона из кварцевых диоритов Мойвинского (Северное тело) и лейкогранитов Вёлсовского массивов.

На "а" вертикальный размер отрезков соответствует погрешности $\pm 2\sigma$, на "б" размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям $\pm 1\sigma$.

Fig. 6. U-Pb (SHRIMP-II) data for zircons from quartz diorites of Moiva massif (North body) and leicogranites of Vels massif.

 $a - the vertical size of the segments corresponds to the uncertainties \pm 2\sigma$, $6 - the dimensions of the ellipses correspond to the analytical errors \pm 1\sigma$.

Номер	²⁰⁶ Pb _c ,	Содержание, г/т		232Th/238U	(1)	±1σ,	(1)	±lσ,	Rh _o	D, %	Возраст, мля	н лет	
точки	%	U	Th	²⁰⁶ Pb*	1	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%			(1)	±
измерения												²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	
]	Коорди	наты мес	та отбора	a: x 06	514306, y 6	74383	37			
1.1	0.33	578	529	41.5	0.94	0.652	2.4	0.0832	1.4	0.583	-6.2	515.2	7.2
2.1	0.04	924	859	66.1	0.96	0.668	1.8	0.0832	1.4	0.778	4.3	515.2	7.2
3.1	0.30	96	186	7.00	2.00	0.667	5.8	0.0842	1.9	0.328	-2.4	521.1	9.9
4.1	0.25	336	242	23.9	0.74	0.662	2.9	0.0828	1.6	0.552	3.1	512.8	8.2
5.1	4.43	1081	910	81.4	0.87	0.639	14	0.0836	1.7	0.121	-20	517.6	8.8
6.1	0.63	372	297	26.3	0.82	0.619	5.2	0.0818	1.5	0.288	-24	506.9	7.6
7.1	0.04	744	557	53.7	0.77	0.675	2.0	0.0840	1.5	0.750	3.8	520.0	7.8
8.1	1.45	278	332	19.8	1.23	0.678	5.0	0.0815	1.6	0.320	18	505.1	8.1
9.1	0.35	231	143	15.9	0.64	0.628	4.3	0.0801	1.6	0.372	-2.2	496.7	7.9
10.1	0.71	488	638	35.5	1.35	0.653	3.2	0.0839	1.5	0.469	-10	519.4	7.8
12.1	1.11	2210	2670	161	1.25	0.655	2.5	0.0839	1.4	0.560	-8.9	519.4	7.3
13.1	0.48	363	248	26.1	0.71	0.657	3.3	0.0833	1.5	0.455	-3.3	515.8	7.7
15.1	0.39	284	229	20.1	0.83	0.630	3.3	0.0820	1.6	0.485	-15	508.0	8.1
16.1	0.37	371	164	27.1	0.46	0.671	3.0	0.0848	1.5	0.500	-4.0	524.7	7.9
17.1	0.06	360	267	25.7	0.77	0.662	2.3	0.0829	1.5	0.652	2.5	513.4	7.7
19.1	1.35	477	613	34.7	1.33	0.691	3.6	0.0835	1.5	0.417	14	517.0	7.8
20.1	1.11	82	61	5.80	0.76	0.640	7.5	0.0812	1.9	0.253	-1.1	503.3	9.6
22.1	2.48	264	170	18.2	0.67	0.587	6.9	0.0780	1.6	0.232	-23	484.2	7.7
23.1	0.55	300	218	21.3	0.75	0.645	3.4	0.0820	1.6	0.471	-3.0	508.0	8.1
24.1	0.34	312	273	21.7	0.90	0.626	3.3	0.0806	1.5	0.455	-7.4	499.7	7.5

Таблица 4. U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из лейкогранита Вёлсовского массива (обр. 2172-3
Table 4. The U-Pb SHRIMP-II data of zircon from leucogranite of the Vels massif (sample 2172-3)

Примечание. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составляли 0.62 %. Остальные примечания – см. Табл.3.

Note. Uncertainty of calibration of standard TEMORA was 0.62%. Others notes - see Table 3.

Геохимические особенности и потенциальная рудоносность гранитоидов Северного Урала Geochemical features and potential ore minerals of granitoids in North Ural

обоснованно 530.3 ± 2.1 млн лет, что соответствует конкордантным значениям возрастов цирконов); лейкограниты Вёлсовского массива имеют возраст 511.1 ± 3.4 млн лет.

Близкие по возрастному диапазону докембрийские гранитоидные комплексы известны и в других антиклинорных структурах и блоках западного склона Урала. Так, на Южном Урале в Уфалейском метаморфическом блоке и в Башкирском антиклинории они представлены битимским и юрминским комплексами гранитов [Шардакова, 2015, 2016]. На Приполярном Урале и в фундаменте Печорской плиты позднедокембрийские гранитоиды также широко распространены и имеют разнообразный состав.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Для определения минерагенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов Вёлсовского и Мойвинского массивов проведено исследование особенностей флюидного режима, сопровождавшего их формирование. При помощи микроанализатора SX-100 были выполнены анализы апатитов, биотитов, амфиболов, титанитов и фенгитов. Для сравнения приведены данные по ордовикскому Крив-Вагранскому монцодиоритовому массиву.

Как показал анализ состава гидроксилсодержащих минералов, граниты Мойвинского массива специализированы на окисленную сульфатную серу (апатит, 20 полных анализов его состава), при слабо повышенном содержании хлора и умеренно повышенном содержании фтора (рис. 7). Высокое содержание хлора в биотите (7 анализов состава) и амфиболе (до 0.20-0.26 мас. %, n = 5), превышающее его содержание в апатите (0.14–0.03 мас. %), свидетельствует об относительной маловодности расплава Мойвинского массива (рис. 8 и 9). На рис. 7-9 в виде отдельных точек приведены лишь средние содержания галогенов в минералах исследованных массивов. Высокая железистость биотита (f = 0.62 - 0.65) и амфибола – ферроактинолита (f = 0.55–0.61) с температурой кристаллизации 555°С, повышенное содержание титана в биотите (2-2.35 мас. % TiO₂) подтверждают возможную принадлежность пород этого массива к относительной бедной кислородом магнетитильменитовой серии. При этом уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был все же вполне достаточным для нахождения значительного количества серы в ее наиболее окисленной сульфатной форме. Этим и определяется повышенное содержание сульфатной серы в апатите, отсутствие первичных магматических сульфидов, а также высокое содержание в породах сфена, ок-



Рис. 7. Соотношение содержания фтора и хлора в апатитах для гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью, по [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: 1 – гранитоиды Урала со скарновомагнетитовым оруденением; 2 – вулканиты Урала с медно-колчеданным оруденением; 3–4 – гранитоиды с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением (3 – Урал, США; 4 – Кураминский хребет); 5 – гранитоиды с вольфрам-оловянным и молибденовым оруденением Приморья и Забайкалья; 6–7 – гранитоиды Урала с золото-сульфидно-кварцевым и шеелитовым оруденением; 8–9 – фтороносные гранитоиды Урала с молибден-вольфрамовой (степнинский, увильдинский комплексы и др.) и редкометалльной Ве, **Та, Li мине**рализацией (Адуйский, Кременкульский, Шотинский массивы и др.).

Fig. 7. Ratio of the fluorine and chlorine contents in apatites from granitoids with different metallogenic specialization and potential ore content by [Holod-nov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: 1 – Uralian granitoids with skarnmagnetite mineralization; 2 – Uralian volcanites with copper-sulphide mineralization; **3–4** – granitoids with copper-porphyritic and polymetallic mineralization (3 – Ural, USA; 4 – Kuraminsky Ridge); 5 – granitoids with tungsten-tin and molybdenum mineralization of Primorsky and Transbaikal regions; 6–7 – Uralian granitoids with goldsulphide-quartz and scheelitic mineralization; 8–9 – fluorine-enriched granitoids of Urals with molybdenum-tungsten (Stepninsky, Uvildinsky complexes and others) and rare metal Be, Ta, Li mineralization (Aduysky, Kremenkulsky, Shotinsky massifs, etc.).

сидов Fe и Ti, вторичного гематита, обилие циркона. На раннем этапе кристаллизации гранитоидного расплава в Мойвинском массиве окислительный режим был более высоким (при величине Δ NNO > 1). Это характеризует и дискретность в распределении серы в апатитах с наличием зональных его зерен, в центре которых содержание серы составляет 0.5–0.6, в промежуточной зоне – 0.35, а в краях – 0.10–0.20 мас. %. Таким образом, окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки, что и подтверждается зональностью



Рис. 8. Соотношение содержания фтора и хлора в биотитах гранитоидов и габброидов, характеризующихся различной металлогенической специализацией и рудоносностью, по [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: І – Талнахская трапповая интрузия (1), габбро-гранитные серии Урала со скарновомагнетитовым оруденением (2), гранитоиды Кураминского хребта с медно-молибден-порфировым оруденением (3), гранитоиды Станового хребта с молибденовыми месторождениями штокверкового типа (4); II – гранитоиды Акатуевского массива в Забайкалье с полиметаллическим оруденением (5), гранитоиды с медно-порфировым оруденением, США (6), тоналитгранодиоритовые серии Урала с шеелитовым и золотосульфидно-кварцевым оруденением, Белухинский и Букукинский массивы гранитоидов Забайкалья с крупными вольфрамовыми месторождениями грейзенового типа (7); III - гранитоиды Соктуйского, Олдодинского, Акатуевского и Шерловогорского массивов Забайкалья с месторождениями вольфрама и олова (8 и 9); грейзены и кварцевые жилы с вольфрам-оловянным оруденением в Забайкалье (10); редкометалльные пегматиты Шерловой горы Забайкалья (11); IV - поздне- и постколлизионные граниты и лейкограниты Урала с редкометалльным оруденением (12); редкометалльные пегматиты Урала и Центрального Казахстана (13); редкометалльные пегматиты и грейзены Монголии (14).

Fig. 8. The ratio of fluorine and chlorine contents in biotites from granites and gabbro with different metallogenic specialization and ore-beareness, as given in [Holodnov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: I – the Talnakh trapp intrusion (1), gabbro-granite series of Urals with skarn-magnetite mineralization (2), granitoids of Kuraminsky Ridge with copper-molybdenum-porphyritic mineralization (3), granitoids of Stanovoy Ridge with molybdenum deposits of stockwork type (4); II – granites of Akatui massif from Transbaikal region with polymetallic mineralization (5), granitoids with copper-porphyritic mineralization, USA (6), tonalite-granodiorite series of Urals with scheelite and gold-sulphide-quartz mineralization, the Belukha and Bukuka granite massifs with large tungsten deposits of greisens type (7); III – granitoids of Soktui, Oldodin, Akatui and Sherlovogor skii massifs of Transbaikal region with deposits of tungsten and tin (8 and 9); greisens and quartz veins with the tungsten-tin mineralization in Transbaikal region (10); raremetals pegmatites of Sherlova Gora from Transbaikal region (11); IV – late- and post-collision granites and leicogranites of Urals with rare-metals mineralization (12); raremetals pegmatites of Urals and Middle Kazakhstan (13); rare-metals pegmatites and greisens of Mongolia (14).

кристаллов апатита по содержанию SO₃. Подобная зональность по сере отмечается и для кристаллов апатита в продуктивных на золото и шеелит надсубдукционных мантийно-коровых интрузиях, таких как Шарташская, Ахуновская, Челябинская [Коновалова и др., 2013]. Смена режима с более окислительного на восстановительный (с ростом активности сероводорода) сопровождается здесь началом массовой кристаллизации золотоносных сульфидов с формированием постмагматического золото-сульфидно-кварцевого оруденения (Березовское, Кочкарское и другие месторождения).

Вёлсовский массив. Исходный расплав был также специализирован на окисленную сульфатную серу, но уже при отсутствии хлора, что фиксирует состав апатита (15 анализов состава) и железистого мусковита (фенгита, 2 полных анализа). Другая важная особенность – более высокое содержание фтора (см. рис. 7): в апатите – 3.65–4.4, среднее – 4.0 мас. %; в фенгите – 0.75–0.52, среднее – 0.65 мас. %; в сфене – до 1.0 мас.%. Это свидетельствует о повышенной фтороносности гранитного расплава этого массива. Уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был также достаточным ($\Delta NNO > 1$) для нахождения значительного количества серы в ее сульфатной форме. Здесь также наблюдаются отсутствие первичных сульфидов, высокое содержание оксидов (магнетит, гематит и др.), появляется рутил. Так же, как и в Мойвинском массиве, на раннем этапе кристаллизации окислительный режим был более высоким, о чем свидетельствует дискретность в распределении серы в зональных зернах апатита. Его зональность по сере и фтору: ранний этап кристаллизации – центр зональных зерен с содержанием SO_3 до 0.60 мас. %, поздний этап – края зональных зерен с содержанием SO₃ 0.02-0.05 мас. %. Таким образом, здесь также окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки с появлением на поздне- и постмагматическом этапе, по-видимому, большего количества сероводорода, определяющего последующую кристаллизацию сульфидов, таких как молибденит, галенит и др.

Данные рис. 7–9, кроме того, свидетельствуют о том, что изменение содержаний летучих элементов (галогенов и серы) в минералах отражает и общий тренд эволюции флюидного режима массивов во времени: от более раннего Мойвинского (566 млн лет) к более позднему Вёлсовскому (530–511 млн
Геохимические особенности и потенциальная рудоносность гранитоидов Северного Урала Geochemical features and potential ore minerals of granitoids in North Ural

лет). Такой тренд характеризует рост активности фтора при стабильно высокой активности окисленной сульфатной серы и спаде активности хлора практически до нуля. Это должно иметь определенное прогнозное значение при оценке продуктивной рудоносности массивов Ишеримского антиклинория на различное хлорофильное, фторофильное и сульфурофильное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002]. Кроме этого, в составе апатита Велсовского массива значительно нарастает содержание марганца – до 1.3 мас. % МпО против 0.30 мас. % в апатитах Мойвинского массива. Это может свидетельствовать о более высокой степени зрелости докембрийской континентальтной коры в Ишеримском блоке.

Соответственно, использование специализированных рудно-геохимических (минералогических) диаграмм (см. рис. 7-9) позволяет через состав и содержание флюидных элементов в этих минералах определять возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм. Указанные диаграммы подтверждают преимущественную специализацию Мойвинского и Вёлсовского массивов на шеелит-сульфидное (W, Cu, Pb, Zn, Mo) с золотом оруденение. Высокое содержание хлора в биотите (до 0.26 мас. %) Мойвинского массива, на фоне сравнительно невысоких содержаний фтора, указывает на заметную его аналогию с надсубдукционными гранитоидами, специализированными на медно-молибден-порфировое оруденение. Специализацию Мойвинского массива на молибден и вольфрам подтверждает и соотношение между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах и биотитах. Возможный аналог по рудоносности – скарновые Mo-W, шеслит-сульфидные с полиметаллами месторождения Востока России (месторождения Лермонтовское, Восток-2, Агылки и др.).

Существенное влияние на потенциальную рудоносность гранитоидного магматизма в Ишеримском антиклинории может оказать также состав вмещающих рифейских толщ, особенно в случае наличия в их составе осадочных пород богатых углеродистым веществом (муравьинская, вёлсовская свиты и др.). Так. было установлено, что содержание золота в 72 пробах углеродистых сланцев муравьинской и вёлсовской свит составляет в среднем 0.1 г/т, что свидетельствует о его высоких фоновых концентрациях. Содержание золота в зонах сульфидной минерализации Сурьинского рудопроявления, локализованного среди углеродистых сланцев вёлсовской свиты, достигает 8 г/т [Петров, 2014]. По нашим данным, углеродистые метаалевролиты муравьинской свиты обогащены Ni, Cu, Y, Ag, Sn, Hf, Bi, U, Li, Be, Co, Sr, Nb, Cd, Sb, Cs, Ta, W, a также легкими редкими землями, черные сланцы вёлсовской свиты – Li, Be, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Cs, Yb, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Nb, Mo и РЗЭ. Подобная ситуация характерна и для Южного Урала, где, как сви-



Рис. 9. Соотношение концентраций хлора в сосуществующих апатитах и биотитах для гранитоидов Урала, специализированных на различное эндогенное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: 1 – габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – диоритгранодиорит-порфировые, монцодиорит-гранит-порфировые серии Урала с медно-порфировым и медномолибден-порфировым оруденением; 3 – молибденпорфировые месторождения других регионов (Шахтаминское, Жирекенское и др.); 4 – тоналит-гранодиоритгранитные серии Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением (Шарташский, Пластовский массивы, Березовское, Кочкарское месторождения и др.); 5 – фтороносные монцодиорит-гранитлейкогранитные серии Урала с редкометалльным оруденением (Степнинский, Малышевский, Соколовский массивы и др.).

Fig. 9. The relationship between the chlorine concentration in the co-existing apatites and biotites for granitoids of Urals, specialized in the various endogenous mineralization by [Holodnov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: 1 – gabbro-granite series of Urals with skarn-magnetite mineralization; 2 – diorite-granodiorite-porphyry, monzodiorite-granite-porphyry series of Urals with porphyry-copper and copper-molybdenum-porphyry mineralization; 3 – molybdenum-porphyry deposits in other regions (Shakhtaminskoe, Zhireken et al.); 4 – tonalite-granodiorite-granite series of Urals with scheelite and gold-sulphide-quartz mineralization (Shartashsky, Plastovsky massifs, Berezovskoe, Kochkarskoe deposits and others); 5 – fluorine-bearing monzodiorite-granite-leicogranite series of the Urals with **rare-metals mineralization** (Stepninsky, Malyshevsky, Sokolovsky massifs and others).

детельствуют специальные исследования [Ардисламов и др., 2013], среднерифейские углеродистые отложения начиная с машакской свиты содержат повышенные концентрации Au, Mo, W, V и платиноидов. Экстракция редких и благородных металлов магмами и агрессивными флюидами, обогащенных хлором, сульфатной серой или фтором, будет способствовать формированию рудных объектов.

выводы

Выполненные исследования позволили уточнить геохимические характеристики, возраст, флюидный режим формирования и металлогеническую специализацию гранитоидов Ишеримской структуры. Подводя итоги, отметим следующее.

1. Опираясь на результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований, можно выделить два гранитоидных комплекса в пределах Ишеримского антиклинория – вендский ((567.2 \pm 8.9) \div (558 \pm 11) млн лет) мойвинский диорит-гранитовый и кембрийский ((530.3 \pm \pm 2.1) \div (511.1 \pm 3.4) млн лет) вёлсовский гранитлейкогранитовый. Первый слагает Мойвинский и Посьмакский (вероятно, также и Шудьинский) массивы, а второй – Вёлсовский массив.

2. Породы мойвинского комплекса, по всей видимости, сформировались в условиях активной континентальной окраины в процессе взаимодействия мантийных магм с корой континентального типа. В результате в составе комплекса присутствуют кварцевые диориты, вероятно содержащие примесь мантийного вещества, и палингенные граниты – продукты частичного плавления коры под воздействием высокого флюидно-теплового потока.

3. Граниты вёлсовского комплекса, судя по геохимическим и минералогическим данным, являются орогенными образованиями. Дополнительным аргументом такой интерпретации служит формирование вёлсовских гранитов после "закрытия" Rb-Sr изотопной системы субдукционного глаукофансланцевого метаморфизма тиманид (536±19 ÷ ÷ 535 ± 6 млн лет, по [Beckholmen, Glodny, 2004]).

4. Изучение составов породообразующих и акцессорных минералов показало, что флюиды, сопровождавшие формирование гранитоидов мойвинского комплекса, являются преимущественно хлороносными, а вёлсовского – фтороносными. Установленная относительная маловодность надсубдукционных гранитоидных расплавов также позволяет предполагать влияние глубинного базитового очага, а повышенная хлороносность и "сульфатоносность" ранних гранитоидных выплавок, вероятно, указывает на надсубдукционную обстановку. При этом содержание хлора и серы в обоих комплексах уменьшается, а фтора – увеличивается от ранних магматических фаз к поздним, что может быть связано с уменьшением доли мантийной составляющей и увеличением коровой палингенной компоненты в составе расплавов в ходе эволюции магматической системы.

5. Высокие содержания хлора и серы в составе синмагматических флюидов, сопровождавших формирование пород мойвинского комплекса, сближают последние с рудоносными гранитоидами Дальнего Востока, сопровождаемыми промышленными месторождениями W и Mo, и золотоносными каменноугольными гранитами восточного склона Урала. Повышенные фоновые концентрации редких и благородных металлов во вмещающих рифейских метатерригенных толщах, наряду с существенно сернисто-хлоридным составом флюидов, создают благоприятные предпосылки для формирования золотосодержащего Мо-W оруденения, что подтверждается наличием в экзоконтакте Мойвинского массива шеелитовых скарнов Аблизинского рудопроявления. С кембрийскими гранитами вёлсовского комплекса дополнительно может быть связана более фторофильная редкометалльная минерализация (Nb, Ta, TR и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Я., Морозов Г.Г., Ваулина Т.Э. (1994) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1: 50 000 Тулымской площади (листы Р-40-106-Б, Г; Р-40-107-А зап. пол, Р-40-107-В зап. пол.) с общими поисками в верховьях р. Вишера на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1990–1993 гг. (незавершенные работы). Пермь: Пермьгеокарта.
- Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н. (2013) Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). Уфа: ДизайнПрусс, 216.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка (2006) СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 332.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011). СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. (2002) Магматические комплексы Пермской серии листов. Проблемы минералогии, петрографии и минерагении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. Вып. 4. Пермь: Перм. ун-т., 124-146.
- Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособ. (2001) М.: ИнтерметИнжиниринг, 288.
- Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.Я. (1998) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Шудьинской площади (листы Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – зап. половина, Р-40-130-Б) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь: Пермьгеокарта.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2013) Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения. *Литосфера*, (6), 65-72.
- Петров Г.А. (2014) Прогнозирование благороднометалльного оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса. *Литосфера*, (6), 88-101.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2014) Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале. Докл.

AH, **459**(6), 721-725.

- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA_ICP_MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). Докл. *АН*, **464**(5), 589-593.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232.
- Холоднов В.В., Бушляков И.И. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 393 с.
- Чайковский И.И. (1995) Гранитоидный магматизм и геодинамика Ляпинско-Кутимского мегантиклинория Северного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 16 с.
- Чайковский И.И., Андреичев В.Л. (2001) Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала. Вестн. Пермского университета. Геология, (3), 129-137.
- Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Попов И.Б. (2002) Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория: уточнение легенды Пермской серии листов Госгеолкарты-200. Пермь: Росгеолфонд, Пермский ТГФ, ПГГСП "Геокарта", ПГУ.
- Черепанова Д.В. (1993) Шеелитоносные скарны Мойвинской интрузии Северного Урала. Геология и металлогения Приполярного Урала. Сыктывкар, 54 с.
- Шардакова Г.Ю. (2015) Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). *Литосфера*, (4), 93-98.
- Шардакова Г.Ю. (2016) Геохимические особенности и изотопный состав гранитоидов Башкирского мегантиклинория свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой. *Геохимия*, (7), 607-622.
- Beckholmen M., Glodny J. (2004) Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarkush metamorphic basement, Northern Urals, Russia. (D.G. Gee, V.L. Pease eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc., London Mem.*, **30**, 125-134.
- Chappell B.W., White A.I.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, (8), 173-174.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol., (42), 2033-2048.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, (211), 47-69.
- Le Bas M.J., Le Matrie R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27(3). 745-750.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, (4), 77.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.

- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313-345.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95(4), 407-419.

REFERENCES

- Alexeev V.Ya., Morozov G.G., Vaulina T.E. (1994) Otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1 : 50 000 Tulimskoi ploshchadi s obshchimi poiskami v verkhov'akh r. Vishera na Severnom Urale v Krasnovisherskom raione Permskoi oblasti, provedennom v 1990–1993 gg. (nezavershennye raboti) [Report on the geological exploration scale 1 : 50 000 of the Tulim area with general searches in upper part of Vishera River at the North Urals, made in 1990–1993 years (unfinished work)]. Perm', Perm'geokarta Publ. (In Russian)
- Ardislamov F.R., Savel'ev D.E., Snachev A.V., Puchkov V.N. (2013) Geologia mashakskoi svity Jamantauskogo anticlinoria (Juzhnyi Ural) [Geology of the Mashak series of Jamantau anticlinorium (South Urals)]. Ufa, DizainPr. Publ., 216 p. (In Russian)
- Beckholmen M., Glodny J. (2004) Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarkush metamorphic basement, Northern Urals, Russia. (D.G. Gee & V.L. Pease eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc. London Mem.*, **30**, 125-134.
- Chappell B.W., White A.I.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, (8), 173-174.
- Cherepanova D.V. (1993) Scheelite scarns of the Mojva intrusion at the North Urals. *Geologiya i metallogenia Pripolyarnogo Urala*. Syktyvkar, 54 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intrusivnykh assotsiatsii* [Petrology of main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol., (42), 2033-2048.
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Uralskaya seria. List P-40 (Severouralsk). Ob "asnitelnaya zapiska [State geological map of Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Uralian series. Sheet P-40 (Severouralsk). Explanatory note] (2006) St.Petersburg: VSEGEI, 332 p. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Uralskaya seria. List O-41 Ekaterinburg. Ob"asnitelnaya zapiska [State geological map of Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Uralian series. Tablet O-41 Ekaterinburg. Explanatory note] (2011) Sankt-Petersburg: Maps Factory of VSEGEI Publ., 492 p. (In Russian)
- Holodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 394 p. (in Russian)
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh [Interpretation of geochemical data]. (2001) Moscow, IntermetIngeneering

Петров и др. Petrov et al.

Publ., 288 p. (In Russian)

- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, (211), 47-69.
- Klimenko B.V., Borisov N.E., Rybal'chenko A.Ya. (1988) Otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1:50 000 Shud'inskoi plochshadi s obchshimi poiskami v Krasnovisherskom raione Permskoi oblasti, provedennom v 1989–1998 gg. [Report on the geological exploration scale 1 : 50 000 of the Shud'ya area with general searches in Krasnovishersk district of Perm region made in 1989–1998 years]. Perm': Perm'geokarta Publ., (In Russian)
- Konovalova E.V., Holodnov V.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2013) Elements-mineralizers (sulfur and halogens) in apatites of Shartashskii granite massif and Berezovskii gold deposit. *Lithosfera*, (6), 65-72. (In Russian)
- Le Bas M.J., Le Matrie R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27(3), 745-750.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, (4), 77.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (101), 635-643
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., (25), 956-983.
- Petrov G.A. (2014) Forecasting hosting precious metal mineralization in Pre-Paleozoic black-shale series of the middle part of Uralian mobile belt. *Litosfera*, (6), 88-101. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons from Metasandstones of the Isherim Anticlinorium (North Urals). *Pleiades Publishing, Ltd: Dokl. Earth Sci.*, 464(2), 1010-1014.
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2014) New Data on Composition and Age of Granites from the Isherim Anticlinorium and Boundary of the Timanides in the North Urals. *Pleiades Publishing*, *Ltd: Dokl. Earth Sci.*, **459**(2), 1514-1518.

- Shardakova G.Yu. (2015) New data on the Rb-Sr age of the Nikolsk massif (Ufalei block). *Litosfera*, (4), 93-98. (In Russian)
- Shardakova G.Yu. (2016) Geochemical peculiar properties and isotope composition of the Bashkir meganticlinorium granitoides – evidence of the endogenous activity impulses at zone of the Ural orogen and East European contiguity. *Geochemistry*, (7), 607-622. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313-345.
- Tchaikovskii I.I. (1995) Granitoidnyi magmatism i geodinamika Liapinsko-Kutimskogo meganticlinoriya Severnogo Urala. Dis. dokt. geol.-min. nauk. [Granitoid magmatism and geodynamics of Lyapin-Kutim meganticlinorium of the North Urals. Dr. geol. and min sci. diss.] Perm' State University, 16 p. (In Russian)
- Tchaikovskii I.I., Andreichev V.L. (2001) Isotope geochronology of the Vishera Ural granitoides. *Vestn. Perm. St. Univ. Geologia*, (3), 129-137. (In Russian)
- Tchaikovskii I.I., Tchaikovskaya E.V., Popov I.B. (2002) Granitoidnye compleksy Liapinsko-Kutimskogo meganticlinoria: utochnenie legendy Permskoi serii listov Gosgeolkarty-200 [The granitoid complexes of Lyapin-Kutim meganticlinorium: clarification of legend of the Perm region State geological maps scale 1:200 000]. Perm: Rosgeolfond, Perm territorial collection of geological reports, Geokarta, Perm. State University. (In Russian, unpublished)
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, **95**(4), 407-419.
- Zil'berman A.M., Morozov G.G., Korelin G.P. (2002) Magmatic complexes of the Perm series of geological maps. "Problemy mineralogii, petrografii i mineragenii".Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo: Sb. nauch. statei. Vyp. 4. [Proc. 4th Scientific readings of the memory of P.N. Chirvinsky. "Problems of mineralogy, petrography and mineralogy"]. Perm, Perm State Univ. Publ., 124-146. (In Russian)

УДК 549.3+553.83(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-435-444

ВИСМУТ-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛЬСКИЕ ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ)

© 2018 г. М. П. Попов^{1, 2}, Ю. В. Ерохин¹, В. В. Хиллер¹

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: popovmp1@yandex.ru, erokhin-yu@yandex.ru, hilvervit@mail.ru ²Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30 Поступила в редакцию 01.06. 2017 г., принята к печати 10.09.2017 г.

