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

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

## ЛИТОСФЕРА

Том 19 № 1

2019

Январь-Февраль

Основан в 2001 году Выходит 6 раз в год

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

# LITOSFERA

Volume 19 No. 1

2019

January–February

Founded in 2001 Issued 6 times a year

#### Литосфера, 2019. Том 19, № 1

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

Главные редакторы В.А. Коротсев, С.Л. Вотяков Заместитель главного редактора В.В. Мурзин Ответственный секретарь Г.А. Мизенс ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатерин-бург, Россия; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлетон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН © Авторы статей

**Litosfera, 2019. Volume 19, No. 1** Scientific journal. Issued 6 times a year Founded in 2001

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

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

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

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

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

*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

### Том 19, № 1, 2019

Литогенез на пенепленизированной платформенной суше Казахстана и Сибири в пограничную	
мел-палеогеновую эпоху Ю. Г. Цеховский, Б. А. Богатырев, В. В. Жуков	5
Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала) <i>А. М. Фазлиахметов</i>	30
Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь) Ю. В. Титов, Г. Х. Шайхутдинова, С. В. Астаркин, В. В. Колпаков, Н. В. Кожевникова	48
Распространение брахиопод в отложениях нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона <i>Н. А. Кучева</i>	59
Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века) <i>А. В. Журавлев</i>	81
Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород ильменогорского комплекса П. М. Вализер, С. В. Чередниченко, А. А. Краснобаев	92
Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал И. Ю. Мелекесцева, В. В. Зайков, Г. А. Третьяков, К. А. Филиппова, В. А. Котляров	111
Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале: физико-химические условия образования, источники рудного вещества и флюида, генезис Д. А. Замятина, В. В. Мурзин	139
Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС	
Д. Е. Тонкачеев, Д. А. Чареев, В. Д. Абрамова, Е. В. Ковальчук, И. В. Викентьев, Б. Р. Тагиров	148
Тектоника и глубинное строение Юганско-Колтогорской зоны фундамента Западно-Сибирской платформы	
К. С. Иванов, Н. П. Костров, А. Е. Степанов	162
Хроника	
V Всероссийская научно-практическая конференция "Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии", посвященная 45-летию Геологического института СО РАН	176
Е. Б. Кислов	170
потери науки	
Памяти Олега Анатольевича Щербакова (1931–2018 гг.) П. М. Китаев, Н. А. Кучева, С. О. Ермакова, Р. М. Иванова, О. Е. Кочнева, В. И. Пахомов, Т. И. Степанова, Т. В. Стукова	181
К сведению авторов	185

#### Вниманию читателей

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

### Volume 19, No. 1, 2019

Lithogenesis on peneplaned continented platform of Kazakhstan and Siberia during the Cretaceous- Paleogene boundary epoch	
Yurii G. Tsekhovskii, Boris A. Bogatyrev, Vladimir V. Zhukov	5
Geochemical features and formation conditions of Early-Devonian cherty-argillaceous shales and the underlying basalts in the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals) Alexander M. Fazliakhmetov	30
Manifestations of post sedimentation processes in the Lower Crategeous sediments of Polshekhetskava	50
depression (Western Siberia)	
Yury V. Titov, Gulnara Kh. Shaikhutdinova, Sergey V. Astarkin, Vitaliy V. Kolpakov, Natalya V. Kozhevnikova	48
Distribution of brachiopods in the Lower Visean deposits in the Eastern Urals Nadezhda A. Kucheva	59
Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian) Andrey V. Zhuravlev	81
Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex Petr M. Valizer, Svetlana V. Cherednichenko, Artur A. Krasnobaev	92
Geological structure and mineralogy of the Mechnikovskoe gold deposit, the Southern Urals Irina Yu. Melekestseva, Victor V. Zaykov, Gennady A. Tret'yakov, Kseniya A. Filippova, Vasily A. Kotlyarov	111
The Tamunier gold deposit in the Northern Ural: Physicochemical formative conditions, ore and fluid sources, genesis	
Dariya A. Zamiatina, Valery V. Murzin	139
The substitution mechanism of Au in In-, Fe- and In-Fe-bearing synthetic crystals of sphalerite, based on the data from EPMA and LA-ICP-MS study	
Dmitry E. Tonkacheev, Dmitry A. Chareev, Vera D. Abramova, Elena V. Kovalchuk, Il'ya V. Vikentyev, Boris R. Tagirov	148
Tectonics and deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform foundation	
Kirill S. Ivanov, Nikolai P. Kostrov, Andrei E. Stepanov	162
Chronicle	
V All-Russian Scientific and Practical Conference "Geodynamics and Minerageny of Northern and Central Asia", dedicated to the 45th anniversary of the Geological Institute of the SB RAS	
E. V. Kislov	176
Losses of Science	
In Memory of Oleg Anatol'evich Shcherbakov (1931–2018 гг.)	
P. M. Kitaev, N. A. Kucheva, S. O. Ermakova, R. M. Ivanova, O. E. Kochneva, V. I. Pakhomov, T. I. Sterrausur, T. V. Sterbaur,	101
1. 1. Stepanova, 1. v. Stukova	181
Author's guide	185

### **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 551.24; 118.1(5)(4)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-5-29

## Литогенез на пенепленизированной платформенной суше Казахстана и Сибири в пограничную мел-палеогеновую эпоху

© 2018 г. Ю. Г. Цеховский<sup>1</sup>, Б. А. Богатырев<sup>2</sup>, В. В. Жуков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: tsekhovsky@mail.ru <sup>2</sup>Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 115017, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: zvv@igem.ru Поступила в редакцию 27.07.2017 г., принята к печати 26.10.2017 г.

Цель исследований. На примере пенепленизированной платформенной суши пограничной мел-палеогеновой эпохи Казахстана и Сибири рассматриваются строение, состав и условия образование пока еще слабо изученной формации коры выветривания, содержащей многие ценные полезные ископаемые: бокситы, железные руды, огнеупорные глины и др. Материалы и методы. В процессе работы привлекались результаты многолетних исследований авторов, а также все доступные новые данные по формации коры выветривания на территории Казахстана и Сибири. В работе использовались методы литолого-фациального и формационного анализов, а также раздельное изучение элювиальных образований: кор выветривания в областях денудации и внутриформационных горизонтов выветривания в областях аккумуляции. Результаты. В пределах изученной территории формация коры выветривания представлена двумя толщами: кремнисто-каолиновой, слагающей эрозионно-тектонические впадины, и каолинитбокситовой, залегающей в карстовых депрессиях. Подробно рассмотрены строение, состав и условия образования обеих толщ и детально охарактеризованы все звенья процессов формирования данных парагенезов: от подготовки материала в корах выветривания областей денудации до его осаждения, а также постседиментационные преобразования (преимущественно с участием субаэрального диагенеза) во впадинах. Выводы. В статье впервые детально охарактеризованы строение, состав и условия образования древней формации коры выветривания при жарком гумидном климате на пенепленизированной суше. Доказано, что все звенья ее образования (от подготовки материала до аккумуляции во впадинах) отличались от традиционно принимаемых, характерных для современной орогенной эпохи. С учетом этого вывода следует расширить представления о формах и характере проявления древних процессов литогенеза.

**Ключевые слова**: литогенез, пенеплен, пограничная мел-палеогеновая эпоха, суша, районы с субтропическим гумидным палеоклиматом, Северный Казахстан, Сибирь

## Lithogenesis on peneplaned continented platform of Kazakhstan and Siberia during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch

#### Yurii G. Tsekhovskii<sup>1</sup>, Boris A. Bogatyrev<sup>2</sup>, Vladimir V. Zhukov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow 109017, Russia, e-mail: tsekhovsky@mail.ru <sup>2</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineral and Geochemistry RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 115017, Russia, e-mail: zvv@igem.ru

Received 27.07.2017, accepted 26.10.2017 г.

*Research subject.* The inner structure, composition, and genesis of the poorly studied formation of weathering crusts are studied with reference to peneplaned platform territories in Kazakhstan and Siberia during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch. This formation hosts many valuable minerals, such as bauxite, iron ores, refractory clays, etc., thereby attracting much research attention. *Materials and methods*. The results were obtained following a series of long-term studies and a review of available data recently obtained on the weathering crust formation in the territories of Kazakhstan and Siberia. The methods of lithological facies and formation analysis were used, along with the separate studies of the eluvial material – weathering crusts in erosion areas and intra-formation weathering horizons in accumulation areas. *Results*. The weathering crust formation in the study area is shown to comprise two kinds of rock mass: siliceous-kaolinite ones forming erosion-tectonic depressions and kaolinite-bauxite ones forming karst depressions. The inner structure, composition, and genesis of both rock mass units are studied in detail, with all their sedimentation stages being analyzed. The sedimentation process is traced from the preparation of the material in weathering crusts at erosion areas to the deposition of this material

Для цитирования: Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В. (2019) Литогенез на пенепленизированной платформенной суше Казахстана и Сибири в пограничную мел-палеогеновую эпоху. *Литосфера*, **19**(1), 5-29. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-5-29

For citation: Tsekhovskii Y.G., Bogatyrev B.A., Zhukov V.V. (2019) Lithogenesis on peneplaned continented platform of Kazakhstan and Siberia during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch. *Litosfera*, **19**(1), 5-29. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-5-29

and its post-sedimentation transformations (mostly with the involvement of subaerial diagenesis) in depressions. Detailed information is presented on subaerial diagenesis, which deserves further studies. *Conclusions*. This publication is the first to present detailed information on the inner structure, composition and genesis of the ancient formation of weathering crusts produced in hot humid climate on peneplaned land territories. It is confirmed that the processes underpinning this formation – starting with the preparation of the material and ending with its accumulation in depressions – were different from those typical of modern orogenic environments. This conclusion extends the current understanding of the forms and nature of ancient lithogenetic processes.

**Keywords**: *lithogenesis, peneplain, boundary Cretaceous-Paleogene epoch, land, areas with subtropical humid paleoclimate, Northern Kazakhstan, Siberia* 

#### Acknowlegments

The authors are grateful to Yu.O. Gavrilov for valuable councels and professional advice.

The work was performed on the state budget theme of the Federal State Unitary Enterprise GIN RAS No. 0135-2014-0067.

При разработке теории литогенеза отмечалось существенное изменение процессов осадконакопления и литификации осадков для ряда эпох геологической истории Земли [Страхов, 1963]. Причиной этого являлись изменения климата, состава атмосферы, интенсивности вулканизма и ряд других факторов. К их числу, по мнению авторов настоящей статьи, следует отнести и выявленное своеобразие процессов континентального литогенеза в эпохи пенепленизации рельефа. Характеристике пенепленов (поверхностей выравнивания) и условий их образования посвящены публикации многих геологов и геоморфологов, считающих их важными индикаторами тектонического режима. При этом большинство авторов возникновение данного рельефа связывают с ослаблением интенсивности тектонических движений в эпохи тектонического покоя.

Однако в отдельных публикациях [Никонова, Худяков, 1982; Никонова, 1987; Милановский, 1995; Цеховский, 2015б] отмечается, что при формировании пенепленов стабилизировались лишь вертикальные тектонические движения, но при этом усиливались процессы растяжения земной коры. Они способствовали не только выравниванию суши, но и активизировали рифтообразование, базальтовый вулканизм и гидротермальную деятельность в тектонически подвижных участках континентов. Их предложено именовать эпохами деструктивного (экспансионного) тектогенеза и противопоставлять эпохам конструктивного (контракционного) тектогенеза, когда господствовали обстановки сжатия земной коры. Для последних характерно интенсивное горообразование, появление складчато-надвиговых деформаций, а также гранитообразование и широкое развитие продуктов кислого вулканизма на подвижных окраинах континентов.

В настоящее время продолжается одна из орогенных эпох конструктивного тектогенеза. Процессы ее осадконакопления с привлечением метода актуализма хорошо изучены, и справедливо их распространение на древние аналоги. Значительно хуже обстоит дело с познанием закономерностей литогенеза древних эпох деструктивного тектогенеза с ландшафтами пенеплена. Обычно отмечается, что в условиях выравнивания рельефа происходило формирование мощных площадных каолиновых или латеритных кор выветривания и накапливались зрелые по составу продукты их перемыва – кварцевокаолиновые или каолинит-бокситовые толщи, выделяемые вслед за В.П. Казариновым [1958, 1973] в составе формации коры выветривания.

Начатое их детальное изучение (на примере пограничной мел-палеогеновой эпохи ряда платформенных районов Центральной Евразии) свидетельствует о сложных и многообразных процессах литогенеза в эту эпоху, резко отличных от современных [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983]. Важные данные о минералообразующих процессах в формации коры выветривания ряда регионов рассматриваемой территории содержатся в публикациях многих геологов.

В настоящей статье проведен анализ и обобщение накопленных материалов в целях рассмотрения всех звеньев цепи литогенеза (подготовка материала в областях его транспортировки и накопление в областях аккумуляции) в пограничную мелпалеогеновую эпоху выравнивания с субтропическим гумидным палеоклиматом на Севере Казахстана и в Южной Сибири. Она датируется в диапазоне времени от конца кампана или начала маастрихта до середины эоцена. Для краткости она именуется пограничной мел-палеогеновой.

#### ПАЛЕОГЕОГАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В КОНЦЕ МЕЛА И НАЧАЛЕ ПАЛЕОГЕНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

Согласно палеогеографической схеме (рис. 1), на рубеже мела и палеогена пенепленизированная суша в пределах рассматриваемой территории была представлена возвышенными и низменными равнинами, которые были развиты в пределах КаПенепленизированная платформа Казахстана и Сибири в мел-палеогеновую эпоху Peneplained platform in Kazakhstan and Siberia at the Cretaceous-Paleogene boundary



**Рис. 1.** Палеогеографическая схема северной части Казахстана и прилегающих районов Южной Сибири в пограничную мел-палеогеновую эпоху, по [Цеховский, 2015а, б].

1 – морская глауконитово-кремнистая формация; 2 – формация коры выветривания (а – кремнисто-каолиновая толща в эрозионно-тектонических впадиах, б – бокситоносная толща в карстовых воронках); 3 – пенепленизированная возвышенная равнина; 4 – пенепленизированная низменная равнина; 5 – площадная кварц-каолиновая кора выветривания; 6 – номера эрозионно-тектонических депрессий: 1 – Зайсанская, 2 – Чуйская, 3 – Семипалатинская, 4 – Баканаская, 5 – Причингизская, 6 – Тургайская, 7 – Сарысуйская.

**Fig. 1.** Schematic paleogeographic map of northern Kazakhstan and adjacent areas of southern Siberia during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch, by [Tsekhovskii, 2015a, 6].

1 – marine glauconite-silicic formation; 2 – formation of weathering crust (a – silicic-kaolinite rocks in erosion-tectonic depressions, 6 – bauxite in karst craters); 3 – peneplained highland plain; 4 – peneplained lowland plain; 5 – areal quartz-kaoline weathering crust; 6 – the numbers of erosion-tectonic depressions: 1 – Zaisan, 2 – Chu, 3 – Semipalatinsk, 4 – Bakanskaya, 5 – Prichingizskaya, 6 – Turgay, 7 – Sarsu.

захского щита, на месте зарождающегося Алтай-Саянского эпиплатформенного орогена, а также в прилегающих районах Сибирской платформы. С северо-запада и запада эта суша омывалась Западно-Сибирским и Туранским морями. В пользу существования на характеризуемой территории гумидного субтропического климата свидетельствуют многочисленные находки в породах формации флоры и определения спорово-пыльцевых комплексов, а также литологические индикаторы (латеритно-каолиновые коры выветривания и бок-

те и развитые на всей рассматриваемой территории [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983]. Установлено два типа областей аккумуляции осадков, различающихся строением и составом накопившихся отложений: 1) эрозионно-тектонические впадины (с каолиновыми корами выветривания и кремнисто-каолиновыми осадочными толщами): 2) области карстообразования с латеритным элювием и бокситоносными осадочными толщами, заполняющими карстовые воронки.

ситы), образующиеся при жарком влажном клима-

Цеховский и др. Tsekhovskii et al.



**Рис. 2**. Литолого-фациальные колонки формации коры выветривания пограничной мел-палеогеновой эпохи пенепленизации рельефа на севере Казахстана и в прилегающих районах Сибири, по [Ерофеев, Цеховский, 1983].

1-6 – места расположения разрезов кремнисто-каолиновой толщи. Северозайсанская свита в Зайсанской впадине: 1 – скв. 15, низовье р. Буконь; 2 – разрез у сопки Чакельмес; 3 – разрез у сопок Киин-Кериш и пробуренная здесь же скв. 259. Карачумская свита в Чуйской впадине Горного Алтая: 4 – разрез на левом берегу р. Кызыл-Чин. Северозай санская свита в Причингизье: 5 – разрез у сопки Уш-Кызыл в верховьях р. Баканас. Северозайсанская свита в Семипалатинской впадине: 6 – скв. 52 на правом берегу р. Иртыш у пос. Известковый. 7–10 – разрезы бокситоносной толщи (аркалыкской свиты) в Центральном Казахстане. Красноцветные отложения: 7 – скв. 1202, месторождение Кайнарлы; 8 – скв. 1170, месторождение Кайнарлы. Угленосно-бокситоносные отложения: 9 – скв. 1197, месторождение Кайнарлы; 10 – скв. 1072, месторождение Белояровское.

1-14 - породы: 1 – щебни силикатных пород в кремнисто-каолиновой толще или латеритные обломки в бокситоносной толще, 2 – песчано-галечные отложения, 3 – переслаивание полурыхлых бобовых бокситов и глин, 4 – каменистые бобовые бокситы, 5 – пески, 6 – глинистые пески, 7 – алевриты, 8 – алевриты с линзами и прослоями песков, 9 – песчанистые глины, 10 – глины, 11 – бурые угли, 12 – углистые глины, 13 – бокситово-глинистые породы (обвально-оползневые и солифлюкционные), 14 – каолиновые коры выветривания. 15–17 – аутигенные минералы: 15 – выделения опала или халцедона (окремненные глины, кремнистый цемент в песчаниках); 16 – вертикально ориентированные гетит-гематитовые пятна, прожилки и конкреции; 17 – конкреции сидерита; 18 – включения обугленного растительного детрита; 19 – красноцветная окраска пород. 20–29 – фации: 20 – песчаных осадков русел равнинных рек; 21 – тонкослоистых алевритистых пойменных осадков; 22 – глинистых осадков пойменных озер; 23 – углисто-глинистых осадков заболоченных карстовых депрессиях; 25 – дресвяно-щебнистых осадков делювия; 26 – бокситовых и глинистых осадков карстовых и солифлюкционных осадков в карстовых воронках; 27 – бобовых бокситовых и глинистых осадков карстового пролювия; 28 – глинистых осадков в карстовых воронках; 27 – бобовых бокситовых и глинистых осадков с линзами и маломощными прослойками песков равнинного пролювия плоскостного смыва; 29 – глинистых осадков с линзами и маломощными прослойками песков равниного пролювия плоскостного смыва; 30 – интервалы развития пород, интенсивно преобразованных процессами постседиментационного выветривания:  $P_2^{2\cdot3}_{tg}$  – турангинская свита,  $P_3^{2\cdot3}_{asch}$  – ашутасская свита, Q – четвертичные отложения.

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

**Fig. 2**. Lithological-facies columns of the weathering-crust formation produced during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch of peneplainization in northern Kazakhstan and adjacent areas of southern Siberia, by [Erofeev, Tsekhovskii, 1983].

1-6 - geologic sections of the siliceous-kaolinite unit. Northern Zaisan Formation in the Zaisan depression: 1 - Hole 15, lower reaches of the Bukon River; 2 - geologic section near Mount Chakelmes; <math>3 - geologic sections near Mounts Kiin-Kerich and Hole 259. Karachum Formation in the Chuya depression, Gornyi Altai Range: <math>4 - geologic section in the left-hand bank of theKyzyl Chin River. Northern Zaisan Formation in Prihcingizie: 5 – geologic section near Mount Ush-Kyzyl at the upper reaches of the Bakanas River. Northern Zaisan Formation in the Semipalatinsk depression: 6 - Hole 52 in the right-hand bank of the Irtysh River, near the Izvestkovyi settlement. 7-10 – vertical sections through the bauxite-bearing unit (Arkalyk Formation) in central Kazakhstan. Red beds: 7 - Hole 1202, Kainarly deposit; 8 - Hole 1170, Kainarly deposit. Coal- and bauxite-bearing rocks: 9 – Hole 1197, Kainarly deposit; 10 – Hole 1072, Beloyarovskoe deposit. 1-14 - rocks: 1 - rubble of silicate rocks in the silicic-bauxite unit or laterite fragments in the bauxite-bearing unit, 2 - sandpebble rocks, 3 - alternating semiloose pisolitic bauxite and clay beds, 4 - stony pisolitic bauxites, 5 - sands, 6 - clayey sands, 7 - siltstone, 8 - siltstones with sand lenses and beds, 9 - sandy clays, 10 - clays, 11 - brown coals, 12 - coaly clays, 13 - bauxiteclayey rocks (landslide-landfall and soliflual rocks), 14 - kaolinite weathering crusts. 15-17 - authigenic minerals: 15 - opal and chalcedony (silicified clay and silicic cement of sandstone); 16 - vertical goethite-hematite patches, veinlets, and nodules; 17 - siderite nodules; 18 - charred floral detritus; 19 - red color of rocks. 20-29 - facies: 20 - sandy sediments in the courses of lowland rivers, 21 - finely bedded silty floodplain sediments, 22 - clayey sediments in floodplain lakes, 23 - coaly-clayey sediments in bogged karst lakes, 24 - coaly sediments of peat bogs in karst depressions, 25 - debris-rubble diluvium, 26 - bauxite and clay landfall-landslide and soliflual sediments in karst potholes, 27 - pisolitic bauxite and clay sediments in karst proluvium, 28 - clayey sediments of lowland rainwash proluvium, 29 - clayey sandy sediments with lenses and thin beds of lowland rainwash proluvium, 30 - intervals of rocks intensely modified by post-sedimentation weathering. Rocks overlying the weathering-crust formation:  $P_2^{2-3}_{1g}$  – Turaginskaya Formation  $P_3^{2-3}_{asch}$  – Ashutasskaya Fm., Q – Quaternary rocks.

Ниже последовательно охарактеризуем особенности строения, состава и условия образования этих толщ.

#### КРЕМНИСТО-КАОЛИНОВАЯ ТОЛЩА

Сформировавшиеся в диапазоне от маастрихта до среднего эоцена отложения кремнистокаолиновой толщи развиты в нескольких крупных эрозионно-тектонических депрессиях – Зайсанской, Чуйской, Сарысуйской, Семипалатинской, Тургайской и в ряде мелких впадин [Цеховский, 1973, 1987]. Эти парагенезы выделяются в составе свит: северозайсанской (Зайсанская впадина), карачумской (Горный Алтай), а также джартасской, сарысуйской, коскакальской, джезинской и акжарской свит – в западной части Казахского щита. В равнинных ландшафтах областей денудации при слабо выраженной эрозии возникал практически сплошной покров мощного глинистого элювия с верхней кварц-каолиновой зоной. При неглубоких врезах эрозионно-речной сети в области аккумуляции осадков поступали красноцветные преимущественно зрелые по составу глинистые (каолиновые) с примесью кварцевого песка и алеврита продукты перемыва верхних зон коры выветривания, местами содержащие небольшую примесь невыветрелых алюмосиликатных минералов.

Во впадинах характеризуемой эпохи формировался необычный для областей с гумидным климатом набор фаций, что рассмотрено ранее на примере северо-зайсанской свиты Зайсанской впадины [Цеховский, 1973, 1987]. Здесь преобладали отложения временных потоков, выделенные в составе своеобразной фации "равнинного пролювия плоскостного смыва". В оличие от обычного пролювия его формирование не было связано с горным рельефом.

В областях с гумидным климатом они формировали своеобразный тип пролювия - равнинный, связанный с плоскостным смывом. Это красноцветные или пестроцветные преимущественно глинистые (нередко с примесью песчаных зерен) отложения, часто иключающие линзы или прослои кварцевых песков. В их основании иногда встречаются маломощные делювиальные отложения. Это скопления мелкого щебня и дресвы кремнистых или железистых пород, сцементированные глиной, поступившие из кор выветривания. Их накопление происходило среди равнинного рельефа на склонах небольших поднятий или вдоль бортовых участков врезов эрозионно-речной сети. Для данных отложений (местами содержащих в основании линзы делювия) характерна плохая сортировка терригенного материала. Они наиболее широко развиты в прибортовых участках впадины (рис. 2, разрез 1).