В метасоматически-измененных хромититах Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения установлена необычная Ві-Nі-минерализация, представленная паркеритом, миллеритом, бисмутогаухекорнитом, висмутином, никелином и, возможно, никелевым аналогом смизита (?). Хромититы с Ві-Ni-минерализацией обнаружены в слюдитах на контакте с телами серпентинитов. С отобранных образцов хромитита изготовлены полированные шлифы, исследованные на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН). При изучении сульфидной и арсенидной минерализации ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 30 нА, длительность измерения интенсивности на пике – 10 сек, на фоне – по 5 сек, ди-аметр точки анализа – 2 мкм. Для микрозондовых анализов использовались следующие стандартные образцы чистые металлы (Bi, Ni, Co), сплавы (GaSb) и сульфиды с арсенидами (пирротин, сфалерит, InAs). Образование данной необычной Bi-Ni-минерализации в метасоматически-измененных слюдизированных хромитовых рудах Уральских изумрудных копей напрямую связано со становлением редкометальных пегматитов близлежащего Адуйского гранитного массива. Кислый флюидный поток, связанный с внедрением пегматитовых жил, преобразовывал не только хромитовые тела, но и вмещающие их серпентиниты с формированием тальк-карбонатных и тальк-антофиллитовых пород, слюдитов и других высокотемпературных апогипербазитовых метасоматитов. Именно этот обогащенный Ве и F флюид, накладываясь на хромитовую матрицу, сформировал такой необычный метасоматический минеральный парагенезис – хромит, мусковит-алюминоселадонит, фторфлогопит, турмалин (фтордравит-дравит), мариинскит-хризоберилл, фторапатит, эсколаит, циркон, сульфиды, хромферид и самородные металлы. Источником висмута явно послужили кислые флюиды, никель содержится в самих гипербазитах, сера и мышьяк могли быть, как гипербазитовые (в них часто содержится вкрапленность миллерита, хизлевудита и маухерита), так и гранитоидные. Подобная минерализация характерна для сульфидных медно-никелевых руд и гидротермальных жил пятиэлементной формации, в офиолитовых телах и связанных с ними хромититах такая минеральная ассоциация не отмечалась. Находка бисмутогаухекорнита является первой, а паркерита – третьей на Урале. Формирование Bi-Ni-минерализации происходило в интервале температур от 300°С до 200°С.

Ключевые слова: паркерит, бисмутогаухекорнит, хромититы, Уральские изумрудные копи, Средний Урал

BISMUTH-NICKEL MINERALIZATION IN CHROMITITES OF MARIINSKII DEPOSIT (URALS EMERALD MINES)

Mikhail P. Popov^{1, 2}, Yurii V. Erokhin¹, Vera V. Khiller¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mails: popovmp1@yandex.ru, erokhin-yu@yandex.ru, hilvervit@mail.ru ²Urals State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144, Russia Received 01.06.2017, accepted 10.09.2017

The unusual Bi-Ni mineralization, represented by parkerite, millerite, bismutohauchecornite, bismuthinite, nickeline and, possibly nickel analogue of smythite (?), found in the metasomatically altered chromite rocks of the Mariinsky emerald-beryllium deposit is described. Chromitites with Bi-Ni mineralization are found in the mica complexes in direct connection with serpentinite bodies., Polished sections from the selected chromite samples were examined with the CAMECA SX 100 electron probe microanalyzer (IGG UrB RAS). In the study of sulfide and arsenide mineralization, the accelerating voltage was 15 kV, the electron beam current -30 nA, the duration of intensity measured at a peak was 10 sec, at the background was 5 seconds, the diameter of the analysis point was 2 µ. For microprobe analyzes, the following standard samples

Для цитирования: Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. (2018) Висмут-никелевая минерализация в хромититах Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи). Литосфера, 18(3), 435-444. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-435-444

For citation: Popov M.P., Erokhin Yu.V., Khiller V.V. (2018) Bismuth-nickel mineralization in chromitites of Mariinskii deposit (Urals emerald mines). Litosfera, 18(3), 435-444. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-435-444

were used: pure metals (Bi, Ni, Co), alloys (GaSb) and sulphides with arsenides (pyrrhotite, sphalerite, InAs). The formation of the studied unusual Bi-Ni mineralization in metasomatically altered micaceous chromite ores of the Ural Emerald Mines is directly related to the formation of rare-metal pegmatites of the nearby Aduiskiy granite massif. The acidic fluid flow associated with the introduction of pegmatite veins transformed not only the chromite bodies, but also the serpentinites, which containing them, with the formation of talc-carbonate and talc-anthophyllite rocks, mica rocks and other hightemperature apohyperbasite metasomatites. This fluid, enriched in Be and F, which superimposed on the chromite matrix, that formed such unusual metasomatic mineral paragenesis as chromite, muscovite-aluminoseladonite, fluorophlogopite, tourmaline (fluorodravit-dravite), mariniskite-chrysoberyl, fluorapatite, eskolaite, zircon, sulphide, chromferide and native metals. The source of bismuth certainly was acidic fluids, nickel is contained in the hyperbasites themselves, sulfur and arsenic could be from hyperbasitic intrusions (they often contain impregnations of millerite, hizlewoodite and mauherite) and from granitoid ones. Such mineralization is typical for sulfide copper-nickel ores and hydrothermal veins of a five-element formation, in ophiolite bodies and associated chromite rocks such mineral association was not observed. The discovery of bismutohauchecornite is the first, and parkerite – the third in the Urals. Formation of Bi-Ni-mineralization took place in the temperature range from 300°C to 200°C.

Keywords: parkerite, bismutohauchecornite, chromitites, Urals Emerald Mines, Middle Urals

Acknowledgements

The work was prepared with the support of the Comprehensive Program of the UrB RAS (Project 18-5-5-32).

ВВЕДЕНИЕ

Висмутовая минерализация на месторождениях Уральских изумрудных копей проявлена достаточно широко [Попов и др., 1998, Попов, 2014а; и др.]. Чаще всего она отмечается в пределах Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения и в редкометалльных пегматитах Квартального тантал-ниобиевого месторождения. Так, еще в 1938 г. на верхних горизонтах Мариинского месторождения Н.М. Успенский [1938] описал самородный висмут, который достаточно часто встречается в кварц-плагиоклазовых жилах. Позднее Г.Н. Вертушковым и А.И. Шерстюком на этом же объекте были описаны бисмутит и висмутин (по [Жернаков, 2009; Попов, 2014а]). В последующие годы в кварц-плагиоклазовых жилах были описаны и другие минералы висмута: тетрадимит [Власов, Кутукова, 1960], протожозеит [Завьялов, Бегизов, 1983], теллуровисмутит (И.Н. Мамаев, 1989, см. [Попов, 2014а]) Совсем недавно при изучении минеральной ассоциации хондродита в слюдитах Мариинского месторождения был обнаружен и описан пильзенит [Попов, 2014б].

В редкометалльных гранитных пегматитах Квартального тантал-ниобиевого месторождения были описаны жозеит и жозеит-В [Завьялов, Бегизов, 1983]. При изучении рудного концентрата, полученного при измельчении и флотации руды, установлены следующие минералы висмута: самородный висмут, висмутин, тетрадимит, жозеит-В, хедлейит, эвлитин, теллурит Bi, бисмутит, пухерит [Суставов и др., 2014].

Ранее авторами в пределах Мариинского месторождения был найден и описан новый минерал – *мариинскит* [Паутов и др., 2012]. Он установлен в хромититах с фторфлогопитом, хромсодержащим мусковитом (Cr_2O_3 до 6.1 мас.%), эсколаитом, зональным турмалином (с зонами дравита, фтордравита и хромалюминоповондраита). Образование мариинскита связано с процессом метасоматического воздействия поздних гидротермальных растворов на гипербазиты, содержащие хромитовые тела. Параллельно с данным процессом происходило формирование изумрудоносных слюдитов. Позднее подобная минерализация с мариинскитом была описана авторами в хромититах Баженовского офиолитового комплекса [Ерохин и др., 2014], расположенного непосредственно восточнее Изумрудных копей и находящегося с ними в одной структурно-тектонической зоне. В настоящей работе описывается необычная минерализация висмута и никеля, встреченная нами в хромититах Мариинского месторождения в ассоциации с мариинскитом, фторфлогопитом, мусковитом, турмалином и эсколаитом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мариинское (бывшее Малышевское) месторождение расположено в северной части клина метаморфических пород между двумя гранитными массивами: в 1.5 км от контакта Адуйского массива (над прогибом его кровли) и в 0.5 км к западу от Малышевского массива, в пределах Малышевско-Аульской зоны меланжа. В поперечном сечении зона имеет веерообразное строение с выклиниванием на глубине более 600 м. На всем протяжении с запада рудная зона отделена от контакта с гранитами трещинными телами "очковых" диоритов пластинообразной формы, которые представляют собой? северное окончание Лесозаводского диоритового массива и чередуются с линзовидными бло-



Рис. 1. Расположение и геологическое строение Мариинского месторождения. Геологическая карта составлена на уровне горизонта +220 м.

1 – углисто-кремнистые сланцы, 2 – кварциты, 3 – амфиболиты, 4 – серпентиниты, 5 – тальковые сланцы, 6 – диоритовые порфириты, 7 – слюдяные жилы, 8 – кварц-полевошпатовые жилы, 9 – геологические границы.

Fig. 1. Disposition and geological structure of the Mariinsky deposit. Geological map from horizon +220 m.

1 -carbonaceous-siliceous shales, 2 -quartzite; 3 -amphibolites, 4 -serpentinites, 5 -talc schist, 6 -diorite porphyry, 7 -mica veins, 8 -quartz-feldspar veins, 9 -geological boundaries.

ками амфиболитов и углисто-кремнистых сланцев (рис. 1). В составе тектонического меланжа приблизительно в равных объемах присутствуют макробудины диоритов и серпентинитов и разделяющие их тектонические зоны, в которых серпентиниты изменены до тальковых сланцев. Механическая неоднородность вмещающей толщи определила возникновение рудных тел двух морфологических типов. В блоках находятся пологие кварцплагиоклазовые жилы, а между ними в зонах раз-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

ломов среди пластичных тальковых сланцев развивались прожилково-метасоматические слюдитовые рудные зоны (слюдиты), изначальная морфология которых существенно изменена интенсивным пострудным дроблением и развальцеванием [Попов и др., 1998].

Рудное поле Мариинского месторождения локализуется в восточном крыле антиклинальной складки. Главными рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются пространственно связанные между собой зоны разломов и дайки диоритов. Рудная зона месторождения имеет южное склонение под углом 50°. По простиранию она прослежена на 1100 м (горизонт – 30 м), а на глубину разведана до 360–500 м. Жильный комплекс представлен изумрудоносными слюдитовыми и бериллоносными кварц-плагиоклазовыми жилами [Попов, 2014а].

Первое раннее упоминание о хромите из Изумрудных копей приводит А.Е. Ферсман, он отмечал мелкие зерна его в образцах актинолита с Троицкого прииска. Более детально хромиты с Изумрудных копей описаны позже другими исследователями. Чаще всего встречаются первичные низкоглиноземистые хромиты (мол. %): $FeCr_2O_4 - 63$, $MgCr_2O_4 - 24$, $MgAl_2O_4 - 7$, $MnAl_2O_4 - 3$, $ZnAl_2O_4 - 1$, $FeV_2O_4 - 1$. При описании нового минерала мариинскита был встречен высокоглиноземистый хромитом (минальный состав, мол. %: FeCr₂O₄ – 54, MgAl₂O₄ – 23, $MgCr_2O_4 - 18$, $MnAl_2O_4 - 3$, $ZnAl_2O_4 - 1$, $FeV_2O_4 - 1$) [Паутов и др., 2012]. Небольшие тела хромититов чаще всего встречаются в слюдитовых метасоматитах, которые граничат с хлорит-тальковыми и антигоритовыми зонами. Описываемая ниже необычная Bi-Ni-минерализация обнаружена в тех же хромититах, в которых ранее был описан новый минерал – мариинскит [Паутов и др., 2012; и др.]. Данные хромититы обнаружены в слюдитовых комплексах в непосредственной связи с серпентинитовыми телами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С отобранных образцов хромитита изготовлены полированные шлифы (ИГГ УрО РАН, инженер В.П. Каверина), которые исследованы на электроннозондовом микроанализаторе САМЕСА SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер). При изучении сульфидной и арсенидной минерализации ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 30 нА, длительность измерения интенсивности на пике – 10 с, на фоне – по 5 с, диаметр точки анализа – 2 мкм. Для микрозондовых анализов использовались следующие стандартные образцы – чистые металлы (**Bi**, **Ni**, **Co**), сплавы (**GaSb**) и сульфиды с арсенидами (пирротин, сфалерит, InAs).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

При детальном изучении хромитовой руды из Мариинского месторождения в слюдистой оторочке было установлено небольшое скопление зерен



Рис. 2. Скопление Bi-Ni-минерализации в слюдистой матрице на контакте с хромитовой рудой.

Prk – паркерит, *Mil* – миллерит, *Bih* – бисмутогаухекорнит, *Nik* – никелин, *Chr* – хромит, *Phl* – флогопит. Фото в обратнорассеянных электронах, CAMECA SX 100.

Fig. 2. The accumulation of Bi-Ni mineralization in micas matrix on contact with chromite ore.

Prk – parkerite, *Mil* – millerite, *Bih* – bismutohauchecornite, *Nik* – nickeline, *Chr* – chromite, *Phl* – phlogopite. Photo in back scattered electrons, CAMECA SX 100.

Висмут-никелевая минерализация в хромититах Уральских изумрудных копей Bismuth-nickel mineralization in chromitites of Mariinsky deposit (Urals emerald mines)

		-	-								
№ ан.	Bi	Sb	Ni	Со	Fe	S	As	Сумма			
1	63.40	0.04	26.51	0.00	0.00	9.78	0.23	99.96			
2	61.80	0.29	27.83	0.00	0.00	9.84	0.00	99.76			
3	61.10	0.25	27.42	0.09	0.02	9.78	0.00	98.66			
4	61.76	0.22	27.15	0.00	0.00	9.77	0.27	99.33			
5	61.69	0.30	26.79	0.00	0.01	9.70	0.22	98.80			
6	62.66	62.66 0.32 26.42 0.00 0.00 9.72 0.17 99.30									
7	62.23	62.23 0.38 26.09 0.00 0.00 9.83 0.23 98.75									
8	62.57	0.31	26.41	0.00	0.00	9.69	0.29	99.27			
9	80.06	80.06 0.46 2.14 0.00 0.10 17.77 0.16 100.69									
10	80.67	80.67 0.49 1.51 0.00 0.10 18.07 0.12 100.96									
			Кристал	плохимически	е формулы						
1			-	Ni _{2 97} Bi _{2 00} (S	$S_{201}As_{002})_{203}$						
2				$Ni_{3.08}(Bi_{1.92}S)$	$Sb_{0.01})_{1.93}S_{1.99}$						
3			(N	$i_{3.06}Co_{0.01})_{3.07}(I$	$Bi_{1,92}Sb_{0,01})_{1,93}S$	2.00					
4			Ň	$i_{3,03}(Bi_{1,94}Sb_{0,01})$	$_{1.95}(S_{2.00}As_{0.02})$	2.02					
5			N	$i_{3,01}(Bi_{1,95}Sb_{0,02})$	$_{1.97}(S_{2.00}As_{0.02})$	2.02					
6			Ni	$i_{2.98}(Bi_{1.98}Sb_{0.02})$	$)_{2.00}(S_{2.01}As_{0.01})$	2.02					
7			Ni	$i_{2.95}(Bi_{1.98}Sb_{0.02})$	$)_{2.00}(S_{2.03}As_{0.02})$	2.05					
8	$Ni_{2.98}(Bi_{1.98}Sb_{0.02})_{2.00}(S_{2.00}As_{0.02})_{2.00}$										
9			(Bi _{1.9}	5Ni _{0.19} Sb _{0.02} Fe	$(S_{2.82}As_0)$	$(01)_{2.83}$					
10			(Bi ₁	Ni _{0 13} Sb _{0 02} Fe	$(101)_{212}(S_{287}As_0)$	$(01)_{2.88}$					

Таблица 1. Химический состав паркерита и висмутина в хромититах, мас. % **Table 1.** The chemical composition of parkerite and bismuthinite in the chromitites, wt %

Примечание. Анализы сделаны на микроанализаторе САМЕСА SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер). 1–8 – паркерит, 9–10 – висмутин (включения в паркерите).

Note. Analyses have been made on microanalyzer CAMECA SX 100 (IGG UB RAS, the analyst V.V. Khiller). 1-8 – parkerite, 9-10 – bismuthinite (inclusion in parkerite).

сульфидных минералов размером 1 × 2 мм, отличающихся своим цветом и блеском от матрицы хромита. Минералы находятся на границе зерен высокоглиноземистого хромита и флогопитового агрегата (рис. 2), в парагенезисе с мариинскитом и турмалином. По данным микрозондового изучения, скопление зерен представле собой практически мономинеральный агрегат паркерита с небольшими вкраплениями индивидов миллерита. В сульфиде никеля иногда отмечаются небольшие выделения и прожилки никелина, а также появление вторичных агрегатов бисмутогаухекорнита и необычного сульфида, возможно никелевого аналога смизита(?). В индивидах паркерита с краев также отмечается появление вторичных скоплений (или продукта распада) другого минерала – висмутина.

Паркерит – главный минерал в сульфидном скоплении, он слагает зерна размером от 0.08 до 0.5 мм. Имеет желтую окраску, металлический блеск и низкую твердость (около 3 по шкале Мооса). Форма зерен асимметричная, остроугольная, края рваные, местами индивиды разбиты тонкими открытыми трещинами. По данным микрозондового анализа, минерал отличается устойчивым химическим составом (табл. 1, ан. 1–8), который очень хорошо пересчитывается на достаточно редкую сульфосоль висмута и никеля – паркерит (Ni₃Bi₂S₂). Из значимых примесей в минерале

отмечаются только сурьма и мышьяк, в сумме не более 0.6 мас. %. [Коротеев и др., 2017]. Паркерит не подвержен каким-либо вторичным изменениям, но в краевых зонах зерен иногда содержит мелкие ("каплевидные") включения висмутина (рис. 3).

Паркерит является достаточно редким минералом и на Урале упоминался в массивах Рай-Из [Макеев, 1992] и Войкаро-Сынинском [Пыстин и др., 2011]. Причем на массиве Рай-Из находка сделана в метаморфизованных хромитовых рудах и аподунитовых серпентинитах в ассоциации с самородным висмутом, хизлевудитом, миллеритом, пентландитом, пиритом и т.д. [Макеев, 1992], что немного напоминает полученные нами данные. На Войкаро-Сынинском массиве паркерит установлен в верлит-клинопироксенитовом комплексе в ассоциации с борнитом, пентландитом и халькопиритом [Пыстин и др., 2011], что характерно для медно-никелевых сульфидных руд. В России паркерит известен на некоторых сульфидных медно-никелевых месторождениях. В Норильском рудном узле [Пономаренко и др., 1987; Спиридонов и др., 2007; и др.] и на Аллареченском месторождении никеля в западной части Кольского полуострова [Яковлев и др., 1972; Яковлев, Яковлева, 1974], а также в гидротермальных жилах месторождения Тэутэджак на Чукотке, где установлен обогащенный сурьмой

Попов и др. Popov et al.



Рис. 3. Зерно паркерита с мелкими включениями висмутина.

Prk – паркерит, *Bism* – висмутин. Фото в обратнорассеянных электронах, САМЕСА SX 100.

Fig. 3. Grain of parkerite with small inclusions of bismuthinite.

Prk – parkerite, Bism – bismuthinite. Photo in back scattered electrons, CAMECA SX 100.

паркерит [Горячев и др., 2004]. В зарубежных странах паркерит также в основном встречался и описывался в сульфидных медно-никелевых месторождениях [Michener, Peacock, 1943; Groves, Hall, 1978; и др.].

Висмутин образует мелкие удлиненные включения размером до 50–60 мкм в краевой части зерен паркерита. По данным микрозондового анализа, минерал отличается устойчивым химическим составом (табл. 1, ан. 9–10) и вполне уверенно определяется как висмутин. Сульфид содержит слабые примеси никеля (до 2.1 мас. %) и сурьмы (до 0.5 мас.%), т.е. относится к никельсодержащему висмутину. Как уже упоминалось, этот сульфид довольно часто находили на месторождениях Уральских изумрудных копей [Попов и др., 1998; Жернаков, 2009] и данная находка является необычной только из-за того, что минерал обнаружен в ассоциации с хромитовой рудой.

Миллерит является вторым по значимости минералом в сульфидном скоплении и слагает отдельные зерна размером до 0.3 мм. Имеет желтую окраску, полуметаллический блеск и низкую твердость (около 3–4 по шкале Мооса). Форма зерен изометричная и удлиненная, местами индивиды разбиты тонкими открытыми и залеченными трещинами. В BSE-режиме миллерит очень хорошо отличается от зерен паркерита менее яркой окраской. По данным микрозондового анализа, сульфид никеля имеет устойчивый химический состав (табл. 2, ан. 1–5), который полностью соответствует миллериту. Из





Mil – миллерит, *Nik* – никелин, *Smiz* – никелевый аналог смизита(?). Фото в обратнорассеянных электронах, CAMECA SX 100.

Fig. 4. Grain of millerite with the development on it of the nickel analogue of smythite(?) and the vein of nickeline.

Mil-millerite, *Nik*-nickeline, *Smiz*-nickel analogue of smythite(?). Photo in back scattered electrons, CAMECA SX 100.

значимых примесей в сульфиде отмечается только железо, не более 0.5 мас. %. В некоторых зернах миллерита присутствуют трещины и скопления, выполненные никелином (рис. 4), а также наблюдается частичное замещение агрегатом бисмутогаухекорнита (рис. 5) и развитие необычного сульфида, возможно никелевого аналога смизита (?).

В целом миллерит является вполне обычным минералом метаморфизованных и метасоматически измененных уральских гипербазитов [Спиридонов и др., 1995; и др.], в том числе и связанных с ними хромититов.

Бисмутогаухекорнит развивается по отдельным удлиненным зернам миллерита размером до 0.3 мм. Имеет желтую окраску и металлический блеск. При замещении бисмутогаухекорнита в зернах сохраняются реликтовые фрагменты чистого миллерита, а сама матрица Ві-Nі-сульфосоли выглядит пятнистой и неоднородной, что очень хорошо наблюдается в BSE-режиме (см. рис. 5, по всей видимости, в агрегате сульфосоли также сохраняется механическая реликтовая примесь миллерита). По данным микрозондового анализа, Bi-Niсульфосоль отличается несколько вариабельным химическим составом (см. табл. 2, ан. 6–9), что, видимо, связано с присутствием мельчайших реликтов миллерита в матрице минерала. Этим объясняется несколько завышенные концентрации никеля и серы в полученных анализах. Из значимых приВисмут-никелевая минерализация в хромититах Уральских изумрудных копей Bismuth-nickel mineralization in chromitites of Mariinsky deposit (Urals emerald mines)

№ ан.	Bi	Со	Ni	Zn	Fe	S	Sb	As	Сумма		
1	0.00	_	65.21	0.03	0.20	34.96	0.01	_	100.39		
2	_	_	66.19	0.01	0.35	35.10	_	_	101.65		
3	_	_	65.44	0.06	0.21	34.94	_	_	100.65		
4	0.08	—	65.73	0.00	0.22	34.59	_	_	100.62		
5	0.00	—	65.01	0.04	0.49	34.92	_	_	100.45		
6	28.23	—	48.01	0.03	0.00	23.38	0.04	_	99.71		
7	32.67 – 45.32 0.00 0.00 21.43 0.17 – 99.58										
8	27.36	27.36 - 47.69 0.00 0.05 23.53 0.00 - 98.63									
9	30.41	30.41 – 45.14 0.00 0.08 21.27 0.66 – 97.56									
10	0.00	0.00 0.02 44.41 - 0.09 0.83 0.18 55.04 100.57									
11	0.02	0.02 0.00 44.78 - 0.05 0.82 0.13 55.17 100.9									
12	0.00 0.00 44.81 - 0.20 0.85 0.15 54.58										
13	0.00	0.00 0.07 43.37 - 0.12 0.88 0.18 55.47 100.10									
			Кр	исталлохим	ические фор	мулы					
1					$Ni_{1.01}S_{0.99}$						
2				(N	$i_{1.01}Fe_{0.01})_{1.02}S$	0.98					
3					$Ni_{1.01}S_{0.99}$						
4					$Ni_{1.02}S_{0.98}$						
5				(N	i _{1.00} Fe _{0.01}) _{1.01} S	0.99					
6]	Ni _{9.24} Bi _{1.53} S _{8.22}	3					
7				Ni _{9.18}	$(Bi_{1.86}Sb_{0.02})_{1.3}$	${}_{88}S_{7.94}$					
8				(Ni _{9.2}	$_{0}Fe_{0.01})_{9.21}Bi_{1.4}$	$_{48}S_{8.31}$					
9				$(Ni_{9.22}Fe_{0.0})$	$_{02})_{9.24}(Bi_{1.75}Sb$	$_{0.06})_{1.81}S_{7.95}$					
10				Ni	$1.00(As_{0.97}S_{0.03})$	1.00					
11	$Ni_{1.00}(As_{0.97}S_{0.03})_{1.00}$										
12				(Ni _{1.00} F	$e_{0.01})_{1.01}(As_{0.96})$	$(S_{0.03})_{0.99}$					
13				Ni	$_{0.98}(As_{0.98}S_{0.04})$	1.02					

Таблица 2. Химический состав миллерита, бисмутогаухекорнита и никелина (в мас.%) в хромитите

Table 2. The chemical composition of millerite, bismutohauchecornite and nickeline (in wt.%) in chromitite

Примечание. Анализы сделаны на микроанализаторе CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер). Ан. 1–5 – миллерит, ан. 6-9 – бисмутогаухекорнит, ан. 10-13 – никелин. Прочерк – элемент не определялся.

Note. Analyses have been made on microanalyzer CAMECA SX 100 (IGG UB RAS, the analyst V.V. Khiller). An. 1-5 - millerite, an. 6-9 - bismutohauchecornite, an. 10-13 - nickeline. Dash - the element was not determined.

месей в минерале отмечается только сурьма, не более 0.7 мас. %. В целом полученные составы сульфосоли вполне хорошо согласуются с бисмутогаухекорнитом (Ni₉Bi₂S₈), который ранее на Урале не был обнаружен [Коротеев и др., 2017].

В России этот минерал был установлен на Октябрьском медно-никелевом месторождении Норильского рудного узла [Коваленкер и др., 1978], а недавно обнаружен на Аллареченском месторождении никеля на Кольском полуострове (устное сообщение А.В. Касаткина). В обоих случаях сульфосоль встречалась в ассоциации с паркеритом. В зарубежных странах бисмутогаухекорнит описывался в медно-никелевых сульфидных рудах и гидротермальных жилах пятиэлементной формации в Канаде, Австрии, Китае и Японии [Watkinson et al., 1975; и др.].

Никелин образует два типа выделений, слагает тонкие прожилки (мощностью до 15-20 мкм) в зернах миллерита и развивается пятнами размером до 50 мкм в агрегате бисмутогаухекорнита с примесью миллерита (см. рис. 5). В ВSE-режиме нике-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018



Рис. 5. Зерно миллерита, (Mil) частично замещенное агрегатом бисмутогаухекорнита (Bih) с никелином (*Nik*).

Фото в обратнорассеянных электронах, САМЕСА SX 100.

Fig. 5. The grains of millerite (Mil), partly replaced by aggregate bismutohauchecornite (Bih) with nickeline (Nik).

Photo in back scattered electrons, CAMECA SX 100.

лин очень хорошо отличается от зерен миллерита более яркой окраской, а от бисмутогаухекорнита, наоборот, – более темной. По данным микрозондового анализа, минерал имеет устойчивый химический состав (см. табл. 2, ан. 10–13), который полностью соответствует никелину. Из значимых примесей в арсениде никеля отмечается только сера (до 0.9 мас. %). Никелин является обычным минералом медно-никелевых сульфидных руд и гидротермальных жил пятиэлементной формации, довольно часто встречается в гипербазитах и базитах [Спиридонов, Плетнев, 2002; и мн. др.].

Никелевый аналог смизита(?) отмечается исключительно в корродированных краевых частях зерен миллерита. Образует пятна размером не более 15-20 мкм, хорошо распознаваемые в BSE-режиме, благодаря темной окраске на сером фоне матрицы миллерита (см. рис. 3). По данным микрозондового анализа, минерал имеет довольно простой и устойчивый химический состав (мас. %): Ni – 47–49, Fe – 10–12, S – 40–41, сумма – 99–100. Подобные составы не подходят ни к одному известному сульфиду никеля и железа. При этом минерал по содержанию серы, а также по соотношению никеля и железа (только обратному) очень напоминает известный сульфид – смизит (Fe_{3+x}S₄, где x = 0 - 0.3), который часто замещает первичный пирротин в сульфидных рудах или образуется в низкотемпературных гидротермальных жилах. Вполне вероятно, что мы обнаружили новый минерал, никелевый аналог смизита, в связи с чем его изучение будет продолжено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На наш взгляд, образование изученной необычной Bi-Ni-минерализации в метасоматически измененных слюдизированных хромитовых рудах Уральских изумрудных копей напрямую связано со становлением редкометалльных пегматитов близлежащего Адуйского гранитного массива. Кислый флюидный поток, связанный с внедрением пегматитовых жил, преобразовывал не только хромитовые тела, но и вмещающие их серпентиниты с формированием тальк-карбонатных и талькантофиллитовых пород, слюдитов и других высокотемпературных апогипербазитовых метасоматитов. Именно этот обогащенный Ве и F флюид, накладываясь на хромитовую матрицу, сформировал такой необычный метасоматический минеральный парагенезис: хромит, мусковит-алюминоселадонит, фторфлогопит, турмалин (фтордравит-дравит), мариинскит-хризоберилл, фторапатит, эсколаит, циркон, сульфиды, хромферид и самородные металлы [Паутов и др., 2012; и др.]. При этом очевидно, что в описанной Ві-Ni-ассоциации миллерит является более ранним реликтовым минералом, принадлежащим гипербазитовому парагенезису, так

как корродируется и замещается бисмутогаухекорнитом, никелином и никелевым аналогом смизита. Источником висмута явно послужили кислые флюиды, никель содержится в самих гипербазитах, сера и мышьяк могли быть как гипербазитовые (в них часто содержится вкрапленность миллерита, хизлевудита и маухерита), так и гранитоидные. Температуру образования Bi-Ni-минерализации оценить достаточно сложно, поскольку специализированного изучения минералов системы Bi-Ni-As-S пока не проводилось. При этом можно утверждать, что миллерит, как более ранний сульфид из гипербазитового (хромититового) парагенезиса, формировался при температурах ниже 250°С, по [Спиридонов, Плетнев, 2002; и др.]. Образование наложенной Bi-Ni-минерализации можно оценить по главному минералу ассоциации – паркериту. Установлено, что паркерит – характерный минерал сульфидных руд метаморфизованных в условиях цеолитовой (и пренит-пумпеллиитовой) фаций в медноникелевых месторождениях Норильска, Печенги и других сходных объектах [Спиридонов и др., 2007]. Это хорошо согласуется с нашими наблюдениями, поэтому можно утверждать, что формирование Ві-Ni минерализации происходило в интервале температур от 300 до 200°С.

выводы

Таким образом, в метасоматически измененных хромититах Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения установлена необычная Bi-Ni минерализация, представленная паркеритом, миллеритом, бисмутогаухекорнитом, висмутином, никелином и, возможно, никелевым аналогом смизита(?). Подобная минерализация характерна для объектов из сульфидных медно-никелевых руд и гидротермальных жил пятиэлементной формации, в офиолитовых телах и связанных с ними хромититах такая минеральная ассоциация не отмечалась. Находка бисмутогаухекорнита является первой, а паркерита – третьей на Урале. Формирование Bi-Ni минерализации происходило в интервале температур от 300 до 200°С.

Работа подготовлена при поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект 18-5-5-32).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Власов К.А., Кутукова Е.И. (1960) Изумрудные копи. М.: АН СССР, 251 с.
- Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Заякина Н.В., Попова С.К., Сидоров В.А. (2004) Первая находка сурьмянистого паркерита на северо-востоке России. Докл. РАН, **339**(4), 524-527.
- Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Золоев К.К., Попов М.П., Григорьев В.В. (2014) Мариинскит из Баженовского офиолитового комплекса – вторая находка в мире.

Висмут-никелевая минерализация в хромититах Уральских изумрудных копей Bismuth-nickel mineralization in chromitites of Mariinsky deposit (Urals emerald mines)

Докл. АН, **455**(4), 441-443.

- Жернаков В.И. (2009) Изумрудные копи Урала: заметки по минералогии. *Минер. альманах*, **14**(2), 124 с.
- Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д. (1983) Новые данные о конституции и номенклатуре сульфотеллуридов висмута семейства жозеитов. *Зап. ВМО*, **112**(5), 589-601.
- Коваленкер В.А., Евстигнеева Т.Л., Бегизов В.Д., Вяльсов Л.П., Смирнов А.В., Краковецкий Ю.К., Балбин В.С. (1978) Гаухекорнит из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения (первая находка в СССР). *Тр. Минер. музея АН СССР*, (26), 201-205.
- Коротеев В.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. (2017) О паркерите и бисмутогаухекорните в хромититах Урала (на примере Уральских изумрудных копей). Докл. АН, **473**(5), 555-557.
- Макеев А.Б. (1992) Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 197 с.
- Паутов Л.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Карпенко В.Ю. (2012) Мариинскит BeCr₂O₄ – новый минерал, хромовый аналог хризоберилла. *Зап. РМО*, (6), 43-62.
- Пономаренко А.И., Коваленкер В.А., Тронева Н.В. (1987) Паркерит. *Тр. Минер. музея АН СССР*, **34**. М.: Наука, 108-114.
- Попов М.П., Жернаков В.И., Золотухин Ф.Ф., Самсонов А.В. (1998) Уральские изумрудные копи. Екатеринбург: УГГГА, 90 с.
- Попов М.П. (2014а) Геолого-минералогические особенности редкометалльной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах Уральской изумрудоносной полосы. Екатеринбург: УГГУ, 136 с.
- Попов М.П. (2014б) Хондродит с Уральских изумрудных копей. *Вестн. Уральского отд. РМО*, (11). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 72-77.
- Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филлипов В.Н., Шлома А.А, Терешко В.В. (2011) Малосульфидное платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Перелыгина Е.В., Бобров А.В. (1995) Минералы никеля и кобальта в метагипербазитах и метабазитах Баженовского, Карабашского и Нуралинского массивов Урала. Матлы Уральской минер. школы–1995. Екатеринбург: УГГГА, 29-34.
- Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д., Пономаренко А.И. (2007) Метаморфогенно-гидротермальные паркерит и ассоциирующие с ним минералы Норильского рудного поля. *Зап. РМО*, (6), 39-49.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая гора (о "золотородингитовой" формации). М.: Науч. мир, 220 с.
- Суставов С.Г., Попов М.П., Огородников В.Н., Хиллер В.В. (2014) Висмутовая минерализация на Квартальном месторождении редкометалльных пегматитов (Средний Урал). Вестн. Уральского отд. РМО, (11). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 98-104.
- Успенский Н.М. (1938) К минералогии Изумрудных копей. *Зап. ВМО*, **67**(3), 481-484.
- Яковлев Ю.Н., Дубакина Л.С., Быков В.П. (1972) Находка паркерита в медно-никелевых рудах Аллареченского района (Мурманская область). Докл. АН СССР, 203(6), 1382-1385.

- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. (1974) Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 330 с.
- Groves D.I., Hall S.R. (1978) Argentian pentlandite with parkerite, joseite A and the probably Bi-analogue of ullmannite from Mount Widdara, Western Australia. *Canad. Mineral.*, **16**, 1-7.
- Michener C.E., Peacock M.A. (1943) Parkerite (Ni₃Bi₂S₂) from Sudbury, Ontario: redefinition of the species. *Amer. Mineral.*, 28, 343-355.
- Watkinson D.H., Heslop J.B., Ewert W.D. (1975) Nickel sulphide-arsenide assemblages associated with uranium mineralization, Zimmer Lake area, Northern Saskatchewan. *Can. Mineral.*, 13, 198-204.

REFERENCES

- Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Zoloev K.K., Popov M.P., Grigoriev V.V. (2014) Mariinskite from Bazhenovsky ophiolite complex – the second find in the world. *Dokl. RAN*, **455**(4), 441-443. (In Russian)
- Goryachev N.A., Gamyanin G.N., Zayakina N.V., Popova S.K., Sidorov V.A. (2004) The first finding of antimony parkerite in the northeast of Russia. *Dokl. RAN*, 339(4), 524-527. (In Russian)
- Groves D.I., Hall S.R. (1978) Argentian pentlandite with parkerite, joseite A and the probably Bi-analogue of ullmannite from Mount Widdara, Western Australia. *Can. Mineral.*, **16**, 1-7.
- Koroteev V.A., Popov M.P., Erokhin Yu.V., Khiller V.V. (2017) About parkerite and bismuthohauchecornite in the chromitites of the Urals (on the example of the Ural Emerald Mines). *Dokl. RAN*, **473**(5), 555-557. (In Russian)
- Kovalenker V.A., Evstigneeva T.L., Begizov V.D., Vyal'sov L.P., Smirnov A.V., Crakovetskii Yu.K., Balbin V.S. (1978) Hauchecornite from copper-nickel ores of the Oktyabrsky deposit (the first discovery in the USSR). *Tr. Miner. muzeya AN SSSR*, (26), 201-205. (In Russian)
- Makeev A.B. (1992) Mineralogiya al'pinotipnykh ul'trabazitov Urala [Mineralogy alpinotypic ultrabasites of the Urals]. Saint-Petersburg, Science Publ., 197 p. (In Russian)
- Michener C.E., Peacock M.A. (1943) Parkerite (Ni₃Bi₂S₂) from Sudbury, Ontario: redefinition of the species. *Amer. Miner.*, 28, 343-355.
- Pautov L.A., Popov M.P., Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Karpenko V.Yu. (2012) Mariinskite BeCr₂O₄ is a new mineral, a chrome analogue of chrysoberyl. *Zap. RMO*, (6), 43-62. (In Russian)
- Ponomarenko A.I., Kovalenker V.A., Troneva N.V. (1987) Parkerite. *Tr. Miner. muzeya AN SSSR*, 34. Moscow, Science Publ., 108-114. (In Russian)
- Popov M.P., Zhernakov V.I., Zolotukhin F.F., Samsonov A.V. (1998) Ural'skie Izumrudnye kopi [The Ural Emerald Mines]. Ekaterinburg, USMGA Publ., 90 p. (In Russian)
- Popov M.P. (2014a) Geologo-mineralogicheskie osobennosti redkometall'noi mineralizatsii v vostochnom ekzokontakte Aduiskogo massiva v predelakh Ural'skoi izumrudonosnoi polosy [Geological and mineralogical features of rare metal mineralization in the eastern exoconface of the Aduisk Massif within the Ural Emerald Strip]. Ekat-

erinburg, USMU Publ., 136 p. (In Russian)

- Popov M.P. (20146) Chondrodite from the Ural Emerald Mines. Vestn. Ural'skogo otd. RMO, (11). Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 72-77. (In Russian)
- Pystin A.M., Potapov I.L., Pystina Yu.I., Generalov V.I., Onishchenko S.A., Fillipov V.N., Shloma A.A, Tereshko V.V. (2011) Malosul'fidnoe platinometall'noe orudenenie na Polyarnom Urale [Little sulphide platinum-metal mineralization in the Polar Urals]. Ekaterinburg, UrB RAS Publ., 152 p. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Barsukova N.S., Perelygina E.V., Bobrov A.V. (1995) Minerals of nickel and cobalt in metahyperbasites and metabasites of the Bazhenovsky, Karabash and Nuralinsky massifs of the Urals. *Matly Ural'skoi miner. shkoly–1995* [Materials of the Ural Mineralogical School–1995]. Ekaterinburg, USMGA Publ., 29-34. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Gritsenko Yu.D., Ponomarenko A.I. (2007) Metamorphogenic-hydrothermal parkerite and associated minerals of the Norilsk ore field. *Zap. RMO*, (6), 39-49. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya gora (o "zoloto-rodingitovoi" formatsii) [The gold-bearing gold deposit (about the "gold-rodingite" formation)]. Moscow, Scientific World Publ., 220 p. (In Russian)
- Sustavov S.G., Popov M.P., Ogorodnikov V.N., Khiller V.V. (2014) Bismuth mineralization in the Quater-

nary deposit of rare-metal pegmatites (Middle Urals). *Vestn. Ural'skogo otd. RMO*< (11). Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 98-104. (In Russian)

- Uspenskii N.M. (1938) To the mineralogy of the Emerald Mines. Zap. VMO, 67(3), 481-484. (In Russian)
- Vlasov K.A., Kutukova E.I. (1960) Izumrudnye kopi [Emerald Mines]. Moscow, Akad. Nauk SSSR Publ., 251 p. (In Russian)
- Watkinson D.H., Heslop J.B., Ewert W.D. (1975) Nickel sulphide-arsenide assemblages associated with uranium mineralization, Zimmer Lake area, Northern Saskatchewan. *Can. Mineral.* 13, 198-204.
- Yakovlev Yu.N., Dubakina L.S., Bykov V.P. (1972) Finding parkerite in copper-nickel ores of Allarechensky district (Murmansk region). *Dokl. AN SSSR*, **203**(6), 1382-1385. (In Russian)
- Yakovlev Yu.N., Yakovleva A.K. (1974) Mineralogiya i geokhimiya metamorfizovannykh medno-nikelevykh rud (na primere Allarechenskogo raiona) [Mineralogy and geochemistry of metamorphosed copper-nickel ores (on the example of Allarechensky district)]. Leningrad, Science Publ., 330 c. (In Russian)
- Zhernakov V.I. (2009) Emerald Mines of the Urals: Notes on Mineralogy. *Mineralogicheskii al`manakh*, **14**(2), 124 p. (In Russian)
- Zav'yalov E.N., Begizov V.D. (1983) New data on the constitution and nomenclature of bismuth sulphotellurides of the Joseite family. *Zap. VMO*, **112**(5), 589-601. (In Russian)

УДК 549.3(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-445-458

СУЛЬФОСОЛИ ВИСМУТА БЕРЕЗОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

© 2018 г. С. В. Прибавкин¹, С. Г. Суставов², И. А. Готтман¹

¹Институт геологии и геохимии, УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru ²Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 25.04.2017 г., принята к печати 18.05.2017 г.

В работе приводятся результаты исследования химического состава сульфосолей висмута из золото-кварцсульфидных руд Березовского месторождения и одноименного рудного района Среднего Урала. Образцы минералов были получены из кварцевых жил, расположенных в разных частях рудного района. На юге района жилы залегают среди гранитов Шарташского массива и сопровождаются метасоматитами гумбеитовой формации. Жилы в его центральной части, располагаются в дайках гранит-порфиров, вулканогенно-осадочных породах, гипербазитах. На севере, жилы локализованы в габбро, гипербазитах, вулканогенных породах. Здесь, как и в центральной части, они сопровождаются метасоматическими изменениями березит-лиственитовой формации. Минералы висмута образуют мелкие выделения изометричной, призматической или игольчатой формы, а также крупные вытянутые кристаллы, достигающие в длину нескольких сантиметров. Их диагностика и исследование состава выполнено методами рентгеноструктурного и химического микроанализа. Показано широкое распространение среди минералов висмута сульфосолей висмутин-айкинитовой серии, насчитывающей 9 членов: висмутин, пекоит, гладит, зальцбургит, крупкаит, линдстремит, хаммарит, фридрихит и резко преобладающий среди всех сульфосолей это ряда айкинит. В составе минералов павонитовой серии выявлены купропавонит, Си-бенжаминит, бенжаминит. Иные сульфосоли висмута представлены козалитом, нафилдитом, ходрушитом, матильдитом. Взаимоотношения минералов друг с другом и особенности химического состава позволили выделить несколько парагенетических ассоциаций, связанных с различными стадиями минералообразования. С высокотемпературной стадией (360–285°С) связано отложение неупорядоченных твердых растворов висмутин-айкинитовой и павонитовой серий, впоследствии претерпевших распад с образованием упорядоченных фаз висмутина, гладита, крупкаита, линдстремита, хаммарита, бенжаменита. На средне- и низкотемпературной стадии (285-150°С) формировались айкинит, фридрихит, крупкаит, зальцбургит, нафилдит, козалит, матильдит, совместно с Ад-Ві-галенитом, тетрадимитом, гесситом, золотом. С низкотемпературной стадией связано образование айкинита совместно с галенитом и золотом. Установленная на примере сульфосолей висмута последовательность минералообразования отражает не только последовательную эволюцию минералообразующих флюидов, но и импульсный характер гидротермальной активности на отдельных месторождениях и на рудном поле в общем.

Ключевые слова: висмутин-айкинитовая серия, павонитовая серия, козалит, нафилдит, Березовское месторождение

BISMUTH SULFOSALTS FROM BEREZOVSK ORE REGION: CHEMICAL COMPOSITION AND MINERAL ASSOCIATIONS

Sergei V. Pribavkin¹, Sergei G. Sustavov², Irina A. Gottman¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru ²Ural State Mining University, 30 Kuibysheva st., Ekaterinburg, 620016, Russia

Received 25.04.2017, accepted 18.05.2017

The paper presents the results of a study of the chemical composition of the sulfosalts of bismuth from the gold-quartzsulphide ore Berezovsky Deposit and the eponymous ore district of the Middle Urals. Samples of minerals were obtained from quartz veins located in different parts of the ore area. In the South of the district the veins occur among the granites of the Shartash massif and accompanied by the metasomatic gumbeit formation. Veins in its Central part are located into the dikes of granite porphyry, volcanic-sedimentary rocks, hyperbasites. In the North, the veins are localized in gabbro, hyperbasites, volcanic rocks. Here, as in the Central part, they are accompanied by metasomatic changes of the berezitelistwanite formation. The minerals of bismuth form small isometric, prismatic or needle-shaped secretions, as well as large elongated crystals reaching a length of several centimeters. Their diagnosis and study of the composition was performed by X-ray structural and chemical microanalysis. It is shown widespread among minerals of bismuth sulfosalts of the bismuthinite-

Для цитирования: Прибавкин С.В., Суставов С.Г., Готтман И.А. (2018) Сульфосоли висмута Березовского рудного района: химический состав и минеральные ассоциации. Литосфера, 18(3), 445-458. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-445-458

For citation: Pribavkin S.V., Sustavov S.G., Gottman I.A. (2018) Bismuth sulfosalts from Berezovsk ore region: Chemical composition and mineral associations. Litosfera, 18(3), 445-458. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-445-458

aikinite series, consisting of 9 members: bismuthine, pecoite, gladite, stroking, salzburger, krupkaite, lindströmite, khammarite, fridrikhite and dramatically prevalent among sulfosalts that number aikinite. In mineral composition pavonite series revealed cuprapawonite, Cu-benjaminite, benjaminite. Other sulphosalts of bismuth are presented kosalite, nafildite, hodrushite, matildite. The relationship of minerals with each other and the peculiarities of the chemical composition allowed to distinguish several paragenetic associations conform with different stages of mineral formation. With high-temperature stage (360–285°C) connects the deposition of disordered solid solutions bismuthine-aikinte and pavonite series, subsequently undergone to disintegration with the formation of ordered phases of bismuthine, gladite, krupkaite, lindströmite, khammarite, benjaminite. For medium and low temperature stage (285–150°C) was formed aikinite, fridrikhite, krupkaite, salzburgite, nuffieldite cozalite, matildite, together with the Ag-Bi-Galena, tetradymite, hessite and gold. The low-temperature stage is associated with the formation of aikinite together with Galena and gold. Established on the example of the sulfosalts of bismuth sequence of mineral formation reflects not only the consistent evolution of mineral-forming fluids, but the pulsed nature of the hydrothermal activity at individual deposits and at ore field in general.

Keywords: bismuthinite-aikinite series, pavonite series, cosalite, nuffieldite, gold, quartz veins, Berezovskoe deposit

Acknowledgements

The authors are grateful to the employees of the center for collective use of "Geoanalyst" T.Ya. Gulyaeva, O.L. Galakhova, D.A. Zamyatin, A.V. Mikheeva for conducting X-ray structural and microprobe studies, as well as V.A. Gubin for samples provided for study.

The work was supported by the RFBR grant No. 15-05-00576a.

ВВЕДЕНИЕ

Висмутовые сульфосоли не образуют крупных скоплений, тем не менее они широко распространены в природе и служат основным источником висмута и значительной доли серебра. Им посвящена обширная литература [Годовиков, 1972; Мозгова, 1985; Moelo et al., 2008 и др.], затрагивающая вопросы систематики, кристаллохимии, парагенетических ассоциаций, минералообразования. В рудах старейшего в России Березовского месторождения золота, по оценкам Л.Н. Овчинникова [1998], запасы висмута оценены более чем в 1000 т. Он присутствует в самородной форме, в форме сульфосолей, сульфидов, изоморфной примеси в галените, блеклых рудах [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Вертушков и др., 1972; Чесноков и др., 1975; Бушмакин и др., 1978; Прибавкин и др., 1997; Спиридонов и др., 1998; Филимонов, 1999а; Викентьева и др., 2008; Прибавкин, 2014, 2015]. Однако его минералогия в контексте минеральных ассоциаций и их распределения в пространстве рудного поля, связи с условиями и этапами минералообразования, сопряженности с теми или иными формационными типами метасоматических преобразований изучены недостаточно.

Задачами нашего исследования выступают демонстрация разнообразия видового и химического состава сульфосолей висмута, выявление парагенетических ассоциаций, стадийности и закономерностей их появления на площади Березовского месторождения и рудного района на основе авторских материалов и литературных данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО РАЙОНА

Помимо крупного Березовское месторождения золота в состав рудного района входят многочис-

ленные месторождения и рудопроявления Au и W: Шульгинское, Кремлевское, Пышминское, Шеелитовый рудник, Шарташское, Шпанчевское, Становлянское и др. Месторождения рудного района сосредоточены в породах кровли полого падающего на север Шарташского гранитного массива, реже внутри массива [Бородаевский, Бородаевская, 1947]. Здесь широко развиты дайковые рои гранитпорфиров, образующие пучки, расходящиеся веером в северном и северо-восточном направлениях от массива (рис. 1). В центральной части рудного района (Березовское месторождение) рудные тела представлены малосульфидными жилами кварцзолоторудной формации, детально охарактеризованными в работах [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Кутюхин, 1948]. В 90% случаев они имеют широтное простирание и крутое падение на юг, выполняя поперечные трещины разрывов в дайках гранит-порфиров и вмещающих породах вулканогенной толщи. Жилы, локализованные по периферии рудного района, как и жилы месторождения, сформированы в едином деформационном поле [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Сомов и др., 2009], но их количество гораздо меньше, а золотоносность минимальна.

Продуктивные на золото жилы сопряжены с метасоматитами березит-лиственитовой формации [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Сазонов, 1984]. Бедные золотом жилы, иногда несущие шеелитовую минерализацию, связаны с березитами или метасоматитами гумбеитовой и эйситовой формаций [Грабежев, 1970; Спиридонов и др., 1998, 2014; Сазонов и др., 2001; Суставов, Нохрина, 2003; Суставов, 2013]. Последние развиты на южном фланге рудного района, реже встречаются в его центральных частях.

Исследуемые образцы сульфосолей висмута отобраны нами в южной, центральной и северной

Сульфосоли висмута Березовского рудного района Bismuth sulfosalts from Berezovsk ore region



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Березовского рудного поля по М. Бородаевской и Н. Бородаевскому [Рудные месторождения..., 1978, с упрощениями].

1 – вулканогенно-осадочные породы, 2 – базальты и диабазы, 3 – серпентиниты и тальк-карбонатные породы, 4 – габбро, 5 – граниты, 6 – дайки гранит-порфиров, 7 – действующие шахты Березовского рудника. Цифрами в ромбах обозначены места отбора образцов: 1, 1' – щебеночные карьеры Шарташский (56.8401° с. ш., 60.7078° в. д.) и Урочище (56.8637° с. ш., 60.7484° в. д.); 2 – шахта Центральная Березовского рудника (56.9286° с. ш., 0.8023° в. д.); 3, 3' – карьер Ушаковский (56.9416° с. ш., 60.8212° в. д.); 4 – Шульгинский рудник (56.9541° с. ш., 60.7130° в. д.).

Fig. 1. Simplified geological scheme of Berezovsk ore region according to M. Borodaevsky and N. Borodaevskay [Ore deposits..., 1978].

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

1 – volcanogenic-sedimentary rocks, 2 – basalts and diabases, 3 – serpentinites and talc-carbonate rocks, 4 – gabbro, 5 – granites, 6 – dykes of granite-porphyry, 7 – operating mines of Berezovsk. Numbers in yellow diamonds are sampling locations: 1, 1'– Shartash (56.8401° N, 60.7078° E) and Urochishche (56.8637° N, 60.7484° E) quarries; 2 – Berezovsk bal, Central mine (56.9286° N, 0.8023° E); 3, 3' – Ushakovsk quarry (56.9435° N, 60.8233° E) and Zolotaya gorka quarry (56.9416° N, 60.8312° E); 4 – Shulginsk mine (56.9541° N, 60.7130° E).

частях рудного района из жил, залегающих среди гранитов массива, гранит-порфиров дайкового комплекса и вулканогенной толщи. Позиция и координаты мест отбора образцов указаны на рис. 1.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Диагностика минералов включала рентгеноструктурный анализ порошкового образца на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в области углов 2 Θ 4–70° со скоростью 1 град/мин, напряжением 40 кВ, током 30 мА, излучением Си_{Ка} и рентгеновской установки УРС-55 с камерой Дебая 57.3 мм, нефильтрованным излучением Fe_{Ka+β}, напряжение 30кВ, сила тока 10 мА. Для этого предварительно проанализированные на микрозонде зерна минерала извлекали под микроскопом из полированной шайбы эпоксидной смолы.

Химический анализ минералов проводили на рентгеновском микроанализаторе Самеса SX-100 при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 40 нА. В качестве стандартных образцов использовали Ag, CuFeS₂, ZnS, PbS, InAs, GaSb, HgTe. Концентрацию элементов определяли по характеристическим линиям As – K α , Pb – M α , Hg – M β , Sb – L α , Ag – L α , S – K α , Zn – K α , Cu – K α , Fe – K α , Te – L α , Bi – M α . Стандартные отклонения, мас. %: Cu – 0.10–0.38, Ag – 0.00–0.30, Pb – 1.20–2.00, Bi – 0.30–1.20, Sb – 0.10–0.20, Te – 0.02–0.08, S – 0.32–0.50. Микрофотографии образцов получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV при ускоряющем напряжении 20 кВ.

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТИН-АЙКИНИТОВОЙ СЕРИИ

Сульфосоли висмутин-айкинитовой серии (ВАС) являются неотьемлемой частью минеральных ассоциаций Березовского месторождения и рудного района. Они образуют крупные призматические кристаллы в кварце и мелкие зерна совместно с другими сульфидами: пиритом, галенитом, блеклыми рудами, халькопиритом. Долгое время на месторождении были известны лишь крайние члены серии – айкинит и висмутин, первые упоминания о находках которых присутствуют в работах [Hermann, 1789; Колобов, 1836] под названием игольчатой руды и висмутового блеска. Согласно оценкам [Чесноков и др., 1975], на их долю приходится более 50% всех эндогенных висмутсодержащих минералов рудного района. С конца 90х гг. ХХ в. появились работы, показывающие более широкое разнообразие минералов ВАС: были диагностированы фридрихит, хаммарит, линдстремит, гладит, пекоит [Прибавкин и др., 1997; Прибавкин, 2001, 2014]. Новые и ранее полученные данные состава минералов серии приведены в табл. 1.