В центральных ее частях отмечается чередование равнинных фаций пролювия и равнинного аллювия (см. рис 2, разрез 2), и лишь в единичных случаях аллювиальные отложения становятся доминирующими (см. рис. 2, разрез 3). Фации руслового аллювия - это обычно тонкообломочные песчаные или песчано-алевритовые осадки, окрашенные в серовато-белые, красные и пятнисто-красные цвета. В пойменных (глинисто-алевритовых) отложениях красные и пестро-красные окраски пород становятся преобладающими. В характеризуемой толще отсутствуют угли и редко встречаются углистые породы с обугленным растительным детритом. Большая часть органического вещества окислена, и часто наблюдаются трубчатые псевдоморфозы гетит-гематита по корням растений. Широкое развитие красноцветных окрасок свидетельствует в пользу наличия маловодных, периодически пересыхающих рек, где основная часть органического вещества (субтропической



**Рис. 3.** Схемы строения ландшафтов в эпохи орогенеза (а), пенепленизации рельефа (б) и распределение горизонтов выветривания в кремнистокаолиновой толще (в), по [Цеховский, 2015а].

 кристаллические породы фундамента; 2 – крупнообломочные глыбово-щебнистые элювиально-делювильные образования и выветрелые трещиноватые породы фундамента; 3 – глины верхней зоны коры выветривания; 4 – горизонты выветривания в кремнистокаолиновой толще; 5 – глыбово-шебнистые отложения; 6 – песчано-гравийно-галечные отложения; 7 – преимущественно песчаные отложения; 8 – существенно глинистые отложения; 9 – реки и озера.

**Fig. 3.** Schematic representations of landscape structures during (a) orogenesis and (δ) peneplainization and a schematic map of the distribution of weathered beds in the silicic–kaolinite unit (B), by [Tsekhovskii, 1987].

1 - crystalline basement rocks; 2 - rudaceous block-rubble eluvial-diluvial rocks and weathered and shattered basement rocks; 3 - clay in the upper zone of the weathering crust; 4 - weathered beds in the silicic-kaolinite unit;  $5 - \text{block$  $rubble rocks}$ ; 6 - sand-gravel-shingle rocks;  $7 - \text{mostly san$  $dy rocks}$ ; 8 - clay-rich rocks; 9 - rivers and lakes.

растительности) разрушалась на земной поверхности в субаэральных обстановках.

Возникает вопрос о причинах появления на рубеже мела и палеогена в областях с гумидным климатом необычных для современной эпохи обстановок осадконакопления: резкое сокращение фаций рек, озер и болот и доминирование пролювиальных отложений, а также преобладание пестро-красных окрасок пород. Причиной этого являлась пенепленизация древнего рельефа и связанное с этим формирование на древней суше мощных площадных кор выветривания и продуктов их перемыва. Известно, что на возникновение рек, а также связанных с ними озер и болот влияет ряд факторов. К их числу в современную эпоху относят: наличие горного рельефа (где возрастает роль атмосферных осадков), появление снежного покрова и ледников, увеличение наземного и подземного стока [Гидрогеология, 1984]. Причем если наземный сток проявлялся кратковременно, то подземный сток постоянно подпитывал озерно-болотно-речную сеть и разгружался в многочисленных родниках.

Величина подземного стока во многом определялась широким развитием водопроницаемых пород в областях денудации, а также в древних впадинах, которые аккумулируют дождевую воду. В горных областях денудации современной орогенной эпохи конструктивного тектогенеза (рис. 3а) к подобным водопроницаемым породам относится элювиально-делювиальный щебнистоглыбовый покров на поверхности массивнокристаллических пород фундамента, а также сами эти породы (которые при выветривании становились трещиноватыми и пористыми). Кроме того, они представлены валунно-галечно-песчаными отложениями горного аллювия. В пределах впадин осадочный чехол, обогащенный грубым песчано-гравийно-галечным материалом, также служил прекрасным аккумулятором атмосферных осадков. Поэтому и после прекращения дождей подземные воды в местах их выхода на земную поверхность формировали родники, которые постоянно подпитывали водотоки и водоемы.

В пенепленизированных ландшафтах пограничной мел-палеогеновой эпохи роль перечисленных факторов, участвующих в образовании озерно-болотно-речной сети, существенно снижалась (рис. 3б). Здесь отсутствовали горный рельеф (где возрастала роль атмосферных осадков), а также ледники и снежный покров. При этом в областях денудации на поверхности пород формировался практически сплошной водонепроницаемый глинистый покров коры выветривания (из-за существенно глинистых продуктов их перемыва). Они препятствовали аккумуляции в осадочном чехле и трещиноватых породах фундамента больших объемов дождевых вод.

В древних впадинах, где накапливались преимущественно глинистые водонепроницаемые продукты перемыва коры выветривания, они также не содержали значительных объемов дождевых вод и препятствовали их поступлению в подстилающие грубообломочные отложения, сформировавшиеся в более древние орогенные эпохи. Все это резко снижало вклад подземного стока в образование наземных водотоков и водоемов.

Следует отметить, что наличие существенно глинистого водонепроницаемого чехла на поверхности областей денудации и в древних впадинах затрудняло приток и разгрузку в древних пенепленизированных ландшафтах восходящих артезианских (катагенетических) и ювенильных подземных вод. Однако восходящие воды (включая и их термальные разности), достигая основания глинистой зоны коры выветривания, начинали испытывать горизонтальную циркуляцию в трещиноватых и пористых каменистых породах нижней элювиальной зоны. Здесь они смешивались с грунтовыми водами и активизировали элювиальное глинообразование. Причем, согласно гипотезе В.Н. Разумовой [1977], предполагается важный вклад гидротерм в образование кор выветривания. Известно, что каолинизация пород с участием гидротерм является характерным процессом. Причины активного притока термальных вод для ряда платформенных участков Центральной Евразии в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации суши рассмотрены в публикации [Цеховский, 2015а]. Поэтому нельзя исключить участие этого процесса в образовании каолиновых кор выветривания на рассматриваемой территории. Таким образом, в пенепленизированных ландшафтах атмосферные осадки, попадая на существенно глинистый и водонепроницаемый покров, не проникали в осадочный чехол или в трещиноватые породы фундамента. Они быстро заполняли понижения рельефа (включая небольшие неглубокие речные долины) и разливались на поверхности аллювиальных равнин, образуя временные потоки пролювия плоскостного смыва.

Малые объемы терригенного материала, поступающего из равнинных областей денудации, и небольшие скорости осадконакопления приводили к возникновению перерывов осадконакопления. Согласно существующей классификации [Барабошкин и др., 2002], с выделением многочисленных типов (синседиментационных, эрозионных, диагенетических, постдиагенетических), для формации коры выветривания наиболее характерны были субаэральные синседиментационные осадки, связанные с перерывами, сопровождающиеся возникновением "горизонтов конденсации".

На характеризуемой древней суше, где господствовали субаэральные обстановки осадконакопления, проявлялись кратковременные или длительные перерывы осадконакопления. При кратковременных (сезонных) перерывах происходило осушение осадков (иногда с их растрескиванием) и окисление закисных форм железа, содержащихся в растворах, а также разрушение органического вещества.

При более продолжительных перерывах осадконакопления в условиях субтропического климата на поверхности осадка возникали фульвоферраллитные, по М.А. Глазовской [1972], почвы мощностью до 1 м, в которых усиливалось преобразование осадков под воздействием почвенногрунтовых вод. Однако наиболее интесивное проявление элювиальных процессов осуществлялось при длительных перерывах осадконакопления, когда почвенные горизонты превращались во внутриформационные коры выветривания. Данные образования именуются также неоэлювием [Полынов, 1956; Казаринов, 1973] или горизонтами выветривания [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983]. Они широко развиты в континентальных пограничных мел-палеогеновых отложениях Казахстана и Сибири.

В упомянутых публикациях доказано широкое развитие горизонтов выветривания в характеризуемой кремнисто-каолиновой толще, что иллюстрируется рис. Зв. Показано также, что перечисленные выше процессы, связанные с осушением осадков и последующим преобразованием в почвах и горизонтах выветривания, приводят к литификации отложений с их превращением в породу и поэтому включаются в состав субаэрального диагенеза. Последний в формации коры выветривания подменял обычный (субаквальный) диагенез осадков, который играл здесь второстепенную роль и проявлялся локально в аллювиальных отложениях.

#### Горизонты выветривания в кремнистокаолиновой толще

Ранее нами было установлено, что элювиальные процессы, протекающие в горизонтах выветривания аккумулятивных равнин и в корах выветривания областей денудации, проявлялись неоднотипно и имели различную направленность [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983]. В первом случае при выветривании полиминеральных массивно-кристаллических пород фундамента (на приподнятых участках суши) под воздействием нисходящих поверхностных вод формировались коры выветривания. При этом породы разрыхлялись, глинизировались и служили поставщиком материала в области осадконакопления.

В горизонтах выветривания областей осадконакопления повторными элювиальными преобразованиями подвергались зрелые по составу кварцкаолиновые продукты перемыва кор выветривания пород фундамента. Они поступали из областей денудации и содержали небольшую примесь не измененных выветриванием минералов: полевых шпатов, слюд, гидрослюдисто-смектитовых глин и других алюмосиликатов. Наличие резко различного по составу материнского субстрата коры выветривания и горизонтов выветривания

во многом определяли различную направленность процессов минералообразования в этих объектах. Для горизонтов выветривания (в отличие от кор выветривания) выделяются две охарактеризованные ниже стадии образования. Привлекая исследования почвоведов [Дюшофур, 1970; Глазовская, 1972], можно выделить участки с автоморфными и гидроморфными почвами. В первом случае (для автоморфных почв на приподнятых участках аккумулятивной суши) отмечается промывной режим, сопровождающийся выветриванием породы и перераспределением или выносом элементов с почвенно-грунтовыми водами. Во втором случае (для гидроморфных почв в понижениях рельефа) осуществляется боковой привнос компонентов и их аккумуляция в породах.

Во впадинах характеризуемой эпохи пенепленизации на повышенных участках с автоморфным режимом осуществлялось довыветиривание (каолинизация) примеси незрелых по составу минералов в кварц-каолиновых отложениях, присутствующих в них в том или ином объеме. Породы разрыхлялись, в них увеличивалась пористость. Здесь в кварц-каолиновом субстрате происходило частичное растворение зерен терригенного кварца и преобразование каолинита (что будет показано далее). Почвенно-грунтовые воды насыщались растворимыми соединениями кремния и железа и за счет их перераспределения формировались пятна окремнения и ожелезнения, а также происходило перемещение этих компонентов к областям разгрузки в понижениях рельефа.

По мере опускания дна впадин и погружения отложений на месте поднятий возникали понижения рельефа и автоморфный режим менялся на гидромофный. В последнем случае за счет бокового привноса компонентов с минерализованными почвенно-грунтовыми водами происходили окремнение и ожелезнение пород.

Важно подчеркнуть небольшую (обычно до 3-6 м) мощность горизонтов выветривания. Их разрастанию вглубь препятствовал высокий уровень стояния грунтовых вод в равнинных ландшафтах. По сути, часто они представляли собою мощные почвы, где при длительных перерывах осадконакопления происходило интенсивное преобразование материнских пород. В пользу широкого развития почв в горизонтах выветривания свидетельствуют многие данные: комковатая структура пород, ходы червей, наличие замещенных кремнеземом остатков древесины и капролитов, появление вертикальных пятен обеления по корням растений, присутствие фрагментов этих корней, замещенных кремнием и железом, появление кремнистых фитолитов (реликтов листовой флоры, остающихся после ее разрушения при выветривании), а также наличие окремненных спор и пыльцы растений.

Установлено также, что в областях аккумуляции осадков разновозрастные горизонты нередко сливаются друг с другом, образуют пачки пород, достигающих максимальной мощности 100 м и более. Подобные разрезы, где практически все исходные отложения преобразованы в горизонтах выветривания, встречаются преимущественно в прибортовых участках впадины (см. рис. 2, разрезы 1, 2).

В обнажениях и скважинах горизонты выветривания внешне резко отличаются от материнских отложений пестро-красной окраской. Выделяются железисто-каолиновый и железисто-кремнистокаолиновый типы горизонтов выветривания [Цеховский, 1987]. В первом случае при выветривании красных пойменных алевритов в разрезе Киин-Кериш (рис. 4а, зона 1) в основании профиля в породах появляются вертикальные пятна обеления (зона 2). Выше (в зоне 3) породы приобретают белую окраску, и в них появляются многочисленные красные пятна и полосы, часто содержащие мелкие стяжения или конкреции гетит-гематита. Элювиальный профиль (общей мощностью до 6 м) венчается зоной белых комковатых алевритов с ходами червей (в правом нижнем углу фотографии). Изменения глинистого вещества в характеризуемом типе горизонта выветривания сопровождаются каолинизацией небольшой примеси алюмосиликатов (полевых шпатов, слюд, смектит-гидрослюдистых глин), содержание которых сокращается к верхам элювиальных профилей.

Однако наиболее часто встречаются кремнистожелезисто-каолиновые горизонты выветривания, развитые на глинистых или песчано-глинистых породах. На рис. 46, в показаны пачки слившихся их элювиальных профилей мощностью 3 и 4, 5 м. В них происходит окремнение исходных пород (сопровождающееся выделениями опала и халцедона), а также возникают подобные отмеченным выше вертикальные красные пятна и полосы ожелезнения. Породы приобретают комковатое строение, их комочки цементируются колломорфной глиной или гетитом и гематитом (рис. 4г), которые также выполняют трещинки. В качестве других примеров признаков почв приведены фотографии опализированных капролитов (рис. 4д) и каналы обеления по корням растений (рис. 4е). Эти каналы заполнены фарфоровидной окремненной глиной, а в их центре иногда сохранились пустоты на месте корней.

Отмеченные преобразования минеральных зерен в горизонтах выветривания иллюстрируются шлифами и пришлифовками образцов (рис. 5а–е). Стадии разрушения каолинита в железистокремнисто-каолиновых горизонтах выветривания показаны на рис. 6. Здесь, в элювиальном профиле, осуществлялось субаэральное преобразование каолинита, слагающего глинистые пески (рис. 6А, обр. 68б). Дифрактограмма (Б) исходного чешуйчатого каолинита из материнских пород имеет хоПенепленизированная платформа Казахстана и Сибири в мел-палеогеновую эпоху Peneplained platform in Kazakhstan and Siberia at the Cretaceous-Paleogene boundary



**Рис. 4.** Обнажения горизонтов выветривания (а–в, е) и текстуры слагающих их пород в пришлифовках (г, д, ж) в Северном Призайсанье, по [Цеховский, 1987].

Разрезы: а – у сопки Киин-Кериш, 1–5 – зоны, пояснения см. в тексте; б – у сопок Керши; в, е – у сопок Пшук; г – у сопок Букомбай; д – из скв. 307, глубина 175 м.

**Fig. 4.** Outcropping weathered units (a–B, e) and the structures of their rocks in polished sections (r, д,  $\pi$ ) in the northern Zaisan area, by [Tsekhovskii, 1987].

Geologic sections: a – near Mount Kiin-Kerish (1–5 – zones, see explanations in the text); 6 – near Mount Kershi; B, e – near Mount Pshuk; r – near Mount Bukombai; g – from Hole 307, depth 175 m.

рошо выраженные базальные рефлексы (3.56–3.58 и 7.2), а на электронно-микроскопических снимках его ограненные кристаллы (В) имеют четкую шестигранную форму и отчетливо выраженную микродифракционную картину.

В верхах элювиального профиля, наряду с остаточным чешуйчатым каолинитом, (обр. 40и) отмечается продукт его преобразований – колломорфная глина. Она слагается диспергированным и аморфизированным каолинитом, а также аллофаном [Цеховский, Дмитрик, 1970]. При этом на дифрактограмме (обр. 40в) отмечаются лишь слабо выраженные рефлексы каолинита, а на электронномикроскопических снимках (В, фото б) видно, что кристаллы каолинита теряют четкую огранку, округляются и аморфизируются. Вероятнее всего, выпадению из раствора алло-

вероятнее всего, выпадению из раствора аллофана, слагающего основную часть колломорфного вещества, предшествовало растворение аморфизированного каолинита и связанное с этим поступление в раствор соединений кремния и алюминия. Следует отметить, что аллофан характерен для почвенных процессов [Парфенова, Ярилова, 1962; Таргульян, 1971].

Аллофанизацию каолинита в кремнистыхкаолиновых горизонтах выветривания можно рассматривать как начальную стадию разрушения каолинита при латеритизации пород в областях осад-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



**Рис. 5.** Преобразование обломочных зерен и выделение колломорфного глинистого вещества в образцах пород кремнисто-каолиновой толщи Зайсанской впадины, по [Ерофеев, Цеховский, 1983].

а-г – шлифы образцов: а – скв. 308, гл. 55 м, б – скв. 17, гл. 27 м, в – обр. 65л, разрез Уш-Кара, г – обр. 68к, разрез Керши; везде: ув. 170, николь 1; д – пришлифовка обр. из скв. 307, гл. 175 м, нат. вел.; е – шлиф обр. из скв. 180, гл. 236 м, ув. 70, николи скрещены. Описание шлифов и образцов приведено в тексте.

**Fig. 5.** Transformations of clastic grains and colloform clay material in rock samples from the silicic–kaolinite unit in the Zaisan depression, by [Erofeev, Tsekhovskii, 1983].

a-r – thin sections of a samples: Hole 308, depth 55 m (a); Hole 17, depth 27 m (6); sample 65 $\pi$ , geological section Ush-Kara (B); sample 68 $\kappa$ , geological section Kershi (r); in any thin section: magnification 170, one polarizer;  $\pi$  – polished section of a sample from Hole 307, depth 175 m, full scale; e – thin section of a sample from Hole 180, depth 236 m, magnification 70, crossed polarizers. See text for descriptions of the thin sections and samples.

конакопления. Однако полного разрушения данного минерала с формированием гиббсита здесь не происходило. Это объясняется высоким содержанием кремнезема в почвенно-грунтовых водах. Его источником служили не только коры выветривания областей денудации, но и область аккумуляции, где происходила коррозия терригенных зерен кварца, а также растворение аллофанизированного каолинита. При плохом дренаже грунтовых вод в существенно глинистом осадочном чехле пенепленизированных ландшафтов бо́льшая часть аутигенного кремнезема не выносилась в конечные водоемы Пенепленизированная платформа Казахстана и Сибири в мел-палеогеновую эпоху Peneplained platform in Kazakhstan and Siberia at the Cretaceous-Paleogene boundary



**Рис. 6.** Строение и состав горизонта выветривания и преобразование каолинита в горизонте выветривания у сопок Керши в Зайсаской впадине, по [Цеховский, Дмитрик, 1970; Цеховский, 1987].

А – разрез горизонта выветривания у сопок Керши. 1 – глинистые пески белые с линзами ожелезнения; 2 – глинистые пески с вертикальными красными пятнами ожелезнения, содержащие конкреции гетит-гематита и выделения опала; 3 – песчаник плотный серый, с глинисто-опаловым цементом, с вертикальными красными и полосами ожелезнения, содержащими конкреции гетита и гематита.

Б – дифрактограммы глин (фракция < 0.001 мм), насыщенных глицерином, из глинистых песков и песчаников и микродифрационрые картинки. Привязка проб на рис. 6А.

В (а-в) – электронно-микроскопические снимки глинистых частиц (фракция < 0.001 мм) и микродифракционные картинки (а-1 и в-1; ув. 25 000). а – обр. 68б – исходные хорошо ограненные крупные кристаллы каолинита; б – обр. 40и – округлые кристаллы и диспергированного аморфизированного каолинита (показаны стрелками); в – обр.40и – округлый кристалл аморфизированного (аллофанизированного) каолинита и его микродифракционная картинка.

**Fig. 6.** Kaolinite replaced by allophane in a weathering unit near Mount Kershi, Zaisan depression, by [Tsekhovskii, Dmitrik, 1970; Tsekhovskii, 1987].

A – inner structure of the weathered unit. 1 – white clayey sand with limonitization lenses; 2 – clayey sand with vertical red limonitization patches and goethite–hematite nodules with opal; 3 – dense gray sandstone with clay–opal cement and with vertical red limonitization patches and stripes hosting goethite and hematite nodules.

E-X-ray powder direction patterns of the clay (fraction  $\leq 0.001$  мм) soaked with glycerin from patchy sand and sandstone.

B – electron-microscope images of clay particles (fraction < 0.001 мм) and microdiffraction patterns (magnification 25 000).

стока, а оставалась в осадочных толщах, что и препятствовало процессам латеритного выветривания.

Образование различных типов панцирей (или кирас) в кремнисто-каолиновой толще являлось важной составной частью процессов субаэрального диагенеза. Согласно традиционным представлениям [Геологический словарь, 1978], кираса (или панцирь) – это плотная порода, состоящая из кремнезема, глинозема, окислов и гидроокислов железа и связанная с латеритным выветриванием исходных пород. Она формируется в кровле коры выветривания из остаточных продуктов, а также за счет перераспределения окислов глинозема, кремния и железа в верхах элювиальных профилей. Ряд исследователей [Полынов, 1956; Дюшофур, 1970; Добровольский, 1974] считают, что кроме перечисленных причин формирование панцирей в тропических почвах связано также с боковым притоком в понижения рельефа почвенно-грунтовых вод, обогащенных полуторными окислами. Причем наряду с железистоглиноземистыми панцирями отмечаются и их кремнистые разности (силькреты), образующиеся и в настоящее время в областях с жарким аридным или переменно-влажным гумидным климатом [Милло, 1968; Петров, 1973; Лидер, 1986].

С учетом проведенных исследований [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983] и привлекая упомянутые работы почвоведов в характеризуемой кремнисто-каолиновой толще, было предложено выделять ряд генетических типов кремнистых, железистых и железисто-кремнистых кирас. На возвышенных (автоморфных) участках в древних почвах, наряду с остаточными терригенными зернами кварца и каолинита, осуществлялось перераспределение кремнезема и железа с почвенными водами и их частичное осаждение в форме пятен, конкреций и тонкорассеянных выделений. Возникающие аутигенные образования представлены опалом, халцедоном, гетитом и гематитом.

В понижениях рельефа с гидроморфным режимом за счет бокового притока минерализованных вод осуществлялось окремнение или ожелезнение пористых песчаных осадков. Они уплотнялись, и возникали их разности, которые предлагалось именовать кирасами обломочной цементации [Цеховский, 1987].

Важно отметить, что в существенно глинистых породах кремнисто-каолиновой толщи, содержащей сравнительно редкие прослои или линзы рыхлых пористых песков, разрыхленные почвенные породы, залегающие на поверхности, или их погребенные разности в осадочном чехле также служили важными путями горизонтальной циркуляции подземных вод. В понижениях рельефа при боковом притоке этих вод содержащиеся в них растворенные соединения кремния и железа цементировали не только пески, но и разрыхленные глинистые породы элювиальных профилей. Соответственно, формировались кирасы обломочной цементации и их гидроморфно-элювиальные разности.

Таким образом, в кремнисто-каолиновой толще не возникали собственно элювиальные кирасы, формировавшиеся при автоморфном режиме в горизонтах выветривания за счет перераспределения соединений кремния и железа. При погружении дна впадин и понижении рельефа за счет бокового притока минерализованных почвенно-грунтовых вод все их породы испытывали дополнительное окремнение и ожелезнение, что и приводило к образованию элювиально-гидроморфных типов кирас [Цеховский, 1987]. Одновременно осуществлялась цементация окислами кремния и железа обломочных зерен в прослоях или линзах песчано-алевритовых пород и возникали кирасы обломочной цементации.

Кирасы часто слагают поверхности эрозионных останцов или карнизы, венчающие уступы обнажений, где они бронируют рыхлые песчаноглинистые породы. Главные их типы (железистые, кремнистые и смешанные по составу – железистокремнистые), а также положение их в разрезах кремнисто-каолиновой толщи показаны на рис. 7, I–IV. На рисунке приведены содержания главных породообразующих компонентов (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в ряде характеризуемых кирас.