Исследование образцов сульфосолей демонстрирует резкое преобладание в составе ВАС высокомедистых разностей (айкинита, фридрихита), образующих несколько парагенетических ассоциаций, завершающих сульфидное минералообразование. Среди них может быть выделена ассоциация айкинита $N_{aik} = 96-100$ с галенитом (рис. 2а), бурнонитом, тетраэдритом, тетрадимитом, алтаитом, высокопробным золотом, преобладающая в южной части [Куруленко, 1982; Спиридонов и др., 1997], и ассоциация айкинита $N_{aik} = 90-100$ с галенитом, блеклыми рудами, золотом, висмутом в центральной и северной частях рудного района [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Сазонов и др., 2001]. Размеры выделений айкинита и его количество меня-

Таблица	1.	Хими	ческий	состав	минер	алов	висму	утин-	айкини	товой	серии,	мас. %
T 1 1 4 7	T 1	1	• •	• . •	C .1		1 1		.1			. 0 /

Table 1.	i ne chemica	compositi	ion of the m	interais disi	nuunnite-ai	kinne series	s, wi 70			
N⁰	Локация	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	Te	S	Сумма	N _{aik} , %
				•	Висмутин					
1	1	0.46	0.54	_	75.79	_	0.69	17.09	94.57	0.0
2	1	0.65	0.10	0.28	76.70	0.10	0.05	17.35	95.23	0.7
3	1	0.71	0.65	0.97	75.02	_	0.22	17.27	94.84	2.6
4	1	0.84	1 76	1.66	72.72	_	0.07	17 37	94 42	4 5
5	1	0.90	0.21	1.00	74.87	0.07	0.07	17.27	95.32	5.1
6	2	1 14	-	2 84	76 51	0.45	0.05	18.89	99.88	7.2
7	2	1 31	0.04	3 25	76.60	0.15	0.05	18.84	100.47	8.2
/	1 2 1	1.51	0.01	5.25	Пекоит	0.57	0.00	10.01	100.17	0.2
8		1 74	L _	6.57	73 31	0.06	0.06	17.52	99.26	16.6
0		1./ 4		0.57	Гладит	0.00	0.00	17.52)).20	10.0
9		4 62	0.02	13.21	64 27	0.35	0.12	18 64	101 23	343
		7.02	0.02	15.21	07.27 Запьнбурги	U.55	0.12	10.04	101.25	54.5
10		1 70	0.02	14.40	62 04		0.00	1838	08.14	37.0
11	$\frac{2}{2}$	1 03	0.02	1/ 37	60.67		0.05	17.07	00 72	38.6
		4.95	0.15	14.37	Kovukout	—	0.05	1/.9/	99.12	58.0
15	1	6.80	1	10.07	Крупкант 56.10	I	0.10	17.94	100.00	511
15	1	6.09		19.07	56.10	0.15	0.10	17.04	100.00	52.2
10		0.98	_	19.78	55.09	0.13	0.18	10.49	102.05	52.2
1/	1	0.88	_	19.80	55.98	0.14	- 0.01	10.33	101.39	52.7
18	1	0.00	-	20.10	55.50	0.15	0.01	1/.03	100.11	55.5
19	1	0.81	0.05	19.98	54.55	0.25	0.02	18.04	99.70	54.0
20		0.33	0.06	20.65	54.58	0.23	0.08	17.00	99.87	55.2
21	1	6.73	_	20.52	54.12	0.16	0.06	1/.88	99.47	55.5
22	1	1.25	_	21.45	54.02	—	0.11	16.83	99.66	57.2
23	1	7.42	-	21.00	52.24	—	0.13	17.49	98.28	57.7
12	2	5.89	0.09	18.86	57.52	—	0.03	17.82	100.21	49.7
13	2	6.14	_	18.87	56.74	—	0.11	17.60	99.46	50.2
14	2	5.94	0.30	19.03	56.12	-	0.06	17.97	99.42	51.0
		=	1	J	Іиндстреми	AT.	0.10	1400	00.45	60.0
24		7.36	-	23.01	53.08	—	0.18	14.82	98.45	60.8
25		7.49	-	23.73	52.32	—	0.10	15.33	98.97	62.8
26		7.73	-	23.74	52.01	-	0.09	15.31	98.88	63.0
			1		Хаммарит			1		
27		8.29	-	25.39	49.76	-	0.11	15.96	99.51	68.0
28	1	8.41	-	25.92	49.11	-	0.13	16.00	99.57	69.5
29	1	8.53	-	25.79	49.05	—	0.08	16.02	99.47	69.3
30	1	8.90	-	26.07	48.30	-	-	16.10	99.37	70.5
	1		1	1	Фридрихи	Γ	1	1		1
31	1'	8.28	-	28.72	46.55	-	—	17.11	100.66	76.7
32	1'	8.08		28.52	45.28	0.07	-	16.67	98.62	77.7
33	2	9.83		30.14	42.38	0.29	0.07	17.48	100.19	83.0
34	2	9.63	-	30.07	42.53	0.32	0.09	17.40	100.04	83.3
35	2	10.03	-	30.21	42.22	0.26	0.04	17.56	100.32	83.8

ЛИТОСФЕРА том 18 № 3 2018

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

N⁰	Локация	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	Te	S	Сумма	N _{aik} , %
					Айкинит					
36	1	10.32	_	33.91	39.18	0.17	_	15.30	98.88	93.2
37	1'	11.09	_	34.07	38.11	0.35	0.08	17.00	100.70	94.8
38	1	10.45	_	32.80	35.63	0.33	_	16.94	96.15	96.3
39	1'	11.62	_	33.76	36.00	0.28	_	17.85	99.51	97.2
40	1	10.52	_	33.40	35.24	0.25	0.07	16.58	96.06	97.7
41	1	10.48	_	33.80	35.12	0.23	0.11	16.53	96.27	98.5
42	1	10.76	_	33.80	34.87	0.17	0.06	16.80	96.46	98.9
43	1	11.48	_	35.23	35.95	0.27	_	17.25	100.18	99.4
44*	1'	11.70	_	35.93	35.92	0.33	_	17.04	100.92	100.4
45*	1'	11.11	0.03	35.99	35.94	0.19	0.07	16.86	100.19	100.5
46	2	9.85	0.05	31.14	42.78	0.06	0.05	17.10	101.03	84.7
47	2	9.99	0.01	31.13	42.01	0.04	0.02	17.42	100.62	85.5
48	2	9.83	_	32.27	41.82	0.21	0.06	17.44	101.63	87.5
49	2	11.28	_	31.23	39.98	_	_	16.86	99.35	88.1
50	2	10.60	0.53	32.65	40.17	_	_	16.65	100.60	90.1
51	2	10.56	—	32.43	40.55	0.26	0.08	17.21	101.09	89.3
52	2	10.76	0.02	32.68	40.18	0.22	_	17.56	101.42	90.1
53	2	10.76	0.11	33.60	40.07	0.27	0.04	17.62	102.47	91.6
54	2	11.01	_	33.19	39.52	0.25	0.06	17.27	101.30	91.7
55	2	10.81	_	33.52	38.98	0.03	_	17.25	100.59	92.9
56	2	10.77	_	33.48	38.37	0.13	0.10	16.67	99.52	93.6
57	2	10.93	_	34.09	39.04	_	_	17.38	101.44	93.7
58	2	11.50	_	33.64	36.92	0.04	_	16.80	98.90	95.7
59	2	11.27	0.06	35.05	37.16	0.88	0.03	17.09	101.54	97.5
60	2	11.78	-	35.88	35.56	0.98	-	16.75	100.95	100.9
61	3	11.11	0.05	33.40	37.99	0.45	0.03	16.62	99.65	94.0
62	3'	11.04	-	34.04	38.58	_	-	16.21	99.87	94.2
63	3	11.02	0.12	34.29	38.47	0.31	0.01	16.81	101.03	94.7
64	4	10.82	0.06	31.91	39.45	0.46	0.02	16.90	99.62	89.9

*Составы минералов по [Викентьева и др., 2008].

Примечание. Доля айкинита в висмутин-айкинитовой серии выражена величиной N_{aik} = [2Pb/(Pb + Bi)] × 100 [Makovicky E., Makovicky M., 1978]. Номера локаций см. на рис. 1. Прочерк – элемент не обнаружен.

*Mineral composition according to [Vikentieva et al., 2008].

Note. The proportion of aikinite in the bismuthin-aikinite serie is expressed by the value $N_{aik} = [2Pb/(Pb + Bi)] \times 100$ [Makovicky E., Makovicky M., 1978]. Location numbers see at Fig. 1. Dash – element not found.

ются с юга на север: от долей миллиметра до 5 см и более и от единичных зерен до крупных скоплений. Химический состав минерала этой ассоциации наиболее близок стехиометрии айкинита.

Предшествующие им парагенетические ассоциации ВАС с Ag-Bi-галенитом, теннантитом, козалитом, нафилдитом, тетрадимитом, гесситом, золотом развиты столь же широко. Например, в центральной осевой части рудного района, области так называемого "теннантитового максимума", в которой золотоносность сульфидов максимальна [Чесноков, 1973], встречены ассоциации фазы состава N_{aik} = 90 либо более упорядоченных фаз айкинита и фридрихита с козалитом и нафилдитом (рис. 26, в). Кристаллы айкинита здесь широко варьируют по размеру и форме: от долей миллиметра изометричной формы до длиннопризматических кристаллов, достигающих 2 см и более. На юге ассоциация айкинита $N_{aik} = 93-100$ с Ag-Bi-галенитом, нафилдитом, тетрадимитом, гесситом, золотом установлена в Шарташском карьере (рис. 2г). Различие заключается лишь в том, что козалит здесь полностью вытеснен нафилдитом, а состав айкинита близок теоретическому. Превалирующей формой айкинита являются зерна и идиоморфные кристаллы длиной не более 3 мм. Подобные ассоциации рассмотрены в работах [Бушмакин и др., 1978; Филимонов, 1999а; Викентьева и др., 2008], согласно которым айкинит $N_{aik} = 88-90$ сопровождается Ag-Biсодержащим галенитом, козалитом, матильдитом, тетрадимитом, гесситом, самородным золотом.

Умеренно-медистые члены ВАС (линдстремит, крупкаит, зальцбургит) присутствуют наравне или в качестве реликтов (?) среди описанных парагентических ассоциаций. Например, микрозерна линдстремита N_{aik} = 63 и крупкаита N_{aik} = 54 встречены





а – субидиоморфные зерна айкинита в галените; б – включение идиоморфного кристалла козалита в зерне фридрихита; в – игольчатые кристаллы нафилдита и айкинита в теннантите; г – субидиоморфные кристаллы нафилдита в айкините с интерстициальным гесситом; д – ламели зальцбургита в кристалле крупкаита; е – структура распада висмутингладитового состава и метасоматически развивающийся пекоит с включениями самородного висмута. Индексы минералов: *Aik* – айкинит, *Au* – золото, *Bs* – висмутин, *Cs* – козалит, *Fd* – фридрихит, *Gl* – гладит, *Gn* – галенит, *Hs* – гессит, *Nf* – нафилдит, *Pk* – пекоит.

Fig. 2. Back-scattered electron images of bismuth sulfosalts.

a – subhedral aikinite grains in galena; δ – auhedral inclusion of cosalite crystal in friedrichite grain; B – nuffieldite and aikinite acicular crystals in tennantite; **r** – **subhedral nuffieldite crystals in aikinite with interstitial hessite grains**; **g** – **lamellas of the salz**-burgite in a krupkaite crystal; e – bismuthinite-gladite exsolution pairs and metasomatical pekoite with native bismuth inclusions. Mineral abbreviation: *Aik* – aikinite, *Au* – aurum, *Bs* – bismuthinite, *Cs* – cosalite, *Fd* – friedrichite, *Gl* – gladite, *Gn* – galena, *Hs* – gessite, *Nf* – nuffieldite, *Pk* – pekoite.

совместно с айкинитом, нафилдитом, тетрадимитом, золотом в Шарташском карьере. К ним, вероятно, относится и фаза состава $N_{aik} = 76-78$, приуроченная к ранним генерациям жильного кварца в гранитном массиве [Прибавкин, 2001]. В Березовском руднике они также присутствуют. В частности, мы установили достигающие 15 мм в длину кристаллы крупкаита $N_{aik} = 50-51$, содержащие ламели зальцбургита $N_{aik} = 38$ (рис. 2д). Они обрастают кристал-

лы пирита, содержат включения тетрадимита и ассоциируют с самородным золотом. Однако, ввиду отсутствия наблюдений генетических взаимоотношений этих фаз с галенитом и айкинитом, мы отнесли их к ассоциации умеренно- и высокомедистых членов ВАС с Ag-Bi-галенитом, козалитом, нафилдитом, тетрадимитом, золотом условно.

Ранее в Шарташском карьере в связи с высокотемпературными кварцевыми жилами, содержащи-



Рис. 3. Проекция составов Си–Рb–Ві сульфосолей в системе М⁺–М²⁺–М³⁺.

1 – минералы южной, 2 – центральной, 3 – северной частей рудного района; 4 – идеальные составы [Makovicky E., Makovicky M., 1978]. Залитыми значками обозначены составы, требующие подтверждения (пояснения см. в тексте). Цифры около наименований минералов висмутин-айкинитовой серии характеризуют значение N_{Aik} = [2Pb/(Pb + Bi)] × 100.

Fig. 3. Projection in the system $M^+-M^{2+}-M^{3+}$ of analytical results for the Cu–Pb–Bi sulfosalts.

1 – minerals from the southern part of the ore region, 2 – central part, 3 – northern part, 4 – ideal compositions [Makovicky E., Makovicky M., 1978]. Filled icons denote composition that require confirmation (see remarks in the text). Numbers near the names of minerals in the bismuthinite-aikinite series characterize the value of $N_{Aik} = [2Pb/(Pb + Bi)] \times 100$.

ми молибденит и шеелит, была описана иная ассоциация, в которой умеренно-медистые члены ВАС сопровождаются минералами павонитовой серии [Прибавкин и др., 1997, Спиридонов и др., 1998]. Она представляет собой тончайшие срастания промежуточных составов твердых растворов павонитовой и висмутин-айкинитовой серий, замещаемых мелкозернистыми агрегатами Си-бенжаменита (матрица с ламелями распада купропавонита), крупкаита-линдстремита $N_{aik} = 51-63$ и хаммарита $N_{aik} = 68-70$, на которые в свою очередь нарастают гомогенные по составу зерна купропавонита, Сибенжаменита, бенжаменита, ходрушита, икунолита (?), замещаемые висмутином $N_{aik} = 0-5$.

Ассоциация, являющаяся результатом распада твердого раствора первичных кристаллов ВАС низкомедистого состава, установлена нами в Березовском руднике. Микрозондовое исследование показало, что такие кристаллы представляют собой структуры распада (рис. 2е), сложенные фазой N_{aik} = 7–8 (висмутином или минералом "фаза 88.6" согласно [Сіовапи, Соок, 2000]) и гладитом $N_{aik} = 34$ в отношении 1 : 1, что позволяет высказать предположение об их образовании вследствие распада протофазы состава $N_{aik} = 25$ (рис. 3). Подобный распад может быть записан как CuPbBi₇S₁₂—CuPbBi₅S₉ + Bi₂S₃. Аналогичные структуры распада фазы $N_{aik} = 24$ описаны в месторождении Фелберталь, Австрия [Тора et al., 2002], а гомогенная фаза состава $N_{aik} = 30$ ("фаза 70") ранее была установлена в скарновом месторождении Осна де Фиер в Румынии [Сіовапи, Соок, 2000]. В свою очередь протофаза метасоматически замещается пекоитом $N_{aik} = 16$, содержащим обильные включения самородного висмута, и сопровождается Аg-Bi-содержащим галенитом, халькопиритом.

ДРУГИЕ СУЛЬФОСОЛИ ВИСМУТА

Сопровождающие ВАС сульфосоли висмута представлены козалитом, нафилдитом (табл. 2), минералами павонитовой серии (купропавонитом,

Table 2	Table 2. The chemical composition of cosalite and nuffieldite, wt %										
N⁰	Локация	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	As	Te	S	Сумма	
					Козали	IT					
1	2	2.50	0.30	38.23	41.30	0.48	_	0.05	16.30	99.16	
2	2	2.28	0.37	38.05	41.97	0.46	-	0.09	16.40	99.62	
3	2	2.21	0.47	37.65	40.54	1.37	-	0.09	16.77	99.10	
4	2	2.21	0.39	37.70	39.71	1.45	-	0.08	16.56	98.10	
5	2	1.91	0.64	39.69	38.85	1.89	_	0.18	16.82	99.98	
6	2	1.52	1.29	37.18	39.77	1.84	0.82	_	16.62	99.04	
7	2	1.58	1.54	36.75	39.90	1.98	0.78	—	16.82	99.35	
8	3	1.17	0.47	39.37	42.06	0.23	-	—	16.65	99.95	
9	3	2.01	1.15	37.84	42.62	0.33	0.07	0.07	17.04	101.13	
					Нафилд	ит					
10	1	6.40	_	36.62	37.91	3.09	-	—	15.85	99.87	
11	1	6.45	_	37.33	37.62	2.91	-	—	15.59	99.90	
12	1	6.46	_	36.33	37.35	2.95	-	_	15.51	98.60	
13	2	6.01	0.03	34.29	41.25	2.30	-	0.02	16.88	100.78	
14	2	6.62	0.14	34.58	41.21	0.18	0.20	0.06	17.13	100.12	
15	2	3.40	4.10	38.00	39.00	0.00	0.00	0.00	15.50	100.00	

Таблица 2. Химический состав козалита и нафилдита, мас. %

Table 2. The share is a surroution of sociality and moff aldit

Прочерк – элемент не обнаружен.

Dash - element not found.

бенжаменитом, Си-бенжаменитом), ходрушитом, матильдитом [Вертушков и др., 1972; Прибавкин и др., 1997; Спиридонов и др., 1998; Филимонов, 1999а; Викеньева и др., 2008]. Указанные в минеральном кадастре месторождения [Суставов, 2002] виттихенит, эмплектит, галенобисмутит требуют подтверждения.

Козалит на Березовском месторождении впервые диагностировала Л.В. Михайлова в 1967 г. по оптическим свойствам. Впоследствии он подтвержден данными рентгеноструктурного анализа [Вертушков и др., 1972]. Нами козалит установлен в образцах из центральной и северной частей рудного района, где образует широко варьирующие по размеру игольчатые кристаллы, а также изометричные выделения, не превышающие 0.5 мм (см. рис. 2б). В ассоциации с ним отмечены Ад-Ві-содержащий галенит, айкинит, фридрихит, нафилдит, серебристое золото пробностью 860-900. Он характеризуется достаточно устойчивым составом, в котором постоянно присутствуют примеси Си до 2.5 мас. % и Ад до 1.2 мас. %, находящиеся в структурной позиции Pb, а также Sb до 2.0% в позиции Ві (см. табл. 2). Его состав отклоняется от идеального в сторону умеренно-медистых разностей козалита (см. рис. 3). По данным рентгеноструктурного анализа козалит обладает орторомбической сингонией с параметрами элементарной ячейки: a = 19.09 Å, b = 23.89 Å, c = 4.06 Å. Основные линии на дифрактограмме: 3.45(100), 2.95(90), 3.37(80), 2.03(50), 2.81(40).

Нафилдит – редкий минерал, по составу промежуточный между козалитом и высокомедистыми членами ВАС. Он встречен нами в ассоциации с айкинитом (см. рис. 2г) в южной части рудного района, а также с айкинитом и козалитом – в центральной. Образует призматические кристаллы размером менее 0.5 мм, близкие по отражательной способности айкиниту и обладающие слабой анизотропией с цветовым эффектом от голубовато-серого до коричневатого. Основные линии на рентгенограмме 3.66(100), 3.16(100), 4.02(80), 2.02(70), 3.53(60), 2.98(50), 2.87(50) соответствуют нафилдиту. Рассчитанные параметры элементарной ячейки: $a_0 = 14.485(8)$ Å, $b_0 = 21.367(12)$ Å, $c_0 = 4.045(2)$ Å. Соответствие структурной формуле нафилдита демонстрирует и средний химический состав минерала Cu_{1.24}Pb₂Bi₂(Pb_{0.17}Sb_{0.25}Bi_{0.58})S_{6.9} из расчета $Bi + Pb + Sb = 5 \phi$. к. На диаграмме (см. рис. 3) его составы вытягиваются параллельно минералам ВАС, характеризуясь изоморфизмом по схеме Pb²⁺ + Cu⁺ ↔ Bi³⁺. Важной композиционной составляющей нафилдита, согласно [Maurel, Moelo, 1990], является примесь сурьмы, стабилизирующая его кристаллическую структуру. Эксперименты по синтезу минерала показывают, что ее содержание обычно варьирует от 1.6 до 4.2 мас. %. Такой нафилдит описан в Малеевском [Mozgova et al., 1994], Акчатау [Ефимов и др., 1990] и многих других месторождениях [Prsek et al., 2006]. Наш минерал содержит от 2 до 3 мас. % Sb, и этот факт может служить еще одним доказательством его принадлежности нафилдиту.

Минерал, близкий по составу нафилдиту, обнаружен в другом образце из Березовского рудника (см. табл. 2, ан. 14), где находится совместно с кристаллами айкинита в тенантите (см. рис. 2в). Несмотря на то что его размер не позволил получить корректный состав, тем не менее он вынесен на диаграмму (см. рис. 3) залитым синим ромбом. Располагаясь в области нафилдита, он отличается от описанных составов отсутствием значимой примеси сурьмы. Существование бессурьмянистых разностей нафилдита обсуждается в работе [Cinobanu, Cook, 2000], согласно которой наличие Sb в структуре минерала не обязательно и определяется лишь ее концентрацией в системе.

Сульфосоль, в составе которой присутствует 4 мас. % серебра, мы встретили в качестве игольчатого кристалла толщиной 5 мкм в теннантите совместно с иголками айкинита и нафилдита. Ее химический состав, с одной стороны, близок серебросодержащему нафилдиту (см. табл. 2, ан. 15, рис. 3, зеленый ромб), с другой – может отвечать медистым разностям минералов групп лиллианита, хейровскита. Надежная диагностика фазы в отсутствие рентгеноструктурных данных невозможна.

Купропавонит, купробенжаменит, ходрушит установлены в парагенетической ассоциации с крупкаитом, линдстремитом, хаммаритом в жилах, сопряженных с ранними наиболее высокотемпературными фациями гумбеитов Шарташского массива. В их составе отмечается до 8 мас. % примесного Pb, а в ходрушите – до 3 мас. % Ад [Спиридонов и др., 1998].

Находка матильдита в жилах Березовского рудника описана в работе [Викеньева и др., 2008]. Этот минерал встречен совместно с Ag-Bi-галенитом, тетрадимитом, айкинитом n_{aik} = 88–90, золотом и кристаллизовался при температуре менее 220°С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Широкий спектр составов ВАС характерен для медьсодержащих месторождений Sn-Mo-W (Акчатау, Кара-Оба, Харбейское, Фелбертал и др.), Си-Рb-Zn (Малеевское, Ходруша и др.), Сu-Au-Fe (Моравица, Funiushan и др.), принадлежащих главным образом грейзеновой, скарновой, гидротермальной группам, в которых устанавливается значительный диапазон физико-химических условий формирования кварцево-жильных образований [Ефимов и др., 1990; Lowry et al., 1994; Mozgova et al., 1994; Ciobanu, Cook, 2000; Xiang-Ping et al., 2001; Тора et al., 2002; Jelen et al., 2012; Астахова, Шевчук, 2013]. По-видимому, эти черты в полной мере присущи и Березовскому золоторудному району, в котором предшествующими исследованиями Бородаевская, 1944; Лайпанов, 1977; Спиридонов и др., 1998; Филимонов и др., 1999; Сазонов и др., 2001] показано наличие доминирующей наравне с метасоматитами березит-лиственитой формации грейзеноподобных пород, гумбеитов, эйситов и аргиллизитов. Установлено, что ранние грейзеноподобные метасоматиты и связанные с ними кварцевые жилы содержат высокотемпературную Sn-W-минерализацию: вольфрамит, касситерит, апатит, шеелит, турмалин [Бородаевская, 1944; Филимонов, 1999б]. С метасоматитами ранней гумбеитовой и эйситовой формаций связано Мо-W и полиметаллическое оруденение: молибденит, шеелит, минералы павонитовой серии, ВАС, а также сфалерит, халькопирит, бурнонит, менегинит, блеклые руды, галенит, золото Прибавкин и др., 1997; Спиридонов и др., 1998]. С поздними фациями гумбеитов и березит-лиственитами связана основная масса полиметаллического, золотого оруденения: халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, айкинит, золото. Таким образом, оруденение на Березовском месторождении является многостадийным и полиформационным, формирующимся поэтапно вследствие вариаций температурного режима, состава, кислотности-щелочности минералообразующих флюидов. Тем не менее, состав минералов, минеральные ассоциации и их связь с теми или иными метасоматическими преобразованиями пород в пространстве рудного района изучены недостаточно.

Обобщение данных состава и парагенетических ассоциаций сульфосолей висмута (табл. 3) показывает их образование в широком диапазоне температур в связи с метасоматитами как гумбеитовой формации, так и березит-лиственитовой, подтверждая представления многих исследователей Бородаевская, 1944; Лайпанов, 1977; Спиридонов и др., 1998, 2012, 2014; Филимонов и др., 1999; Сазонов и др., 2001] о многостадийном и полиформационном характере месторождений рудного района. Мы установили, что с высокотемпературными ассоциациями пирит-кварцевой стадии формирования жил (в терминологии [Самарцев и др., 1973]), отлагающимися при 360-285°С, связаны минералы висмутин-айкинитовой, павонитовой серии. Слагающие их фазы ВАС образуются при температуре свыше 300°С как неупорядоченные твердые растворы, что подтверждено экспериментально [Springer, 1971; Wu, 1987], которые впоследствии стремятся к упорядочению. Им соответствуют умеренно-медистые разности, близкие по составу крупкаиту, хаммариту, линдстремиту, и низкомедистые, такие как фаза N_{aik} = 25, претерпевшая распад с образованием висмутина и гладита. Структуры распада в минералах ВАС Березовского месторождения, показанные на рис. 2, повидимому, не редкость. Например, они продемонстрированы в работе [Рамдор, 1962, фиг. 181], но находки таких высокотемпературных минеральных ассоциаций остаются единичными.

С главной полиметаллической стадией рудообразования, протекавшей при температурах 285– 150°С [Колтун, 1957; Самарцев и др., 1973; Бакшеев и др., 1998; Спиридонов и др., 1998; Викентьева, Таблица 3. Стадии образования и парагенетические ассоциации сульфосолей висмута

Стадия	Температура образования, °С	Парагенетическая ассоциация
Самарцев и	Бакшеев и др., 1998;	
др., 1973]	Спиридонов и др., 1998;	
	Викентьева, 2000],	
Пирит-	360-290 (кварц-І, шеелит)	1. Крупкаит-хаммарит _{s.s.} (CuPbBi ₃ S ₆ -Cu ₂ Pb ₂ Bi ₄ S ₉), купропавонит-бенжа-
кварцевая		менит _{s.s.} (AgCu ₂ PbBi ₅ S ₁₀ -(Cu,Ag) ₃ Bi ₇ S ₁₂), ходрушит (Cu ₈ Bi ₁₂ S ₂₂), пирит,
		молибденит, шеелит, икунолит (?), висмутин
		2. Висмутин-гладит _{в.s.} (Bi ₂ S ₃ -CuPbBi ₅ S ₉), пирит, Ві-галенит
Полиметал-	300–275 (кварц-II)	1. Зальцбургит-крупкаит _{s.s.} (Cu _{1.6} Pb _{1.6} Bi _{6.4} S ₁₂ -CuPbBi ₃ S ₆), пирит, тетради-
лическая	285–150 (сульфиды)	мит, золото
		2. Айкинит (CuPbBiS ₃), фридрихит (Cu ₅ Pb ₅ Bi ₇ S ₁₈), козалит (Pb ₂ Bi ₂ S ₅), на-
		филдит (Cu _{1.4} Pb _{2.4} Bi _{2.4} Sb _{0.2} S ₇), матильдит (AgBiS ₂), Ag-Bi-галенит, пи-
		рит, халькопирит, блеклые руды, тетрадимит, гессит, золото
		3. Айкинит, галенит, бурнонит, блеклые руды, тетрадимит, алтаит, зо-
		лото, висмут

 Table 3. The stages of formation and paragenetic associations of bismuth sulfosalts

2000], связано отложение ассоциаций зальцбургита, крупкаита, фридрихита, айкинита совместно с Ag-Bi-галенитом, нафилдитом, козалитом, матильдитом, тетрадимитом, золотом. Ассоциация айкинита $N_{aik} = 90-100$ с бедным или не содержащим Ag и Bi галенитом, золотом и висмутом, по-видимому, отражает завершение полиметаллической стадии минералообразования.

В результате исследования в сульфидно-кварцевых жилах Березовского рудного района установлено наличие сульфосолей висмута висмутинайкинитовой серии в составе как высокотемпературных парагенетических ассоциаций, так и средне- и низкотемпературных. Высокотемпературные ассоциации представлены протофазой состава N_{aik} = 25 и неупорядоченными фазами ВАС совместно с минералами павонитовой серии, ходрушитом. Они формируют реликтовые парагенезисы кварц-пиритовой стадии, включенные в состав средне- и низкотемпературных ассоциаций полиметаллической стадии. В составе последней присутствуют зальцбургит, крупкаит, линдстремит, сменяемые при понижении температуры фридрихитом и айкинитом, совместно с Ag-Bi-галенитом, козалитом, нафилдитом, матильдитом, тетрадимитом, золотом. Преобладающая ассоциация айкинита, максимально приближенного к идеальному составу, совместно с беспримесным галенитом, золотом, завершает основной этап рудообразования продуктивной полиметаллической стадии. Представленная последовательность минералообразования на примере сульфосолей висмута, вероятно, отражает не только последовательную эволюцию минералообразующих флюидов, но и импульсный характер гидротермальной активности.

Данное исследование позволяет по-новому взглянуть на минералогию старейшего в России Березовского месторождения золота и демонстрирует пробелы в исследовании рудных ассоциаций и парагенезисов с точки зрения этапов и условий минералообразования. Намечается необходимость системного подхода к изучению рудных парагенезисов в согласии с исследованием флюидных включений и околорудных метасоматитов, что предстоит выполнить в будущем.

Авторы выражают благодарность сотрудникам центра коллективного пользования "Геоаналитик" Т.Я. Гуляевой, О.Л. Галаховой, Д.А. Замятину, А.В. Михеевой за проведение рентгеноструктурных и микрозондовых исследований, а также В.А. Губину за предоставленные для изучения образцы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова И.С., Шевчук С.С. (2013) Висмутовая минерализация Харбейского вольфрам-молибденового месторождения (Полярный Урал). ЗРМО, (5), 63-75.
- Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И. (1998) Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным. Уральская летняя минералогическая школа-98. Екатеринбург: УГГГА, 41-49.
- Бородаевская М.Б. (1944) О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. ЗВМО, **73**(2–3), 123-141.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. (1947) Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 247 с.
- Бушмакин А.Ф., Аронский В.П., Чесноков Б.В. (1978) Галенит с октаэдрической отдельностью из сульфиднокварцевых жил Березовского месторождения на Среднем Урале. Минералогия и петрография Урала. Вып. І. Свердловск: УПИ, 42-48.
- Вертушков Г.Н., Кайнов В.И., Чесноков Б.И. (1972) Козалит из Березовского и Кочкарского золоторудных месторождений. Минералогия и петрография Урала.

Сульфосоли висмута Березовского рудного района Bismuth sulfosalts from Berezovsk ore region

Вып. 86. Свердловск: СГИ, 106-109.

- Викентьева О.В. (2000) Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия образования. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 184 с.
- Викентьева О.В., Сергеева Н.Е., Еремин Н.И. (2008) О находке матильдита в жилах Березовского золоторудного месторождения, Урал. Докл. АН, **418**(1), 70-73.
- Годовиков А.А. (1972) Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 303 с.
- Грабежев А.И. (1970) Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале. Тр. ИГГ УФАН СССР, (86), 10-14.
- Ефимов А.В., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н. (1990) Особенности висмутовой минерализации молибден-вольфрамового месторождения Акчатау (Центр. Казахстан). Геология рудных месторождений, **32**(4), 64-75.
- Колобов Г. (1836) Геогностическое описание Преображенского золотого рудника. Горн. журн. Кн. 2. СПб., 209-222.
- Колтун Л.И. (1957) Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала. Тр. ВНИИП, 1(2), 63-88.
- Куруленко Р.С. (1982) Кварцево-сульфидные жилы в Шарташском адамеллитовом массиве на Среднем Урале. Ежегодник-1981. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 95-96.
- Кутюхин П.И. (1948) Условия локализации оруденения в жилах Березовского месторождения. 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 249-275.
- Лайпанов Х.Х. (1977) Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля. Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 65-68.
- Мозгова Н.Н. (1985) Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. М.: Наука, 264 с.
- Овчинников Л.Н. (1998) Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 412 с.
- Прибавкин С.В. (2001) Фридрихит из Шарташского массива, Средний Урал. Урал. геол. журн., (5), 155-158.
- Прибавкин С.В. (2014) Новые данные к минералогии Березовского золоторудного поля. Вестн. УрО РМО, (11), 83-89.
- Прибавкин С.В. (2015) Новые данные к минералогии кварцевых жил Шарташского карьера. Вестн. УрО РМО, (12), 114-120.
- Прибавкин С.В., Середкин С.В., Кононкова Н.Н. (1997) Минералогия ранних кварцевых жил Шарташского массива, Средний Урал. Уральская летняя минералогическая школа-97. Екатеринбург: УГГГА, 198-203.
- Рамдор П. (1962) Рудные минералы и их срастания. М.: Иностр. лит-ра, 1132 с.
- Рудные месторождения СССР. Т. 3. Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1978. 496 с.
- Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф., Михайлова Л.В., Бирюков В.Ф. (1973) О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. Геология рудных месторождений, (1), 110-117.
- Сазонов В.Н. (1984) Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

CCCP, 208 c.

- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 622 с.
- Сомов В.Ф., Кадышева Е.В., Филатов В.В. (2009) Тектонофизический анализ гравитационного поля Березовского золоторудного месторождения и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения, связанного с гранитоидными массивами. Литосфера, (1), 94-102.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Прибавкин С.В., Устинов В.И., Филимонов С.В. (1997) Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 97 с.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Филимонов С.В. (1998) Гумбеиты Урала и сопряженная рудная минерализация, параметры их образования. Геология рудных месторождений, **39**(2), 171-190.
- Спиридонов Э.М., Нурмухаметов Ф.М., Поленов Ю.А., Прошкина А.П., Куликова И.М., Сидорова Н.В., Филимонов С.В. (2012) Высокотемпературная минерализация гумбеитовой формации в Березовском рудном поле (Средний Урал). Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья СПб., 252-254.
- Спиридонов Э.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. (2014) Лиственитоподобные апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты Березовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом. Урал. геол. журн., (1), 20-67.
- Суставов С.Г. (2002) Минералы Березовского месторождения. Уральская минералогическая школа-2001. Екатеринбург: УГГГА, 80-94.
- Суставов О.А. (2013) Околожильные фенгитовые гумбеиты центральной части Шарташского гранитного массива: детали строения метасоматических колонок. Изв. УГГУ, **31**(3), 18-23.
- Суставов О.А., Нохрина Н.Н. (2003) Эйситизация гранитов в контактах мусковит-карбонатных прожилков в центральной части Шарташского гранитного массива. Изв. УГГГА, (18), 74-78.
- Филимонов С.В. (1999а) Висмутовая и теллуровая минерализация гумбеитовой формации на северном фланге Березовского золоторудного месторождения (Вітеннантит, Ад-Ві-галенит, айкинит, тетрадимит, Рbтетрадимит, гессит). Уральская летняя минералогическая школа-99: Екатеринбург: УГГГА, 292-294.
- Филимонов С.В. (1999б) Первая находка кестерита Cu₂(Zn, Fe)SnS₄ и других In-содержащих минералов в Березовском золоторудном месторождении. Уральская летняя минералогическая школа-99, Екатеринбург: УГГГА, 291-292.
- Филимонов С.В., Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С., Кудрявцева О.Е. (1999) Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций полихронных рудно-метасоматических образований Березовского золоторудного поля (Средний Урал). Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI в. СПб.: ВМО, 127-129.

Прибавкин и др. Pribavkin et al.

- Чесноков Б.В. (1973) Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале. Докл. АН СССР, **210**(4), 915-917.
- Чесноков Б.В., Котыбаева Н.Н., Бушмакин А.Ф. (1975) Эндогенные минералы висмута и никеля Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. Минералогия и петрография Урала. Вып. 106. Свердловск: СГИ, 123-126.
- Чесноков Б.В., Покровский П.В., Сандлер Г.А. (1976) Вариации содержаний серебра в золотинах из Березовского рудного района в связи с его эндогенной зональностью. Минералогия и петрография Урала. Вып. 124. Свердловск: СГИ, 108-111.
- Ciobanu C.L., Cook N.J. (2000) Intergrowths of bismuth sulphosalts from Ocna de Fier Fe-skarn deposit, Banat, Southwest Romania. *Eur. J. Miner.*, (12), 899-917.
- Hermann B.F. (1789) Versuch einer mineralogischen Beschreibung des Uralischen Erzgebirges. Bd 1, 2. Berlin.
- Jeleň S., Pršek J., Kovalenker V.A., Topa D., Sejkora J. Števko M., Ozdín D. (2012) Bismuth sulfosalts of the cuprobismutite, pavonite and aikinite series from the Rozália mine, Hodrusa-Hámre, Slovakia. *Can. Miner.*, 50, 325-340.
- Lowry D., Stephens W.E., Herd D.A., Stanley C.J. (1994) Bismuth sulphosalts within quartz veining hosted by the Loch Shin monzogranite, Scotland. *Miner. Mag.*, 58, 39-47.
- Makovicky E., Makovicky M. (1978) Representation of compositions in the bismuthinite-aikinite series. *Can. Miner.*, **16**, 405-409.
- Maurel C., Moelo Y. (1990) Synthese de la nuffieldite dans le systeme Bi–Pb–Sb–Cu–S. *Can. Miner.*, **28**, 745-749.
- Moelo Y., Makovicky E., Mozgova N.N., Jambor J.L., Cook N. et al. (2008) Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Miner.*, 20, 7-46.
- Mozgova N.N., Nenasheva S.N., Borodayev Yu.S., Yudovskaya M.A. (1994) Nuffieldite from the Maleevskoe massive sulfide deposit, Russia. *Can. Miner.*, **32**, 359-364.
- Prsek J., Makovicky E., Chovan M., Smirnov A. (2006) A note on the chemical composition of nuffieldite solid-solution from sulphide mineralizations in the Western Carpathians, Slovakia. *Miner. Polonica*, 37(1), 51-59.
- Springer G. (1971) The synthetic solid-solution series Bi₂S₃– BiCuPbS₃ (bismuthinite–aikinite). *Neues Jahrb. Miner.*, *Monatsh.*, 19-27.
- Topa D., Makovicky E., Paar W.H. (2002) Composition ranges and exsolution pairs for the members of the bismuthinite–aikinite series from Felbertal, Austria. *Can. Miner.*, **40**, 849-869.
- Wu D. (1987) Phase relations in the systems Cu₂S–PbS– Bi₂S₃ and Ag₂S–PbS–Bi₂S₃ and their mineral assemblages. *Chinese J. Geochem.*, 6(3), 225-233.
- Xiang-Ping G., Watanabe M., Ohkawa M., Hoshino K., Shibata Y. (2001) Felbertalite and related bismuth sulfosalts from the Funiushan copper skarn deposit, Nanjing, China. *Can. Miner.*, **39**, 1641-1652.

REFERENCES

Astakhova I.S., Shevchuk S.S. (2013) Bismuth mineralization in Kharbeyskoe tungsten-molybdenum deposit (The Polar Urals). *Zapiski RMO*, (5), 63-75. (In Russian)

- Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Ustinov V.I. (1998) Conditions for the formation of vein quartz of the Berezovsk gold ore field, Middle Urals, according to the study of fluid inclusions and isotopic data. Ural'skaja letnjaja mineralogicheskaja shkola-98 [Uralian Summer Mineralogical School-98]. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 41-49. (In Russian)
- Borodaevskaya M.B. (1944) On the origin of berezites and some other metasomatic rocks of the Berezovsk gold deposit in the Middle Urals. *Zapiski VMO*, **73**(2–3), 123-141. (In Russian)
- Borodaevskiy N.I., Borodaevskaja M.B. (1947) *Berezovskoe rudnoe pole* [Berezovsk ore field]. Moscow, Metallurgizdat Publ., 247 p. (In Russian)
- Bushmakin A.F., Aronskiy V.P., Chesnokov B.V. (1978) Galenite with an octahedral parting from sulphide-quartz veins of the Berezovsk deposit in the Middle Urals. *Mineralogija i petrografija Urala*. Vyp. I. [Mineralogy and Petrography of thr Urals] Sverdlovsk, UPI Publ., 42-48. (In Russian)
- Ciobanu C.L., Cook N.J. (2000) Intergrowths of bismuth sulphosalts from Ocna de Fier Fe-skarn deposit, Banat, Southwest Romania. *Eur. J. Miner.*, (12), 899-917.
- Chesnokov B.V. (1973) Endogenous zonation of the Berezovsk ore field in the Middle Urals. *Dokl. AN SSSR*, 210(4), 915-917. (In Russian)
- Chesnokov B.V., Kotybaeva N.N., Bushmakin A.F. (1975) Endogenic minerals of bismuth and nikel from the Berezovsk gold deposit, Middle Urals. *Mineralogiya i petrografiya Urala*. Vyp. 106. [Mineralogy and Petrography of thr Urals, V. 106] Sverdlovsk, SGI Publ., 123-126. (In Russian)
- Chesnokov B.V., Pokrovskiy P.V., Sandler G.A. (1976) Variation of silver content in gold from the Berezovsk ore region in connection with its endogenous zoning. *Mineralogija i petrografija Urala*. Vyp. 124. [Mineralogy and Petrography of the Urals, V. 106] Sverdlovsk, SGI Publ., 108-111. (In Russian)
- Efimov A.V., Borodaev Yu.S., Mozgova N.N., Nenasheva S.N. (1990) Features of the bismuth mineralization of the molybdenum-tungsten deposit Akchatau (Central Kazakhstan). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **32**(4), 64-75. (In Russian)
- Filimonov S.V. (1999a) Bismuth and tellurium mineralization of the gumbeite formation on the northern flank of the Berezovsk gold deposit (Bi-tenantite, Ag-Bi-galenite, aikinite, tetradimite, Pb-tetradimite, hessite). Ural'skaja letnyaya mineralogicheskaja shkola-99. [Uralian Summer Mineralogical School-99] Ekaterinburg, UGGGA Publ., 292-294. (In Russian)
- Filimonov S.V. (1999b) The first discovery of kesterite Cu₂(Zn, Fe)SnS₄ and other In-containing minerals in the Berezovsk gold deposit. Ural'skaja letnjaja mineralogicheskaja shkola – 99. [Uralian Summer Mineralogical School-99] Ekaterinburg, UGGGA, 291-292. (In Russian)
- Filimonov S.V., Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Kurulenko R.S., Kudrjavtseva O.E. (1999) Typomorphism of minerals and mineral associations of polychronous ore-metasomatic formations of the Berezovsk gold ore field (Middle Urals). *Mineralogicheskoe obshchestvo i mineralogicheskaja nauka na poroge XXI v.* [Mineralogical Society and Mineralogical Science on the XXI s. threshold]. St.Petersburg, VMO Publ., 127-129. (In Russian)
- Godovikov A.A. (1972) Vismutovye sul'fosoli [Bismuth sul-

phosalts]. Moscow, Nauka Publ., 303 p. (In Russian)

- Grabezhev A.I. (1970) Features of the beresitization of granitoids of the Shartash Massif in the Middle Urals. *Trudy In-ta geologii i geokhimii UFAN SSSR*, (86), 10-14. (In Russian)
- Hermann B.F. (1789) Versuch einer mineralogischen Beschreibung des Uralischen Erzgebirges. Bd 1, 2. Berlin.
- Jelen S., Prsek J., Kovalenker V.A., Topa D., Sejkora J. et al. (2012) Bismuth sulfosalts of the cuprobismutite, pavonite and aikinite series from the Rozália mine, Hodrusa-Hámre, Slovakia. *Can. Miner.*, **50**, 325-340.
- Kolobov G. (1836) Geognostic description of the Preobrazhensky gold mine. *Gorn. Zhurn.* Kn. 2. SPb., 209-222. (In Russian)
- Koltun L.I. (1957) Application of mineralothermometric analysis to study the genesis of some gold deposits of the Urals. *Trudy VNIIP*, **1**(2), 63-88. (In Russian)
- Kurulenko R.S. (1982) Quartz-sulphide veins in the Shartash adamellite massif in the Middle Urals. *Ezhegodnik-1981*. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 95-96. (In Russian)
- Kutyukhin P.I. (1948) Conditions for the localization of mineralization in the veins of the Berezovsk deposit. 200 let zolotoy promyshlennosti Urala [200 years of Uralian Gold industry]. Sverdlovsk, UF AN SSSR, 249-275. (In Russian)
- Laypanov Kh.Kh. (1977) Near ores metasomatites of the Berezovsky ore field. *Voprosy geokhimii i rudoobrazovanija* [Problems of geochemistry and mineral formation]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 65-68. (In Russian)
- Lowry D., Stephens W.E., Herd D.A., Stanley C.J. (1994) Bismuth sulphosalts within quartz veining hosted by the Loch Shin monzogranite, Scotland. *Miner. Mag.*, **58**, 39-47.
- Makovicky E., Makovicky M. (1978) Representation of compositions in the bismuthinite-aikinite series. *Can. Miner.*, **16**, 405-409.
- Maurel C., Moelo Y. (1990) Synthese de la nuffieldite dans le systeme Bi–Pb–Sb–Cu–S. *Can. Miner.*, **28**, 745-749.
- Moelo Y., Makovicky E., Mozgova N.N., Jambor J.L., Cook N. et al. (2008) Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Miner.*, **20**, 7-46.
- Mozgova N.N. (1985) *Nestekhiometrija i gomologicheskie rjady sul'fosoley* [Nonstoichiometry and homologous series of sulfosalts]. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)
- Mozgova N.N., Nenasheva S.N., Borodayev Yu.S., Yudovskaya M.A. (1994) Nuffieldite from the Maleevskoe massive sulfide deposit, Russia. *Can. Miner.*, **32**, 359-364.
- Ovchinnikov L.N. (1998) *Poleznye iskopaemye i metallogenija Urala* [Minerals and metallogeny of the Urals]. Moscow, Geoinformmark Publ., 412 p. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2001) Friedrichite from the Shartash massif, Middle Urals. Ural. Geol. Zhurn., (5), 155-158. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2014) New data on the mineralogy of the Berezovsk gold ore field. *Vestn. UrO RMO*, (11), 83-89. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2015) New data on the mineralogy of quartz veins of the Shartashs quarry. *Vestn. UrO RMO*, (12), 114-120. (In Russian)
- Pribavkin S.V., Seredkin S.V., Kononkova N.N. (1997) Mineralogy of the early quartz veins of the Shartash Massif, the Middle Urals. *Ural'skaja letnjaja mineralogicheska*-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

ja shkola-97. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 198-203. (In Russian)

- Prsek J., Makovicky E., Chovan M., Smirnov A. (2006) A note on the chemical composition of nuffieldite solid-solution from sulphide mineralizations in the Western Carpathians, Slovakia. *Miner. Polonica*, 37(1), 51-59.
- Ramdor P. (1962) *Rudnye mineraly i ikh srastanija* [Ore Minerals and their Intergrowths]. Moscow, "Inostr. literatura" Publ., 1132 p. (In Russian)
- Rudnye mestorozhdenija SSSR [Ore deposits of the USSR]. T. 3. Pod red. V.I. Smirnova. Moscow, Nedra Publ., 1978. 496 p. (In Russian)
- Samartsev I.T., Zakhvatkin V.A, Kazimirskiy V.F., Mikhaylova L.V., Biryukov V.F. (1973) About the zonation of the Berezovsk gold ore region in the Middle Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (1), 110-117. (In Russian)
- Sazonov V.N. (1984) Berezit-listvenitovaja formatsija i soputstvuyushchee ey orudenenie [The beresite-listvenitic formation and related mineralization]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 208 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Gold deposits of the Urals]. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 622 p. (In Russian)
- Somov V.F., Kadysheva E.V., Filatov V.V. (2009) Tectonophysical analyses of Beresovsk gold deposit gravitational field and prospecting criteria of the gold ore formation, connected with granitoid massifs. *Litosfera*, (1), 94-102. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Seredkin M.V., Kurulenko R.S., Prokof'ev V.Yu., Pribavkin S.V., Ustinov V.I., Filimonov S.V. (1997) *Gumbeitovaya formatsiya Urala* [Gumbeite formation on the Urals]. Moscow, MGU Publ., 97 p. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Seredkin M.V., Prokofev V.Yu., Ustinov V.I., Filimonov S.V. (1998) Gumbeites and associated ore mineralization of the Urals (Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **39**(2), 171-190. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Nurmukhametov F.M., Polenov Yu.A., Proshkina A.P., Kulikova I.M., Sidorova N.V., Filimonov S.V. (2012) High-temperature mineralization of the gumbeite formation in the Berezovsk ore field (Middle Urals). *Mineralogija vo vsem prostranstve sego slova: Problemy ukreplenija mineral'no-syr'evoy bazy i* ratsional'nogo ispol'zovanija mineral'nogo syr'ja [Mineralogy in the whole space of this word: Problems of strengthening the mineral and raw materials base and rational use of mineral raw materials]. St.Petersburg, 252-254. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Sidorova N.V., Nurmukhametov F.M., Korotaeva N.N., Kulikova I.M., Polenov Yu.A., Troshkina A.N. (2014) Close-Listvenite apopycritic phlogopitemagnesite gumbeites of the Beryozovsk gold deposit with zircon, monazite, xenotime, fluorapatite, tourmaline, relict Zn-chromite. Ural. geol. zhurn., (1), 20-67. (In Russian)
- Springer G. (1971) The synthetic solid-solution series Bi₂S₃– BiCuPbS₃ (bismuthinite–aikinite). *Neues Jahrb. Miner.*, *Monatsh.*, 19-27.
- Sustavov S.G. (2002) Minerales of Berezovsk deposit. Ural'skaja mineralogicheskaja shkola – 2001. [Uralian Mineralogical School-2001] Ekaterinburg, UGGGA Publ., 80-94. (In Russian)

- Sustavov O.A. (2013) Around vein phengite gumbeites of the central part of Shartash granite massif: structural details of metasomatic columns. *Izv. UGGU*, **31**(3), 18-23. (In Russian)
- Sustavov O.A., Nokhrina N.N. (2003) Granites aceitisation in contacts of muscovite-carbonate veins in the central part of Shartash massif. *Izv. UGGGA*, (18), 74-78. (In Russian)
- Topa D., Makovicky E., Paar W.H. (2002) Composition ranges and exsolution pairs for the members of the bismuthinite–aikinite series from Felbertal, Austria. *Can. Miner.*, **40**, 849-869.
- Vertushkov G.N., Kainov V.I., Chesnokov B.I. (1972) Kozalit from Berezovsk and Kochkar gold deposits]. *Mineralogija i petrografija Urala*. V. 86. Sverdlovsk: SGI Publ., 106-109. (In Russian)

Vikent'eva O.V. (2000) Berezovskoe zolotorudnoe mestoro-

zhdenie na Urale: geologicheskoe stroenie, mineralogo-geokhimicheskie osobennosti i uslovija obrazovanija Dis. dokt. geol-min nauk [Berezovsk gold deposit in the Urals: geological structure, mineralogical and geochemical features and conditions of formation Dr geol. and min. sci. diss.]. Moscjw, IGEM, 184 p. (In Russian)

- Vikent'eva O.V., Sergeeva N.E., Eremin N.I. (2008) Finding of matildite in veins of the Berezovsk gold deposit, Urals mountains]. *Dokl. Akad. Nauk*, **418**(1), 70-73. (In Russian)
- Wu D. (1987) Phase relations in the systems Cu₂S–PbS–Bi₂S₃ and Ag₂S–PbS–Bi₂S₃ and their mineral assemblages. *Chinese J. Geochem.*, **6**(3), 225-233.
- Xiang-Ping G., Watanabe M., Ohkawa M., Hoshino K., Shibata Y. (2001) Felbertalite and related bismuth sulfosalts from the Funiushan copper skarn deposit, Nanjing, China. *Can. Miner.*, **39**, 1641-1652.

УДК 553.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-459-474

МИНЕРАЛОГИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АВЗЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. Е. Е. Паленова¹, К. А. Новоселов¹, Е. В. Белогуб¹, И. А. Блинов¹, С. Д. Григорьева²

¹Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: palenova@mineralogy.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Поступила в редакцию 21.07.2017 г., принята к печати 18.10.2017 г.

Охарактеризована минералогия россыпей водотоков бассейна р. Бол. Авзян. Проведено сопоставление с минеральным и химическим составом коренных проявлений золота Горный Прииск, Богряшка и Улюк-Бар. Особое внимание уделяется характеристике фосфатов редкоземельных элементов – монацита и ксенотима. Сделано предположение об их формировании в стадию катагенеза и/или метаморфизма.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, углеродисто-терригенные формации, золоторудные месторождения, Горный Прииск, Богряшка, Улюк-Бар, монацит, ксенотим

MINERALOGY OF ALLUVIAL SEDIMENTS OF AVZYAN GOLD REGION (THE SOUTHERN URALS)

Ekaterina E. Palenova¹, Konstantin A. Novoselov¹, Elena V. Belogub¹, Ivan A. Blinov¹, Svetlana D. Grigor'eva²

¹Institute of Mineralogy Ural Branch of RAS, Ilmeny Reserve, Chelyabinsk district, Miass, 456317, Russia, e-mail: palenova@mineralogy.ru ²St.Petersburg State University, 7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia Received 21.07.2017, accepted 18.10.2017

Introduction. The Avzyan gold region is located within the Bashkirian anticlinorium and includes lode gold deposits and placers. The Gorny Priisk, Bogryashka and Ulyuk-Bar gold deposits are hosted in the Riphean metamorphosed carbonaceous sequence. The article describes the mineralogy of the heavy concentrates from alluvial sediments of the streams of Bolshoy Avzyan basin which drains the Gorny Priisk, Bogryashka and Ulyuk-Bar gold ore deposits. The comparison of mineralogical and chemical feature of the studied heavy concentrates is done. Samples and Methods. Samples from the streams were collected every 50-100 m. Hand specimens of ore and host rocks from the lode gold deposits were collected from outcrops and dumps. The content of metals in the heavy concentrates estimated using X-ray fluorescence analyzer Innov-X alfa. Chemical composition of the accessory minerals was studied using electron microscope Vega-3 Tescan with EDA X-Act Oxford. Discussion and Results. The source of the alluvial sediments was the lode gold deposits located in the immediate vicinity of placers. Heavy concentrates of the Kamenny stream are characterized by a high content of As and Cu while ones of the Bogryashka and Bolshoy Klyuch streams show a high content of Cr and Ba. Goethite is major ore mineral for all studied samples. Ilmenite, rutile, epidote and barite are also widespread in the samples from the Bogryashka and Bolshov Klyuch streams. Native gold is present in the sediments of all studied stream. The greatest number of gold grains was found in the samples from the Bolshoy Klyuch stream. The weak roundness of the golds and the presence of unoxidized sulfides (pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite) indicate a relatively small age of placers. Monazite and xenotime morphology suggests autigenic catagenetic and/or metamorphic origin. Monazite contains (apfu) Ce (0.27–0.56), Nd (0.10–0.37) and La (0.09–0.33), minor Pr, Sm, Gd, Eu and Dy; ThO₂ up to 9.78 wt. % (0.08 apfu). It is similar with monazite composition from other streams of the east part of the Bashkirian anticlinorium and can be evidence of their similar origin. Xenotime contains major Gd, Dy and Er and minor Tb and Ho. Xenotime from the Bogryashka stream is characterized by the increased concentration of (apfu) Gd (0.10-0.24), Nd (0.01-0.02), Sm (0.03-0.06), Eu (0.02-0.06) and absence of Ho and Yb. Xenotime composition from the Kamenny and Bolshoy Klyuch streams is similar with ones from east part of the Bashkirian anticlinorium. Galena inclusions in REE phosphates, monazite inclusions in goethite and xenotime inclusions in pyrite can be evidence about similar conditions and time of formation gold-sulfide and REE mineralization.

Keywords: Bashkirian anticlinorium, Gorny Priisk, Bogryashka and Ulyuk-Bar deposits, gold, placers, carbonaceous clastic formations, monazite, xenotime

Для цитирования: Паленова Е.Е., Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Григорьева С.Д. (2018) Минералогия аллювиальных отложений Авзянского золоторудного района (Южный Урал). *Литосфера*, **18**(3), 459-474. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-459-474

For citation: Palenova E.E., Novoselov K.A., Belogub E.V., Blinov I.A., Grigor'eva S.D. (2018) Mineralogy of alluvial sediments of Avzyan gold region (the Southern Urals). *Litosfera*, **18**(3), 459-474. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-459-474

The authors are grateful to S.G. Kovalev (IG UScC RAS) for valuable advices and the opportunity to work with a collection of rare earth phosphates from alluvial deposits of the Bashkirsky anticlinorium.