Следует также отметить появление своеобразного типа кирас – алунитовых, встреченных в единичных пунктах Северного Призайсанья, где они слагают кровлю горизонтов выветривания [Ерофеев, Цеховский, 1983]. Их материнскими породами служат пойменные зеленовато-коричневые алевритистые глины с редкими выделениями окисленного пирита, содержащие линзы кварцевого песка.

В элювиальном профиле (мощностью 1.5–2 м) породы уплотняются и становятся пестроцветными (зеленовато-серыми или белыми с вертикальными красными пятнами). В них исходное чешуйчатое глинистое вещество замещается колломорфной глиной, сложенной аморфизированным каолинитом аллофаном и галлаузитом (как в охарактеризованных выше профилях), а также происходит коррозия зерен кварца. Элювиальный профиль венчается аллунит-каолинитовой кирасой, представленной плотной камнеподобной белой породой с коричневато-бурыми пятнами ожелезнения, достигающей мощности от 0.1 до 1.5–1.8 м.

Под микроскопом видно, что породы кирасы примерно на 70% сложены кристаллическим алунитом и содержат примесь глины. Отмечается интенсивная коррозия алунитом зерен кварца (иногда вплоть до полного его замещения), а также фиксируются псевдоморфозы окислов железа по кристаллам пирита, имеющим кубическую форму. Рентгенограмма пород (фракция < 0.02 мм) подтверждает существенно алунит-каолинитовый состав пород кирасы (рефлексы 4.92, 3.88, 3.47, 2.96, 2.85 – алунита и 7.16, 3.57 – каолинита).

Вопрос о генезисе алюмосульфатов в кремнистокаолиновой толще Зайсанской впадины не решается однозначно. Появление этих преимущественно алунитовых пород, содержащих примесь аллофана, галлуазита и иногда гиббсита, связывают с процессами сернокислотного выветривания осадочных пород. Однако возникает вопрос об источнике больших объемов серной кислоты, способной генерировать линзовидно-пластовые тела алюмосульфатов. Имеются публикации [Полынов, 1956; Глазовская, 1972], где источники растворов, участвующие в формировании алунитовых или алюминиевых кислых квасцовых почв, связывают с боковым привносом сернокислых растворов грунтовыми водами из пород, обогащенных сульфидами при их выветривании и окислении или в случае образования элювия на обогащенных пиритом углистых приморских болотных отложениях.

Однако в кремнисто-каолиновой толще отсутствуют залежи сульфидов или обогащенные пиритом углистые породы, которые могли бы служить поставщиками серной кислоты. Отмечаются лишь единичные окисленные кристаллы пирита. Трудно также объяснить обогащение грунтовых вод калием (необходимым для образования алунита) при их циркуляции в кварц-каолиновых породах, из которых щелочные металлы были вынесены в процессе выветривания. В последние десятилетия установлено наличие алюмосульфатов в кайнозойских толщах многих платформенных районов Сибири и Прибайкалья, где источником серной кислоты и калия служили сольфатарные гидротермы, приуроченные к зонам разломов [Лизалек, Филатов, 1986; Черкасов, 1989].

Факты, свидетельствующие в пользу активизации гидротермальной деятельности в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации рельефа на платформах Центральной Евразии, вклюПенепленизированная платформа Казахстана и Сибири в мел-палеогеновую эпоху Peneplained platform in Kazakhstan and Siberia at the Cretaceous-Paleogene boundary



Рис. 7. Кирасы в кремнисто-каолиновой толще Зайсанской впадины, по [Цеховский, 1987, 2015а].

Разрезы: а, б – у сопок Керши; в – у солонца Бите-Как. 1 – глины алевритистые с вертикальными красными пятнами гетитгематита; 2 – глины окремненные с вертикальными красными пятнами гетит-гематита; 3–5 – кирасы обломочной цементации: 3 – железистая (I), 4 – кремнистая (II), 5 – кремнисто-железистая (III); 6 – почвенная глинисто-кремнисто-железистая кираса (IV).

Fig. 7. Cuirasses in the silicic-kaolinite strata of the Zaisan depression, by [Tsekhovskii, 1987, 2015a].

Geological sections: a, 6 – near Mount Kershi, B – near the Bite-Kak saline soil. 1 – silty clay with vertical red goethite–hematite patches; 2 – silicified clay with vertical red goethite–hematite patches; 3–5 – the cuirasses of clastic cementation: 3 – ferriferous (I), 4 – silicic (II), 5 – silicic–ferriferous (III); 6 – soil clayey–silicic–ferriferous cuirasse (IV).

чая и характеризуемые в настоящей статье регионы, были рассмотрены ранее [Цеховский, 2015а, б]. Причина этого явления была связана с доминированием процессов растяжения земной коры, которые усиливали поступления глубинного вещества на земную поверхность. Эта гипотеза образования алунитов в Зайсанской впадине представляется наиболее достоверной.

Далее остановимся на причинах появления в жарких гумидных ландшафтах преимущественно красноцветных и красноцветно-пестроцветных пород. Это во многом было связано с поступлением из областей денудации красноцветных продукбыло показано, что в областях аккумуляции доминировали пролювиальные фации и господствовали субаэральные обстановки осадконакопления с последующими процессами субаэрального диагенеза. Здесь органическое вещество, содержащееся в осадках, окислялось и не участвовало в их последующих постседиментационных преобразованиях. Это способствовало сохранению первичных красных окрасок или перераспределению окисного железа с образованием пятен в горизонтах выветривания, а также его накоплению железистых или железисто-кремнистых кирасах.

тов перемыва колиновых кор выветривания. Ранее

#### Проявления субаквального диагенеза

В характеризуемой кремнисто-каолиновой толще при преобладании красных и пестро-красных окрасок пород встречаются обеленные линзы или прослои аллювиально-озерных кварцевых песков и каолиновых глин [Цеховский, 1973, 1987; Ерофеев, Цеховский, 1983]. Здесь в обводненных участках местами сохранялось органическое вещество в осадках и при диагенезе происходило восстановление окисного железа, что и сопровождалось обелением пород. Однако при этом часто в них происходила не только редукция соединений железа, но и вынос его из аллювиальноозерных пород. Это явление, характерное для красноцветных толщ, Г.И. Бушинский [1977] связывает с проточным типом диагенеза. Предполагается, что содержащиеся в обводненных осадках на дне рек или проточных озер растворимые соединения железа поступали в маломинерализованные водотоки и выносились за пределы водоемов. По нашему мнению, проточный диагенез следует рассматривать как особую разновидность обычного субаквального диагенеза.

В характеризуемой кремнисто-калиновой толще хорошо сортированные песчано-алевритовые породы фации руслового аллювия (благоприятствующие циркуляции поверхностных и подземных вод) в наибольшей мере подвержены воздействию процессов проточного диагенеза. Связанные с ними линзы и прослои белоцветных пород четко выделяются среди красноцветнопестроцветных отложений характеризуемой толщи, где процессы обеления нередко частично также затрагивают и сопредельные пестроцветнокрасноцветные алевритово-глинистые или глинистые осадки пойменно-озерных фаций, в большинстве случаев накапливающиеся в условиях субаэрального диагенеза. По данным химического анализа, в обеленных песках алевритах и глинах содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> обычно меняется в диапазоне 1–3.5, FeO – 0.00–0.14%.

Их примером служат охарактеризованные выше красноцветные тонкослоистые пойменные алевритистые глины, развитые у сопок Кин-Кериш, верхняя часть которых была преобразована в горизонте выветривания. Здесь возникали пестро-красные окраски пород, а также происходило их обеление (оглеение) в кровле элювиального профиля. Следовательно, необходимо различать разные генетические типы обеленных пород: связанные с горизонтами выветривания и образовавшиеся с участием проточного диагенеза.

Завершая на этом характеристику строения и состава кремнисто-каолиновой толщи, отметим, что главными ее аутигенными минералами являлись: гематит, гетит, каолинит, опал, халцедон и аллофан, характерные для процессов субаэрального диагенеза.

#### БОКСИТОНОСНАЯ ТОЛЩА В ОБЛАСТЯХ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ

Выше было показано, что на древней пенепленизированной гумидной суше в эрозионно-тектонических впадинах накапливались маастрихтсреднеэоценовые кремнисто-каолиновые отложения. Синхронно в областях карстообразования формировалась бокситоносная толща, которая резко выделяется своим строением и составом. Важно отметить, что в характеризуемую эпоху образование мощной коры выветривания сопровождалось резким усилением интенсивности карстообразования в местах развития карбонатных пород фундамента. Здесь, в ландшафтах пенеплена, возникали небольшие по размеру, но глубокие карстовые воронки, заполненные бокситоносной толщей.

На исследуемой территории карстовые депрессии, заполненные бокситоносными отложениями, встречены (см. рис. 1) в пределах Алтайской возвышенной равнины, а также Казахского щита, где они наиболее полно охарактеризованы на примере Амангельдинской и Акмолинской групп месторождений бокситов [Волков, 1958, 1959а, б; Пасова, 1959; Тюрин, 1971; Цеховский, 1987]. Они обычно представлены узкими и глубокими воронками (достигающими 100–120 м, иногда до 250 м) с крутыми бортами. Их размер, как правило, не превышает нескольких сотен метров. Залегающие в них бокситоносные отложения являются важной составляющей формации коры выветривания, однако они отличаются строением и литолого-фациальным составом от охарактеризованной выше кремнисто-каолиновой толщи. Рассмотрим это на примере Аркалыкского месторождения бокситов, входящего в состав Амангельдинской группы, где они включают три пачки: подрудную, рудную и надрудную (рис. 8).

Подрудная пачка – ашутская свита (мощностью до 80 м), по данным спорово-пыльцевого анализа, датируется маастрихтом. Она залегает на коре выветривания, материнским субстратом которой служат нерастворимый остаток карбонатных пород, а также аргиллиты и глинистые сланцы фундамента. В нижней части пачка слагается углистыми пиритсодержащими, преимущественно гидрослюдистыми глинами (иногда с линзами бурых углей), в ней также содержатся маломощные прослои и линзы кварцевых песков. Глины имеют тонкую горизонтальную или изогнутую и смятую слоистость. В верхней части они сменяются серыми, белыми, желтыми, фиолетовыми или пятнистоокрашенными каолиновыми глинами. В подрудной пачке отмечаются также блоки пород глинистой коры выветривания сланцев и обломки известняков, иногда содержащие остатки девонской фауны. Осадочные отложения пачки накапливались в озерно-болотных, озерных, иногда пролювиальных и аллювиальных фациях. В ее кровле на као-



Рис. 8. Разрез карстовой воронки № 1 в карьере Аркалыкского месторождения бокситов (участок 7, лето 1973 г.), по [Цеховский, 2015а].

Бокситоносная толща (маастрихт-средний эоцен): подрудная, рудная и надрудная пачки. 1–3 – верхняя часть подрудной пачки: 1 – глины каолиновые, желтые, серые, фиолетовые; 2 – бокситы сухаристые пелитоморфные, каолинитгиббситовые (во всех литологических типах знак "г" свидетельствует о присутствии гиббсита); 3 – бокситы каменистые, гиббситовые, пелитоморфные из верхней части латеритного горизонта выветривания, развитого на глинах подрудной пачки. 4–19 – рудная пачка: 4 – глины белые, каолиновые; 5 – бокситы сухаристые, пелитоморфные, красно-бурые; 8 – глины каолиновые, редкобобовые, красно-бурые каолиновые; 7 – бокситы сухаристые, пелитоморфные, красно-бурые; 8 – глины каолиновые, редкобобовые, красно-бурые; 9 – бокситы сухаристые, редкобобовые, гиббситизированные, красно-бурые; 10 – бокситы сухаристые, галечно-бобовые, гиббситизированные, красно-бурые, глинистые; 11 – бокситы галечно-бобовые гиббситизированные, красно-бурые; 12 – бокситы сухаристые, глинисто-щебнистые, гиббситизированные; 13 – бокситы сухаристые, галечно-бобовые, белые, желтые, гиббситизированные; 14 – бокситы сухаристые, пелитоморфные, сильно глинистые, гиббсит-каолиновые, желтые, с окисленным детритом; 15 – бокситы сухаристые, пелитоморфные, сильно глинистые, красно-бурые; с окисленным растительным детритом; 16 – глины красно-бурые; каолиновые, с включениями окисленного растительного детрита; 17 – древние обвально-оползневые образования, глинистые, местами бокситовые, красно-бурые, желтые, пестроцветные; 18 – вертикальные пятна ожелезнения и обеления в кровле латеритных горизонтов выветривани; 19 – линии карстовых оползаний блоков. 20 – надрудная пачка – пестроцветные каолиновые глины, с железисто-кремнистыми бобовинами; 21 – плохо обнаженные участки бокситоносной толщи; 22 – гипсоносные глины неогеновой аральской свиты; 23 – суглинки антропогена.

**Fig. 8.** Vertical section through karst Pothole No.1 in the quarry of the Arkalyk bauxite deposit (Prospect 7, summer of 1973), by [Tsekhovskii, 2015a].

Bauxite-bearing unit (Maastrichtian–Middle Eocene): subore, ore, and supraore units. 1-3 *-upper sub-ore unit*: 1 – yellow, gray, and purple kaolinite clay; 2 – kaolinite-gibbsite pelitomorphic bauxite ("r" denotes the presence of gibbsite in any lithologic variety); 3 – stony gibbsite pelitomorphic bauxite in the upper part of the laterite weathering horizon developing on clay of the subore unit. 4-19 - ore unit: 4 – white kaolinite clay; 5 – kaolinite-bearing pelitomorphic dark gray clayey-coaly bauxite; 6 – red-brown kaolinite clay; 7 – kaolinite-bearing pelitomorphic red-brown bauxite; 8 – red-brown kaolinite clay with rare pisoliths; 9 – kaolinite-bearing shingle–pisolitic red-brown clayey bauxite; 11 – gibbsitized shingle–pisolitic red-brown bauxite; 12 – kaolinite-bearing clayey-rubble gibbsitized bauxite; 13 – kaolinite-bearing shingle-pisolitic gibbsitized white and yellow bauxite; 14 – kaolinite- and gibbsite-bearing pelitomorphic yellow bauxite rich in clay and containing oxidized floral detritus; 16 – red-brown kaolinite clay with oxidized floral detritus; 17 – ancient red-brown, yellow, and variegated landfall-landslide rocks, locally with bauxite; 18 – vertical patches of limonitization and bleaching in the tops of laterite weathering horizons; 19 – lines of karst-controlled slides of rock blocks; 20 – *supra-ore unit* (variegated kaolinite clay with ferriferous-siliceous pisoliths); 21 – poorly outcropped parts of the bauxite unit; 22 – gypsum-bearing clay of the Neogene Aral Formation; 23 – Anthropogenic loam.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 9. Фотографии образцов (а, д, з), шлифов (б, в, ж) и обнажений (г, е) рудной пачки в карьере карстовой воронки №1 Аркалыкского месторождения бокситов, по [Цеховский, 2015а].

а – боксит бобовый, с осветленным цементом (делювиально-пролювиальная фация, нат. вел.); б – выделение гиббсита (светлое) в цементе бобового боксита (делювиально-пролювиальная фация), ув. 30, николи скрещены; в – гиббсит (светлый) цементирует бобовины в боксите и образует оторочки вокруг бобовин (делювиально-пролювиальная фация), ув. 30, николь один; г – линза белых аллювиальных галечно-бобовых бокситов и перекрывающих их каолиновых глин среди красноцветно-пестроцветных пород верхней части рудной пачки; д – боксит бобовый, обеленный, из руслового карстового аллювия (нат. вел.); е – разрез слившихся пестроцветных латеритных горизонтов выветривания, с красно-бурыми каолиновыми глинами в основании; ж – микроконкреции гиббсита в обеленных озерных каолиновых глинах, шлиф, ув. 10, николь один; з – конкреция гиббсита из обеленных озерных каолиновых глин (нат. вел.).

**Fig. 9.** Photos of specimens (a, a, 3), thin sections ( $\delta$ , B,  $\pi$ ), and outcrops ( $\Gamma$ , e) of the ore unit in the opencast mine of the karst pothole No. 1 at the Arkalyk bauxite deposit, by [Tsekhovskii, 2015a].

a – pisolitic bauxite with bleached cement (diluvial–proluvial facies, full scale);  $\delta$  – gibbsite (pale) in the cement of pisolitic bauxite (diluvial–proluvial facies); B – gibbsite (pale) cementing pisoliths in bauxite and forming rinds around the pisoliths (diluvial–proluvial facies);  $\Gamma$  – lens of white alluvial shingle-pisolitic bauxite and overlying kaolinite clay among red and variegated rocks in the upper part of the ore unit;  $\pi$  – bleached pisolitic bauxite from channel karst alluvium; e – geological section through merged lateritic weathering horizons containing red kaolinite clay in the bottom part;  $\pi$  – small gibbsite nodules in bleached lacustrine kaolinite clay.

линовых глинах сформировался латеритный горизонт выветривания с пелитоморфными бокситами (см. рис. 8).

Следовательно, в подрудной пачке, наряду с осадочными породами, присутствуют образования коры выветривания. Накопление осадков осу-

ществлялось за счет размыва каолиновой коры выветривания в неглубоких карстовых депрессиях низменной озерно-болотной равнины. Здесь отмечаются также периоды осушения осадков, которые усиливались во время формирования верхней части пачки. В ее кровле на каолиновых гли-

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

нах сформировался латеритный горизонт выветривания (см. рис. 8), предшествующий образованию рудной пачки.

Рудная пачка бокситоносной толщи (мощностью до 150 м) представлена аркалыкской и токтыгатской свитами, которые датируются палеоценом и ранним-средним эоценом. В отличие от подрудной пачки вся она слагается продуктами перемыва латеритного элювия. Ее породы окрашены в пестро-красные, желтые, белые тона и представлены бокситами (пелитоморфными, щебнистыми, галечно-бобовыми, гравийными), а также аллитами и каолиновыми глинами. Обломочный материал в пачке состоит из неокатанных или окатанных продуктов механического разрушения и переотложения сухаристых или каменистых латеритных бокситов. Характерной особенностью рудной пачки является наличие внутриформационных латеритных горизонтов выветривания (см. рис. 8).

Установлены различные фации, где накапливались бокситоносные отложения (рис. 9). Это делювиально-пролювиальные осадки с красноцветными щебнистыми и бобово-галечными бокситами (а–в) и глинами; аллювиальные (г, д) русловые с обеленными галечно-бобовыми бокситами и вышележащими пойменными глинами; элювиальные пестроцветные, приуроченные к латеритным горизонтам выветривания, пелитоморфные или галечно-бобовые в зависимости от глинистого или обломочного субстрата элювия, а также озерные осадки, представленные глинами и аллитами с микро- и макроконкрециями (ж, 3), и озерно-болотные с углистыми глинами и углистыми аллитами, иногда включающими линзы бурых углей

В карстовых бокситах и аллитах выявлены разные формы выделения гиббсита: остаточный, возникший в горизонтах латеритного выветривания и образующий сплошную массу, цемент латеритных обломков, а также оторочки вокруг них (см. рис. 9б, в). За пределами горизонта выветривания поступающий с почвенно-грунтовыми водами хемогенно-осадочный гиббсит встречается в глинах или аллитах озерно-болотных фаций, где образует микроконкреции (см. рис. 9ж) и макроконкреции (см. рис. 93), достигающие размера 5–10 см. При циркуляции почвенно-грунтовых вод через скопления обломочных (бобовых или галечных) бокситов данный минерал цементирует латеритные обломки. При этом и возникают сухаристые или каменистые галечно-бобовые бокситы, имеющие наибольшее практическое значение.

В постседиментационных преобразованиях осадков рудной пачки участвовали процессы субаэрального и субаквального диагенеза.

Субаэральный диагенез являлся доминирующим процессом в литификации карстовых осадков бокситоносной толщи. Наиболее интенсивно он проявлялся в пестроцветно-красноцветных латеритных гори-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

зонтах выветривания (см. рис. 8). Их материнским субстратом служили зрелые по составу продукты перемыва латеритной коры выветривания областей денудации, представленные каолиновыми глинами или глинисто-галечно-бобовыми бокситами. В последних латеритные обломки (галечники или бобовины) сцементированы каолиновыми глинами. В горизонтах выветривания карстовых депрессий осуществлялась латеритизация исходных пород с разрушением каолинита и образованием гиббсита, а также перераспределение окисных соединений железа с появлением вертикальных пятен обеления и ожелезнения.

Это иллюстрируется на примере горизонта выветривания, развитого на каолиновых глинах (рис. 10А). Его материнскими породами служили красноцветные каолиновые глины. В основании элювиального профиля в них появляются вертикальные пятна обеления (зона I). Выше зона II представлена каолинит-гиббситовой породой. Это сухаристый боксит с вертикальными красными пятнами, нередко содержащими гетит-гематит-гиббситовые бобовины и конкреции. В верхах элювиального профиля образуется бокситовая кираса, которая сложена пестро-красными каменистыми пелитоморфными бокситами (зона III). Причем в ее кровле (зона IV) боксит приобретает бречиевидную структуру.

Химический состав образцов пород характеризуемого горизонта выветривания приведен в табл. 1; их расположение показано на литологической колонке (см. рис. 10А).

Таблица 1. Химический состав пород латеритного горизонта выветривания, мас. %

**Table 1.** The chemical composition of the rocks of the later-itic horizon of weathering, wt %

Компо-	Номер образца						
нент	40a	40г	40д	40ж	403	40и	40к
SiO <sub>2</sub>	36.06	37.66	43.81	15.79	5.99	13.27	2.74
TiO <sub>2</sub>	2.21	2.12	2.45	2.42	3.52	2.79	3.13
$Al_2O_3$	35.71	32.08	37.87	53.59	36.85	52.23	51.74
$Fe_2O_3$	9.60	14.11	1.90	0.79	31.05	4.42	13.57
FeO	0.14	H.o.	0.11	0.07	0.23	0.07	0.11
MnO	H.o.	То же	H.o.	Н.о.	0.07	H.o.	0.02
CaO	0.73	0.73	0.61	0.61	0.84	0.73	0.73
MgO	H.o.	H.o.	0.04	0.04	H.o.	0.09	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.23	0.23	0.14	0.14	0.18	0.09
$K_2O$	0.12	0.15	0.15	0.09	0.11	0.11	0.08
$H_2O^+$	14.18	11.91	13.09	25.83	19.80	25.68	27.17
$H_2O^-$	0.68	0.62	0.40	0.26	0.72	0.32	0.44
$CO_2$	Н.о.	H.o.	H.o.	Н.о.	0.18	Н.о.	Н.о.
С	0.08	0.09	0.08	0.04	0.11	0.07	0.07
Сумма	99.69	99.70	99.93	99.67	99.61	99.96	99.88

Примечание. Во всех образцах кварц отсутствует. Н.о. – не обнаружено.

Note. In all samples, quartz is absent. H.o. - not detected.





Рис. 10. Строение латеритного горизонта выветривания (А), дифрактограммы образцов (Б) и электронно-микроскопические снимки с микродифракционными картинками (а-1, б-1, в-1) из латеритного горизонта выветривания, ув. 26 000, (В), по [Ерофеев, Цеховский, 1983; Цеховский, 2015а].

А: 1 - глины красно-бурые, материнские, 2 - глины каолиновые обеленные; 3 - боксит сухаристый, гематиткаолинит-гиббситовый пелитоморфной структуры; 4 – боксит каменистый гематит-гиббситовый пелитоморфный; 5 - боксит каменистый гематитгиббситовый пелитоморфный брекчиевидной структуры; 6 - красные пятна гематита вертикальной ориентировки иногда с включениями гетитгематитовых бобовин или конкреций; 7 - элювиальные зоны (I - зона нижних пестроцветов, II - зона верхних пестроцветов, III - зона пестроцветной гематит-гиббситовой кирасы, IV – зона брекчированной гематит-гиббситовой кирасы.

В: *а* – каолинит из материнских краснобурых глин; *б*, *в* – аморфизированный каолинит из пестроцветной зоны элювиального профиля; г – гроздевидные выделения гиббсита из пестроцветной латеритной кирасы каменистого пелитоморфного боксита в кровле профиля.

**Fig. 10.** Structure of the laterite horizon (A), X-ray powder diffraction patterns of the samples (B), and electron-microscope images with microdiffraction patterns (a-1, 6-1, B-1) (from the laterite weathering horizon, magnification 26 000 (B), by [Erofeev, 1983; Tzekhovskii, 2015a].