The work is supported by RFBR, research project No. 16-05-00580a, and budget topic of the Institute of Mineralogy UB RAS No. AAAA-A16-116021010244-0.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения золота, залегающие в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных толщах, занимают одну из ведущих позиций в мировом балансе этого металла. Это обусловлено распространением потенциально рудоносных комплексов в разновозрастных складчатых поясах и масштабами локализованных в них месторождений. В России значительные запасы золота приурочены к отложениям Енисейской, Байкало-Патомской и Южно-Верхоянской провинций [Беневольский и др., 2007; Иванов, 2014]. Разновозрастные черносланцевые комплексы Южного Урала также вмещают ряд перспективных золотых месторождений и проявлений, к которым относятся и объекты Башкирского мегантиклинория, в том числе Авзянский золоторудный район [Сазонов и др., 1999; Сначев и др., 2012; Арифулов и др., 2013].

Авзянский золоторудный район расположен в осевой части Башкирского мегантиклинория. Объекты исследования – рудопроявления Горный Прииск, Богряшка и Улюк-Бар и прилегающие к ним аллювиальные россыпи – приурочены к Ямантаускому антиклинорию, который сложен породами бурзянской и юрматинской серий рифейского стратона. Раннерифейские отложения, залегающие в основании разреза и широко распространенные в сводовой части антиклинория, представлены большеинзерской, суранской и юшинской свитами. Более молодые среднерифейские породы машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит слагают крылья антиклинория.

На р. Бол. Авзян и его правых притоках Богряшка, Бол. Ключ, Кургашля, Ирля разрабатывались аллювиальные русловые и террасовые золотоносные россыпи. Россыпь Кургашля одна из наиболее крупных, имела длину 3000 м и ширину от 20 до 200 м. Мощность золотоносного пласта 1.4–2.0 м. Содержание золота в средней части россыпи 2–2.5, в нижней – 1–1.2 г/м³. Встречались самородки массой 500-1000 г. Другие россыпи Авзянского района по содержанию золота близки к россыпи Кургашля, за исключением россыпи Бол. Ключ, где встречались отдельные гнезда с содержанием золота до 75 г/м³. Всего до 1943 г. в Авзянском районе было добыто 1840.2 кг россыпного золота. В настоящее время россыпи в значительной степени отработаны [Геологическая карта..., 1967].

Рельеф района денудационный структурнолитоморфный. Наблюдается зависимость рельефа от тектоники и литологии. Морфология низкогорная, субмеридиональные повышения субпараллельны простиранию самого высокого в регионе Большого Шатакского хребта и связаны с распространением антиклиналей. Понижения рельефа и расположение речных долин обусловлены тектоническими нарушениями. Речные террасы имеют эрозионный и эрозионно-аккумулятивный характер. Считается, что речная сеть приобрела современный облик в нижнечетвертичный этап [Геологическая карта..., 1967].

Работа посвящена характеристике минерального состава аллювиальных отложений водотоков бассейна р. Бол. Авзян (руч. Каменный, Богряшка, Бол. Ключ), которые дренируют рудопроявления золота Горный Прииск, Богряшка и Улюк-Бар соответственно. Цель работы состояла в выявлении типоморфных особенностей акцессорной минерализации, в том числе редкоземельной, которая может являться индикатором условий формирования золотого оруденения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работа выполнена в Институте минералогии УрО РАН на материале, отобранном авторами при полевых исследованиях 2014 г. Шлиховое опробование аллювиальных отложений водотоков бассейна р. Бол. Авзян проводилось с шагом 50-100 м (рис. 1а). Всего отобрано 29 шлиховых проб объемом 5 л: 8 – руч. Каменный, 9 – руч. Богряшка, 12 – руч. Бол. Ключ. Отмывка до серого шлиха проводилась в полевых условиях. Серый шлих доводился в бромоформе ($\rho = 2.9 \, \text{г/см}^3$). Тяжелый концентрат просматривался под бинокулярным микроскопом (Stemi 2000-C, Carl Zeiss), полированные препараты – в поляризационном микроскопе Axioscope A1 (Carl Zeiss). Вариации содержания основных металлов в черном шлихе оценивались с помощью рентгенофлуоресцентного анализатора (Р Φ A, портативный прибор Innov-X alfa, калибровка по стандартному образцу).

Штуфное и сколковое опробование коренных обнажений и отвалов в районах рудопроявлений Горный Прииск, Богряшка и Улюк-Бар проводилось в целях сопоставления минерального и химического состава потенциально золотоносных Минералогия аллювия Авзянского золоторудного района (Южный Урал) Mineralogy of alluvial sediments of Avzyan gold region (the Southern Urals)



Рис. 1. Точки опробования и проявления золота на карте рельефа (а) и схематической геологической карте (б) [Геологическая карта..., 1967, с упрощением] Авзянского золотоносного района.

Fig. 1. Sampling points and gold deposits on relief map (a) and on schematic geological map (6) [Geologicheskaya karta..., 1967, with simplification] of the Avzyan gold-bearing area.

пород с составом аллювиальных отложений размывающих их водотоков. Для изучения штуфных образцов был применен комплекс оптикомикроскопических методов. Сколковые пробы (масса 1.5–5 кг) использовались для выявления и диагностики акцессорных минералов в тяжелом концентрате, полученном дроблением, отмывкой и доводкой в бромоформе, и для определения состава и содержания редких и редкоземельных элементов с помощью ИСП-МС (спектрометр Agilent

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Х7700, калибровка по стандартным растворам, аналитик К.А. Филиппова).

Микроструктурные особенности и состав акцессорных минералов исследованы на электронном микроскопе Vega-3 Tescan с энергодисперсионной приставкой EDA X-Act Oxford (аналитик И.А. Блинов). Использованы эталоны MINM-25-53 фирмы "ASTIMEX Scientific Limited" (стандарт № 01-044) и стандарт № 1362 фирмы "Microanalysis Consultants Ltd.".

Таблица 1. Содержание микроприм	месей в породах с площади мес	торождений Горный Прииси	к, Богряшка и Улюк-Бар, г	/т
Table 1. Trace elements content in t	the rocks from the Gorny Prijsk	. Bogryashka and Ulyuk-Ba	r deposits, ppm	

Элемент			Гор	ный Прии	іск		Богряшка	-	Улюк-Бар	
	90167г	90167e	90167п	3163-7a	90167в	3163-6a	3162-0	90168б	90168в	90168г
	Кварі	евый пес	чаник	Глинисть	ый сланец	Жильный кварц	Доломит	Кварц-ПШ	[песчаник	Сланец
Be	1.02	0.125	0.28	1.31	4.66	0.37	0.149	0.48	0.72	2.95
Cs	1.41	0.150	0.30	2.41	3.62	0.52	0.135	1.23	1.43	4.95
Sc	6.98	1.62	2.49	10.6	18.7	1.54	0.69	3.39	2.65	12.8
Li	24.7	26.3	14.3	7.99	26.1	2.51	4.62	10.5	9.93	35.5
Rb	51.3	1.93	14.2	93.6	140	13.2	5.20	26.7	38.8	138
Ti	433	151	184	723	950	120	39.0	254	280	1109
V	56.9	6.17	33.8	76.2	120	15.8	5.59	22.8	17.7	95.2
Zr	93.6	49.4	42.7	103	114	11.9	5.79	49.5	37.9	116
Y	8.18	3.29	3.90	9.26	13.5	1.70	2.05	4.40	3.58	6.87
Th	6.64	3.44	2.10	6.19	9.22	0.97	0.77	5.19	3.61	11.0
U	1.38	0.86	0.77	1.57	2.14	0.34	0.46	0.69	0.91	1.12
Ge	1.44	1.23	0.83	1.91	2.48	0.60	0.43	1.16	0.84	1.39
Hf	2.52	1.24	1.02	2.77	3.02	0.30	0.22	1.27	0.98	3.21
Mo	0.48	1.45	1.12	0.65	4.53	7.10	H.o.	0.191	0.40	0.74
Tl	0.196	H.o.	0.022	0.30	0.55	0.043	_''_	0.096	0.166	0.53
Ta	1.96	_''_	H.o.	0.31	4.84	H.o.	0.36	H.o.	H.o.	0.130
Nb	1.02	1.16	0.203	0.81	1.54	0.032	0.71	0.22	0.183	1.01
W	H.o.	H.o.	H.o.	0.81	0.24	H.o.	H.o.	0.23	0.024	0.35
Te	_''_	0.34	0.119	0.110	0.053	_''_	_''_	H.o.	H.o.	H.o.
Se	_''_	H.o.	H.o.	0.61	1.40	_''_	_''_	_"_	_''_	_''_
Σ REE	79.57	39.27	35.21	111.85	99.62	25.87	14.56	51.73	41.79	78.36
La/Yb	16.64	18.61	15.05	17.68	8.70	26.47	17.14	20.02	17.29	16.06

Примечание. Н.о. – ниже предела обнаружения.

Notes. H.o. - below limit of detection.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авзянское золоторудное поле относится к метаморфогенно-гидротермальным [Сазонов и др., 1999], существует также предположение о связи первичных концентраций металлов с гидротермальноосадочными процессами [Арифулов и др., 2013]. Промышленные залежи прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд выявлены в черносланцевых терригенных и карбонатно-терригенных отложениях бурзянской серии (большеинзерская, суранская свиты) и карбонатно-терригенных отложениях юрматинской серии (зигазино-комаровская свита) [Сначев и др., 2012; Арифулов и др., 2013]. Собственно черносланцевые породы золотоносны в зонах влияния разрывных нарушений (рис. 16) [Сазонов и др., 1999; Сначев и др., 2012].

Рудопроявление **Горный Прииск** является наиболее крупным объектом на рассматриваемой территории. Оно расположено в тектоническом блоке, ограниченном с запада Караташским и с востока Большеавзянским субмеридиональными разломами [Сначев и др., 2012] (см. рис. 16). Рудопроявление локализовано в породах серегинской подсвиты зигазино-комаровской свиты, в размещении стратифицированных золотоносных залежей существенную роль играют складчатые дислокации [Арифулов и др., 2013].

Вмещающие кварцевые и кварцитовидные песчаники и серицитовые сланцы метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, локально проявлен динамометаморфизм. Песчаники с серицит-хлоритовым и кварц-хлоритовым цементом содержат пылеватую вкрапленность углеродистого вещества; песчаники с серицитовым цементом и серицитовые сланцы – тонкоигольчатые выделения рутила без примеси углеродистого вещества. Типичные акцессорные минералы – циркон и турмалин, встречаются апатит, обломки рутила, сфен.

Золоторудная минерализация локализуется в зонах северо-восточного простирания, в которых можно выделить линзовидно-пластовый, прожилковый и жильный типы рудных тел. Первый тип представлен вкрапленностью пирита в алевропелитах и песчаниках, иногда совместно с арсенопиритом, пирротином, халькопиритом. Содержание золота не превышает 2–4 г/т [Сначев и др., 2012]. Прожилково-вкрапленная золото-полисульфиднокарбонат-кварцевая минерализация сосредоточена в зонах рассланцевания. Золото-карбонат-кварцевые жилы выполняют трещины отрыва, сопряженные с зонами рассланцевания. Сульфиды в жилах представлены пиритом и арсенопиритом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Содержание золота достигает n × 10 г/т. С разрушением жил связаны золотоносные россыпи [Арифулов и др., 2013].

В минеральном составе вкрапленных руд абсолютно преобладает пирит, иногда присутствуют арсенопирит и пирротин, значительно реже – халькопирит. Содержание золота не превышает 2–4 г/т. В кварцевых жилах сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Самородное золото приурочено к прожилкам и вкрапленности пирита и арсенопирита, зальбандам жил [Сначев и др., 2012]. В тяжелой фракции, кроме перечисленных минералов, встречен магнетит, частично замещенный гематитом. Самородное золото образует мелкие (до 30 мкм) зерна, пластинки и проволочки.

Содержание редких и редкоземельных элементов в пробах, отобранных из пород и кварцевой жилы рудопроявления Горный Прииск, в целом низкое (табл. 1) и значительно ниже кларка "черных сланцев" [Юдович, Кетрис, 1994]. Исключение составляют Ве, Sc, Rb и Та, содержание которых в отдельных пробах в несколько раз превышает кларковые (рис. 2а). Наименьшие концентрации микропримесей характерны для кварцевой жилы и кварцита, относительно более высокие – для серицитовых сланцев.

Содержание РЗЭ увеличивается от кварцевых жил и кварцитов к серицитовым сланцам. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Балашов, 1976], характеризуются отрицательным наклоном и отчетливо проявленным минимумом Eu (Eu/Eu* = 0.71–0.86) (рис. 26). В серицитовых сланцах могут наблюдаться повышенные концентрации тяжелых РЗЭ. Вероятно, это связано с кристаллохимическими особенностями исходных глинистых минералов [Юдович, Кетрис, 1994].

Шлиховое опробование проводилось в русле руч. Каменный, в левом борту которого располагаются многочисленные шурфы, вскрывающие минерализованные зоны рудопроявления Горный Прииск. Устье руч. Каменный представляет собой перемытую россыпь, высота искусственной террасы достигает 20 м. Долина ручья узкая, с довольно крутыми залесенными склонами. Русло частично заболочено.

В химическом составе шлиховых проб, по данным РФА, преобладают Fe (>10%) и Ti, а также содержится значительное количество As (871– 1504 г/т) и Cu (172–861 г/т) (табл. 2). Постоянное присутствие этих элементов существенно отличает аллювиальные отложения руч. Каменка от отложений других изученных водотоков.

Основу тяжелого концентрата составляют гетит и лимонитизированные обломки пород (более Таблица 2. Оценка содержания металлов в тяжелой фракции шлиховых проб из отложений ручьев Каменный (1–8), Богряшка (9–17), Бол. Ключ (18–29)

Table 2. Estimation of the metals content in the heavy concentrates from the sediments of Kamenny (1–8), Bogryash-ka (9–17), Bolshoy Klyuch (18–29) streams.

№	Вы-	Ti	Mn	Cr	Ba	Cu	Zn	Pb	As	Zr	
п/п	ход,	мас. %				Г/Т					
	Г/М ³										
1	12.2	2	—	_	_	215	_	249	987	264	
2	11.4	5	_	0.2	0.5	218	76	284	458	1177	
3	10.6	2	_	_	_	289	112	359	1504	329	
4	5.2	4	0.2	_	_	861	101	340	992	365	
5	5.4	3	_	_	_	242	_	255	1448	530	
6	3.8	4	_	_	-	431	117	348	1359	667	
7	26.4	3	0.2	_	-	172	123	387	871	629	
8	9.4	3	_	_	_	229	-	438	1148	402	
9	36.4	6	1.8	_	_	_	-	510	_	181	
10	11.2	2	0.4	0.3	1.0	-	112	105	-	1220	
11	17.2	>10	2.2	0.5	0.5	-	_	374	197	624	
12	6.0	8	3.7	-	0.4	-	-	333	_	333	
13	8.2	>10	2.1	_	_	_	_	492	281	204	
14	3.0	9	0.5	0.1	0.4	-	117	79	-	299	
15	1.2	6	0.1	0.1	_	-	23	20	-	188	
16	11.0	>10	1.8	1.1	0.9	-	167	227	-	421	
17	10.0	>10	0.7	1.0	1.9	-	192	339	-	2182	
18	10.8	>10	0.5	0.2	0.7	-	227	322	-	4622	
19	8.8	>10	0.6	0.3	0.9	-	186	370	-	3071	
20	6.2	>10	0.2	-	0.7	-	185	286	137	1924	
21	10.8	>10	0.3	0.2	1.0	-	222	229	-	3038	
22	14.4	>10	0.6	0.3	1.3	_	284	205	118	8137	
23	9.6	>10	0.4	0.3	0.6	-	205	469	-	2404	
24	4.8	>10	0.5	0.2	0.5	_	205	305	_	4832	
25	27.0	>10	0.3	0.6	1.2	_	139	477	_	4690	
26	31.6	>10	0.6	0.2	0.6	-	_	489	_	2157	
27	11.0	>10	0.4	0.2	0.5	-	_	392	-	2675	
28	9.4	>10	0.5	0.2	0.7	-	214	236	-	5202	
29	4.4	>10	0.5	0.4	-	_	215	215	_	9501	

Примечание. Здесь и в табл. 3 и 4: прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Here and in tables 3, 4: dash - below limit of detection.

90 об. %). Также присутствуют пирит и магнетит, в одной пробе встречено три пластинки золота. Типичные нерудные минералы – циркон, турмалин, более редки эпидот, апатит, гранат, зеленый амфибол. Редкоземельная минерализация представлена монацитом и ксенотимом (единичные находки).

Рудопроявление **Богряшка** находится в 4 км севернее Горного Прииска в долине одноименного ручья. Залегает в карбонатно-терригенных отложениях миньякской подсвиты суранской свиты. Рудоносный литолого-стратиграфический уровень представлен грубослоистыми доломитами с песчаноглинистыми прослоями. Выше по разрезу они сменяются углеродистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Верхи суранской свиты сложены доломитизированными известняками, доломитами с



Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах изученных участков.

а – нормировано по кларку "черных сланцев" по [Юдович, Кетрис, 1994], б – нормировано по хондриту по [Балашов, 1976]. Номера проб соответствуют номерам в табл. 1.

Fig. 2. Distribution of the rare and rare earth elements in the rocks of studied sites.

a – normalized to clark of a "black shales" after [Yudovich, Ketris, 1994], δ – normalized to chondrite after [Balashov, 1976]. Numbers of samples correspond to numbers in Table 1.

прослоями известковистых сланцев и магнезитов. Рудовмещающие отложения интенсивно дислоцированы, смяты в изоклинальные складки [Арифулов и др., 2013]. В районе рудопроявления известны дайки роговообманковых диабазов лапыштинского комплекса [Мичурин, Шарипова, 2015].

Светло-серые мелкозернистые доломиты выходят на поверхность в виде гряд с отчетливым напластованием и плитчатой отдельностью. Породы содержат небольшую примесь обломков кварца и мусковита. Содержание микропримесей (см. табл. 1, рис. 2а) значительно ниже, чем в терригенных породах, вмещающих Горный Прииск, и ниже кларка "черных сланцев", в том числе углеродистых карбонатных пород [Юдович, Кетрис, 1994]. Спектр распределения РЗЭ имеет отрицательный наклон, аномалии распределения Еи и Се не наблюдаются (см. рис. 2б). Золотоносная вкрапленная сульфидная минерализация приурочена к зоне метасоматических изменений доломитов, проявленных в окварцевании и образовании магнезиально-железистых карбонатов. В измененных доломитах и сланцах развита штокверкоподобная сеть кварцевых прожилков с вкрапленностью халькопирита, пирита, арсенопирита, реже блеклых руд. Содержание золота коррелируется с концентрацией сульфидов, среднее содержание составляет 0.2–0.8, редко до 2.0 г/т [Конышев и др., 1985], в прожилках достигают n × 10 г/т [Арифулов и др., 2013].

Нами опробованы аллювиальные отложения руч. Богряшка, к которому приурочена долинная россыпь с содержанием золота 1.2 г/м³ при мощности золотоносного пласта 1.6 м. За время эксплуатации в 1940-х гг. здесь было добыто около 100 кг золота, россыпь до конца не отработана [Мичурин, Шарипова, 2015].

В левом борту ручья наблюдаются отдельные скальные выходы серых мелкозернистых доломитов. В обоих бортах встречаются заросшие и оплывшие шурфы и траншеи. Русло ручья галечное, в отдельных участках – крупногалечное и глыбовое, в нижнем течении перемыто. Верхнее течение ручья заболоченное, опробование в этом районе не проводилось.

По данным РФА, в химическом составе шлиховых концентратов преобладают Fe, Ti и Mn, наблюдается высокое содержание Cr (до 11263 г/т), Ва (до 18 550 г/т), в отдельных пробах – Zr (до 2182 г/т), эпизодически присутствует As (см. табл. 2).

В тяжелом концентрате проб преобладают гетит и ильменит (более 60 об. %), широко распространены эпидот, рутил, анатаз(?) (10–30 об. %). Также присутствуют магнетит, гематит и хромит, из сульфидов – пирит и халькопирит, редко – пирротин. В двух пробах обнаружены пластинки самородного золота. Из нерудных, кроме эпидота, встречаются циркон, гранат, барит, зеленый амфибол. Редкоземельная минерализация представлена монацитом и ксенотимом (единичные находки).

Рудопроявление Улюк-Бар расположено в зоне Караташского надвига среди песчано-сланцевых отложений большеинзерской свиты, подвергшихся интенсивной складчатости и прорванных дайками габбро-диабазов. Оруденение представлено кварцевыми жилами или сериями жил, локализованными в зонах интенсивного рассланцевания и смятия серицит-полевошпат-кварцевых песчаников [Сначев и др., 2012]. Наряду с жильно-штокверковой золото-сульфидно-кварцевой минерализацией отмечаются реликты вкрапленности диагенетического пирита с повышенным содержанием Au, Ag, As, Cu, Zn [Арифулов и др., 2013].

В пределах рудопроявления вмещающие кварцевые и полевошпатовые песчаники с кварцмусковитовым цементом, углеродисто-глинистые сланцы и известняки большеинзерской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Углеродистое вещество в сланцах распределено послойно, его содержание не превышает 1 об. %. Акцессорные минералы песчаников – циркон, рутил, турмалин, сланцев – рутил.

Состав и содержание микропримесей в песчаниках и сланцах сопоставимо с таковым в породах, вмещающих Горный Прииск (см. табл. 1, рис. 2а). Концентрации элементов ниже кларка "черных сланцев" [Юдович, Кетрис, 1994] или находятся на околокларковых значениях. Спектр распределения РЗЭ имеет отрицательный наклон, наблюдается слабый Еu минимум (см. рис. 26).

Рудная зона представлена кварцевыми жилами, штокверками и прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализацией. В золотоносных породах присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото [Сначев и др., 2012].

Нами опробованы аллювиальные отложения руч. Бол. Ключ. Берег ручья зарос кустарником, русло песчано-галечное. Материал отбирался из русла и естественных кос.

В составе тяжелого концентрата шлиховых проб, по данным РФА, преобладают Fe и Ti, отмечаются стабильно высокие концентрации Ba и Cr, а также Zr, последнее не характерно для отложений руч. Каменный и Богряшка (см. табл. 2).

В минеральном составе тяжелой фракции шлиховых проб преобладают гетит, ильменит, магнетит, рутил (более 70 об. %), распространены эпидот и циркон (10–20 об. %). По ильмениту и магнетиту развивается гематит. Пирит редок. К типичным акцессорным минералам относятся барит, турмалин, гранат, амфибол, анатаз(?), корунд(?). В трех пробах встречено самородное золото, причем в пробе из русловых отложений в верховье руч. Бол. Ключ насчитано 72 знака неокатанных золотин. Редкоземельная минерализация представлена монацитом и ксенотимом (единичные находки).

МИНЕРАЛЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основу всех шлиховых проб составляют гидроксиды железа в виде псевдоморфоз по кубическим кристаллам пирита (рис. 3а), корок, почковидных агрегатов и сплошной пропитки пород. Широко распространен ильменит, образующий таблитчатые кристаллы и их обломки, изредка полисинтетические двойники, а также мирмекитоподобные сростки с оксидами титана (рис. 36, в). Третьим по распространенности минералом является рутил и тонкозернистые агрегаты оксидов титана. Рутил образует окатанные зерна и призматические кристаллы, оксиды титана развиваются в интерстициях обломков кварца (рис. 3г), часто замещают ильменит. В последнем случае



Рис. 3. Морфология оксидов и сульфидов в тяжелом концентрате.

а – псевдоморфозы гетита по кристаллам пирита; б – ильменит, гетит и оксиды титана; в – мирмекитоподобные сростки ильменита и оксидов титана; г – оксиды титана в нерудной матрице; д – замещение ильменита (темная решетка) оксидами титана; е – магнетит с ламеллями гематита; ж – хромит с магнетитом по трещинам; з – фрамбоиды пирита; и – реликты халькопирита в гетите. Отраженный свет, а–г, е–и – с поляризатором, д – с анализатором.

Fig. 3. Morphology of oxides and sulfides in heavy concentrates.

a – pseudomorph of goethite after pyrite crystals; δ – ilmenite, goethite and titanium oxides; B – mirmekite-like intergrowth of imenite and titanium oxides; Γ – titanium oxides in gangue matrix; π – replacement of ilmenite (dark grid) by titanium oxides; e – magnetite with hematite lamelle; π – chromite with magnetite in cracks; 3 – pyrite framboids; μ – chalcopyrite relics in goethite. Reflected light, a– Γ , e– μ – with polarizer, π – with analizer.

формируются решетчатые агрегаты реликтов ильменита в оксидах титана (рис. 3д). По-видимому, к оксидам титана относятся и кремовые пластинчатые зерна с ярким алмазным блеском и элементами огранки (анатаз?).

Реже встречается *магнетит* в виде слабо окатанных октаэдрических кристаллов часто с ламеллями *гематита* (рис. 3е). Гематит также образует самостоятельные зерна. В шлиховых пробах руч. Богряшка отмечается *хромит*, что согласуется с высоким содержанием хрома в концентрате. В трещинах хромита развивается магнетит (рис. 3ж). Сульфиды сравнительно редки, из них больше распространен *пирит*, в пробах руч. Богряшка также обнаружены *халькопирит* и *пирротин*. Пирит образует обломки кристаллов, часто с рубашкой гетита, реже тонкую кристаллическую вкрапленность в нерудной массе, сплошные тонкозернистые агрегаты, фрамбоиды (рис. 33). Отмечены сростки пирита и магнетита, тонкие округлые включения пирита в цирконе. Халькопирит образует обломки, а также реликты в гетите (рис. 3и). Пирротин изредка формирует включения в пирите.
Минералогия аллювия Авзянского золоторудного района (Южный Урал) Mineralogy of alluvial sediments of Avzyan gold region (the Southern Urals)



Рис. 4. Морфология золота из аллювиально-делювиальных отложений. *Вt* – биотит, *Qu* – кварц. Изображение BSE.

Fig. 4. Morphology of gold from alluvial-deluvial sediments.

Bt – biotite, *Qu* – quartz. BSE-image.

Золото обнаружено в шлиховых пробах ручьев Каменный, Богряшка и Бол. Ключ (рис. 4). Золото образует частично окатанные пластинки, проволочки, комковидные выделения размером от 60 мкм до 0.8 мм, в пробе 3164-3 золотины сложной формы с отпечатками ростовых поверхностей сосуществовавших минералов. На поверхности зерен часты каверны и царапины. Встречаются сростки золота с гидроксидами железа, слюдами и кварцем.

Фосфаты редкоземельных элементов – монацит и ксенотим – обнаружены во всех шлиховых пробах и в тяжелом концентрате окварцованных пес-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

чаников с прожилками кварца и карбоната из отвалов рудопроявления Горный Прииск, где также присутствуют многочисленные знаки золота, пирит и арсенопирит.

Монацит СеРО₄ образует крупные (до 0.3 мм) окатанные зерна, иногда с элементами огранки, часто с многочисленными включениями кварца (рис. 5а–в), редко – галенита (рис. 5г). В кварцевых песчаниках пористые массы монацита часто замещают слюдистый цемент, образуют сноповидные сростки пластинчатых кристаллов (рис. 5б). Нередки сростки монацита и ксенотима (рис. 5г, д),

Паленова и др. Palenova et al.



Рис. 5. Монацит и ксенотим из аллювиально-делювиальных отложений.

а – монацит с включениями кварца; б – монацит замещает цемент кварцевого песчаника; в – сросток пластинчатых кристаллов монацита; г – сросток монацита (h) и ксенотима (i) с включениями галенита (Gn); д – сросток ксенотима (b) с рутилом (Ru) и цирконом (Zr) в массе мусковита (Mu) и биотита (Bt); е – эпитаксия ксенотима (h, i) на цирконе (Zr). Цифрами указаны лабораторные номера проб, буквами – точки анализов, приведенные в табл. 3 и 4.

Fig. 5. Monazite and xenotime from alluvial-deluvial sediments.

a – monazite with quartz inclusions; 6 – monazite replacement of quartz sandstone cement; B – intergrowth of platy crystals of monazite; Γ – accretion of monazite (h) and xenotime (i) with galena (Gn) inclusions; π – intergrowth of xenotime (b) with rutile (Ru) and zircon (Zr) in muscovite (Mu) and biotite (Bt); e – epitaxy of xenotime (h, i) at the zircon (Zr). The numbers and letters indicate the lab. No (N \circ aH.) given in Tables 3 and 4.

а также тонкие включения монацита в ксенотиме и включения монацита в гетитовых агрегатах.

В химическом составе монацита наблюдается высокое содержание Nd (0.10–0.37 к. ф.) и La (0.09–0.33 к. ф.), практически постоянно присутствует Pr и Sm, редко Gd, Eu и Dy (табл. 3, рис. 6). Содержание ThO₂ варьирует и может достигать 9.78 мас. % (0.08 к. ф.). Характерны примеси Ca и Fe. Наблюдается два основных типа распределения P3Э в монаците из всех объектов исследования: Ce > Nd > La и Ce > La > Nd; в пробах руч. Каменный и Богряшка отмечены единичные анализы Nd > Ce > Sm > La(Gd). Состав монацита из отложений руч. Каменный близок составу монацита из песчаников Горного Прииска.

Ранее был изучен монацит аллювиальных отложений ряда водотоков восточной части Башкирского мегантиклинория, размывающих метаморфизованные рифейские отложения [Алексеев, Тимофеева, 2008; Ковалев и др., 2009; Паленова и др., 2016]. В этих пробах он представлен медово-желтыми таблитчатыми кристаллами и их обломками размером до 2 мм. Внутреннее строение кристаллов однородное, наблюдаются включения кварца, мусковита, кальцита, сфена, галенита [Паленова и др., 2016]. В химическом составе присутствуют высокие концентрации La (0.15–0.34 к. ф.) и Nd (0.10–0.18 к. ф.). К постоянным примесям относятся: Pr (0.04-0.08 к. ф.), Sm (до 0.03 к. ф.), Th (до 0.06 к. ф. и до 17 мас. % Th₂O по [Алексеев, Тимофеева, 2008]), Са до 0.03. Отмечается примесь Gd (до 3.02 мас. % Gd₂O₃ по [Алексеев, Тимофеева, 2008]), а также Тb, Dy, Но и U. Распределение РЗЭ в монаците отвечает схеме: Ce > La > Nd > Pr > Sm, в отдельных точ-

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c} \hline \label{eq:constraint} \\ PopmyJIa \\ P_{0.06}Sm_{0.05}Th_{0.01})_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.05}Th_{0.01}O_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.04}Ga_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ \sigma_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10.04}Sm_{0.03}Ca_{001})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10.04}Sm_{0.03}Sm_{0.03}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10.04}Sm_{0.03}Ca_{001})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10}\sigma_{55}Sm_{0.03}D_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ m_{0.03}Sd_{0.02}P_{0.01}D_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10}P_{100}SSm_{0.03}D_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10}P_{100}Sm_{0.03}D_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10}P_{100}Sm_{0.03}D_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00}) \\ P_{10}P_{100}D_{100}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{100}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10}) \\ P_{10}P_{100}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10}D_{10} \\ P_{10}D_{10} \\ P_{10}D_$
	$ \begin{array}{lcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{l} r_{10} Pr_{0.04} Sm_{0.02})_{0.93} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Pr_{0.06} Sm_{0.05} Th_{0.01})_{0.91} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_5 Sm_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_5 Sm_{0.04} Fe_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_{05} Gd_{0.04} Fe_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00})\\ u_{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00})\\ r_{0.04} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Gd_{0.02} Pr_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03} D_{0.91} (P_{0.00} D_{0.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03} D_{0.04} (P_{0.00} P_{0.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03} D_{0.04} (P_{0.00} P_{0.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03} D_{0.04} (P_{0.00} P_{0.00}$
	$ \begin{array}{rcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{split} & T_{0.06} Sm_{0.05} Th_{0.01} (0.91 (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{05} Sm_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{70.05} Th_{0.04} Ca_{0.03} Gd_{0.02})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{70.05} Th_{0.04} Fe_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.98} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{70.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & _{70.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.00})_{0.00} \\ & m_{0.00} Sd_{0.00} Th_{0.00} Th_{0.00} \\ & m_{0.00} Sd_{0.00} Th_{0.00} \\ & m_{0.00} Sd_{0.00} Th_{0.00} \\ & m_{0.00} Sd_{0.00} \\ & m_{0.00} Th_{0.00} \\ & m_{0.00} Th$
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{rcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{split} & o_5 Sm_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{0.05} Th_{0.04} Ca_{0.03} Gd_{0.02})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00})_4 \\ & \mathcal{P}_{0.05} Gd_{0.04} Fe_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.97} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{0.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.97} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{0.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10.04} Sm_{0.03} Sm_{0.03})_{0.91} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.03} Sm_{0.03})_{0.91} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.03} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.03} Sm_{0.03} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.03} Sm_{0.03} Sm_{0.03} Sm_{0.03} Sm_{0.03} Sm_{0.00} \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.00} Sm_{0.00} \\ & \mathcal{P}_{10} Sm_{0.00} Sm_{0.00} \\ & \mathcal{P}_{10} \\$
Image: 16118d 31.14 0.73 $ 3.82$ 22.13 3.43 27.00 4.99 1.79 4.06 99.10 (Nd_{03}) 516118f 30.21 0.17 0.63 5.53 25.71 3.81 22.66 5.98 3.31 1.07 99.08 $(C_{03,N})$ 716118f 30.93 - 0.39 9.15 33.80 3.70 18.07 3.04 1.35 - 100.42 $(C_{03,N})$ 816118k 31.51 0.16 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - 100.42 $(C_{03,N})$ 916118k 31.51 0.16 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - 100.42 $(C_{03,N})$ 916118k 31.76 1.18 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - 100.42 $(C_{03,N})$ 116109a 30.80 0.17 - 12.33 34.53 2.96 9.96 14.45 100 216109b 31.43 -10.66 7.72 2.64 1.39 0.89 99.04 $(C_{04,3})$ 316109g 29.34 0.79 3.66 31.63 2.67 9.31 2.72 $ 100$ 316109g 29.34 0.79 3.66 31.65 2.57 2.57 $ 100$ 416109g 31.43 - 2.441 33.66 <t< td=""><td>$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</td><td>$\begin{array}{l} P_{0.05}Th_{0.04}Ca_{0.03}Gd_{0.02})_{0.93}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{005}Gd_{0.04}Fe_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.98}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00})\\ p_{0.04}Sm_{0.03}Ca_{0.01})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})\\ P_{0.04}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ D_{0.08}Ca_{0.05}Pr_{0.03})_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.01}Th_{0.02}Ca_{0.03})_{0.10}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m$</td></t<>	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{l} P_{0.05}Th_{0.04}Ca_{0.03}Gd_{0.02})_{0.93}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{005}Gd_{0.04}Fe_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.98}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00})\\ a_{55}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Fe_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00})\\ p_{0.04}Sm_{0.03}Ca_{0.01})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})\\ P_{0.04}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ D_{0.08}Ca_{0.05}Pr_{0.03})_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.01}Th_{0.02}Ca_{0.03})_{0.10}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.03}(P_{0.00}O_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m_{0.03}Fd_{0.00}D_{0.00})\\ m$
5 16118e 30.21 0.17 0.63 5.53 25.71 3.81 22.66 5.98 3.31 1.07 99.08 (Ce _{0.37} N) 7 16118g 30.93 - 0.39 9.15 33.80 3.70 18.07 3.04 1.35 - 100.42 (C C 8 16118g 30.93 - 0.39 9.15 33.80 3.70 18.07 3.04 1.35 - 100.42 (C C	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$ \substack{_{05} Gd_{0.04} Fe_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.98} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ \substack{_{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01} \right)_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ \substack{_{05} Sm_{0.04} Gd_{0.02} Fe_{0.01} \right)_{0.97} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ p_{10.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01} \right)_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ p_{10.04} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ p_{10.04} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01} \right)_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.05} Ca_{0.03} \right)_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.02} Da_{0.03} \right)_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00}) \\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.03} Da_{0.03} Da_{0.00}) \\ m_{0.03} Cd_{0.02} Da_{0.03} Da_{0.03} Da_{0.00}) \\ m_{0.03} Cd_{0.00} Da_{0.00}) \\ m_{0.03} Cd_{0.03} Da_{0.03} Da_{0.03} Da_{0.00}) \\ m_{0.03} Cd_{0.00} Da_{0.00} Da_{0.00} Da_{0.00} Da_{0.00} Da_{0.00}) \\ m_{0.03} Cd_{0.00} Da_{0.00} Da_$
5 16118f 30.93 - 0.39 9.15 33.80 3.70 18.07 3.04 1.35 - 100.42 (C 7 16118g 30.93 - 0.39 9.15 33.80 3.70 18.07 3.04 1.35 - 100.42 (C 8 16118g 31.51 0.16 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - 100.42 (C 0 16118g 31.56 0.16 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - 100.42 (C 1 16109a 31.76 1.18 - 14.78 30.13 2.06 9.96 - - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 - 100 <	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{split} & o_5 Sm_{0.4} Gd_{0.02} Fe_{0.01})_{0.97} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Pr_{0.04} Sm_{0.03} Ca_{001})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{0.08} Ca_{0.02} Pr_{0.03})_{0.91} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & m_{0.03} Sdm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{16} Pr_{0.05} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{0.07} Th_{0.01} Th_{0.02} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{0.01} Sdm_{0.03} Dr_{0.01} (P_{1.00}O_{4.00}) \\ & Dr_{0.01} Th_{0.01} Th_{0.02} Th_{0.01} \\ & Dr_{0.01} Th_{0.02} Th_{0.01} Dr_{0.00} \\ & Dr_{0.01} Th_{0.01} Th_{0.01} Dr_{0.01} \\ & Dr_{0.01} Th_{0.01} Th_{0.01} \\ & Dr_{0.01} Th_{0.$
8 16118h 31.51 0.16 - 12.33 34.53 2.95 16.17 2.35 - - 100 9 16118i 31.05 0.16 - 13.83 36.69 3.03 13.80 - - 145 100 1 16118k 31.76 1.18 - 14.78 30.13 2.06 9.96 - - 9.78 100 2 16109a 30.80 0.17 - 10.62 31.85 3.48 17.20 2.64 1.39 0.89 99.04 (Ce _{0.4} 2 16109b 31.43 - - 7.17 - 0.78 - 90.18 (Ce _{0.4} 4 161091 31.83 - 24.41 34.98 - 7.17 - 0.78 90.18 (Ce _{0.4} 5 16109m 30.18 0.2 2.46 18.11 32.90 2.43 10.49 - 5.29 100.22 <td< td=""><td>$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$</td><td>$\begin{array}{l} T_{0.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Th_{0.08} Ca_{0.05} Pr_{0.03})_{0.91} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{16} Pr_{0.05} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{12} Pr_{0.04} Th_{0.05} Ca_{0.03})_{1.10} (P_{1.00} O_{4.00}) \end{array}$</td></td<>	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{l} T_{0.04} Sm_{0.03} Ca_{0.01})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Pr_{0.04} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ Th_{0.08} Ca_{0.05} Pr_{0.03})_{0.91} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{0.03} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{16} Pr_{0.05} Sm_{0.03})_{0.94} (P_{1.00} O_{4.00})\\ m_{12} Pr_{0.04} Th_{0.05} Ca_{0.03})_{1.10} (P_{1.00} O_{4.00}) \end{array}$
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{l} Pr_{0.04}Th_{0.01}(Za_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ Th_{0.08}Ca_{0.05}Pr_{0.03})_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{0.03}Gd_{0.02}Th_{0.01}Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ m_{16}Pr_{0.05}Sm_{0.03})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})\\ n_{12}Pr_{0.04}Th_{0.05}Ca_{0.03})_{1.10}(P_{1.00}O_{4.00})\end{array}$
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{lcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\frac{\Gamma h_{0.08}C a_{0.05} P r_{0.03})_{0.91} (P_{1.00}O_{4.00})}{m_{0.03}G d_{0.02} T h_{0.01}C a_{0.01})_{0.95} (P_{1.00}O_{4.00})}{m_{16} P r_{0.05} S m_{0.03})_{0.94} (P_{1.00}O_{4.00})}{P_{1.00} P r_{0.04} T h_{0.05} C a_{0.03})_{1.10} (P_{1.00}O_{4.00})}$
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{l} m_{0.03} Gd_{0.02} Th_{0.01} Ca_{0.01})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})\\ n_{16} Pr_{0.05} Sm_{0.03})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})\\ n_{12} Pr_{0.04} Th_{0.05} Ca_{0.03})_{1.10}(P_{1.00}O_{4.00})\end{array}$
$ \begin{bmatrix} 2 & 16109b & 31.43 & - & - & - & 11.41 & 33.74 & 3.64 & 17.53 & 2.25 & - & - & - & 100 \\ 13 & 16109g & 29.34 & 0.79 & 3.62 & 16.70 & 32.61 & 2.57 & 9.31 & - & - & 5.29 & 100.22 \\ 14 & 161091 & 31.83 & - & - & 24.41 & 34.98 & - & 7.17 & - & 0.78 & - & 99.18 \\ 15 & 16109m & 30.18 & 0.2 & 2.46 & 18.11 & 32.90 & 2.43 & 10.49 & - & - & 3.88 & 100.66 & (C \\ 16 & 16108a & 30.85 & 0.39 & - & 8.41 & 29.75 & 3.65 & 18.01 & 2.97 & 2.26 & 2.88 & 99.17 & (Ce_{0.4} \\ 17 & 16108b & 31.03 & 1.39 & - & 13.91 & 31.05 & 2.19 & 11.07 & - & - & 9.37 & 100 \\ 18 & 16108c & 31.56 & - & - & 15.23 & 35.85 & 2.66 & 13.66 & 1.16 & - & 0.73 & 100.86 \\ 19 & 16108c & 31.56 & - & - & 23.07 & 34.92 & 2.37 & 7.24 & - & - & - & 99.70 \\ 10 & 16108f & 27.02 & 0.38 & - & 17.32 & 35.79 & 2.82 & 13.20 & 0.80 & 2.09 & - & 100 & (Ce_{0.56} \\ 20 & 16108f & 27.02 & 0.38 & - & 17.32 & 35.79 & 2.82 & 13.20 & 0.80 & 2.09 & - & 100 & (Ce_{0.56} \\ 21 & 16108j & 31.25 & 0.30 & - & 3.60 & 19.17 & 3.24 & 24.73 & 11.01 & 4.46 & - & 99.66 & (Nd_0.6) \\ $	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	${}_{116} { m Pr}_{0.05} { m Sm}_{0.03} { m Sm}_{0.03} { m (}_{0.04} { m (P}_{1.00} { m O}_{4.00} { m (}_{0.02} { m L}_{1.01} { m (P}_{1.00} { m O}_{4.00} { m (}_{0.02} $
13 16109g 29.34 0.79 3.62 16.70 32.61 2.57 9.31 - - 5.29 100.22 (C 14 161091 31.83 - - 24.41 34.98 - 7.17 - 0.78 - 99.18 (C 15 16109m 30.18 0.2 2.46 18.11 32.90 2.43 10.49 - - 39.18 0 99.18 (C 60.4	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\sum_{i=1}^{2} \Pr_{0.04} Th_{0.05} Ca_{0.03} \sum_{i=10}^{2} (P_{1.00} O_{4.00})$
[4] 161091 31.83 - - 24.41 34.98 - 7.17 - 0.78 - 99.18 (C [5] 16109m 30.18 0.2 2.46 18.11 32.90 2.43 10.49 - - 3.88 100.66 (C [6] 16108a 30.18 0.2 2.46 18.11 32.90 2.43 10.49 - - 3.88 100.66 (C [7] 16108a 30.85 0.39 - 13.91 31.05 2.19 11.07 - - 9.37 100 [8] 16108c 31.56 - 13.91 31.05 2.19 11.07 - - 9.37 100 [8] 16108c 31.56 - - 15.23 35.85 2.66 13.66 1.16 - - - 99.70 [9] 16108c 32.09 - - 23.07 34.92 2.37 7.24 - - 99.70 (Ce _{0.56} I [9] 16108i 31.25 0.30 - 3.60 19.17 3.24 <t< td=""><td>- 7.17 $-$ 0.78 $-$ 99.18 (Ce_{0.48}La_{0.33}N)</td><td></td></t<>	- 7.17 $-$ 0.78 $-$ 99.18 (Ce _{0.48} La _{0.33} N)	
$ \begin{bmatrix} 5 & 16109m & 30.18 & 0.2 & 2.46 & 18.11 & 32.90 & 2.43 & 10.49 & - & - & 3.88 & 100.66 & (C \\ 16 & 16108a & 30.85 & 0.39 & - & 8.41 & 29.75 & 3.65 & 18.01 & 2.97 & 2.26 & 2.88 & 99.17 & (Ce_{0.4} \\ 17 & 16108b & 31.03 & 1.39 & - & 13.91 & 31.05 & 2.19 & 11.07 & - & - & 9.37 & 100 \\ 18 & 16108c & 31.56 & - & - & 15.23 & 35.85 & 2.66 & 13.66 & 1.16 & - & 0.73 & 100.86 \\ 19 & 16108c & 31.26 & - & - & 23.07 & 34.92 & 2.37 & 7.24 & - & - & - & 99.70 \\ 20 & 16108f & 27.02 & 0.38 & - & 17.32 & 35.79 & 2.82 & 13.20 & 0.80 & 2.09 & - & 100 & (Ce_{0.56} L \\ 21 & 16108j & 31.25 & 0.30 & - & 3.60 & 19.17 & 3.24 & 24.73 & 11.01 & 4.46 & - & 99.66 & (Nd_0. \\ \end{bmatrix} $		$d_{0.10}Gd_{0.01})_{0.91}(P_{1.00}O_{4.00})$
16 16108a 30.85 0.39 - 8.41 29.75 3.65 18.01 2.97 2.26 2.88 99.17 (Ce _{0.4} 17 16108b 31.03 1.39 - 13.91 31.05 2.19 11.07 - - 9.37 100 18 16108c 31.56 - 15.23 35.85 2.66 13.66 1.16 - 0.73 100.86 19 16108c 31.56 - 23.07 34.92 2.37 7.24 - - 99.70 20 16108f 27.02 0.38 - 17.32 35.79 2.82 13.20 0.80 2.09 0 21 16108j 31.25 0.30 - 3.54 24.73 11.01 4.46 - 99.66 (Nd _{0.})	$2.43 10.49 - - 3.88 100.66 (Ce_{0.47}La_{0.26}Nd_{0.15}Fe_{0.15}Re_{0.$	$_{0.08}{ m Pr}_{0.03}{ m Th}_{0.03}{ m Ca}_{0.01})_{1.04}({ m P}_{1.00}{ m O}_{4.00})$
$ \begin{bmatrix} 7 & 16108b & 31.03 & 1.39 & - & 13.91 & 31.05 & 2.19 & 11.07 & - & - & 9.37 & 100 \\ 18 & 16108c & 31.56 & - & - & 15.23 & 35.85 & 2.66 & 13.66 & 1.16 & - & 0.73 & 100.86 \\ 19 & 16108e & 32.09 & - & - & 23.07 & 34.92 & 2.37 & 7.24 & - & - & - & 99.70 \\ 20 & 16108f & 27.02 & 0.38 & - & 17.32 & 35.79 & 2.82 & 13.20 & 0.80 & 2.09 & - & 100 & (Ce_{0.56}I_{-0.56$	$3.65 18.01 2.97 2.26 2.88 99.17 (Ce_{0.42}Nd_{0.25}La_{0.12}Pr_{0.05}Sr$	$m_{0.04}Gd_{0.03}Th_{0.03}Ca_{0.02})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})$
18 16108c 31.56 - - 15.23 35.85 2.66 13.66 1.16 - 0.73 100.86 19 16108e 32.09 - - 23.07 34.92 2.37 7.24 - - 99.70 20 16108f 27.02 0.38 - 17.32 35.79 2.82 13.20 0.80 2.09 - 100 (Ce _{0.56} I 21 16108j 31.25 0.30 - 3.60 19.17 3.24 24.73 11.01 4.46 - 99.66 (Nd _{0.})	$2.19 11.07 - - 9.37 100 (Ce_{0.43}La_{0.20}Nd_{0.15}T)$	$\Gamma h_{0.08} C a_{0.06} P r_{0.03})_{0.95} (P_{1.00} O_{4.00})$
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$2.66 13.66 1.16 - 0.73 100.86 (Ce_{0.49}La_{0.21}Nd_{0.18}P)$	${}^{2}\Gamma_{0.04}Sm_{0.01}Th_{0.01})_{0.94}(P_{1.00}O_{4.00})$
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$2.37 7.24 - - 99.70 (Ce_{0.47}La_{0.31}N)$	$\mathrm{Vd}_{0.10}\mathrm{Pr}_{0.03})_{0.91}(\mathrm{P}_{1.00}\mathrm{O}_{4.00})$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$2.82 13.20 0.80 2.09 - 100 (Ce_{0.56}La_{0.27}Nd_{0.20}Pr_{0.04}Gd_{0}) \\$	$_{0.03}Ca_{0.02}Sm_{0.01})_{1.13}((P_{0.98}Si_{0.02})_{1.00}O_{4.00})$
	$3.24 24.73 11.01 4.46 - 99.66 (Nd_{0.33}Ce_{0.27}Sm_{0.14}Gd_{0.06}I$	$La_{0.05}Pr_{0.04}Eu_{0.02}Ca_{0.01})_{0.93}(P_{1.00}O_{4.00})$
22 16108h 31.68 - - 12.40 32.94 3.25 17.04 2.31 - 0.39 100	$3.25 17.04 2.31 - 0.39 100 (Ce_{0.45}Nd_{0.23}La_{0.1})$	${ m V}_{1,7}{ m Pr}_{0.04}{ m Sm}_{0.03})_{0.92}({ m P}_{1.00}{ m O}_{4.00})$
23 16108k 31.34 0.25 - 7.85 29.09 3.72 19.77 4.90 2.54 - 99.46 (C.	$3.72 19.77 4.90 2.54 - 99.46 (Ce_{0.40}Nd_{0.27}La_{0.11}Sm_0) 0.000 0.00000 0.00000 0.00$	$_{0.06}\mathrm{Pr}_{0.05}\mathrm{Gd}_{0.03}\mathrm{Ca}_{0.01})_{0.93}(\mathrm{P}_{1.00}\mathrm{O}_{4.00})$
4 16117a 30.82 0.50 - 6.13 28.95 4.27 22.59 2.91 - 3.00 99.17 (C	$4.27 \left \begin{array}{c c} 22.59 \\ \end{array} \right 2.91 - \left \begin{array}{c} 3.00 \\ \end{array} \right 99.17 (Ce_{0.41}Nd_{0.31}La_{0.09}Pr_{0.00}) \\ \end{array} \right \\$	${}_{06}\mathrm{Sm}_{0.04}\mathrm{Th}_{0.03}\mathrm{Ca}_{0.02})_{0.95}\mathrm{(P}_{1.00}\mathrm{O}_{4.00})$
55 16117d 31.64 0.23 0.66 11.71 35.22 3.37 16.35 - - - 99.83 (C	3.37 16.35 $ 99.83$ $(Ce_{0.48}Nd_{0.22}La_{0.16}Pr_{0.0}$	${}_{.05}\mathrm{Fe}_{0.02}\mathrm{Dy}_{0.01}\mathrm{Ca}_{0.01})_{0.94}(\mathrm{P}_{1.00}\mathrm{O}_{4.00})$

Таблица 3. Состав монацита из аллювиально-делювиальных отложений бассейна p. Бол. Авзян, мас. %

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

Note. 1-10 - Kamenny sream; 11-15 - Bogryashka stream; 16-23 - Bolshoy Klyuch stream; 24-25 - quartz sandstone from Gorny Priisk deposit. Additionally (oxide, content, wt. % (Ne analysis)): Dy₂O₃ 0.35 (10); 0.65 (25); SiO₂ 0.57 (20); Eu₂O₃ 1.90 (21). Points of analysis correspond to Fig. 5. Formulaes were calculated at PO₄= 1.

																	,
	№ aн.	P_2O_5	CaO]	FeO	$Y_2O_3 $	Nd ₂ O ₃	Sm_2O_3	Eu ₂ O ₃	Gd_2O_3	$\Gamma b_2 O_3 I$	Oy_2O_3	Ho ₂ O ₃	Er_2O_3	Yb_2O_3	Сумма	Формула	
Ξ	16118j	36.69		- 1	46.26		I		4.33	I	5.36	1.26	3.64	2.47	100	$(Y_{0.79}Dy_{0.06}Gd_{0.05}Er_{0.04}Yb_{0.02})_{0.96}(P_{1.00}O_{4.00})$	
2	16109h	33.57		0.63	25.92	0.73	5.31	5.24	20.82	2.67	5.10	I	I	I	100	$(Y_{049}Gd_{024}Dy_{006}Sm_{0.06}Eu_{006}Tb_{0.03}Fe_{0.02}Nd_{0.01})_{0.97}(P_{1.00}O_{4.00})$	
ε	16109i	34.43	0.58		35.57	1	2.64	2.05	14.33	1.87	5.91	I	1.82	I	99.19	$(Y_{0.65}Gd_{0.16}Dy_{0.07}Sm_{0.03}Er_{0.02}Tb_{0.02}Eu_{0.02}Ca_{0.02})_{0.99}(P_{1.00}O_{4.00})$	
4	16109j	35.19	0.42		39.67	1.28	2.30	2.88	8.61	1	3.93	I	2.61	I	99.84	$(Y_{0.71}Gd_{0.10}Dy_{0.04}Er_{0.03}Ta_{0.03}Sm_{0.03}Eu_{0.03}Nd_{0.02}Ca_{0.02})_{0.99}(P_{1.00}O_{4.00})$	
Ś	16108d	35.59	I		46.67	I	0.80	I	3.93	I	4.75	Ι	3.74	3.96	99.44	$(Y_{0.82}Dy_{0.05}Gd_{0.04}Er_{0.04}Yb_{0.04}Sm_{0.01})_{1.01}(P_{1.00}O_{4.00})$	
9	16108i	36.35	I		46.18	I	0.36	I	3.88	I	4.89	I	3.39	4.53	99.58	$(Y_{0.80}Dy_{0.05}Gd_{0.04}Yb_{0.04}Er_{0.03})_{0.98}(P_{1.00}O_{4.00})$	
	16117b	35.73	I		48.99	I			2.17	I	4.25	1.15	3.88	3.83	100	$(Y_{0.86}Dy_{0.05}Er_{0.04}Yb_{0.04}Gd_{0.02})_{1.01}(P_{1.00}O_{4.00})$	
∞	16117c	34.24	0.18	2.00	41.49	1	1.00		6.36	1.13	5.26	1.00	2.71	2.61	99.02	$(Y_{0.76}Gd_{007}Dy_{0.06}Fe_{0.06}Er_{0.03}Yb_{0.03}Sm_{0.01}Tb_{0.01}Tb_{0.01}Ca_{0.01})_{1.05}(P_{1.00}O_{4.00})$	
6	16117e	36.14	I	-	44.33	I	0.28	I	4.92	I	5.18	1.5	3.59	3.11	99.04	$(Y_{0.77}Gd_{0.05}Dy_{0.05}Er_{0.04}Yb_{0.03})_{0.95}(P_{1.00}O_{4.00})$	
			ļ		6		[i		;	I					1	

Примечание. 1 – руч. Каменный; 2–4 – руч. Богряшка; 5, 6 – руч. Бол. Ключ; 7–9 – кварцевые песчаники месторождения Горный Прииск. Дополнительно (оксид, содержание, мас. % (№ анализа)): Та₂O₅ 2.96 (4); ТhÔ₂ 1.04 (8). Точки анализов соответствуют таковым на рис. 5. Формулы рассчитаны на РО₄ =

Note. 1 – Kamenny sream; 2-4 – Bogryashka stream; 5, 6 – Bolshoy Klyuch stream; 7–9 – quartz sandstone from the Gorny Priisk deposit. Additionally (oxide, content, wt. % (Ne analyiis)): Ta₂O₅2.96 (4); ThO₂1.04 (8). Points of analysis correspond to Fig. 5. Formulaes were calculated at $PO_4 = 1$.



Паленова и др. Palenova et al.

Рис. 6. Состав монацита на треугольной диаграмме La₂O₃-Ce₂O₃-Nd₂O₃ (мас. %).

 руч. Каменный; 2 – руч. Богряшка; 3 – руч. Бол. Ключ; 4 – песчаник месторождения Горный Прииск;
 5, 6 – аллювиальные отложения восточной части Башкирского мегантиклинория (в том числе р. Бол. Авзян):
 5 – наши данные; 6 – по [Алексеев, Тимофеева, 2008].

Fig. 6. Composition of monazite at the triangle plot La_2O_3 -Ce₂O₃-Nd₂O₃ (wt. %).

1 – Kamenny stream; 2 – Bogryashka stream; 3 – Bolshoy Klyuch stream; 4 – sandstone from the Gorny Priisk deposit; 5, 6 – alluvial sediments of Eastern part of the Bashkirian meganticlinorium (including B. Avzyan River): 5 – our data, 6 – after [Alekseev, Timofeeva, 2008].

ках анализов Ce > Nd > La > Pr > Sm. В анионной группировке Р замещается Si (до 0.05 к. ф.), изредка S (до 0.1 к. ф.).