A: 1 – red-brown native clay; 2 – bleached kaolinite clay; 3 – hematite-kaolinite-gibbsite pelitomorphic bauxite; 4 – stony hematite-gibbsite pelitomorphic bauxite; 5 – stony hematite-gibbsite pelitomorphic brecciated bauxite; 6 – vertical red hematite patches, locally with goethite-hematite pisoliths or nodules; 7 – eluvial zones (I – lower variegated rock zone, II – upper variegated rock zone, II – variegated hematite–gibbsite cuirasse, IV – brecciated hematite–gibbsite cuirasse).

B: a – kaolinite from the native red-brown clay;  $\delta$ , s – amorphized kaolinite from the variegated zone in the alluvium;  $\Gamma$  – botryoidal gibbsite form the variegated laterite cuirasse of stony pelitomorphic bauxite in the top part of the vertical section.

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

Процесс разрушения каолинита фиксируется на дифрактограммах (рис. 10Б) и электронномикроскопических снимках (рис. 10В), что подробно охарактеризовано ранее [Цеховский, Дмитрик, 1970; Ерофеев, Цеховский, 1983; Цеховский, 1987]. Исходный каолинит (а) представлен хорошо ограненными кристаллами и подтвержден четко выраженной микродифракцией картиной. В процессе выветривания, как и в охарактеризованных выше железисто-кремнисто-каолиновых элювиальных профилях Зайсанской впадины, вначале происходит дробление его крупных зерен и аморфизация (аллофанизация) каолинита. При этом кристаллы (б, в) теряют огранку, округляются, их микродифракционные картины становятся нечеткими или исчезают, а на дифрактограммах образцов пород уменьшается интенсивность базальных рефлексов каолинита. На термограмах так же резко сокращаются характерные для каолинита эндо- и экзотермические эффекты. В результате разложения каолинита и выноса кремнезема формируется гиббсит, образующий мелкие гроздеобразные выделения (г).

В рассматриваемых горизонтах выветривания каолинит-бокситовой толщи, как и в охарактеризованной выше кремнисто-каолиновой, основываясь приведенных данных, можно предположить, что растворению каолинита предшествовала фаза его аморфизации [Цеховский, Дмитрик, 1970].

Гелевая природа гиббсита доказывается широким развитием его агрегатов с колломорфной структурой в породах бокситоносной толщи [Бениславский, 1959]. В результате раскристаллизации геля происходило образование мелкокристаллического гиббсита. Этот минерал входил в состав цемента обломочных бокситов, формировал оторочки вокруг латеритных обломков и конкреций, а также заполнял поры и пустоты в погребенных латеритных горизонтах выветривания. Интенсивная цементация характеризуемым глиноземистым минералом рыхлых обломочных бокситов способствовала возникновению их каменистых разностей – кирас обломочной цементации. Он же (вместе с гетитом и гематитом) заполнял поры и пустоты в погребенных латеритных кирасах, венчающих горизонты выветривания, что усиливало окаменение слагающих пород.

Субаквальный диагенез проявлялся в аллювиальных, озерных и озерно-болотных отложениях подрудной и рудной пачки бокситоноснй толщи. С его разновидностью (проточным диагенезом) было связано восстановление и вынос окиси железа с образованием обеленных пород: каолиновых глин, аллитов и бокситов (галечно-бобовых или пелитомофных). Линзы и пласты этих белоцветных пород резко четко выделяются среди красноцветно-пестроцветных отложений бокситоносной толщи. Это можно видеть и в карьере охарактеризованного выше Аркалыкского карстового месторождения бокситов, где белоцветные галечно-бобовые бокситы и глины слагают фацию балочного аллювия (см. рис. 9г).

Г.И. Бушинский [1977] отмечает важный вклад проточного диагенеза в образование бокситоносных толщ различных регионов. Им показан вынос соединений железа, обеление аллювиальноозерных отложений затрагивает не только глины, но и галечно-бобовые бокситы русловых фаций, причем этот процесс может также сопровождаться частичным удалением из пород кремнезема. При этом формируются обеленные галечнобобовые бокситы – наиболее высококачественные разности малозжелезистых глиноземистых руд, которые, по данным [Цеховский, 1987], встречены и на Аркалыкском месторождении бокситов (см. рис. 10В). Содержание  $Fe_2O$  в них снижается до 1.2-3.5, FeO – 0.00-0.23%. Для обычных красноцветных бокситов значения колебаний этих компонентов соответственно составляют 14-27 и 0.00-0.23%.

Однако в целом процессы проточного диагенеза остаются еще слабо изучены и необходима постановка дальнейших исследований. Такая работа имеет и важное практическое значение, так как решает вопросы генезиса в формации коры выветривания характерных для нее полезных ископаемых (маложелезистых огнеупорных или тугоплавких глин, стекольных кварцевых песков и выскоглиноземистых обеленных галечно-бобовых бокситов).

Процесс растворения и перераспределения остаточного глинозема усиливался при заболачивании латеритных горизонтов выветривания. Гиббсит при низких значениях рН (<4.2), возникающих в местах разрушения почвенной органики, частично растворялся в почвенно-грунтовых водах и перераспределялся в бокситоносных отложениях [Волков, 19596]. В местах высокого насыщения кислых озерно-болотных вод растворенным глиноземом происходила хемогенная садка гиббсита с образованием аллитов. Последние представлены каолиновыми глинами, насыщенными отмеченными выше микро- и макроконкрециями гиббсита. В подобных фациальных обстановках также формировались и черные углистоглиноземистые аллиты [Пасова, 1959; Тюрин, 1971], иногда фациально замещающие бокситовые руды. Они представлены сажистыми породами с включениями лигнита, зольная часть которых состоит из гиббсита и каолинита. Эти породы могут считаться бокситами лишь в пересчете на золу. Кроме того, среди озерно-болотных отложений встречен пласт минерализованного торфяника (мощностью 10 см), органическая часть которого почти полностью замещена гидроокислами железа и гиббситом [Цеховский, 1987]. Здесь же наблюдаются замещенные гиббситом корни рас-

**Рис. 11.** Обнажения надрудной акжарской свиты в карьере Аркалыкского месторождения, по [Цеховский, 2015а].

а – слившиеся железисто-кремнистые горизонты выветривания в разрезе; б – пятна обеления и ожелезнения в горизонте выветривания (план); в – форма железистокремнистых бобовин, слагающих линзу в пестроцветных глинах акжарской свиты.

**Fig. 11.** Outcrops of the supra-ore Akzhar Formation in the quarry of the Arkalyk deposit, by [Tsekhovskii, 2015a].

a – merged ferriferous-silicic weathering horizons in the section;  $\delta$  – bleaching and limonitization patches in the weathered horizon (map view); B – ferriferous-silicic pisoliths composing a lens in variegated clay of the Akzhar Formation.

тений. Необходимо также отметить появление в углистых глинах и аллитах мелких стяжений пирита, что характерно для процессов обычного субаквального диагенеза.

## Особенности строения бокситоносных карстовых залежей

В характеризуемой карстовой воронке при формировании рудной пачки горизонтальное или полого-наклонное залегание осадков было нарушено крупноамплитудной просадкой дна, куда сползали крупные ее блоки (см. рис. 8, блоки *А*–*В*). При этом полость в центре воронки заполнялась коллювиальными обвально-оползневыми образованиями. С просадкой дна карстовых воронок связано возникновение в подрудной пачке перемятой и изогнутой слоистости в глинах, а также появление среди осадочных пород блоков коры выветривания сланцев и обломков известняков. Все эти породы слагают нижний карстовый этаж воронки. В ее верхнем этаже литолого-стратиграфические подразделения, выделенные и пронумерованные на рис. 8 (1–6), имеют ненарушенное первичное горизонтальное или полого-наклонное залегание. В кровле рудной пачки развиты обеленные галечно-бобовые бокситы (1) и каолиновые глины (2) руслового и пойменного аллювия, расположенные в центре воронки, а также красноцветные щебнистые бокситы (3) вдоль одного из ее бортов.

Обычно в строении характеризуемой карстовой бокситоносной толщи Казахстана преобладают красноцветные обломочные галечно-бобовые бокситы (см рис. 2, колонки 7, 8), но иногда встречаются также воронки с широким развитием углистоглинистых пород (см. рис. 2, колонки 9, 10). Это послужило основанием для выделения бокситоносных отложений Казахстано-Енисейской провинции в составе углисто-бокситовой формации [Лавров, 1965]. Однако дальнейшее их изучение многими геологами показало результаты, противоречащие этому выводу: в карстовой бокситоносной толще углистые и угленосные породы в целом слагают сравнительно небольшую ее часть.

К надрудной пачке характеризуемой толщи на Амангельдинских месторождениях бокситов обычно относят каолиновые глины с кварцевыми песками. Они выделяются в составе кенетайской свиты, мощностью до 100 м, которая датируется спорово-пыльцевыми комплексами второй половиной среднего эоцена (по данным [Тюрин, 1971]). В изученной нами воронке (как и ряде других воронок Амангельдинских месторождений) эта пачка отсутствует, а ее место занимает акжарская свита (см. рис. 8, 4). Важно отметить, что она прослежена и за пределами рудных карстовых воронок в пределах Тургайской впадины (см. рис. 1), где залегает на коре выветривания или продуктах ее перемыва [Волков, 1959а, б; Цеховский, 1987].

Акжарская свита представлена пестроцветными каолиновыми глинами (нередко с примесью галлуазита), неслоистыми, местами песчанистыми и изредка содержащими линзы кварцевых песков. В ней встречаются многочисленные вертикальные красные пятна, нередко обогащенные гетитгематитовыми конкрециями (рис. 11а, б), характерные для железисто-кремнистых горизонтов выветривания, которые так же имеются и в рассмотренной выше Зайсанской впадине. Во многих разрезах свиты слагающие ее глины практически полностью преобразованы слившимися горизонтами выветривания. В ее породах наблюдаются также бобовины, сложенные опалом и гетит-гематитом. Бобовины локализуются в красных пятнах, или их скопления образуют небольшие линзы в глинах (рис. 11в). Они





содержат, мас. %: SiO<sub>2</sub> – до 17–76, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 3–11, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 15–63. Преобразование глин в железистокремнистых горизонтах выветривания акжарской свиты сходно с таковым, выявленным в Зайсанской впадине. В них отмечается каолинизация примеси гидрослюд и смектитов, присутствующих в исходных каолиновых глинах, а также аморфизация и аллофанизация каолинита [Цеховский, 1987].

Следует отметить, что при залегании акжарской свиты на бокситовых рудах последние часто испытывают вторичную каолинизацию (ресилификацию). По данным [Жуков, 1983; Цеховский, 1987], каолинизированные бокситы представлены пестрокрасными породами средней мощностью 1-1.5 м. Ниже в рудах субвертикальные пятна, прожилки обеления и каолинизации прослеживаются на глубину от 2 до 7–10 м. Наиболее интенсивная каолинизация кровли бокситов связана с формирующимися на их поверхности красноцветно-пестроцветными железисто-кремнистыми горизонтами выветривания. Таким образом, в древнем внутриформационном элювии карстовых областей происходило не только разрушение каолинита с формированием гиббсита, но и обратный процесс, приводящий к каолинизации бокситов. Однако этот процесс следовал за прекращением карстообразования, когда на месте разрозненных карстовых воронок формировались более крупные впадины.

Предполагается, что акжарские глины накапливались в озерах низменной равнины [Волков, 1959а, б]. Но в этих породах отсутствуют характерные признаки озерных отложений (горизонтальная слоистость, хорошая сортировка пород, остатки растительности, водная фауна) и, кроме того, породы интенсивно переработаны почвенными процессами. Они практически сходны с охарактеризованным выше в Зайсанской впадине равнинным глинистым пролювием плоскостного смыва, преобразованным железисто-кремнистыми горизонтами выветривания [Цеховский, 1987]. Поэтому зайсанскую модель образования пестроцветных глин мы привлекаем и для расшифровки генезиса пород акжарской свиты.

Возраст акжарской свиты остается дискуссионным. Обычно предполагают ее датировку в диапазоне от позднего эоцена до олигоцена. Однако, судя по строению и составу, породы свиты являются типичным представителем кремнисто-каолиновой толщи формации коры выветривания. На Амангельдинских месторождениях они слагают верхнюю надрудную часть карстовых бокситов или залегают на каолиновых корах выветривания, а также продуктах их перемыва за пределами карстовых областей. Кроме того, в ряде случаев (по мере общего погружения территории) на месте разрозненных воронок, осложняющих древнюю область денудации, возникала аккумулятивная впадина со сплошным осадочным чехлом. Под ним прекращалось карстообразование, а накапливающиеся осадки подвергались окремнению и ожелезнению, как и в охарактеризованных выше эрозионнно-тектонических депрессиях. На всей территории Казахстана, Алтая и прилегающих районов Сибири возраст кровли этой кремнисто-каолиновой толщи (по остаткам флоры и результатам спорово-пыльцевого анализа) не выходит за пределы среднего эоцена [Ерофеев, Цеховский, 1983; Цеховский, 1987]. Поэтому данная датировка и принимается для акжарской свиты на западе Казахского щита.

Неогеновые и четвертичные отложения. В характеризуемых карстовых воронках бокситоносная толща и венчающая ее акжарская свита перекрываются (см. рис. 8) зеленоцветными гипсоносными глинами неогеновой аральской свиты (5) и четвертичными коричневыми суглинками, супесями, песками и галечниками (6). Эти толщи сформировались после этапа активного карстообразования на рассматриваемой территории (как и акжарская свита).

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРЕМНИСТО-КАОЛИНОВОЙ И БОКСИТОНОСНОЙ ТОЛЩ

В строении и составе двух рассмотренных выше составляющих формации коры выветривания (кремнисто-каолиновой и бокситоносной), приуроченных соответственно к эрозионно-тектоническим впадинам и карстовым воронкам, выявлены существенные различия.

Кремнисто-каолиновая толща в эрозионнотектонических впадинах представлена преимущественно тонкообломочными кварц-каолиновыми красноцветно-пестроцветными отложениями, связанными с субаэральными обстановками осадконакопления и в большинстве случаев испытывающими постседиментационные преобразования при субаэральном диагенезе. Его процессы приводили к каолинизации незрелого алюмосиликатного материала (местами образующего небольшую примесь в кварц-каолиновых осадках), перераспределению окисного железа с формированием пестро-красных окрасок пород, коррозии зерен кварца, аморфизации и аллофанизации каолинита, а также образованию кремнистых и железистых кирас. В играющих резко второстепенную роль обстановках субаквального диагенеза (включая его разновидность – проточный диагенез) происходили вынос соединений железа и обеление аллювиально-озерных отложений.

В карстовых областях условия строения и образования кварц-каолиновых пород подрудной и надрудной пачек бокситоносных отложений во многом были подобны охарактеризованной выше кремнисто-каолиновой толщи. Эти пачки формировались в эрозионно-тектонических депрессиях среди пенепленизированных ландшафтов при общем понижении рельефа, когда здесь прекращались процессы карстообразования.

Условия осадконакопления рудной пачки резко менялись. При общем поднятии рельефа среди пенепленизированных ландшафтов (с тонкообломочными продуктами перемыва каолиновых кор выветривания) на карбонатных породах фундамента формировался расчлененный карстовый рельеф с узкими и глубокими воронками. Здесь в условиях активного дренажа подземных вод формировались латеритные коры выветривания в областях денудации, которые сменялись латеритными горизонтами выветривания в бокситоносных отложенияхях, заполняющих карстовые депрессии. В последних, наряду с каолиновыми глинами, широкое развитие получали грубообломочные (бобово-галечнощебнистые) делювиально-пролювиальные и местами аллювиальные отложения. При неровной поверхности дна карстовых воронок в их понижениях нередко появлялись небольшие озера, болота, а иногда и реки. Здесь местами накапливались углистые озерно-болотные и пойменные отложения: глины и аллиты, иногда с линзами бурых углей. В этой связи напомним, что породы, обогащенные органическим веществом, за пределами областей карстообразования в кремнисто-каолиновой толще встречаются очень редко, а угли в ней совсем отсутствуют.

С доминирующими процессами субаэрального диагенеза (наиболее ярко выраженными во внутриформационных латеритных горизонтах выветривания) связано возникновение пестро-красных тонов пород, разрушение каолинита и накопление остаточного гиббсита в латеритном элювии. В почвенно-грунтовых водах происходило также перераспределение соединений алюминия и железа. При этом гиббсит выделялся в форме оторочек вокруг переотложенных латеритных обломков, цементировал их, а также заполнял поры и пустоты в погребенных горизонтах выветривания. Подобным же образом перераспределялись гидроокислы железа. Все эти процессы приводили к окаменению исходных пород и образованию глиноземистых кирас.

В каолинит-бокситовой толще (как и в охарактеризованной выше кремнисто-каолиновой) широко развиты кирасы как гидроморфно-элювиальные, так и и обломочной цементации. Здесь их образование связано с латеритным выветриванием каолиновых пород в автоморфную стадию и дальнейшим преобразованием в гидромофную стадию. В последнем случае в понижениях днищ воронок за счет бокового притока почвенно-грунтовых вод, обогащенных растворенными соединениями железа и глинозема, происходили дополнительная гиббситизация и ожелезнение пористых элювиальных пород горизонтов выветривания. Выявлены резкие различия строения, состава и условий образования элювиальных пород кремнисто-каолиновой и каолинит-бокситовой толщ в корах выветривания областей денудации и горизонтах выветривания областей осадконакопления.

В областях денудации элювиальный профиль формируется на не зрелых по составу алюмосиликатных породах. Здесь начальная щелочная стадия образования элювия (с выносом легко растворимых соединений щелочных металлов) сменяется кислой стадией [Страхов, 1963]. При этом, наряду с продолжающимся разрушением силикатов, а также выносом оснований и SiO<sub>2</sub>, начинается миграция трудно растворимых гидроокислов алюминия, железа, марганца (и отчасти титана).

Характеризуемые горизонты выветривания образуются на зрелых по составу кварц-каолиновых или каолинит-бокситовых породах в повышенных участках (с автоморфным режимом). Здесь выветривание начинается сразу со второй (кислой) стадии и в элювиальном профиле происходит перераспределение или вынос труднорастворимых соединений кремния, железа и алюминия. По мере погружения дна впадин в пониженных участках рельефа (с гидроморфным режимом) в пористые породы горизонтов выветривания осуществлялся боковой приток минерализованных почвенногрунтовых вод, что приводило к окремнению, ожелезнению или гиббситизации осадочных пород.

Смена каолинового элювия на латеритный в корах и горизонтах выветривания связана с интенсивным выносом кремнезема. Этот процесс усиливался при активном дренаже поверхностных вод в карстовых областях. Широкое развитие карбонатных пород в областях карстообразования приводило также к подщелачиванию здесь почвенногрунтовых вод, что, согласно данным Н.М. Страхова [1963], дополнительно способствовало выносу кремнезема и латеритизации пород.

В каолинит-бокситовой толще (как и в кремнисто-каолиновой) возрастала роль процессов субаквального диагенеза (включая его разновидность – проточный диагенез). При этом происходило обеление озерно-болотных и аллювиальных отложений, возникали глинистые или углистоглинистые аллиты с макро- и микроконкрециями гиббсита, а также отмечается замещение глиноземом растительного детрита. С обычным диагенезом связано лишь появление конкреций пирита в угленосных отложениях характеризуемой толщи.

Для Амангельдинского района выявлена следующая эволюция ландшафтов и процессов осадконакопления на протяжении позднего мела и начала палеогена. В докарстовый этап (маастрихт) в ландшафтах низменной равнины здесь формировались каолиновые коры выветривания и связанные с их перемывом калиновые и каолинит-гидрослюдистые глины с линзами кварцевых песков ашутской подрудной пачки. В палеоцене и начале эоцена отмечается регрессия Туранского и Западно-Сибирского морей, омывающих Казахский щит. Как следствие, в пределах характеризуемого участка Казахского щита возникала возвышенная равнина, где активный дренаж поверхностных вод способствовал интенсивному карстообразованию [Волков, 1958; Жуков, 1983]. При этом на данной территории элювиальная каолинизация пород сменялась процессами латеритного выветривания и происходило накопление бокситоносной рудной пачки.

В среднем эоцене, при трансгрессии упомянутых выше морей, осуществлялось общее понижение характеризуемой территории. Здесь, в пенепленизированных ландшафтах низменной равнины, ослабевало или прекращалось образование карста, затруднялся дренаж поверхностных вод и, как следствие, в горизонтах выветривания латеритный элювий вновь сменялся кварцево-каолиновым. При этом формировались надрудные существенно глинистые кремнисто-каолиновые породы акжарской свиты, строение, состав и условия образования которой во многом были аналогичны рассмотренной выше кремнисто-каолиновой толщи внекарстовых областей.

#### выводы

В статье на примере отложений пограничной мел-палеогеновой эпохи Северного Казахстана и Южной Сибири показано своеобразие процессов литогенеза для областей с гумидным субтропическим климатом и в эпоху пенепленизации суши. Они резко отличны от современных, происходящих в орогенных ландшафтах при расчлененном рельефе. При этом существенно меняются все звенья цепи литогенеза: условия выветривания и мобилизации материала в областях денудации, характер его транспортировки и осадконакопления в области аккумуляции, а также процессы диагенеза. В это время формировались мощные коры выветривания и накапливались зрелые по составу продукты ее перемыва, представленные красноцветнопестроцветными толщами: кремнисто-каолиновой в эрозионно-тектонических впадинах и каолинитбокситовой в карстовых депрессиях.

При малых объемах терригенного материала, поступающего из выровненных областей денудации, в областях аккумуляции часто проявлялись перерывы осадконакопления, с которыми связано возникновение внутриформационных горизонтов выветривания. В субаэральных обстановках продукты разрушения обильной субтропической растительности не захоронялись в осадках и не участвовали в постседиментационных преобразованиях, а разлагались на их поверхности.

Литификация большей части осадков была связана с процессами субаэрального диагенеза, особенно интенсивно проявлявшимися во внутриформационных горизонтах выветривания. При субаэральном диагенезе осуществлялись: довыветривание незрелого по составу терригенного материала (небольшая примесь которого могла присутствовать в осадках), частичное или полное разрушение каолинита, а также привнос и перераспределение окислов кремния, алюминия и железа. Они образуют конкреции или стяжения, цементируют обломки пород и участвуют в формировании кремнистых, железистых или глиноземистых кирас.

Процессы субаквального диагенеза в большинстве случав были представлены его разновидностью – проточным диагенезом, с которыми было связано обеление пород, а также перераспределение минералов железа и глинозема в каолиниткремнистой и бокситоносной толщах. При обычном типе диагенеза возникают конкреции пирита в линзах и пластах угленосных озерно-болотных отложений, изредка встречающихся в карстовых депрессиях вместе с бокситами.

Главными аутигенными образованиями формации коры выветривания являлись минералы свободного кремнезема, глинозема, гидроокислов железа, а также аморфизированный каолинит и аллофан.

В целом результаты поведенных исследований (на примере пограничной мел-палеогеновой эпохи для Северного Казахстана и Южной Сибири) раскрывают особенности процессов литогенеза в древних пенепленизированных ландшафтах с гумидным субтропическим палеоклиматом, при котором накопление и литификация осадков принципиально отличались от современных. Этот вывод следует учитывать при дальнейшей разработке теории литогенеза.

Авторы выражают благодарность Ю.О. Гаврилову за ценные советы и консультации.

Работа выполнена по госбюджетной теме ФГУП ГИН РАН № 0135-2014-0067.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Вейрман А.Б., Кораевич Л.Ф., Найдин Д.П. (2002) Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. М.: Изд-во. МГУ, 135 с.
- Бениславский С.И. (1959) Амангельдинские бокситы сырье для производства глинозема. *Тр. Ин-та геол. наук.* Вып. 2. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 151-159.
- Бушинский Г.И. (1977) О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе. *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 32-43.
- Волков А.Н. (1958) Бокситы Казахстана и их генезис. Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 393-415.
- Волков А.Н. (1959а) Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огне-

упорных глин. *Тр. Ин-та сеол. наук.* Вып. 2. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 3-35.

- Волков А.Н. (1959б) Условия образования бокситов. *Тр.* Ин-та геол. наук. Вып. 2. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 104-128.
- Геологический словарь. (1978) Т. 1. М.: Недра, 486 с.
- Гидрогеология. (1984) (Под ред. В.М. Шестакова и
- М.С. Орлова). М.: Изд-во МГУ, 317 с. Глазовская М.А. (1972) Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 231 с.
- Добровольский В.В. (1974) Гипергенные образования Восточной Африки. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М.: Наука, 5-56.
- Дюшофур Ф. (1970) Основы почвоведения. М.: Прогресс, 587 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. (1983). Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 192 с.
- Жуков В.В. (1983) Карстовые бокситы Аркалыкского месторождения. Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 92-99.
- Казаринов В.П. (1958). Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехидат, 148 с.
- Казаринов В.П. (1973). О понятии "формация коры выветривания". Литология и полез. ископаемые, (1), 117-120.
- Лавров В.В. (1965) Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.: Наука, 132 с.
- Лидер М.Р. (1986) Седиментология. М.: Мир, 436 с.
- Лизалек Н.А., Филатов В.Ф. (1986) Геология и генезис алюминитов Сибири. Сов. геология, (3), 41-49.
- Милановский Е.Е. (1995) Пульсации Земли. Геотектоника, (5), 3-24.
- Милло Ж. (1968) Геология глин. Л.: Недра, 356 с.
- Никонова Р.И. (1987) Рифтогенные зоны Евразии как зоны деструктивного эндо- и экзогеоморфогенеза. *Геодинамика морфоструктур.* Владивосток: Изд-во Тихоокеан. ин-та географии АН СССР, 20-31.
- Никонова Р.И., Худяков Г.И. (1982) Структурно-тектонические условия формирования пенеплена. *Морфоструктуры Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 3-23.
- Парфенова Е.И. Ярилова Е.А. (1962) Минералогические исследования в почвоведении. М.: Изд-во АН СССР, 102 с.
- Пасова Ф.Г. (1959). Химико-минералогическая характеристика бокситов. *Тр. Ин-та сеол. наук.* Вып. 2. Алма-Ата, 36-68.
- Петров М.П. (1973) Пустыни земного шара. Л.: Наука, 433 с.
- Полынов Б.Б. (1956). Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 748 с.
- Разумова В.Н. (1977) Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 155 с.
- Страхов Н.М. (1963) Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госнаучтехиздат, 535 с.
- Таргульян В.С.(1971). Почвоведение и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 268 с.
- Тюрин Б.А. (1971) Платформенное осадконакопление на территории Казахстана. Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 154-192.
- Цеховский Ю.Г. (1973) Литогенез континентальной пе-

строцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации (Восточный Казахстан). М.: Наука, 183 с.

- Цеховский Ю.Г. (1987) Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 188 с.
- Цеховский Ю.Г. (2015а) Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщ. 1. Центральная и Восточная Евразия. Литосфера, (1), 5-23.
- Цеховский Ю.Г. (2015б) Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщ. 2. Платформы и подвижные пояса континентов. *Литосфера*, (2), 5-16.
- Цеховский Ю.Г., Дмитрик А.Л. (1970) Об аллофанизации каолинита. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 79-85.
- Черкасов Г.Н. (1989) Генетическая модель проявлений алюмосульфатов и их поисковые критерии. *Сов. гео*логия, (1), 43-49.

#### REFERENCES

- Baraboshkin E.Yu., Veirman A.B., Koraevich L.F., Naidin D.P. (2002). Izuchenie stratigraficheskikh pereryvov pri proizvodstve geologicheskoi s"emki [Study of stratigraphic breaks in the production of geological surveys]. Moscouw, Moscow St. Univ. Publ., 135 p. (In Russian)
- Benislavskii S.I. (1959) Amangeldy bauxite is a raw material for the production of alumina. *Trudy Insnituta geol. nauk.* Vyp. 2. Alma-Ata, AN Kaz. SSR Publ., 151-159. (In Russian)
- Bushinskii G.I. (1977) On weathering, washing hydrolysis and flow diagenesis. *Litol. Polesn. Iskop.*, (6), 32-43. (In Russian)
- Cherkasov G.N. (1989) Genetic model of aluminosulfate manifestations and their search criteria. *Sovetskaya Geologiya*, (1), 43-49. (In Russian)
- Dobrovol'skii W.W. (1974) Hypergenic formations of East Africa. Vostochno-Afrikanskaya riftovaya sistema. T. 2. [East African Rift System V. 2]. Moscow, Nauka Publ., 5-56. (In Russian)
- Dyushofur F. (1970) Osnovy pochvovedenia [Fundamentals of Soil Science]. Moscow, Progress Publ., 587 p. (In Russian)
- Erofeev V.S., Tsekhovskii Yu. G. Parageneticheskie assotsiatsii continental'nykh otlozhenii. Semeistvo gumidnykh paragenezov [Paragenetic associations of continental sediments. Family of humid paragenesis]. Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russian)
- *Geologicheskii slovar' T. 1.* (1978) [Geological dictionary. V.1]. Moscow, Nedra Publ., 486 p. (In Russian)
- *Gidrogeologiya* [Hydrogeology] (1984) (Pod red. V.M. Shestokova i M.S. Orlova). Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 317 p. (In Russian)
- Glasovskaya M.A. (10972) Pochvy mira [Soils of the world]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 231 p. (In Russian)
- Kazarinov V.P. (1958) Mezozoiskie i kainozoiskie otlozheniya Zapadnoi Sibiri [Mesozoic and Cenozoic deposits of Western Siberia]. Moscow, Gostoptekhisdat Publ., 148 p. (In Russian)
- Kazarinov V.P. (1973) On the concept of "weathering crust formation". *Litol. Polezn. Iskop.* (1), 117-120. (In Russian)

Lavrov V.V. Paleogenovye uglenosnye formatsii platfor-

Пенепленизированная платформа Казахстана и Сибири в мел-палеогеновую эпоху Peneplained platform in Kazakhstan and Siberia at the Cretaceous-Paleogene boundary

*mennykh territorii Kasakhstana i Sibiri* [Paleogene coalbearing formations of the platform territories of Kazakhstan and Siberia]. Moscow, Nauka Publ. 132 p. (In Russian)

- Lider M.R. *Sedimentologiya* [Sedimentology]. (1986) Moscow, Mir Publ. 436 p. (In Russian)
- Lisalik N.A., Filatow V.F. (1986) Geology and genesis of aluminites of Siberia. *Sovetskaya Geologiya*, (3), 41-49. (In Russian)
- Milanovskii E.E. (1995) Pulsations of the Earth. *Geotektonika*, (5), 3-24. (In Russian)
- Millo Zh. (1968). *Geologiya glin* [Geology of clay]. Leningrad, Nedra Publ. 356 p. (In Russian)
- Nikonova R.I. (1987) Riftogenic zones of Eurasia as a zone of destructive endo- and exogeomorphogenesis. *Geodinamika morfostruktur* [Geodynamics of morphostructures]. Vladivostok: Tikhookeanskii Inst. Geografii AN SSSR. P. 20-31. (In Russian)
- Nikonova R.I., Khudyakow G.I. (1982) Structural-tectonic conditions for the formation of peneplain. *Morfostruktury Dal'nego Vostoka* [Morphostructures of the Far East]. Vladivostok, DWNTs AN SSSR. P. 3-23. (In Russian)
- Parfenova E.I., Yarilowa E.A. (1962) Mineralogicheskie issledovaniya v pochvovedenii [Mineralogical studies in soil science]. Moscow, AN SSSR. 102 p. (In Russian)
- Pasova F.G. (1959) Chemical and mineralogical characteristics of bauxite. *Tr. In-ta geol. nauk.* Vyp. 2. Alma-Ata, AN Kaz. SSR Publ., P. 36-68. (In Russian)
- Petrov M.P. (1973) *Pustyni zemnogo shara* [Desert of the globe]. Leningrad, Nauka Publ., 433 p. (In Russian)
- Polynov B.B. (1956) *Izbrannye trudy* [Selected Works]. Moscow, AN SSSR. 748 p. (In Russian)
- Razumova V.N. (1977). Drevnie kory vyvetrivaniya i gidrotermal'nyi protsess [Ancient weathering crust and hydrothermal process]. Moscow, Nauka Publ., 155 p. (In Russian)
- Strakhov N.M. (1963) *Tipy litogeneza i ikh evolyutsiya v is-torii Zemli* [Types of lithogenesis and their evolution in the history of the Earth]. Moscow, Gosnauchtekhisdat. Publ., 535 p. (In Russian)
- Targul'yan V.S. (1971). Pochvoobrasovanie i vyvetrivanie v kholodnykh gumidnykh oblastyakh [Soil forvation and weathering in cold humid areas]. Moscow, Nauka Publ.,

268 p. (In Russian)

- Tsekhovskii Yu.G. (1973) Litogenez kontinental'noi pestrotsvetnoi kremnisto-getit-kaolinovoi formatsii (Vostochnyi Kazakhstan) [Lithogenesis of the continental variegated siliceous-goethite-kaolin formation (East Kazakhstan)]. Moscow, Nauka Publ., 183 p. (In Russian)
- Tsekhovskii Yu.G. (1987) Sedimento- i litogenez gumidnykh krasnotsvetov na rubezhe mela i paleogena v Kasakhstane [Sedimento and lithogenesis of humid redstones at the boundary of Cretaceous and Paleogene in Kazakhstan]. Moscow, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Tsekhovskii Yu.G. (2015a) Sedimentogenesis and geodynamics in the boundary Cretaceous-Paleogene epoch of continents peneplanization. Reporte1. Central and Eastern Eurasia. *Litosfera*, (1), 5-23. (In Russian)
- Tsekhovskii Yu.G. (20156) Sedimentogenesis and geodynamics in the boundary Cretaceous-Paleogene epoch of continents peneplanization. Reporte 2. Platforms and mobile belts of continents. *Litosfera*, (2), 5-16. (In Russian)
- Tsekhovskii Yu.G., Dmitrik A.L. (1970) On the allophanization of kaolinite. *Litol. Polezn. Iskop.* (1), 79-85. (In Russian)
- Tyurin B.A (1971). Platform sedimentation on the territory of Kazakhstan. *Platformennye boksity SSSR* [Platform bauxite of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 154-192. (In Russian)
- Volkov A.N. (1958) Bauxites of Kazakhstan and their genesis. *Boksity, ikh mineralogiya i genesis* [Bauxites, their mineralogy and genesis]. Moskow, AN SSSR, 393-415. (In Russian)
- Volkov A.N. (1959a) Geological structure of the Amangeldy area of bauxite and refractory clay. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk*. Vyp. 2. Alma-Ata, AN Kaz. SSR, 3-35. (In Russian)
- Volkov A.N. (19596) Conditions for the formation of bauxite. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk*. Vyp. 2. Alma-Ata, AN Kaz. SSR, 104-128. (In Russian)
- Zhukov V.V. (1983) Karst bauxites of the Arkalyk field. Usloviya obrazovaniya i factory sokhrannosti boxitovykh mestorozhdenii SSSR [Formation conditions and preservation factors for bauxite deposits of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 92-99. (In Russian)

УДК 550.4+551.86+552.52(234.853)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47

## Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала)

#### © 2019 г. А. М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса 16/2, e-mail: famrb@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2018 г., принята к печати 12.02.2018 г.

Предмет исследований. В Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала на окраине д. Ишкильдино обнажена последовательность базальтов и залегающих на них кремней и кремнисто-глинистых сланцев. Предполагается ордовикский возраст базальтов. Возраст вышележащих отложений – силурийско(?)-раннедевонский (до конодонтовой зоны excavatus включительно). Реконструкция условий формирования всех пород данного разреза по геохимическим данным является целью исследований. Материалы и методы. Проанализировано 5 образцов базальтов (методы РФА и ИСП-МС), 27 – кремнисто-глинистых сланцев и 10 – кремней (методы РФА и ИСП-АЭС). Результаты. По соотношению кремнекислоты и щелочей вулканогенные породы нижней части разреза являются базальтами и трахибазальтами. Их геохимический состав соответствует N-MORB и близок к составу базальтов поляковской свиты (средний-верхний ордовик). Судя по соотношению макроэлементов, кремнисто-глинистые сланцы состоят из кремнезема и гидрослюды с незначительной примесью органического вещества, гётита, обломочных зерен кварц-полевошпатового состава и др. Степень выветривания осадочного материала, в соответсвии с величиной модулей СІА, СІW, ІСV, умеренная. Величины модулей Страхова, Бострёма и цериевой аномалии соответствуют осадкам без примеси продуктов подводных гидротерм. Лишь в единичных пробах верхней части разреза по величинам модуля Страхова можно предполагать присутствие гидротермального вещества. Величины Cr/Al, V/Al и Zr/Al соответствуют отложениям глубоководных зон, удаленных от побережий континентов, островных дуг, базальтовых островов и областей, прилегающих к срединно-океаническим хребтам. Значения Ni/Co, V/Cr, Mo/Mn большинства проб свойственны отложениям хорошо аэрируемых бассейнов. В верхней части разреза, сопоставимой с конодонтовыми зонами kitabicus и excavatus, в нескольких образцах величины Ni/Co, V/Cr, Mo/Mn отвечают отложениям восстановительных обстановок. Предполагается, что их существование сопряжено с глобальным событием Bazal Zlichov. Выводы. В доэмсских кремнисто-глинистых сланцах нет признаков вулканической деятельности в прилегающих областях. Изученные отложения соответствуют центральной части Уральского палеоокеана.

Ключевые слова: кремни, глинистые сланцы, базальты, N-MORB, ордовик, силур, нижний девон, ранний эмс, окислительно-восстановительные обстановки, океаническая кора, Bazal Zlihov

## Geochemical features and formation conditions of Early-Devonian cherty-argillaceous shales and the underlying basalts in the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals)

#### Alexander M. Fazliakhmetov

Institute of geology Ufa Science Centre of RAS, 16/2 Karl Marks st., Ufa 450077, Russia, e-mail: famrb@mail.ru Received 10.01.3018, accepted 12.02.2018

*Research subject.* The West Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the vicinity of the Ishkildino village features a subaerially exposed basaltic sequence superposed by cherts and siliceous-clay shales. The basalts and the overlying shales

Для цитирования: Фазлиахметов А.М. (2019) Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнистоглинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала). *Литосфера*, **19**(1), 30-47. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47

For citation: Fazliakhmetov A.M. (2019) Geochemical features and formation conditions of Early-Devonian cherty-argillaceous shales and the underlying basalts in the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals). *Litosfera*, **19**(1), 30-47. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47

are assumed to have formed during the Ordovician and Silurian (?)-Early Devonian (up to the conodont zone excavatus inclusive) periods, respectively. The aim of this research was to reconstruct, using geochemical data, the conditions under which the rocks present in this geological location were formed. Materials and methods. Five samples of the basalts (XRD and ICP-MS methods), 27 samples of the siliceous-clay shales and 10 samples of the cherts (XRD and ICP-AES methods) were analyzed. Results. According to the ratio of SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O, the volcanic rocks from the lower part of the section are represented by basalts and trachybasalts. Their geochemical composition corresponds to the N-MORB and is established to be similar to that of the basalts in the Polyakovskaya formation (the Middle–Upper Ordovician). In terms of main elements, the shales under study consist of quartz and illite with a slight admixture of organic matter, goethite, quartzfeldspar fragments, etc. The degree of the sedimentary material weathering according to the CIA, CIW and ICV index values is shown to be moderate. The values of Strakhov's and Boström's moduli correspond to sediments without the admixture of underwater hydrothermal vent products. The values of Cr/Al, V/Al and Zr/Al correspond to those characteristic of deposits in deep-water zones remote from the coasts of passive and active continental margins, basalt islands and areas adjacent to mid-ocean ridges. For most samples, the values of Ni/Co, V/Cr, Mo/Mn are typical of deposits formed under oxidative conditions. However, several samples from the upper part of the section, which is comparable to the kitabicus and excavatus conodont zones, demonstrate the Ni/Co, V/Cr, and Mo/Mn values corresponding to deposits formed under reducing atmospheres. An assumption is made that the existence of these deposits can be associated with the Bazal Zlichov event. Conclusion. The investigated pre-Emsian shales have shown no signs of volcanic activity in the adjacent areas. The studied deposits are established to correspond to the central part of the Ural Paleoocean.

**Keywords**: cherts, shales, basalts, N-MORB, the Ordovician, the Silurian, the Lower Devonian, the Early Emsian, redox conditions, oceanic crust, Bazal Zlihov

#### Acknowledgements

Author is heartily grateful to V.A. Maslov and O.V. Artyushkova for all-round assistance in conducting research, including for demonstrating the studied section. A huge appreciation is expressed to students and graduates of the Department of Geology and Mineral Resources of the Bashkir State University I.Kh. Safin, R.I. Zainullin, N.I. Timurshin, A.A. Gilyazov and Sh.K. Valitov, in different years participated in the selection and preparation of samples. Special gratitude is expressed to the analytical group of the IG UC RAS: A.M. Musina, S.A. Yagudina, Z.R. Biktimerova, F.R. Valiyeva and S.V. Michurin.

The research is carried out on the themes of state assignments No. 0252-14-0004 and No. 0246-2019-0118.

#### ВВЕДЕНИЕ

Нижнедевонские отложения широко распространены в области сочленения Главного Уральского разлома и Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала. Они представлены разнообразными вулканогенными и осадочными образованиями, слагающими, как правило, отдельные тектонически ограниченные блоки. Фрагментарность разрезов и сравнительно небольшое количество находок фауны не позволяют проводить детальную корреляцию внутри региона и, соответственно, реконструировать раннедевонскую историю. В связи с этим представляется важным сконцентрировать усилия на детальном изучении отложений, в которых уже известны находки ортостратиграфической фауны, позволяющие установить возраст отложений в сравнительно узком временном диапазоне. К таковым, в частности, относится разрез у д. Ишкильдино в Абзелиловском районе Республики Башкортостан. В нем обнажены ордовикско-силурийские(?) базальты и кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с конодонтами лохковского и нижней части эмсского ярусов [Аристов и др., 2000, 2005; Артюшкова, Маслов, 2001]. Следовательно, отложения данного разреза могут нести следы геологических процессов, протекавших на протяжении достаточно длительного временного интервала - не менее 5–8 млн лет. Попытка распознать их и таким образом уточнить особенности развития ЗМЗ в раннем девоне, т.е. на этапе заложения Магнитогорской островодужной системы, предпринята автором данного сообщения.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Изученный нами разрез расположен на юговосточной окраине д. Ишкильдино Абзелиловского района Республики Башкортостан, на левом берегу р. Сума – правом притоке р. Бол. Кизил (рис. 1а–в). Здесь в череде скальных выходов (рис. 2) западного и южного склонов горы с вершиной 607.0 м обнажена последовательность базальтов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев.

Отложения, обнаженные в данном разрезе, рассечены многочисленными разрывными нарушениями (см. рис. 1г, д), пронизаны прожилками кварца и кальцита. Кремни иногда будинированы. Среди залегающих ниже по разрезу базальтов встречаются серпентиниты и биотит-плагиоклазовые сланцы. Столь значимые свидетельства тектонической переработки явно указывают на то, что разрез нарушен. Нельзя исключить вероятность того, что в нем в виде тектонических клиньев присутствуют блоки сходных, но разновозрастных пород. В связи с этим разрез, описание которого следует ниже, рассматривается как условно непрерывный.



Рис. 1. Расположение и схема геологического строения разреза Ишкильдино.

1 – базальты, 2 – глинистые сланцы, 3 – кремнистые сланцы, 4 – приблизительное положение находок нижнеэмсских конодонтов и их номера, 5 – предполагаемые разрывные нарушения, 6 – положение точек опробования базальтов (а) и сланцев (б) и их номера, 7 – распространение силурийской базальтовой формации по [Магадеев, 1974].

Fig. 1. Location and schematic geological structure of the section Ishkildino.

1-basalts, 2-shales, 3-siliceous shales, 4-approximate location of the Lower Emsian condonts and their numbers, 5- inferred faults, 6- points sampling of basalts (a) and shales (6) and their numbers, 7- distribution of the Silurian basaltic formation [Magadeev, 1974].

По составу пород и их макроскопическому облику в разрезе можно выделить три интервала.

Первый интервал обнажен в северной части разреза (см. рис. 1в, г; рис. 2а, б). Он представлен трещиноватыми выветрелыми базальтами в верхней части с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и кремней. Цвет кремней черный, кремнисто-глинистых пород – зеленовато-серый, иногда зеле-

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

Раннедевонские сланцы разреза Ишкильдино (восточный склон Южного Урала) Early Devonian shales of the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals)



Рис. 2. Фотографии обнажений разреза Ишкильдино с указанием точек опробования.

Fig. 2. Photographs of outcrops of the Ishkildino section showing points of sampling.

новато-коричневый. Мощность отдельных слойков 1–15 мм, пачек кремнисто-глинистых пород – 0.3–1.0 м. Видимая мощность интервала более 50 м. Возраст отложений первого интервала остается неопределенным, поскольку данные о нем неоднозначны. Судя по описанию, приведенному в [Ари-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

стов и др., 2005], в одном из прослоев плитчатых радиоляритов, залегающих в верхней части базальтов данного разреза, выделены фрагменты раннедевонских конодонтов. В этой же публикации приводятся данные о находках в кремнистых породах и известняках, переслаивающихся с базальтами, ордовикских конодонтов. По устному сообщению О.В. Артюшковой, в точке 01380 (см. рис. 1в, г, рис. 2б) в черных трещиноватых кремнях найдены единичные нижнедевонские конодонты. Контакт кремней с базальтами не ясен.

Второй интервал сложен черными и темносерыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Породы перемяты, рассечены многочисленными мелкими разрывными нарушениями. Степень выветривания глинистых разностей сравнительно невысокая. По-видимому, к этому интервалу приурочены находки пражско-раннеэмсских конодонтов [Аристов и др., 2005]. Мощность 10–15 м.

Третий интервал в нижней части плохо обнажен. На дневную поверхность выходят лишь кремни, образующие гривки, хорошо выдержанные на расстоянии. Верхняя половина интервала сложена кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, но, в отличие от пород первого и второго интервалов, они имеют иной облик. Цвет глинистых разностей в большинстве случаев бежевый и рыжий, редко – темно-серый и черный. Они тонко рассланцованы и, как правило, рассыпаются в руках. Породы без признаков выветривания редки. Мощность около 100 м.

Характерной особенностью третьего интервала является наличие сравнительно мощных (1–5 м) пачек кремней. Цвет их серый и темно-серый, они будинированы и рассечены многочисленными трещинами и прожилками белого кварца. В этих кремнях обнаружены конодонты<sup>1</sup> зон kitabicus и excavatus, отвечающих нижней части эмсского яруса [Стратиграфия и корреляция..., 1993; Артюшкова, Маслов, 2001; Аристов и др., 2005; Маслов, Артюшкова, 2010; Артюшкова, 2014].

Верхняя часть разреза задернована.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Всего проанализировано 5 образцов базальтов, 27 – кремнисто-глинистых сланцев и 10 – кремней. Содержание главных элементов в базальтах определено методом РФА на спектрометре VRA-30 (ИГ УНЦ РАН, аналитики А.М. Мусина, Ф.Р. Валиева, С.В. Мичурин), малых элементов – методом ИСП-МС в центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре ELAN- DRC-6100. Разложение проб производилось путем сплавления их с метаборатом лития и дальнейшего растворения в кислотах в закрытой системе.

Содержание главных элементов, Sc, Zn, Sr, Ba, Ni в кремнисто-глинистых сланцах и в кремнях определено методом РФА (ИГ УНЦ РАН). Концентрация V, Co, Cr, Cu, Y, Zr и приближенное содержание Mo установлены методом ИСП-АЭС на спектрометре Shimadzu ICPE-9000 с кислотным разложением в открытой системе по методике [Мусина, Мичурин, 2016] (ИГ УНЦ РАН, ФГУП ИНФП, аналитик А.М. Мусина). Содержание Ni определено посредством атомно-абсорбционного анализа на спектрометре СПЕКТР-5 (ИГ УНЦ РАН, аналитик Н.Г. Христофорова). Термогравиметрический анализ выполнен на дериватографе Q-1500D (ИГ УНЦ РАН, аналитик Т.И. Черникова).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ

Три из пяти проанализированных образцов (12-154, 12-155, 12-156) базальтов были отобраны непосредственно из обнажений первого интервала разреза у д. Ишкильдино, как показано на рис. 1г. Две пробы (12-101, 12-101/1) отобраны в 4.5 км к юго-востоку от этого разреза, в коренных выходах у д. Утяганово (см. рис. 16, координаты N 53°23'53.39", Е 38°19'26.61"), где в сложных тектонических условиях залегают аналогичные базальты, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы с раннедевонскими конодонтами [Стратиграфия и корреляция..., 1993; Аристов и др., 2005].