Таким образом, состав монацита аллювиальных отложений ручьев Каменный, Богряшка и Бол. Ключ близок составу монацита из отложений других водотоков восточной части Башкирского мегантиклинория (см. рис. 6).

Ксенотим YPO₄ в изученных шлиховых пробах образует окатанные зерна размером до 350 мкм, сростки с монацитом, ксеноморфные выделения во фрагментах терригенных пород, эпитаксиальные нарастания на цирконе (см. рис. 5е). В ксенотиме содержатся включения кварца, слюды, тонкие – галенита и монацита. Обнаружено включение ксенотима в пирите из пробы песчаников рудопроявления Горный Прииск.

В составе ксенотима наблюдается высокое содержание Gd, Dy, Er, более низкое – Тb и Ho (табл. 4). Ксенотим из отложений руч. Богряшка резко отличается повышенной концентрацией Gd (0.10–

Габлица 4. Состав ксенотима из аллювиально-делювиальных отложений бассейна p. Бол. Авзян, мас. %

0.24 к. ф.) и легких РЗЭ: Nd (0.01–0.02 к. ф.), Sm (0.03–0.06 к. ф.), Eu (0.02–0.06 к. ф.). Отмечено отсутствие примесей Но и Yb и наличие Ta (до 2.96 мас. % Ta₂O₅). Состав ксенотима из отложений руч. Каменный и Бол. Ключ более однороден. Распределение РЗЭ в ксенотиме отвечает схеме $Dy \ge Gd > Er$ (Yb) и Gd > Dy \ge Sm (руч. Богряшка).

Ксенотим в аллювиальных отложениях восточной части Башкирского мегантиклинория представлен изометричными зернами белого, серого или зеленого цвета и редко дипирамидальными или удлиненно-призматическими кристаллами. Размеры выделений достигают 1-1.5 мм [Алексеев, Тимофеева, 2008]. Зерна ксенотима во вторичных электронах однородные, иногда с включениями кварца. В составе постоянно присутствуют примеси Dy (0.05–0.09 к. ф.), Er (0.04–0.06 к. ф.), Yb (0.02–0.05 к. ф.), Gd (0.01–0.06 к. ф.), Ho (0.01– 0.02 к. ф.), реже – Lu, Sm, Nd, U (до 0.01 к. ф.) [Паленова и др., 2016], а также Тb [Алексеев, Тимофеева, 2008]. Схемы распределения РЗЭ: $Dy \ge Er >$ > Yb > Gd \ge Ho и Dy > Gd > Er > Yb > Ho. В анионной группировке Р замещается Si (до 0.02 к. ф.).

Состав ксенотима из отложений руч. Каменный и Бол. Ключ близок ксенотиму из других водотоков восточной части Башкирского мегантиклинория. Состав ксенотима из аллювия руч. Богряшка отличается преобладанием Gd среди РЗЭ, что, вероятно, связано с составом пород суранской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В размещении золоторудной минерализации Авзянского района существенную роль играют разрывные нарушения, контролирующие как коренные, так и россыпные объекты (см. рис. 1) [Сначев и др., 2012]. Морфология золотин (см. рис. 4) из отложений ручьев Каменный, Богряшка и Бол. Ключ однозначно свидетельствует о малой дальности их переноса. Наличие в шлиховых пробах не полностью окисленных сульфидов – признак сравнительно небольшого возраста отложений. Очевидно, источником золота и сульфидов в россыпях являются близлежащие коренные проявления. Это подтверждается и содержанием основных металлов в шлиховых концентратах разных объектов исследования (см. табл. 2): в пробах руч. Каменный стабильно высокое содержание As и Cu, а в составе кварцевожильного типа руд Горного Прииска преобладают пирит и арсенопирит, присутствуют халькопирит и другие сульфиды [Сначев и др., 2012]. Кроме того, углеродистые породы зигазино-комаровской свиты, вмещающей рудопроявление Горный Прииск, отличаются повышенными фоновыми концентрациями меди [Рыкус и др., 1993]. Галенит присутствует в рудах рудопроявлений Горный Прииск и Улюк-Бар, а включения галенита обнаружены в монаците из аллювия руч. Бол. Ключ.

Обилие ильменита, оксидов титана и эпидота, а также практически постоянное присутствие барита в отложениях ручьев Богряшка и Бол. Ключ отличают их от проб с руч. Каменный. Это отражается и в химическом составе концентратов (см. табл. 2). Относительно повышенное содержание титана отмечено в усредненной пробе серицитовых сланцев с рудопроявления Улюк-Бар (см. табл. 1). Вероятно, источником ильменита и оксидов титана служили терригенные породы большеинзерской свиты в большей степени, чем карбонатно-терригенные отложения суранской. Следует отметить, что ильменит и рутил – типичные шлиховые минералы аллювия водотоков бассейна р. Белой [Алексеев, Тимофеева, 2008].

Присутствие хромита и высокие содержания хрома в пробах ручьев Богряшка и Бол. Ключ могут быть связаны с метавулканитами машакской свиты, участвующими в геологическом строении площади (см. рис. 1). Среднее содержание хрома в породах этой свиты превышает кларк [Рыкус и др., 1993].

Собственные минералы РЗЭ – монацит и ксенотим – присутствуют в пробах всех исследованных водотоков и в песчаниках района рудопроявления Горный Прииск. Они формируют порфиробласты с многочисленными включениями кварца и серицита, замещают цемент песчаников, что однозначно свидетельствует об их образовании уже после накопления и литификации осадка, в стадию катагенеза и/или метаморфизма (см. рис. 5). Незначительное содержание тяжелых РЗЭ в составе монацита и ксенотима согласуется с обогащением терригенных пород легкими РЗЭ.

Метаморфическое происхождение монацита из аллювиальных и коренных источников восточной части Башкирского мегантиклинория подтверждается наличием в нем включений ильменита и магнетита, а также повсеместной ассоциацией в шлиховых пробах монацита и ксенотима с метаморфогенными минералами [Алексеев, Тимофеева, 2008]. Свидетельством единого генезиса монацита всей восточной части Башкирского мегантиклинория является близость состава монацита из аллювия и коренных источников вне зависимости от стратиграфического уровня (см. рис. 6) [Ковалев и др., 2009; 2013].

Монацит обнаружен в составе Au-REE-U-Th минерализации в терригенных отложениях машакской свиты [Ковалев и др., 2009; 2013]. В работе [Ковалев и др., 2009] указывается на находки агрегатов монацита, пирита и собственных минералов тория в песчаниках большеинзерской свиты в районе д. Бзяк. Мы наблюдали включения галенита в фосфатах РЗЭ руч. Бол. Ключ (см. рис. 5г), включения монацита в гетите и ксенотима в пирите. Таким образом, редкоземельная и золото-сульфидная минерализации в пределах восточной части Башкирского мегантиклинория часто сопряжены.

Работами А.А. Алексеева с соавторами [Алексеев и др., 2003; Алексеев, Тимофеева, 2008] в аллю-

вии ряда водотоков бассейна р. Белой (в том числе в районе р. Бол. Авзян) наряду с монацитом и ксенотимом установлен флоренсит (Се, La, Nd, Sm)Al₃(PO₄)₂(OH)₆ и редкий рабдофан (Се, La, Nd) PO₄·H₂O. Авторами показана пространственная совмещенность ареала распространения фосфатов P3Э с зоной развития метаморфических пород рифея и венда. Установлена приуроченность рабдофана к практически неметаморфизованным породам, флоренсита и мелкого монацита – к областям развития пород низкой (филлитовой и зеленосланцевой) ступеней метаморфизма, а более крупного монацита и ксенотима – к участкам распространения пород средней и высокой ступеней метаморфизма.

Фосфаты РЗЭ в углеродистых терригенных породах не редкость. Так, в золотоносных черносланцевых толщах Патомского нагорья (Бодайбинский район Иркутской области) типичным акцессорным минералом РЗЭ является флоренсит, кроме того, встречаются монацит и ксенотим [Буряк, Бакулин, 1998]. В литературе имеются указания на находки включений флоренсита и монацита в россыпном золоте Предпатомского прогиба [Глушкова, Никифорова, 2011].

Флоренсит является главным новообразованным минералом-концентратором РЗЭ в углеродистоглинистых породах месторождений золота Артемовского рудного узла в Бодайбинском районе, в то время как монацит, ксенотим и ортит имеют преимущественно обломочное происхождение. Образование флоренсита началось в стадию диагенетического изменения осадка и продолжалось на стадиях катагенеза и низкоградного метаморфизма [Palenova et al., 2014; Паленова и др., 2015], что согласуется с данными по его росту в зеленосланцевых толщах [Rasmussen, 1996].

На уникальном месторождении золота Сухой Лог (Бодайбинский район) выделено две генерации монацита, связанных с метаморфизмом и собственно рудным гидротермально-метасоматическим этапами [Meffre et al., 2008; Юдовская и др., 2011]. Метаморфогенный монацит I образует округлые порфиробласты (размером до 0.5 мм), насыщенные многочисленными включениями калиевой слюды, кварца, пирита и пирротина. Гидротермальный монацит II распространен только в рудной зоне и преимущественно в богатых рудах, он представлен прозрачными мелкими (обычно 10-30 мкм) идиоморфными и скелетными кристаллами и их сростками в виде включений в пирите. Прозрачный монацит II отличается от монацита I более высокими и сравнительно постоянным содержанием ThO₂ – 3–4 мас. % [Юдовская и др., 2011]. По сравнению с детритовым метаморфогенный монацит из низкоградных ассоциаций черных сланцев отличается низкими содержаниями Th и U [Rasmussen et al., 2001; 2007].

Таким образом, редкоземельные фосфаты в черносланцевых толщах могут являться индикаторами стадий метаморфического преобразования пород и процессов рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Источником аллювиальных отложений Авзянского рудного района являлись коренные рудопроявления золота, расположенные в непосредственной близости от россыпей. Отложения руч. Каменный (район рудопроявления Горный Прииск) отличаются высоким содержанием As и Cu; руч. Богряшка (рудопроявление Богряшка) и Бол. Ключ (Улюк-Бар) – высокими концентрациями Cr и Ba. Это отражается и в минеральном составе тяжелых концентратов.

Основу шлиховых проб всех изученных объектов составляет гетит, в пробах руч. Богряшка и Бол. Ключ также широко распространены ильменит, рутил, эпидот и барит. Золото присутствует в отложениях всех изученных водотоков, наибольшее количество знаков встречено в пробах руч. Бол. Ключ. Слабая окатанность золотин, сохранность на них отпечатков других минералов, а также присутствие неокисленных сульфидов указывает на сравнительно небольшой возраст отложений.

Монацит и ксенотим характерны для всех изученных проб аллювиальных отложений. Морфология их выделений свидетельствует об их образовании в стадию катагенеза и/или метаморфизма. Состав монацита из отложений ручьев Каменный, Богряшка и Бол. Ключ близок монациту других водотоков восточной части Башкирского мегантиклинория, что может являться показателем их единого происхождения. Источником РЗЭ в составе новообразованных метаморфических минералов служит глинистое вещество, сорбировавшее эти элементы в осадочном процессе. Перекристаллизация глин при катагенезе и метаморфизме приводит к высвобождению РЗЭ и образованию редкоземельных фосфатов [Rasmussen et al., 2001; 2007]. Состав ксенотима из отложений руч. Каменный и Бол. Ключ близок ксенотиму водотоков бассейна р. Белой, в то время как ксенотим аллювия руч. Богряшка отличается повышенным содержанием Gd, что, вероятно, связано с составом терригенно-карбонатных пород суранской свиты. Присутствие включений галенита в фосфатах РЗЭ, включения монацита в гетите и ксенотима в пирите могут указывать на близость условий и времени формирования золото-сульфидной и редкоземельной минерализации.

Авторы выражают благодарность д. г.-м. н. С.Г. Ковалеву (ИГ УНЦ РАН) за ценные советы и возможность работы с коллекцией редкоземельных фосфатов из аллювиальных отложений Башкирского мегантиклинория. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 16-05-00580a и бюджетной темы Института минералогии УрО РАН № АААА-А16-116021010244-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Тимофеева Е.А. (2003) Монацитовая минерализация и перспективы редкоземельного оруденения в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 112-115.
- Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. (2008) Редкоземельные фосфаты в горных и аллювиальных отложениях Западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 140-145. http://www.lithosphere.igg.uran.ru/pdf/16819004_2008_1/16819004_2008_1_140-145.pdf
- Арифулов Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. (2013) Золоторудные месторождения в рифтогенных черносланцевых отложениях Южного Урала. М.: ЦНИГРИ, 108 с.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 273 с.
- Беневольский Б.И., Мызенкова Л.Ф., Августинчик И.А. (2007) Минерально-сырьевая база благородных металлов – ретроспектива и прогноз. *Руды и металлы*, (3), 25-91.
- Буряк В.А., Бакулин Ю.И. (1998) Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 403 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII. М.: Недра, 1967.
- Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. (2011) Прогнозирование коренных источников золота на Уринском антиклинории (Предпатомский прогиб). Материалы II Международного горно-геологического форума, посвященного 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 123–125.
- Иванов А.И. (2014) Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 215 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Мичурин С.В., Ковалев С.С. (2013) Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала). Литосфера, (3), 67-88. http://www.lithosphere.igg.uran.ru/pdf/16819004_2013_3/16819004_2013_3_067-088.pdf
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. (2009) Монацитовая минерализация западного склона Южного Урала. *Геологический сборник № 8. Информ. мат-лы ИГ УНЦ РАН.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 138-144.
- Конышев В.О., Ревякин П.С., Ревякина Э.А. (1985) Прогнозная оценка золотоносности Центрально-Уральского поднятия с разработкой направлений поисков. Отчет о научно-исследовательской работе. М.: ЦНИГРИ, 186 с.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А. (2015) Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал). *Геологический сборник*, (12), 144-159.
- Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю. Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузменко А.А., Грибоебова И.Г. (2015) Эволюция со-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 3 2018

става пирита на золоторудных месторождениях в черносланцевых толщах Копыловское и Кавказ (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС. *Геология рудных месторождений*, **57**(1), 71-92.

- Паленова Е.Е., Котляров В.А., Белогуб Е.В., Ковалев С.Г. (2016) Типоморфизм редкоземельных фосфатов аллювиальных отложений западного склона Южного Урала. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады. 11-я Межрегиональная научно-практическая конференция, посвященная 65-летию Института геологии УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 108-111.
- Рыкус М.В., Андреев Н.И., Муркин, В.П. Маслов А.В., Сначев В.И (1993) Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 40 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 570 с.
- Сначев А.В., Сначев И.В., Рыкус М.В. Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. (2012) Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 208 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 304 с.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. (2011) Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов. Геология рудных месторождений, **53**(1), 32-64.
- Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Zh., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. (2008) Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72(9), 2377-2391. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703708001191
- Palenova E., Belogub E., Lebedeva S., Shtenberg M., Mironov A., Khvorov P. (2014) Florencite from gold bearing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. XXI General Meeting of the International Mineralogical Association (IMA–2014). Johannesburg, 344.
- Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *Amer. J. Sci.*, **296**, 601-632. http://www.ajsonline.org/ content/296/6/601.full.pdf+html
- Rasmussen B., Fletcher I. R., McNaughton Neal J. (2001) Dating lowgrade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, **29**, 963-966. http:// dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0963:DLGM EB>2.0.CO;2
- Rasmussen B., Fletcher I. R., Muhling J. R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta***71**, 670-690. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/ S0016703706021703

REFERENCES

Alexeev A.A., Alexeeva G.F., Timofeeva E.A. (2003) Monazite mineralization and prospects of rare-earth mineralization in the Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium. *Geologiya, poleznye iskopaemye I ekologiya Bashkortostana. T. 2* [Geology, minerals and problems of ecology of Bashkortostan. V. 2]. Ufa: IG USC RAS Publ., 112-115. (In Russian)

- Alexeev A.A., Timofeeva E.A. (2008) Rare-earth phosphates in the rocks and alluvium in the Southern Urals western slope. *Lithosfera*, (1), 140-145. (In Russian)
- Arifulov Ch.H., Arsent'eva I.V., Ozherel'eva A.V. (2013) Zolotorudnye mestorozhdeniya v riftogennykh chernoslantsevykh otlozheniyakh Yuzhnogo Urala [Gold ore deposits in riftogenic black shale of the Southern Urals]. Moscow, TsNIGRI Publ., 108 p. (In Russian)
- Balashov Yu.A. (1976) *Geokimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare earth elements] Moscow, Nauka Publ, 273p. (In Russian)
- Benevolsky B.I., Myzenkova L.F., Avgustinchik I.A. (2007) Mineral and raw materials base of precious metals – a retrospective and forecast. *Rudy i metally*, (3), 25-91. (In Russian)
- Buryak V.A., Bakulin Yu.I. (1998) *Metallogeniya zolota* [Metallogeny of gold]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 403 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XXII (1967) [Geological map of USSR with scale 1 : 200 000. Serie Yuzhno-Uralskaya. Sheet N-40-XXII]. Moscow, Nedra Publ. (In Russian)
- Glushkova E.G., Nikiforova Z.S. (2011) Forecasting of the indigenous sources of gold at the Urinsky anticlinorium (the Pre-Patom basin). *Materialy II Mezhdunarodnogo foruma, posvyashchennogo 110-letiyu so dnya rozhdeniya Yu.A. Bilibina* [Materials of the II International Forum, dedicated to the 110th anniversary of the birth of Yu.A. Bilibin]. Magadan, SVKNII DVB of RAS, 123–125. (In Russian)
- Ivanov A.I. (2014) Zoloto Baikalo-Patoma (geologiya, orudeneniye, perspektivy) [Gold of the Baikal-Patom (geology, mineralization, prospects)]. Moscow, FGUP TsNIGRI Publ., 215 p. (In Russian)
- Kovalev S.G., Timofeeva E.A., Pindyurina E.O. (2009) Monazite mineralization of western slope Southern Urals. *Geologicheskii sbornik No 8. Inform. materialy IG USC RAS* [Geological collection No. 8. Inform. Materials of IG USC RAS]. Ufa, DisainPoligrafServis Publ., 138-144. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V., Michurin S.V., Kovalev S.S. (2013) Geology, mineralogy and metallogenic specialization of carbonaceous strata in Uluelga-Kudashmanovskaya zone (west slope of the Southern Ural). *Lithosfera*, (3), 67-88. (In Russian)
- Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Zh., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. (2008) Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**(9), 2377-2391. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/ S0016703708001191
- Michurin S.V., Sharipova A.A. (2015) Isotope-geochemical features of ore occurrence of gold Bogryashka (the Southern Urals).*Geologicheskii sbornik*, (12), 144-159. (In Russian)
- Palenova E., Belogub E., Lebedeva S., Shtenberg M., Mironov A., Khvorov P. (2014) Florencite from gold bear-

ing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. XXI General Meeting of the International Mineralogical Association (IMA–2014). Johannesburg, 344.

- Palenova E.E., Belogub E.V., Plotinskaya O.Y., Novoselov K.A., Maslennikov, V.V., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Kuzmenko A.A., Griboedova, I.G. (2015) Chemical evolution of pyrite at the Kopylovsky and Kavkaz black shalehosted gold deposits, Bodaibo district, Russia: Evidence from EPMA and LA-ICP-MS data. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57**(1), 64-84. https://link.springer.com/content/ pdf/10.1134/S107570151501002X.pdf
- Palenova E.E., Kotlyarov V.A., Belogub E.V., Kovalev S.G. (2016) Tipomorphism of rare-earth phosphates of alluvial deposits of the western slope of the Southern Urals. *Geologiya, poleznye iskopaemye I problemy geoekologii Bashkortostana i sopredel'nykh territorii: Materialy I doklady 11 Mezhregionalnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii, posvyashchennoi 65-letiyu Instituta geologii USC RAS,* ["Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories" Proc. 11 Interregional Scientific and Practice Conf., dedicated to the 65th anniversary of the Institute of Geology, Ufa Science Center, Russian Academy of Sciences,]. Ufa, DisaynPress Publ., 108-111. (In Russian)
- Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *Amer. J. Sci.*, **296**, 601-632. http://www.ajsonline.org/ content/296/6/601.full.pdf+html
- Rasmussen B., Fletcher I. R., McNaughton Neal J. (2001) Dating lowgrade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, **29**, 963-966. http:// dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0963:DLGM EB>2.0.CO;2
- Rasmussen B., Fletcher I. R., Muhling J. R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 670-690. http://www.sciencedirect.com/science/article/ pii/S0016703706021703
- Rykus M.V., Andreev N.I., Murkin V.P., Maslov A.V., Snachev V.I. (1993) Uglerodistye otlozheniya dokembriya Yuzhnogo Urala [Carboniferous Precambrian deposits of the Southern Urals]. Ufa, IG USC RAS Publ., 40 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (1999) *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Deposits of gold in the Urals]. Ekaterinburg: UGGGA Publ., 570 p. (In Russian)
- Snachev A.V., Snachev I.V., Rykus M.V. Savel'yev D.E., Bazhin E.A., Ardislamov F.R. (2012) *Geologiya, petrogeokhimiya i rudonosnost' uglerodistykh otlozhenii Yuzhnogo Urala* [Geology, petrogeochemistry and ore content of carbon deposits of the Southern Urals]. Ufa , DisaynPress Publ., 208 p. (In Russian)
- Yudovitch Ya.E., Ketris M.P. (1994) Elementy-primesi v chernykh slantsakh [Elements-impurities in black shales]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 304 p. (In Russian)
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Mokhov A.V., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic shrimp-dating of accessory minerals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 53(1), 27-57.

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ГЕРМАНА БОРИСОВИЧА ФЕРШТАТЕРА (1933–2018 гг.)

17 июня 2018 г. ушел из жизни Герман Борисович Ферштатер – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки, ведущий петролог Урала, зам. главного редактора журнала "Литосфера" ученый, известный по всему миру Он родился в Москве в 1933 г., а в начале войны переехал с оптико-механическим заводом, где работали его родители, в Свердловск. Здесь он учился в школе, которую закончил с серебряной медалью.

В 1957-1963 гг. после окончания Свердловского горного института Г.Б. Ферштатер работал геологом-съемщиком, а затем главным геологом Магнитогорской ГРП Мингео СССР, принимал участие в разведке месторождений, три из которых до сих пор разрабатываются. Затем он поступил в аспирантуру при Институте геологии и геохимии УФАН СССР, после окончания которой в 1966 г. защитил кандидатскую диссертацию по монографии "Магнитогорская габбро-гранитная интрузия", и был принят в лабораторию петрографии, возглавляемую Д.С. Штейнбергом, замечательным уральским петрологом, сыгравшим главную роль в становлении Германа Борисовича как ученого. После защиты в 1972 г. докторской диссертации, позднее переработанной в фундаментальную монографию "Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала)" Г.Б. Ферштатер возглавил лабораторию петрологии гранитоидов. В этот период им выполнено формационно-фациальное расчленение магматических пород Урала, основанное на генетических параметрах: давлении и флюидном режиме магмообразования, закономерностях строения и эволюции магматических серий (габбро-гранитоидных и гранитных). Постепенно в круг научных интересов Германа Борисовича и его коллег вошли практически все важнейшие типы магматических пород Урала, и в 1984 г. лаборатория была преобразована в лабораторию петрологии магматических формаций, существующую и по сей день. До 2003 г. Г.Б. Ферштатер был ее руководителем, а позднее - главным научным сотрудником.

В 80-е гг. Г.Б. Ферштатером разработан ряд петрологических методов анализа условий образования магматических пород: метод феррофаций, расшифровывающий окислительно-восстановительную обстановку формирования пород, метод определения порядка кристаллизации породообразующих минералов по содержанию фтора в апатите,



методика определения водного давления по составу кварц-полевошпатовых срастаний в гранитах, роговообманково-плагиоклазовый барометр и др. В 1987 году по результатам этих работ опубликована монография "Петрология главных интрузивных ассоциаций".

С конца 80-х годов Г.Б. Ферштатер активно сотрудничает со своими коллегами и друзьями из Университета г. Гранада (Испания) профессорами Ф. Беа и П. Монтеро, которые являются соавторами его наиболее значительных работ за последние 20 лет. Эти исследования, а также сотрудничество с учеными из Италии, Израиля, Германии, Великобритании, Норвегии, привлекли внимание зарубежных коллег к магматизму Урала и способствовали высокому международному престижу уральской петрологической школы.

В 1994–1998 гг. Г.Б. Ферштатером выявлена латеральная геохимическая зональность ультрамафит-мафитового магматизма Урала, свидетельствующая о росте деплетирования мантии под Уралом в восточном направлении, и количественно охарактеризован противоположный тренд зональности гранитоидного магматизма, обусловленной ростом в этом же направлении мощности континентальной коры и ее сиалического слоя. Эти закономерности имеют фундаментальное значение для понимания геологической истории и современного строения Урала. В результате многолетних исследований установлены также основные особенности эволюции палеозойского магматизма Урала, главная из которых заключается в смене мантийного магматизма (460 – 380 млн лет) мантийно-коровым (370–310 млн лет), а последнего – коровым гранитным магматизмом пермского возраста (290–250 млн лет).

В последние годы Г.Б. Ферштатером была разработана генетическая модель многоэтапного надсубдукционного анатексиса - главного петрогенетического процесса, определяющего особенности гранитоидного магматизма Урала. Согласно этой модели процесс становления полиформационных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов включает следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) кристаллизацию роговообманковых габбро и диоритов и обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габбро и диоритов с образованием тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) мигматизацию тоналитов и гранодиоритов; формирование гранитной части массивов; 5) гидротермальную деятельность и связанное с ней золотое и редкометалльное оруденение. Общая продолжительность процесса достигает 100 млн лет. Основная особенность анатексиса высокая водонасыщенность ($P_{H_{2O}} = (0.7-1.0)P_{obul}$) генерируемых расплавов, обусловленная привносом воды.

Указанные научные достижения Г.Б. Ферштатера внесли значительный вклад в решение проблем магмообразования и в понимание физикохимической природы процессов петро- и рудогенеза. Результаты последних 15 лет обобщены им в монографии "Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала", которая вышла в 2013 году и востребована по всему миру.

Всего им опубликовано свыше 400 печатных работ, среди которых 8 монографий, более 80 статей в российских реферируемых журналах и 40 статей в зарубежных изданиях.

Научная деятельность Г.Б. Ферштатера была всегда тесно связана с производством и обычно осуществлялась в рамках договоров с геологическими организациями Урала и других регионов. На базе его научных исследований составлены современные геологические карты и легенды к ним, схемы корреляции и формационного расчленения магматических пород Урала.

До последних дней своей жизни Герман Борисович неустанно работал над полученными новыми данными по межформационным гранитным массивам Урала. На его письменном столе осталась почти законченная его статья на эту тему.

Особых слов заслуживает Герман Борисович – учитель и воспитатель нового поколения геологовисследователей. Он всегда активно делился знаниями с учениками, помогал своим молодым коллегам докопаться до самой сути в поисках истины. Под его научным руководством успешно защищено 13 кандидатских диссертаций в России и 2 phD диссертации в Испании и Норвегии. Все ученики Г.Б. Ферштатера навсегда сохранят благодарную память о годах, проведенных в его лаборатории рядом с этим светлым и благородным человеком, беспредельно преданным науке.

> Пусть листья шуршат под ногами И мчат водопадом года. Мы знаем – мы вместе. Вы – с нами. Сегодня. Вчера. Навсегда!

Коллектив Института геологии и геохимии УрО РАН, Редакция журнала "Литосфера"

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала "Литосфера"

Журнал публикует статьи на русском и английском языках. 1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата A4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 250–350 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке "шапка" работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: –"-; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помечать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: http:// lithosphere.ru

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg. uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the "Lithosphere".

"Lithosphere" publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publicati on of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin -25 mm); "Lithosphere" accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript mast been accompanied by: 1) sending to the journal from the authors departsurnamement; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 250, but not exceeding 350 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, 6), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 16). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: -"-, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: http://lithosphere.ru

ЛИТОСФЕРА Том 18 № 3

Май-Июнь 2018

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

Учредитель Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

> Технический редактор Е.И. Богданова Корректор Н.М. Катаева Оригинал-макет Л.К. Малышевой Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН №	90 Пс	одписано в печать 2.07.20)18	Формат 60 × 84½
Печать офсетная	Усл. печ. л. 19.4	Учизд. л. 19.4	Тираж 250	Заказ
Институт геологии и гес	охимии УрО РАН	Екатеринбург,	620016, ул. Акад.	. Вонсовского, 15
	Отпечатано с гото ООО Универсал 620049, г. Екатер Те	ового оригинал-макета в тип пьная Типография "Альфа ринбург, переулок Автомати ел.: 8 (800) 300-16-00 www.alfaprint24.ru	пографии Принт" ики, 2ж.	