Базальты трещиноватые, выветрелые. Цвет их темно-зеленый.

Структура пород диабазовая, наилучшим образом сохранилась в базальтах у д. Утяганово. В образцах, отобранных у д. Ишкильдино, структура существенно затушевана вторичными преобразованиями: плагиоклаз хлоритизирован и серицитизирован, пироксен хлоритизирован или эпидотизирован. Встречаются кальцитовые прожилки и жилы шириной от долей миллиметра до 10–12 см.

Все образцы имеют близкий геохимический состав (табл. 1, рис. 3).

По соотношению кремнекислоты и щелочей изученные породы относятся к натровым базальтам и трахибазальтам (SiO<sub>2</sub> – 47.2–49.0 %, (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) – 3.1-5.1%, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O – 3.8-23.4).

Спектр распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], показывает незначительный дефицит ЛРЗЭ (см. рис. 3а). Значение отношения La/Lu<sub>(N)</sub> варьирует в интервале 0.50–0.87, составляя в среднем 0.69.

Содержание большинства элементов в изученных базальтах близко к таковому в нормальных базальтах срединно-океанических хребтов (N-MORB)

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Приблизительное положение точек 7765, 7766 и 01380, где были найдены конодонты, было показано автору данного сообщения О.В. Артюшковой непосредственно в обнажении (см. рис. 1в–д).

[Sun, McDonough, 1989]. Исключение составляют Cs, Rb, Ba, K и Pb. Их концентрации существенно завышены (см. рис. 36).

На треугольных диаграммах 2Nb–Zr/4–Y [Meschede, 1986] и Hf/4–Th–Ta [Wood, 1980], предназначенных для разделения базальтов разных геодинамических обстановок, все точки расположились в полях, отвечающих базальтам срединноокеанических хребтов.

Анализ опубликованных данных [Косарев, 2007, 2015; Косарев и др., 2003, 2005] показал, что по геохимическим характеристикам базальты разрезов Ишкильдино и Утяганово наиболее близки к базальтам поляковской свиты, возраст которой, согласно [Борисенок и др., 1998; Маслов, Артюшкова, 2000], – это средний–поздний ордовик.

#### ОСОБЕННОСТИ ЛИТОХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА СЛАНЦЕВ

Данные о химическом составе сланцев и кремней разреза Ишкильдино приведены в табл. 2 и на рис. 3.

Нормирование содержания оксидов породообразующих элементов в исследуемых сланцах по составу среднего постархейского австралийского сланца (PAAS<sup>2</sup>) показывает, что породы разных интервалов разреза не имеют существенных различий. Исключение составляют единичные образцы. Для подавляющего большинства проб общим является повышенное относительно PAAS содержание SiO<sub>2</sub>, пониженное содержание TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O и особенно CaO (рис. 4а). Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> присутствуют в количестве как большем, так и меньшем по сравнению с PAAS.

В соответствии с литохимической классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], по величине гидролизатного модуля ГМ<sup>3</sup> 25 образцов относятся к типу силитов (ГМ – 0.14–0.30), 7 из них – к классу нормосилитов (ГМ – 0.14–0.20), 18 – к классу миосилитов (ГМ – 0.21–0.3). Два образца (13-114, 13-125) по величине ГМ – более 0.31 – соответствуют типу сиаллитов и сиферлитов.

Согласно [Юдович, Кетрис, 2000], силиты являются преимущественно кремневыми или кварцевыми породами. По величинам ГМ, АМ и ФМ, т.е. модулей, в знаменателе которых присутствует SiO<sub>2</sub>, сланцы разреза Ишкильдино занимают положение между средним составом кремнистых и глинистых пород (рис. 46). Это, по всей видимости, обусловлено присутствием в них кремнезема в свободной форме (в среднем на 10% больше, чем в PAAS), что, вероятно, вызвано одновременным накоплением и

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в базальтах

 Table 1. Content of main (wt %) and trace (ppm) elements in basalts

Компо-	№ пробы							
нент	12_101	12_101/1	12-154 12-155 12 156					
SiO	47.2	48.5	49.0	47.6	47.4			
$TiO_2$	1.89	1.68	1 43	1 91	1 01			
$\Delta 1 \Omega$	1.07	14.2	1. <del>-</del> 5 14.4	1.71 14.2	13.7			
Fe.O.*	15.4	13.1	14.4	15.8	14.8			
MnO	0.23	0.27	0.21	0.23	0.23			
ΜσΟ	5.1	6.1	57	47	6.25			
$C_{2}O$	71	9.0	7.0	5.1	5.7			
Na.O	43	2.0	3.9	2.9	4.8			
K <sub>2</sub> O	0.18	0.27	0.86	0.75	0.28			
P <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0.18	0.13	0.00	0.12	0.12			
Ппп	2.2	2.5	1.8	4 2	4.1			
Сумма	97.9	98.7	99.0	97.5	99.2			
Cr	183	234	103	184	187			
Co	43.4	47.4	58.2	70.6	41.8			
Ni	58.6	78.6	52.4	61 7	49.1			
Cu	83.0	74.3	92.2	97.9	96.3			
Zn	95.8	105.0	95.3	119.0	101.0			
Ga	19.1	16.9	16.0	15.7	16.1			
Rb	5.5	5.6	19.7	20.4	6.5			
Sr	33.3	64.2	65.8	70.3	74.9			
Y	35.5	35.1	28.6	35.4	32.2			
Zr	99.2	90.9	57.2	99.6	97.6			
Nb	4.3	2.8	1.9	3.0	2.8			
Cs	1.7	1.6	1.8	2.7	1.8			
Ba	48.5	31.7	52.9	36.9	46.6			
La	5.0	3.5	2.2	3.3	3.8			
Ce	13.2	11.2	6.5	10.8	11.2			
Pr	2.2	1.8	1.1	1.9	1.9			
Nd	12.3	11.5	6.7	11.2	11.2			
Sm	4.0	3.8	2.6	3.9	3.4			
Eu	1.4	1.3	0.9	1.3	1.3			
Gd	4.9	4.8	3.4	4.7	4.5			
Tb	0.9	0.9	0.7	0.9	0.9			
Dy	6.5	6.4	5.0	6.5	6.0			
Но	1.3	1.2	1.1	1.3	1.2			
Er	4.0	3.9	3.3	3.9	3.5			
Tm	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5			
Yb	3.3	3.6	2.7	2.9	3.0			
Lu	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5			
Hf	2.8	2.6	1.5	2.8	2.6			
Та	0.3	0.2	0.1	0.3	0.3			
Pb	1.7	2.6	1.1	1.1	4.8			
Th	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2			
U	0.11	< 0.1	< 0.1	0.12	< 0.1			

глинистого, и кремнистого материала, наличием отдельных слойков кремней и прожилков кварца.

О составе глинистой составляющей сланцев позволяет судить соотношение содержания калия, магния и алюминия. Для этого были применены диаграммы AKM [Головенок, 1977] и K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006], на которых все точки, отвечающие составу изученных образцов, располо-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Состав РААЅ по данным [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>  $\Gamma M = (Al_2O_3 + TiO_2 + FeO + Fe_2O_3 + MnO)/SiO_2; AM = Al_2O_3/SiO_2; \Phi M = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/(SiO_2); WM = (FeO + Fe_2O_3 + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3); IIIM = Na_2O/K_2O; OIII = Na_2O + K_2O.$ 



Рис. 3. Геохимическая характеристика базальтов.

а – распределение РЗЭ, нормированных по хондриту, состав хондрита по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; б – распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB, состав N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]; в – диаграмма 2Nb–Zr/4–Y по [Meschede, 1986]; г – диаграмма Hf/4–Th–Ta по [Wood, 1980].

Fig. 3. Geochemical characteristics of basalts.

a – REE distribution normalized to chondrite, the composition of the chondrite [Taylor, McLennan, 1988];  $\delta$  – the distribution of trace elements normalized to N-MORB, the composition of N-MORB [Sun, McDonough, 1989]; B – diagram 2Nb–Zr/4–Y [Meschede, 1986]; r – diagram Hf/4–Th–Ta at [Wood, 1980].

жились в областях, характерных для гидрослюды (рис. 4в, г).

Термогравиметрический анализ, несмотря на слабое проявление эффектов, подтвердил и дополнил результаты обработки литохимических данных. По отрицательным эффектам на линии ДТГ при температуре 80–90 и 570–630°С в изученных породах была диагностирована гидрослюда. Ее приблизительное содержание достигает 33%. В восьми образцах отмечены положительные эффекты на линии ДТА в диапазоне температур 370–420°С при потере массы от 0.6 до 2.3%, что указывает на присутствие в них органического вещества. В восьми образцах по отрицательному эффекту на линии ДТГ при температуре 275–287°С обнаружен гётит в концентрации 2–8%. В трех пробах (13-114, 13-116, 13-121) по отрицательным пикам на линии ДТГ в интерва-

лах 80–100, 180–190 и 510–520°С предположительно установлен монтмориллонит.

Выше упоминалось, что два образца, в отличие от остальных, относятся к типу сиаллитов и сиферлитов. Останавливаясь на них отдельно, отметим, что обр. 13-114 имеет следующие литохимические параметры: ФМ – 0.18, магнезиальность – 3.3%, ЖМ – 0.69, ЩМ – 1.08, что свойственно классу псевдосиаллитов. Учитывая данные [Юдович, Кетрис, 2000], есть основания предполагать наличие в данном образце монтмориллонита. Это подтверждено результатами термогравиметрического анализа. Псевдосиаллиты, как правило, являются вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами [Юдович, Кетрис, 2000]. Поскольку в обр. 13-114 отмечается повышенное относительно остальных проб содержание MgO, Cr, Ni и Co, можно пред-

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019
Раннедевонские сланцы разреза Ишкильдино (восточный склон Южного Урала) Early Devonian shales of the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals)

Компо-			Пер	овый и	интервал							Второй	і́ интер	вал			
нент							J	№ пр	обы								
	14-107	/ 14-10	9/1 14	-111	14-112	12-153	14-1	15	14-	114	12-99	14-113	3 12-1	00	14-112/	1 1	3-125
SiO <sub>2</sub>	74.3	71.	3 7	1.1	69.7	65.4	76.	1	77	.5	74.4	77.1	74.	7	74.7		63.5
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.50	0   0	.50	0.55	0.53	0.4	1	0.4	42	0.42	0.35	0.3	9	0.47		0.55
$Al_2O_3$	11.1	11.	3   1	2.5	13.3	13.3	7.3	3	11	.2	11.0	10.4	9.8	3	12.9		14.5
$Fe_2O_3*$	4.0	5.1	4	4.5	4.6	5.8	3.7	7	3.	6	4.6	3.6	4.3	3	4.8		6.5
MnO	0.05	0.0	5   0	.07	0.05	0.05	0.0	3	0.0	03	0.02	0.03	0.0	5	0.03		0.02
MgO	2.1	2.3		2.2	2.4	2.4	1.0	6	1.	5	1.4	1.3	1.3	3	1.9		2.0
CaO	0.4	0.9		0.5	0.4	1.2	0.	1	0.	1	0.3	0.0	0.3	3	0.2		0.3
Na <sub>2</sub> O	1.5	2.6		1.0	1.4	1.4	1.1	1	0.	5	0.6	1.1	0.7	7	1.6		1.7
K <sub>2</sub> O	2.8	1.9		3.3	3.7	3.9	2.	7	2.	6	2.6	2.4	2.5	5	3.1		3.8
$P_2O_5$	0.08	0.20	6 0	.10	0.09	0.35	0.0	8	0.0	)4	0.12	0.02	0.0	7	0.05		0.13
П.п.п.	3.3	4.3		1.I	3.8	4.9	2.9	9	2.		3.2	3.3	4.		3.7		5.6
Сумма	100.1	100	.5 9	9.9	100.0	99.2	96.		100	0.2	98.6	99.7	98.	4	103.4		98.5
V	/9	95		83	88	130				8	91	113		2	82		101
	0.2		1 2	0.0	10.6	13.3	8.		0. 2	5	3.8	5.2	8.		5.8		11.3
Cr	61	67		04 61	4/71	60		1	2	6	20 60	62	01		59 62		40
	50	61		66	/ 1 62	09 77		•   7	5	6	60	102	49		62		105
Zn	83	140		91	100	130			7	9	96	86	11	1	75		105
Zr	83	87		89	96	98	78	2	7	8	81	75	77		86		120
Mo	Ho	Ho	, F	i o l	Ho	Ho	H		н	0	0.8	01	H	,	Ηo		120
Ва	219	191		245	265	251	23	6	22	23	227	213	21	0	258		344
Nb	11	11		11	11	11	11		1	1	11	12	12		11		10
La	8	13		21	16	22	18	3	1	4	15	18	19	)	18		25
Ce	12	23		40	31	33	35	5	2	8	24	37	39	)	30		42
Nd	6	12		18	13	15	14	1	1	0	6	11	10	)	10		20
Компо-	Третий интервал																
нент							J	№ пр	обы								
	13-111	13-112	13-113	13-11	4 13-115	13-116	3-117	13-1	18	16-52	16-53	16-54	13-119	13-1	20 13-	21	13-122
SiO <sub>2</sub>	77.4	70.3	73.4	64.6	69.9	68.0	70.4	80.	.9	70.3	79.5	69.7	72.8	75	.2   72	.1	75.3
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.37	0.33	0.30	0.27	0.29	0.32	0.2	24	0.30	0.17	0.35	0.46	0.2	28 0.4	2	0.29
$Al_2O_3$	8.7	12.8	9.8	12.0	13.0	14.3	12.6	8.0	0	11.0	7.7	11.4	11.7	10	.2   10	.4	10.1
$Fe_2O_3^*$	4.6	5.0	5.1	8.3	5.5	4.4	5.4	3.8	8	5.1	3.6	4.4	2.7	4.	8 5.	1	5.1
MnO	0.08	0.07	0.09	0.22	0.22	0.07	0.07	0.0	5	0.03	0.02	0.02	0.01	0.0	)3   0.0	)6	0.09
MgO	1.0	1.3	1.3	3.3	1.2	1.3	1.2	0.		1.4	0.9	1.5	1.3	0.9	9   1.	5	1.1
CaO	0.3	0.3	0.4	0.8	0.2	0.3	0.3		2	0.4	0.3	0.5	0.2	0.	$\begin{bmatrix} 1 \\ 4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix}$	/	0.2
Na <sub>2</sub> O	1.0	2.2	2.1	2.0	1.8	1.5	1.4		4	0.7	0.5	0.5	0.9	1.4	$\begin{array}{c c} 4 & 0. \\ 0 & 2 \end{array}$	$\frac{1}{2}$	0./
$\mathbf{R}_{2}\mathbf{O}$	1.0	2.3	0.10	0.17	0.15	0.08	0.12	0.1	$\frac{1}{2}$	2.3	0.26	2.7 0.30	0.15	0.2	$\begin{array}{c c} 0 & 2.\\ 0.2 & 0.2 \end{array}$		0.11
	33	3.2	3.8	$\frac{0.17}{42}$	3.5	4.8	0.12 4 5	$   \frac{0.1}{2} $	3	5.1	2.8	5.5	6.6	3	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0	3.5
Сумма	98.3	98.2	98.4	97.8	98.3	98.3	98 7	99	8	97.1	97.3	96.8	99.9	98	9 9	4	97.9
V	51	57	91	130	116	69	50	36	5	127	63	148	760	10	$1   1^{5}$	0	45
Co	10.5	114	83	23 1	29.0	12.0	96	5	9	48	22	2.8	0.5	5	2   9	3	12.3
Ni	35	44	29	141	38	43	39	19	)	43	27	36	77	19	$\frac{1}{9}$ 6	1	32
Cr	44	54	48	124	68	54	59	45	5	55	43	60	90	57	7 5	8	56
Cu	70	77	77	95	111	55	64	52	2	72	55	81	55	11	7   11	8	73
Zn	102	97	70	119	91	117	126	47	7	89	76	73	14	89	9   18	0	96
Zr	49	73	68	110	78	85	70	46	5	81	39	89	115	6	1   7	9	56
Mo	H.o.	H.o.	H.o.	1.7	4.3	1.3	Н.о.	Н.	0.	2.4	1.6	1.0	12.7	0.	5   H.	0.	H.o.
Ba	169	222	188	172	250	296	252	14	7	229	182	262	285	13	9 21	5	163
Nb	11	11	11	11	11	11	11	12	2	11	12	10	13	1	1   1	0	6
La	12	17	15	44	36	34	15			24		30	25	16	5   1	)	11
Ce	21	31	28	24	34	32	27	23	5	5	0.2	23	25	26	5   3	+	20
INU	/	12	11	19	21	18	9	8		14	1 2	19	21	12	2   L	)	ð

Таблица 2. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в кремнисто-глинистых сланцах

**Table 2.** Content of main (wt %) and trace (ppm) elements in cherty-argillaceous shales

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 4. Геохимическая характеристика кремнисто-глинистых сланцев.

а – распределение оксидов петрогенных элементов, нормированных по PAAS, состав PAAS по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; б –диаграмма ГМ–ФМ с вынесенными средними значениями для различных пород по [Юдович, Кетрис, 2000]; в – диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO–K<sub>2</sub>O по [Головенок, 1977]; г – диаграмма K/Al–Mg/Al по [Turgeon, Brumsack, 2006]. 1–3 – фигуративные точки состава и линии среднего состава сланцев первого (1), второго (2) и третьего (3) интервалов разреза.

Fig. 4. Geochemical characteristics of siliceous-clay shale.

a – distribution of oxides of major elements normalized on PAAS, the PAAS composition according to [Taylor, McLennan, 1988];  $\delta$  – diagram of  $\Gamma$ M– $\Phi$ M with the adopted average values for different species [Yudovich, Ketris, 2000]; B – diagram Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO–K<sub>2</sub>O [Golovenok, 1977];  $\Gamma$  – diagram K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006].

1-3 – figurative point of the composition and the line of an average shale composition of the first (1), second (2) and third (3) intervals of the section.

положить в нем примесь материала основного или ультраосновного состава.

Образец 13-125 имеет высокие значения ОЩ – 5.53, ФМ – 0.13, ЩМ – 0.4, что позволяет отнести его к классу гипосиаллитов, которые, по утверждению [Юдович, Кетрис, 2000], чаще всего оказываются не столько глинистыми, сколько обломочными породами, например глинистыми алевролитами. Присутствие в данном образце и глинистого, и алевритового или песчаного материала подтверждается относительно повышенными потерями при прокаливании, высоким содержанием  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , Ba, Zn, Sc, Zr и пониженным  $SiO_2$  (см. табл. 2).

### СТЕПЕНЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАТЕРИАЛА

В практике литохимических исследований для оценки интенсивности выветривания обломочно-

Раннедевонские сланцы разреза Ишкильдино (восточный склон Южного Урала) Early Devonian shales of the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals)



Рис. 5. Вариации литохимических параметров зрелости осадочного вещества в кремнисто-глинистых сланцах разреза Ишкильдино.

**Fig. 5.** Variations of lithochemical parameters of maturity of sedimentary matter in the cherty-argillaceous shales Ishkildino section.

го материала на палеоводосборе служит ряд индексов и модулей. Наиболее востребованными из них являются индекс химического выветривания (CIA<sup>4</sup>) [Nessbit, Young, 1982], химический индекс выветривания (CIW) [Harnois, 1988], индекс изменения состава (ICW) [Cox et al., 1985], индекс изменения плагиоклаза (PIA) [Fedo et al., 1995] и др. Перечисленные показатели позволяют определить степень выветривания осадочного алюмосиликокластического материала, формирующего коры выветривания или поступающего в область седиментации.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Величина индекса химического выветривания, согласно [Nessbit, Young, 1982], не превышает 70 в незрелых осадках областей с аридным или нивальным климатом. Значения СІА более 70 свойственны продуктам глубокого выветривания и характерны для отложений гумидных зон. В сланцах разреза Ишкильдино СІА колеблется в интервале 59–74, составляя в среднем 67 (рис. 5). Эти значения соответствуют неглубоким преобразованиям, при этом наименьшие значения СІА установлены в первом интервале разреза. Во втором и третьем интервалах значения СІА несколько повышены, но, за исключением единичных образцов, остаются попрежнему ниже 70.

Индекс CIW рассчитывается почти по той же формуле, что и CIA, с той лишь разницей, что в расчет не берется K<sub>2</sub>O. "Ориентирами" при интерпре-

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> CIA =  $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ , CIW =

<sup>=</sup>  $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ ,  $ICW = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ 

<sup>+</sup> Na<sub>2</sub>O + CaO + MgO + TiO<sub>2</sub>)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, PIA = 100(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -

<sup>–</sup> K<sub>2</sub>O)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). Все приведенные здесь индексы рассчитываются по молекулярным количествам оксидов.

тации CIW, согласно [Harnois, 1988], служат две величины. Значения данного индекса менее 76 характерны для неизмененных базальтов и гранитов, а более 94 – для кор выветривания по упомянутым магматическим породам. В сланцах первого интервала разреза индекс CIW составляет в среднем 77 (см. рис. 5), что указывает на низкую степень выветривания. Точки, отвечающие сланцам второго интервала, расположились в диапазоне значений между 76 и 94. Это свидетельствует о средней степени гипергенных изменений исходного осадочного материала. В верхней части разреза большинство точек также попало в поле промежуточных значений, но четыре все же характеризуются пониженными величинами CIW.

Результаты, близкие к приведенным, получены при анализе PIA, ICV и  $K_2O/Al_2O_3$ . Стоит лишь отметить, что по величине ICV > 1 большинство образцов первого и второго интервалов отвечает незрелым глинистым породам с примесью неглинистых силикатных минералов. В противоположность этому в половине проб из третьего интервала индекс ICV < 1, что указывает на повышенную интенсивность процессов выветривания. Кроме этого, судя по величине  $K_2O/Al_2O_3 > 0.3$ , в обр. 14-115 присутствует примесь калиевого полевого шпата.

### ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Имеющиеся в нашем распоряжении результаты определения литогеохимического состава сланцев дают возможность детализировать некоторые параметры обстановок седиментации. К таковым, в частности, относится наличие или отсутствие в осадках продуктов подводных гидротерм. Судить об этом позволяет отношение (Fe + Mn)/Ti. Согласно Н.М. Страхову [1979], в тех отложениях, где значение данного модуля превышает 25, можно предполагать присутствие гидротермального материала. В исследованных сланцах величина отношения (Fe + Mn)/Ті меняется. Она минимальна (в среднем 11.6) в отложениях двух нижних интервалов разреза (рис. 6). В сланцах верхнего интервала данный модуль в среднем равен 19.8, но в обр. 13-114, 13-115, 16-53 его величина превышает пороговое значение в 25 и составляет 33.4, 25.4 и 25.3 соответственно. Кроме этого, в последних двух образцах повышены содержания Со (23 и 29 г/т по сравнению со средним содержанием по разрезу 9.5 г/т) и MnO (по 0.22 % в каждом образце, тогда как среднее по разрезу – 0.06 %).

В кремнях третьего интервала, образцы которых отбирались в непосредственной близости от образцов сланцев (имеют такие же номера, но с литерой "к" в табл. 3), средняя величина отношения (Fe + Mn)/Ті составляет 23.3. При этом в трех пробах из девяти значение данного модуля достигают 26.9, 27.0 и 29.4 (см. рис. 6).

Судить о положении области седиментации относительно зон спрединга и побережий позволяет величина аномалии церия (Се/Се\*). В донных осадках она закономерно увеличивается в направлении от срединно-океанических хребтов к периферии океанов от 0.2-0.3 до 0.9-1.3 [Murray et al., 1990]. Величина данного показателя в сланцах изученного разреза составляет в среднем 0.94, в кремнях – 1.2 (см. рис. 6), т.е. соответствует отложениям, удаленным от СОХ. Однако в единичных пробах сланцев аномалия церия снижается до значений 0.2-0.4, что может указывать на наличие в осадках либо гидротермального, либо органогенного фосфатного материала [Геохимия..., 1980].

Помимо аномалии церия, модулей Страхова и Бострёма, широко применяемых при реконструкциях древних седиментационных обстановок, представляется интересным проанализировать отношения Cr/Al, V/Al и Zr/Al. Их величины в осадках современных океанов существенно меняются в зависимости от положения относительно прибрежных и пелагических зон, срединно-океанических хребтов и океанских (базальтовых) островов [Лукашин, 1981; Геохимия..., 1980]. Сопоставление с ними параметров нижнедевонских сланцев представляется полезным для понимания географической позиции того участка древнего седиментационного бассейна, которому отвечает разрез Ишкильдино.

Отношение Cr/Al в исследованных сланцах в среднем составляет 10.5.10-4. Аналогичные показатели, по данным В.Н. Лукашина [1981], имеют

Таблица 3. Содержание некоторых петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в кремнях

Table 5. Content of some main (wt /0) and trace (ppm) elements in cherts
--

Элемент				]	Номер проб	Ы			
	111к1	111к3	112к	115к	116к	117к	120к1	120к2	122к2
Al	0.78	0.84	1.28	0.60	0.84	1.05	0.98	1.00	1.13
Ti	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
Fe	0.74	0.92	1.15	0.50	0.86	0.91	0.67	1.40	1.11
Mn	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03
La	3.5	3.4	5.7	3.5	3.2	5.3	4.4	4.7	4.2
Ce	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
Nd	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1



современные пелагические осадки, существенно удаленные от побережья континентов, срединноокеанических хребтов и базальтовых вулканических островов, где величины Cr/Al в осадках на порядок выше.

Величина V/Al в осадках Индийского океана постепенно возрастает от береговых зон в направлении к Срединно-Индийскому хребту от 10·10<sup>-4</sup> до 100·10<sup>-4</sup>, т.е. минимально оно в терригенных и вулканотерригенных (островодужных) осадках, а максимально – в отложениях активных хребтов [Лукашин, 1981]. Среднее значение отношения V/Al в сланцах разреза Ишкильдино составляет 15.3·10<sup>-4</sup>, что явно указывает на осадконакопление на удалении от области спрединга.

В современных осадках Индийского океана, согласно [Лукашин, 1981], величина отношения Zr/Al имеет максимальные значения (более  $20 \cdot 10^{-4}$ , а иногда и более  $100 \cdot 10^{-4}$ ) в терригенных разностях, что связано с примесью циркона. В пелагических зонах растворенный в воде Zr накапливается за счет сорбции, прежде всего, гидроокислами Fe. В результате величины Zr/Al в глубоководных осадках центральной части океана сопоставимы с таковыми в прибрежных зонах. Среднее значение Zr/Al в сланцах разреза Ишкильдино составляет 13.4 · 10<sup>-4</sup>, что соответствует областям, удаленным как от побережий, так и от пелагических зон, примыкающих к срединно-океаническим хребтам.

Реконструкцию окислительно-восстановительных обстановок в древних седиментационных бассейнах проводят на основе целого ряда геохимических параметров. Исследования Б. Джонса и А. Маннинга [1994] показали, что наиболее точных результатов позволяет достичь применение следующих пяти параметров: степени пиритизации осадков, "аутигенного U", Ni/Co, V/Cr и U/Th. К сожалению, имеющиеся аналитические данные позволяют применить лишь два из них в отношении сланцев разреза Ишкильдино - Ni/Co и V/Cr. Согласно упомянутым авторам, осадки окисной зоны характеризуются значениями данных отношений менее 5 и 2 соответственно. Для осадков, формирующихся в бескислородных условиях, характерны величины более 7 и 4.25 соответственно. Промежуточные значения свойственны лисокисным обстановкам.

Большинство проб из разреза Ишкильдино характеризуется низкими значениями Ni/Co и V/Cr, отвечающими окислительным обстановкам (см. рис. 6). Исключением является ряд образцов из второго и верхней части третьего интервалов.

Во втором интервале три из пяти образцов имеют значение Ni/Co, соответствующее восстановительным условиям, при этом лишь один из них имеет величину V/Cr, характерную для отложений дисокисных обстановок. В остальных образцах этого интервала значения V/Cr не превышают 2, т.е. отвечают окислительным условиям.

В верхней части третьего интервала бескислородным обстановкам отвечают четыре образца по величине Ni/Co и один образец по величине V/Cr. Три пробы характеризуются отношением V/Cr, соответствующим дисокисным условиям.

Информативным при выявлении окислительновосстановительных обстановок является также коэффициент стагнации Mo/Mn [Холодов, Наумов, 1991]. В окисной зоне величина его не превышает 0.00n, тогда как в бассейнах с сероводородным заражением возрастает до 0.0n и 0.n.

В исследуемых образцах содержание Мо оказалось меньше предела чувствительности метода ИСП-АЭС, т.е. менее 0.1 г/т, однако в тех образцах, в которых приблизительное содержание Мо было установлено, величина коэффициента стагнации оказалась менее 0.01 (см. рис. 6), что указывает на хорошую аэрацию придонного слоя воды. Лишь в двух образцах (13-119 и 16-52) из верхней части разреза эта величина превысила 0.01, что является признаком бескислородных обстановок осадконакопления.

Отношение V/(V+Ni) было отнесено Б. Джонсом и А. Маннингом [Jones, Manning, 1994] к числу малоинформативных для реконструкции окислительно-восстановительных условий, но отметим, что его повышенные значения, свойственные отложениям дисокисных зон, встречаются периодически по всему разрезу и наиболее часто в верхней его части, где восстановительные условия предполагаются на основании величин Ni/Co, V/Cr и Mo/Mn.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Приступая к обсуждению полученных новых фактических данных, необходимо остановиться на вопросах распространения базальтов на прилегающей к изучаемому участку территории, их возраста и возможных взаимоотношений с перекрывающими кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами.

Базальты, макроскопически сходные с базальтами нижней части разреза Ишкильдино, широко распространены на прилегающей территории, что отмечалось Б.Д. Магадеевым [1974] и подтверждается нашими полевыми наблюдениями. Однако принадлежность их к какому-либо стратиграфическому подразделению (общему или местному) или определенному этапу (режиму) геодинамического развития остается неясной. В одних случаях принимается ордовикский возраст базальтов [Косарев и др., 2003; Аристов и др., 2005], в других – силурийский [Магадеев, 1974], в третьих – раннеэмсский [Князев, 2006; Маслов, Артюшкова, 2010]. Анализ немногочисленных фондовых и опубликованных работ и наши данные позволяют отнести базальты и сланцы разреза Ишкильдино к силурийской базальтовой формации, выделенной Б.Д. Магадеевым (здесь и далее термин "силурийская" рассматривается лишь как часть названия формации, но не ее возраст). Данное предположение основано на следующем.

Во-первых, базальты нижней части разреза Ишкильдино по содержанию петрогенных элементов близки к базальтам силурийской формации и отличаются от эффузивов иного возраста, закартированных Б.Д. Магадеевым [Магадеев и др., 1963; Магадеев, 1974] на территории верхнего течения р. Бол. Кизил.

Во-вторых, два образца базальтов из разреза у д. Утяганово были отобраны в поле распространения силурийской базальтовой формации. По геохимическим параметрам они не отличимы от базальтов первого интервала разреза Ишкильдино (см. рис. 3).

В-третьих, разрез Ишкильдино и силурийская базальтовая формация имеют идентичное строение: вулканиты перекрываются пачкой кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с раннедевонскими конодонтами (деревни Ишкильдино, Утяганово и Искаково).

Важно особо отметить, что в четырех пунктах (два у д. Искаково, по одному у д. Утяганово и бывш. хут. Ядгарский) в сланцах, перекрывающих базальты, были обнаружены силурийские граптолиты (сборы Б.М. Садрисламова, Б.Д. Магадеева, определение Б.М. Садрисламова), что и послужило основанием для ее датирования [Магадеев, 1974].

Таким образом, обобщая изложенный материал, можно предположить, что в разрезе Ишкильдино и на прилегающей территории базальты ордовикского и/или силурийского возраста перекрываются силурийско-нижнедевонскими кремнисто- и кремнисто-глинистыми сланцами. Этому противоречат находки раннедевонских конодонтов в сланцах, переслаивающихся с базальтами первого интервала разреза Ишкильдино [Аристов и др., 2005]. Однако, ввиду того, что их точная привязка не приведена, они исключены из рассмотрения.

Единственное, что не вызывает сомнения в изложенной гипотезе, – это раннеэмсский возраст отложений третьего интервала разреза Ишкильдино.

Начало эмсского времени и ранний девон в целом являются наименее изученным периодом в истории геологического развития Магнитогорской мегазоны. Между тем именно в раннем девоне началось заложение зоны субдукции и последующее формирование Магнитогорской островодужной системы [Пучков, 2000; Косарев и др., 2005; Косарев, 2007 и др.].

Наиболее ранним проявлением магматизма, связанного с заложением зоны субдукции, считается мостостроевский вулканический комплекс [Косарев, 2007]. Однако в последнее время появляются сведения о наличии в Присакмаро-Вознесенской подзоне лохковско-пражских интрузивных образований, характеризующихся островодужными геохимическими параметрами [Грабежев, 2009; Косарев и др., 2014]. С началом субдукции связывают также образование олистостром, например, в районе д. Байгускарово [Пучков, 2000; Косарев и др., 2005; Косарев, 2007]. Возможно, с ним же сопряжено накопление обломочных отложений нижней (лохковской) части ильтибановской толщи и нескольких горизонтов микститов и граувакк, обнаженных в районе д. Мансурово на севере 3М3.

Обобщая опубликованные данные о геологических процессах, происходивших на изучаемой территории в допозднеэмсское время, можно заключить, что свидетельств широкого распространения островодужного или спредингового вулканизма и повсеместных масштабных тектонических перестроек нет, по крайней мере, они не обнаружены. Данное заключение согласуется с результатами изучения кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино. Их последовательность в целом монотонна. Состав не испытывает существенных изменений. На протяжении всего времени их формирования (ранний девон и, повидимому, часть силура) поступал глинистый материал невысокой степени выветривания. Область седиментации была удалена от источников, оказывающих существенное влияние на состав осадков (континентальные окраины различных типов, базальтовые острова и др.). По величинам аномалии церия, модулей Страхова и Бострёма проявлений гидротермальной активности не отмечается. Редкие случаи соответствия указанных параметров осадкам, обогащенным продуктами подводных гидротерм, сопоставляются с формированием мостостроевского вулканического комплекса.

Анализ геохимических индикаторов окислительно-восстановительных условий показал, что седиментация протекала преимущественно в окислительной среде. Исключением являются два уровня. Первый соответствует средней части второго интервала разреза, где лишь отношение Ni/Co отвечает бескислородным зонам. Второй уровень накопления осадков в бескислородных обстановках выделяется достаточно определенно по нескольким индикаторным отношениям (см. рис. 6). Важно отметить, что выше и ниже по разрезу известны находки конодонтов, которые указывают на раннеэмсский возраст отложений, а именно время, соответствующее конодонтовым зонам kitabicus и excavatus [Маслов, Артюшкова, 2010]. В этот временной интервал, согласно [Becker et al., 2012], произошло глобальное геологическое событие Basal Zlichov.

Событие Basal Zlichov было впервые описано И. Хлупачем и З. Кукалом в 1988 г. в Богемии (Чешская Республика). О. Валлизер [Walliser, 1995] и Х. Гарсия-Альгальде [Garcia-Alcalde, 1997], обобщая материалы названных выше исследователей, указывают, что оно было локальным и не является значимым. Причины данного события тектонические (tectonically-controlled event), а само оно проявлено разнообразными литологическими переходами, сочетающими различные геологические процессы, в том числе трансгрессии и регрессии в пределах одного бассейна.

Х. Гарсия-Альгальде [Garcia-Alcalde, 1997] утверждает, что событие Basal Zlichov отчетливо и с легкостью прослеживается далеко за пределы Богемии. В Испании, в частности, оно проявлено резкой литологической границей, обусловленной трансгрессивным импульсом. Сходные данные приведены в обобщающей статье [Becker et al., 2012], где указано, что событию Basal Zlichov соответствует короткая по длительности трансгрессия. Вполне возможно, что с ней же связаны изменения обстановок седиментации и установление восстановительных условий в конце формирования кремнистоглинистых отложений разреза Ишкильдино.

### выводы

 Кремнисто-глинистые сланцы разреза Ишкильдино, учитывая результаты термогравиметрического анализа, соотношения содержаний оксидов калия, алюминия и магния, величины гидролизатного и фемического модулей, состоят преимущественно из гидрослюды и кремнезема. В виде несущественной примеси в них содержатся гетит, представляющий собой продукт выветривания, и органическое вещество. В единичных образцах обнаружены монтмориллонит и алевро-псаммитовый обломочный материал.

2. Анализ CIA, CIW, ICV и других модулей показал, что в область седиментации поступал материал, степень выветривания которого в целом не была высокой, за исключением нескольких образцов. Сопоставление глинистых сланцев нижней и верхней частей разреза позволяет увидеть незначительное увеличение степени зрелости материала, накапливавшегося в позднем эмсе (третий интервал разреза).

3. Осадконакопление протекало преимущественно в окислительных условиях. По величине Ni/Co > 7 можно лишь предполагать существование бескислородных обстановок при накоплении осадков средней части второго интервала. Наличие в верхней части разреза темноокрашенных сланцев с повышенным значением Mo/Mn, V/Cr, Ni/Co и др. явно указывает на бескислородные условия. Вероятно, их становление сопряжено с глобальным событием Bazal Zlichov, хотя нельзя исключить и какие-либо причины, вызванные региональными факторами.

4. По величинам отношений Zr/Al, Cr/Al, V/Al, модулей Страхова, Бострёма и аномалии церия изученные сланцы и кремни накапливались в глубоководных условиях на удалении от береговых зон, базальтовых океанических островов и срединноокеанических хребтов. Несущественное повышение модуля Страхова и понижение величины аномалии церия в единичных пробах из верхней части разреза могут быть сопряжены с формированием мостостроевского вулканического комплекса.

5. Базальты, залегающие в основании изученного разреза, по своим геохимическим характеристикам соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB).

6. Обобщение полученных данных, фондовых и опубликованных материалов позволило предложить гипотезу, согласно которой базальты (первый интервал разреза) являются ордовикско-силурийскими, а перекрывающая их сланцевая толща (второй и третий интервалы) – силурийско-нижнеэмсской. Принадлежность базальтов к типу N-MORB и последующее длительное накопление перекрывающих глубоководных осадков позволяют предположить, что разрез Ишкильдино соответствует центральным частям Уральского палеоокеана.

Автор сердечно благодарен В.А. Маслову и О.В. Артюшковой за всестороннюю помощь в проведении исследований, в том числе за демонстрацию изученного разреза. Особо признателен студентам и выпускникам кафедры геологии и полезных ископаемых Башкирского госуниверситета И.Х. Сафину, Р.И. Зайнуллину, Н.И. Тимуршину, А.А. Гилязову и Ш.К. Валитову, в разные годы участвовавшим в отборе и подготовке проб. Отдельно благодарен аналитической группе ИГ УНЦ РАН: А.М. Мусиной, С.А. Ягудиной, З.Р. Биктимеровой, Ф.Р. Валиевой, Т.И. Черниковой и С.В. Мичурину.

Исследования выполнены по темам государственных заданий № 0252-14-0004 и 0246-2019-0118.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А., Ружинцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисенок Д.В., Латышева И.В. (2000) Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала. Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Вып. 2. М.: ГЕОС, 46-58.
- Аристов В.А., Борисенок Д.В., Ружинцев С.В. (2005) Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 36-55.
- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 152 с.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А. (2001) Нижнедевонские (доверхнеэмсские) отложения Магнитогорской мегазоны. *Геол. сб. № 2*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 80-87.
- Борисенок В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. (1998) Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-иссле-

Раннедевонские сланцы разреза Ишкильдино (восточный склон Южного Урала) Early Devonian shales of the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals)

довательских работ на Уральском учебном полигоне). Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, (3), 52-55.

- Геохимия элементов гидролизатов (1980) (А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич, В.Н. Лукашин, Е.М. Емельянов, И.Б. Зверинская, А.Д. Куринов) М.: Наука, 240 с.
- Головенок В.К. (1977) Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 267 с.
- Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, (6), 66-89.
- Дубинин А.В. (2006) Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 360 с.
- Князев Ю.Г. (2006) Отчет о производстве ГДП 1 : 200 000, создании и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листа N-40-XXIII (Белорецкая площадь) (Заключительный отчет). Кн. 1. Уфа, БГТФ, Инв. № 13690.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесено-Присакмарской зон на юге Южного Урала. Литосфера, (2), 40-64.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмсского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. (2003) Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны. Геол. сб. № 3. Информ. мат-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 152-161.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежев А.И. (2014) Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. Докл. Акад. наук, **459**(1), 62-66.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Лиmoсфера*, (4), 22-41.
- Лукашин В.Н. (1981) Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 184 с.
- Магадеев Б.Д. (1974) Геология и рудоносность западной части Абзелиловского района (Южный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 233 с. БГТФ. Инв. №. 9732.
- Магадеев Б.Д., Терехин А.С., Ящинин С.Б. (1963) Отчет о результатах поисковых работ в верховьях рек Большой и Малый Кизил за 1960-63 гг. Т. 1. Кусимовский рудник – п. Геофизик, 1963. БТГФ. Инв. № 6467.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2000) Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Мусина А.М., Мичурин С.В. (2016) Определение элементного состава методом ИСП-МС при разложении горных пород открытым способом. Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Мат-лы IV Всерос. молодежной конф.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Уфа, СПб: Свое издательство, 39-44.

- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала (1993) (В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко, И.А. Смирнова, О.В. Артюшкова, В.В. Павлов) Уфа: УфНЦ РАН, 217 с.
- Страхов Н.М. (1979) Соотношение терригенного и вулканогенного материалов в питании океанов. Формы миграции веществ. Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 9-29.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Холодов В.Н., Наумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 74-82.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб: Наука, 479 с.
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Devonian Period. *The Geological Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 559-601.
- Boström K. (1973) Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.*, 27(2), 148-243.
- Cox R., Lowe D.R. Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (59), 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implication for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, (23), 921-924.
- Garcia-Alcalde J.L. (1997) North Gondwanan Emsian events. *Episodes*, **20**(4), 241-246.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**(3-4), 319-322.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, (56), 207-218.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, (18), 268-271.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, (299), 715-717.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 313-345.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbri-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, (234), 321-339.
- Walliser O.H. (1996) Global Events in the Devonian and

Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Paleozoic*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, N.Y., 255-250.

Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.

### REFERENCES

- Aristov V.A., Borisenok D.V., Ruzhintsev S.V. (2005) Conodont stratigraphy of the Devonian deposits of the Western Slope of the Southern Urals. Ocherki po regionalnoi tektonike T. 1. Yuzhnyi Ural [Essays on regional tectonics. T. 1. Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 36-55. (In Russian)
- Aristov V.A., Ruzhintsev S.V., Degtyarev K.E., Borisenok D.V., Latysheva I.V. (2000) Stratigraphy of the Devonian Sakmara and Sakmaro-Voznesenka zones of the Southern Urals. Obshchie i regionalnye voprosy geologii. Dinamika formirovaniya, struktura, veshchestvennyi sostav i poleznye iskopaemye skladchatykh sistem i osadochnykh basseinov razlichnoi geodinamicheskoi pozitsii [General and regional issues of geology. Dynamics of formation, structure, material composition and minerals of folded systems and sedimentary basins of various geodynamic positions] V. 2. Moscow, GEOS Publ., 46-58. (In Russian)
- Artyushkova O.V. (2014) Devonskie konodonty iz vulkanogenno-kremnistykh otlozhenii Magnitogorskoi megazony Yuzhnogo Urala [Devonian conodonts from volcanogenic-siliceous deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizaynPress Publ., 152 p. (In Russian)
- Artyushkova O.V., Maslov V.A. (2001) The Lower Devonian (Pre-Upper Emsian) deposits of the Magnitogorsk megazone. *Geologicheskii sbornik* № 2. [Geological collection No 2]. Ufa, IG USC RAS, 80-87. (In Russian)
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Devonian Period. *The Geological Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 559-601.
- Borisenok V.I., Kurkovskaya L.A., Ryazantsev A.V. (1998) Ordovician conodonts in the siliceous-basaltic complex of the Southern Urals (results of scientific research at the Ural training ground). *Vestn. Mosc. Univ. Ser. 4. Geol.*, (3), 52-55. (In Russian)
- Boström K. (1973) Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.* 27(2), 148-243.
- Cox R., Lowe D.R. Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (59), 2919-2940.
- Dubinin A.V. (2006) *Geokhimiya redkozemelnykh elementov v okeane* [Geochemistry of rare earth elements in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 360 p. (In Russian)
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implication for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, (23), 921-924.
- Garcia-Alcalde J.L. (1997) North Gondwanan Emsian events. *Episodes*, **20**(4), 241-246.

Geokhimiya elementov gidrolizatov (1980) (A.P. Lisit-

syn, E.G. Gurvich, V.N. Lukashin, E.M. Emel'yanov, I.B. Zverinskaya, A.D. Kurinov) [Geochemistry of elements of hydrolysates Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russian)

- Golovenok V.K. (1977) *Vysokoglinozemistye formatsii dokembriya* [High-alumina formations of the Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 267 p. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S isotope-geochemical characteristics of copper-porphyry fluid-magmatic systems of the Southern Urals: probable sources of matter. *Lithosphere*, (6), 66-89. (In Russian)
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. Sed. Geol., 55(3-4), 319-322.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kholodov V.N., Naumov R.I. (1991) On the geochemical criteria for the occurrence of hydrogen sulfide contamination in the waters of ancient reservoirs. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* (12), 74-82. (In Russian)
- Knyazev Yu.G. (2006) Otchet o proizvodstve GDP 1: 200 000, sozdanii i podgotovke k izdaniyu Gosgeolkarty-200 (novaya seriya) lista N-40-XXIII (Beloretskaya ploshchad') (Zaklyuchitelnyi otchet). Kn. 1 [Report on the production of the GDP 1: 200 000, the creation and preparation for the publication of the State Geology Map-200 (new series) of sheet N-40-XXIII (Beloretskaya Square) (Final Report)]. Ufa, BSTF, No. 13690. (In Russian, unpublished)
- Kosarev A.M. (2007) Moderately alkaline and alkaline volcanism of the Early Emsian time in the Southern Urals: geochemical features and geodynamic reconstructions. *Litosfera*, (6), 54-70. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanites of the Sakmara and Voznesenka-Prisakmara zones in the south of the Southern Urals. *Litosfera*, (2), 40-64. (In Russian)
- Kosarev A.M., Znamenskii S.E., Seravkin I.B., Rodicheva Z.I. (2003) Osobennosti himizma vulkanitov Voznesensko-Prisakmarskoi zony. *Geologicheskii sbornik № 3*. [Geological collection number 2]. Ufa, IG USC RAS, 152-161. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry manifestations of the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals. *Dokl. Acad. Nauk*, **459**(1), 62-66. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island arc volcanics of the Magnitogorsk zone in the geodynamic context. *Litosfera*, (4), 22-41. (In Russian)
- Lukashin V.N. (1981) *Geokhimiya mikroelementov v protsessakh osadkoobrazovaniya v Indiiskom okeane* [Geochemistry of trace elements in the processes of sedimentation in the Indian Ocean]. Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Magadeev B.D. (1974) Geologiya i rudonosnost' zapadnoi chasti Abzelilovskogo raiona (Yuzhnyi Ural). Dis. cand. geol.-min. nauk [Geology and ore content of the western part of the Abzelilovo District (the Southern Urals). Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ufa, 233 p. BSTF, No. 9732. (In Russian, unpublished)
- Magadeev B.D., Terekhin A.S., Yashchinin S.B. (1963) Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot v verkhov'yakh

46

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

*rek Bolshoi i Malyi Kizil za 1960-63 gody. T. 1* [Report on the results of prospecting works in the upper reaches of the Bolshoi and Malyi Kizil rivers for the 1960–63. V. 1]. Kusimovskii rudnik – p. Geofizik, 1963. BSTF, No. 6467. (In Russian, unpublished)

- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoi megazony Yuzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2000) *Stratigrafiya paleozoiskikh obrazovanii Uchalinskogo raiona Bashkirii* [Stratigraphy of Paleozoic formations of Uchaly district of Bashkiria]. Ufa, IG USC RAS, 140 p. (In Russian)
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, (56), 207-218.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, (18), 268-271.
- Musina A.M., Michurin S.V. (2016) Determination of the elemental composition by the ISP-MS method at the decomposition of rocks by the open method. *Geologiya*, geoekologiya i resursnyi potentsial Urala i sopredelnykh territorii. Materialy IV Vserossiyskoi molodezhnoi konferentsii [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories. Materials of the IV All-Russian Youth Conference]. Ufa, St.Petersburg: Svoe izdatel'stvo Publ., 39-44. (In Russian)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Earli Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, (299), 715-717.
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)

- Strakhov N.M. (1979) Ratio of terrigenous and volcanogenic materials to ocean nutrition. Formy migratsii veshchestv. Okeanologiya. Khimiya okeana. T. 2. Geokhimiya donnykh osadkov [Forms of migration of substances. Oceanology. Chemistry of the ocean. V. 2. Geochemistry of bottom sediments]. Moscow, Nauka Publ., 9-29. (In Russian)
- Stratigrafiya i korrelyatsiya srednepaleozoiskikh vulkanogennykh kompleksov osnovnykh medno-kolchedannykh raionov Yuzhnogo Urala (1993) (V.A. Maslov, V.A. Cherkasov, V.T. Tishchenko, I.A. Smirnova, O.V. Artyushkova, V.V. Pavlov) [Stratigraphy and correlation of the Middle Paleozoic volcanogenic complexes of the main copper-pyrite regions of the Southern Urals]. Ufa, IG USC RAS, 217 p. (In Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 313-345.
- Teylor S.R., MakLennan S.M. (1988) *Kontinental 'naya kora: ee sostav i evolyutsiya* [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russia)
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomaniab-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbri-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, (234), 321-339.
- Walliser O.H. (1996) Glibal Events in the Devonian and Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Paleozoic*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, N.Y., 255-250.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)

УДК 552.18

#### DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-48-58

## Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь)

### © 2019 г. Ю. В. Титов, Г. Х. Шайхутдинова, С. В. Астаркин, В. В. Колпаков, Н. В. Кожевникова

Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, 628481, г. Когалым, ул. Центральная, 19/18, e-mail: titovoil@k66.ru

Поступила в редакцию 12.10.2018 г., принята к печати 06.12.2018 г.

Объект исследований. В статье приведены результаты изучения вторичного минералообразования в составе нижнемеловых отложений Большехетской впадины, содержащих высокоперспективные нефтегазоносные залежи, с установленной промышленной продуктивностью на Пякяхинском, Хальмерпаютинском и Южно-Мессояхском месторождениях. Материалы и методы. Основные типы постседиментационных изменений пород-коллекторов выделены на основании изучения кернового материала покурской, тангаловской, сортымской (заполярной) и мегионской свит. Петрография и минералогия рассматриваемых пород изучались на базе стадиального анализа с применением оптической и электронной микроскопии и рентгеноструктурного изучения в Центре исследо-вания керна и пластовых флюидов Филиала ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени (г. Когалым). Определение минерального вида цеолита было выполнено с помощью рентгенофазового анализа в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Результаты. Установлено, что для пород перечисленных выше свит характерен разнообразный комплекс вторичных минералов и структур, свидетельствующих о стадии фонового катагенеза и наложенных процессах. Наибольшее значение среди них имеет регенерация кварца, преобразование полевых шпатов, нарушение кристаллической структуры биотита, формирование различных глинистых минералов, кристаллизация цеолитов и кальцита. Выводы. Проведенные исследования показывают, что верхняя часть разреза нижнемеловых отложений Большехетской впадины отвечает зоне среднего катагенеза (градация МК2), нижняя – изменена до стадии глубокого катаганеза (градация МК3). При этом эпигенетический процесс протекал неравномерно, пульсационно, в связи с изменяющимися тектоническими условиями. Особое внимание уделено вопросу происхождения цеолитов, который до сих пор является дискуссионным. Высказывается предположение о том, что их образование связано с преобразованием "камуфлированной пирокластики", в частности полевошпатовой кластики.

Ключевые слова: Большехетская впадина, нижний мел, терригенные породы, аутигенные минералы, катагенез

# Manifestations of post-sedimentation processes in the Lower Cretaceous sediments of Bolshekhetskaya depression (Western Siberia)

Yury V. Titov, Gulnara Kh. Shaikhutdinova, Sergey V. Astarkin, Vitaliy V. Kolpakov, Natalya V. Kozhevnikova

Branch of OOO "LUKOIL-Engineering" "KogalymNIPIneft" in Tyumen, 19/18 Tsentralnay st., Kogalym 628481, Russia, e-mail: titovoil@k66.ru Received 12.10.2018, accepted 06.12.2018

*Object.* The article presents the results of studies of secondary mineral formation in the lower Cretaceous sediments of the Bolshekhetskaya depression, which contain highly promising oil and gas deposits, with established industrial performance at Pyakyakhinskoye, Khalmerpayutinskoye and South-Messoyakhskoye fields. The objects under consideration are located in the most submerged part of the Nadym-Taz syneclise in the zone, where the Taz and Urengoy facies regions meet. *Materials and methods.* Main types of postsedimentary changes of reservoir rocks selected on the basis of study of core material Pokurskaya, Angelovskaya, Sortymskaya and Megionskaya fms. Petrography and Mineralogy of the rocks under consideration were studied on the basis of stage analysis using optical and electron microscopy, and X-ray diffraction study at the Center of core and reservoir fluids research of "LUKOIL-Engineering's KogalymNIPIneft branch In Tyumen" (Kogalym). Determination of the mineral type of zeolite was performed by X-ray phase analysis at the Institute of Geology and Geochemistry UrO RAS (Ekaterinburg). *Resuts.* It was found that for rocks Pokurskaya,

Для цитирования: Титов Ю.В., Шайхутдинова Г.Х., Астаркин С.В., Колпаков В.В., Кожевникова Н.В. (2019) Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь). *Литосфера*, **19**(1), 48-58. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-48-58

For citation: Titov Y.V., Shaikhutdinova G.Kh., Astarkin S.V., Kolpakov V.V., Kozhevnikova N.V. (2019) Manifestations of postsedimentation processes in the Lower Cretaceous sediments of Bolshekhetskaya depression (Western Siberia). *Litosfera*, **19**(1), 48-58. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-48-58 Angelovskaya, Sortymskaya and Megionskaya fms characteristic a diverse range of secondary minerals and structures, evidence of the background stage catagenesis and the superimposed processes. The most important among them is the regeneration of quartz, the transformation of feldspar, violation of the crystal structure of biotite, the formation of various clay minerals, crystallization of zeolites and calcite. *Conclusions*. Studies show that the upper part of the section of the lower Cretaceous deposits of Bolshekhetskaya depression corresponds to the area of the middle catagenesis (gradation MK<sub>2</sub>), the bottom – changed to the stage of deep catagenesis (gradation MK<sub>3</sub>). In this case, the epigenetic process proceeded unevenly, pulsation, due to changing tectonic conditions. Particular attention is paid to the origin of zeolites, which is still debatable. It is assumed that their formation is associated with the transformation of "camouflage pyroclastic" in particular, feldspar clastics.

Keywords: Bolshekhetskaya depression, Lower Cretaceous, terrigenous rocks, autigenic minerals, catagenesis

### ВВЕДЕНИЕ

Нижнемеловые отложения Большехетской впадины, содержащие высокоперспективные нефтегазоносные залежи, с установленной промышленной продуктивностью на Пякяхинском, Хальмерпаютинском и Южно-Мессояхском месторождениях (территория деятельности ООО "ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь"), характеризуются минералогическими (катагенетическими) аномалиями. Как правило, они выражаются в резком возрастании количества аутигенных минералов и их парагенетических ассоциаций, не характерных для определенной стадии изменения пород. Подобные аномальные зоны имеют значительную площадь распространения, и их развитие связано с миграцией потоков флюидов по действующим глубинным разломам, проникающим из фундамента на различные уровни осадочного чехла [Предтеченская и др., 2009; Поднебесных, Овчинников, 2015].

В настоящее время вопросу изучения катагенетических изменений нефтегазоносных пород нижнемеловых отложений в пределах Большехетской впадины уделяется достаточно большое внимание, поскольку структура пустотно-порового пространства напрямую зависит от постседиментационных процессов, что в конечном счете влияет на коэффициент извлечения нефти и уровень добычи углеводородного сырья.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные типы постседиментационных изменений пород-коллекторов выделены на основании изучения кернового материала покурской, тангаловской, сортымской (заполярной) и мегионской свит в пределах Пякяхинского, Хальмерпаютинского, Северо-Хальмерпаютинского, Южно-Мессояхского и Салекаптского месторождений.

Рассматриваемые объекты находятся в наиболее погруженной части Надым-Тазовской синеклизы [Нестеров, 1984] в зоне сочленения Тазовского и Уренгойского фациальных районов [Решения..., 1991] – (рис. 1). На большей части этой территории развит тазовский тип разреза (литологофациальный разрез – ЛФР), где в его составе выделяются (снизу вверх): мегионская, заполярная, малохетская и покурская свиты, в уренгойском: сортымская и тангаловская свиты. При этом Пякяхинское месторождение находится в переходной зоне, в пределах которой присутствуют элементы разных типов.

Вторичные преобразования были изучены с использованием метода стадиального анализа [Япаскурт, 2008]. Петрография и минералогия рассматриваемых пород изучалась с применением оптической и электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа. Указанные работы были выполнены в Центре исследования керна и пластовых флюидов Филиала ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени (г. Когалым). Кроме того, определение минерального вида цеолита было выполнено с помощью рентгенофазового анализа в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫПОЛНЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среди наиболее важных вторичных минералов и структур, свидетельствующих о постседиментационных процессах при формировании рассматриваемых пород, могут быть названы такие, как регенерация кварца, преобразование полевых шпатов, нарушение кристаллической структуры биотита, формирование различных глинистых минералов, кристаллизация цеолитов и кальцита, а также характер контактов между песчаными зернами.

Регенерация кварца развита повсеместно, но в различной степени. Чаще всего она умеренная (затронуты до 10–25% зерен), реже слабая (до 10%), в единичных случаях сильная (свыше 25%). Регенерация выражена в виде частичного восстановления кристаллографических граней, образования прерывистых каемок различной толщины (до 0.03 мм) (рис. 2), редко в форме шипов. Интенсивность проявления этого процесса, вероятно, связана с поступлением кремнезема, выделяемого из кристаллических решеток глинистых минералов при их трансформации в хлориты [Япаскурт, 2013].



**Рис. 1.** Схема литолого-фациального районирования (ЛФР) неокомских отложений Большехетской впадины [Решения..., 1991].

1 – Уренгойский ЛФР, 2 – Тазовский ЛФР, 3 – Енисей-Хатангский ЛФР, 4 – Туруханский ЛФР, 5 – границы лицензионных участков, 6 – границы ЯНАО, 7 – месторождния, 8 – акватории Обской и Тазовской губ, 9 – пробуренные скважины.

Fig. 1. The scheme of the lithological-facial zoning (LFZ) of Neocomian deposits of Bolshekhetskaya depression [Decisions..., 1991].

1 – Urengoi LFZ, 2 – Tazovskoe LFZ, 3 – Enisei-Khatanga LFZ, 4 – Turukhansk LFZ, 5 – borders of licence plots, 6 – borders Yamal-Nenets Autonomous Distrikt, 7 – Fields, 8 – vater areas of Ob and Tazovskoe Guby, 9 – wells.

Преобразование полевых шпатов. Интенсивной пелитизации (до 40 % зерен), серицитизации (до 15 %) и растворению (до 5 %) подверглись плагиоклазы. В результате уменьшилась прозрачность зерен до полного их затемнения с образованием глинистых минералов, в том числе мелких чешуек калиевых гидрослюд. В отложениях сортымской (заполярной) свиты Пякяхинского и Северо-Хальмерпаютинского месторождений в обломочных зернах плагиоклазов на-



Рис. 2. Вторичные изменения нижнемеловых отложений Большехетской впадины (на примере тангаловской свиты Салекаптского месторождения).

*Qper* – регенерационный кварц, *Pl* – измененный плагиоклаз, *Bi* – гидратированный биотит. Скрещенные и параллельные николи.

**Fig. 2.** Secondary changes of the lower Cretaceous deposits of Bolshekhetskaya depression (for example, Tangelovskaya Formation of Salekaptskoye field).

Symbols: *Qper* – regeneration quartz, *Pl* – modified plagioclase, *Bi* – hydrated biotite. Cross and parallele nicols.

Постседиментационные преобразования отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь) Post-sedimentation processes in the sediments of Bolshekhetskaya depression (Western Siberia)



Рис. 3. Характеристика порового пространства по СЭМ-снимкам песчаников.

Таблитчатые кристаллы аутигенного каолинита (*Kln*) образуют доменоподобные микроагрегаты. а, б – покурская свита Южно-Мессояхского и Пякяхинского месторождений соответственно; в, г – тангаловская свита Пякяхинского и Салекаптского месторождений соответственно. Здесь и далее (рис. 4–8) поровое пространсво характеризуется с помощью СЭМ-снимков.

Fig. 3. Characteristics of the pore space by SEM-images of sandstones.

Tabular crystals of autigenic kaolinite (Kln) forming microaggregates.

a,  $\delta$  – Pokorskaya Formation of South-Messoyakhskoye and Pyakyakhinskoye fields, respectively; B, r – Tangelovskaya Fm of Salekaptskoye and Pyakyakhinskoye fields respectively. Here and further (Fig. 4–8) characteristics of the pore space made by SEM-images.

блюдается присутствие новообразованного эпидота. Последний образует рассеянную вкрапленность и скопления с высокими интерференционными цветами.

Гидратация биотита. В ходе этого процесса происходит нарушение кристаллической структуры минерала. При этом пластинки его деформируются, расщепляются на отдельные волокна и приобретают зеленовато-бурую плеохроирующую окраску (см. рис. 2). В песчаниках сортымской (заполярной), особенно мегионской свиты Северо-Хальмерпаютинского, Хальмерпаютинского и Салекаптского месторождений на пластинках биотита отмечается появление рассеянной вкрапленности сидерита, иногда пирита, что в большей степени связано с выносом части К+ из межслоевых промежутков, а также Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> [Япаскурт, 2008]. Весьма распространено развитие хлорита по отдельным волокнам биотита, сопровождающееся приобретением зеленоватой окраски и слабого плеохроизма. В ходе интенсивного выноса щелочей при гидратации биотита повышается щелочность интерстиционных растворов и, как следствие, происходит активизация коррозии и частичное растворение некоторых аллотигенных компонентов.

Глинистые минералы, наряду с цеолитами и кальцитом, широко распространены в качестве цементирующего вещества. Чаще всего это каолинит, выполняющий поры. По результатам рентгеноструктурного анализа (РСА) содержание этого минерала варьирует от 10 до 38% от объема глинистого составляющего цемента. По РЭМ-снимкам в порах песчаных пород можно отчетливо наблюдать шестигранные пластинки аутигенного каолинита различной толщины, иногда деформированные (рис. 3). Предполагается, что образование каолинита связано с высвобождением калия при преобразовании калиевых полевых шпатов и гидратации биотита [Юдович, Кетрис, 2008]. Следует отметить, что с увеличением глубины залегания пород процесс каолинизации проявлен в меньшей степени, а его генерация в нижних частях разреза отличается более совершенными кристаллами.

В тесном парагенезисе с каолинитом в рассматриваемых породах присутствует гидрослюда (иллит), формирующая сплошные и прерывистые ка-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 4. Глинистое вещесто в поровом пространстве.

а – неравномерное скопление микроагрегатов иллит-каолинитового состава (покурская свита Пякяхинского месторождения);
 б – агрегаты иллита неправильной листовидной формы (тангаловская свита Салекаптского месторождения);
 в – микродрузовые чешуйчато-листоватые агрегаты гидробиотита (сортымская свита Пякяхинского месторождения);
 г – хлорит-гидрослюдистый цемент (мегионская свита Северо-Хальмерпаютинского месторождения).

Fig. 4. Clayed substance in the pore space.

a – uneven accumulation of microaggregates illite-kaolinite composition (Pokurskaya Formation of Pyakyakhinskoye field);  $\delta$  – aggregates of illite, irregular leaf shape (Tangelovskaya Fm of Salekaptskoye field); B – scaly-fissile assemblies hydrobiotite Sortymskaya Fm of Pyakyakhinskoye field);  $\Gamma$  – chlorite-hydrologist cement (Megionskaya Fm of North Khalmerpayutinskoe field).

емки вокруг зерен полевых шпатов и кварца (пленочный цемент). На снимках с РЭМ в составе этих каемок хорошо видны микродрузовые кристаллические и листоватые агрегаты (рис. 4). По данным РСА, содержание упомянутого минерала варьирует от 3 до 58% (табл. 1), с максимумом в заполярной и верхней части мегионской свит Хальмерпаютинского месторождения.

Как показали исследования В.А. Дрица, А.Г. Коссовской, О.В. Япаскурта, В.В. Петровой и др., гидрослюды не образуются по субстрату структурно близких к ним минералов. Прекурсорами в этом процессе являются смектиты (монтмориллонит). В то же время непосредственный переход калия в раствор при разрушении калиевых полевых шпатов и большая доступность проницаемых каналов для этих растворов создают благоприятную обстановку для формирования гидрослюды [Юдович, Кетрис, 2008]. Кроме того, образующиеся при этом соли калия и угольная кислота (K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) быстро растворяют SiO<sub>2</sub>, образуя между зернами микростилолитовые швы.

В качестве цементирующего минерала распространен также хлорит. Из РЭМ снимков следует, что этот минерал встречается в виде двух морфологических разновидностей: хорошо окристаллизованных частиц (рис. 5в) и микродрузовых агрегатов, инкрустированных на стенках пор (см. рис. 5а, б, г). Образование аутигенного хлорита связано в большей степени с трансформацией гидрослюд и смешанослойных образований с выделением  $Mg^{2+}$  и Fe<sup>3+</sup>, а также Al<sup>3+</sup> из каолинита [Япаскурт, 2008; Юдович, Кетрис, 2008]. При этом высвобождаемый K<sup>+</sup> расходуется на параллельный процесс серицитизации плагиоклазов с выносом Ca<sup>2+</sup> и формированием аутигенного кальцита.

Цеолиты имеют наибольшее значение среди новообразованных минералов. Их наличие устанавливается уже при визуальной оценке керна, где они проявляются в виде светлых пятен полуовальной и неправильной форм, размер которых может достигать нескольких миллиметров. Иногда количество их составляет до 40% объема породы [Титов, 2014]. В пределах изучаемой территории цеолиты встречаются на глубинах 3138.5–3299.4 м (скв. 32Р Южно-Мессояхского месторождения), 2958.5–3282.7 м (скв. 2020П Пякяхинского месторождения), 3233.8–3248.9 м (скв. 2051 Северо-Хальмерпаютинского месторождения) и 3138.8– Таблица 1. Результаты определения минерального состава глинистого цемента по месторождениям Большехетской впадины (рентгеноструктурный анализ), %

**Table 1.** The results of determining the mineral composition of clay cement in the fields of the Bolshekhetskaya Depression (X-ray analysis), %

Свита	Скважина	Глубина отбора, м	Каолинит	Хлорит	Гидро-	Смешанослойные	Прочие минералы
					слюда	образования	
			Хальмерп	аютинское	месторож	дение	
Заполярная	2100P	3139.20	10	25	58	7	Zeol
		3150.16	19	34	42	5	Zeol
		3158.22	19	35	41	5	Zeol, Cal
Мегионская		3226.37	20	49	28	3	Zeol, Cal
		3328.95	18	20	55	7	Cal
		3335.19	21	29	45	5	-
		3358.11	34	50	14	2	-
		3388.91	29	35	32	4	Cal
		C	еверо-Хальм	ерпаютино	ское место	рождение	
Заполярная	2051П	3344.30	27	49	21	3	Cal, Zeol
		3351.15	33	54	11	2	Cal, Zeol
		3367.63	23	55	19	3	Cal, Zeol
Мегионская		3535.72	30	49	18	3	Cal, Zeol
		3571.84	30	48	19	3	Cal, Pyr
		3633.01	26	49	22	3	Cal
			Южно-Ме	ессояхское	месторож	дение	
Покурская	32P	1264.89	61	21	16	2	_
Сортымская		3247.53	29	40	28	3	_
-		3257.15	32	38	27	3	Cal, Zeol
		3309.88	37	32	28	3	_
			Салека	аптское ме	сторожден	ие	
Тангаловская	16P	2925.89	54	28	16	2	_
		2934.34	47	23	27	3	Преобладает Cal
		2938.13	80	10	8	2	-
Сортымская		3737.06	30	48	19	3	_
1		3745.19	26	45	26	3	Cal
			Пякях	инское мес	торожден	ие	
Покурская	2020P	2163.01	81	10	9		Cal
		2185.54	89	8	3		_
		2203.19	85	9	6	85	_
		2235.31	81	10	9		Sid, Pyr
		2245.09	69	15	14	2	_
Тангаловская		2663.00	71	23	6	71	_
		2733.31	65	30	5		_
		2958.70	40	41	17	2	_
Сортымская		3120.70	34	40	23	3	Cal. Zeol. Pvr
1		3121.78	44	43	11	2	Cal. Zeol
		3129.05	34	41	22	3	Cal. Zeol
		3146.14	38	49	11	2	Cal, Zeol
		3280.95	28	49	20	3	Cal, Zeol
		3411.11	34	50	14	2	_
		3420.14	38	46	14	2	Cal. Pvr

Примечание. Cal - кальцит, Sid - сидерит, Zeol - цеолит, Руг - пирит, прочерк - содержание не выявлено.

Note. Cal - calsite, Sid - siderite, Zeol - zeolite, Pyr - pyrite, dash - not detected.

3248.3 м (скв. 2100 Хальмерпаютинского газоконденсатного месторождения).

Характер распределения цеолитов более подробно изучен в разрезе Пякяхинского месторождения, где повышенное содержание этого минерала установлено в породах верхней части сортымской свиты (пласты БУ<sub>16</sub>–БУ<sub>10-11</sub>). Содержание цеолитов в ее составе в среднем достигает 8% от объема породы, или 75% от общего объема цемента. В нижележащих пластах БУ<sub>21</sub>–БУ<sub>17</sub> соответственно 6 и 64%.

В ходе минералого-петрографического изучения выявлено, что цеолиты образуют поровый,

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

**Рис. 5.** Микродрузовые образования (*Chl*) в виде чешуйчатых агрегатов и микрокристаллов минералов из группы хлоритов, шаровидные образования пирита (*Pyr*).

 а – сортымская свита Салекаптского месторождения; б – заполярная свита Южно-Мессояхского месторождения; в – сортымская свита Пякяхинского месторождения; г – мегионская свита Хальмерпаютинского месторождения.

**Fig. 5.** Microgroove formations (*Chl*) in the form of scaly aggregates and microcrystals of minerals from the chlorite group, globular masses of pyrite (*Pyr*).

a – Sortymskaya Formation of Salekaptskoye field;  $\sigma$  – Zapolarnaya Fm of South-Messoyakhskoye field;  $\mu$  – Sortymskaya Fm of Pyakyakhinskoye field; r – Megionskaya Fm Khalmerpayutinskoe field.

иногда базальный пойкилитовый цемент, на долю которого приходится от 2 до 19% объема породы. При этом иногда они полностью замещают полевые шпаты. По наблюдениям в растровом электронном микроскопе, цеолиты образуют агрегаты из призматических кристаллов с совершенной спайностью и хорошо выраженной ступенчатостью (рис. 6). Идентификация цеолитов выполнена по данным рентгенофазового анализа. В результате было установлено, что в изученных образцах цеолиты представлены ломонтитом, в виде его кальциевой разновидности (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>·4H<sub>2</sub>O).

Аналогичные результаты были получены А.Д. Коробовым с соавторами [2008] при исследовании эпигенетических изменений пород по керну скв. 2051 Северо-Хальмерпаютинской площади и подтверждаются рядом других исследований нижнемеловых отложений севера Западной Сибири [Шиманский, 2013; Поднебесных, 2014].

В настоящее время установление генетической природы минералов из группы цеолитов, выявленных в составе нижнемеловых отложений Большехетской впадины, является наиболее дискуссионной проблемой. На основе физико-химических свойств и приуроченности определенных ассоциаций цеолитов к определенным фациям А.Г. Коссовская [Котельников, Зинчук, 2004] выделила шесть цеолитовых фаций. По мнению А.Д. Коробова с соавторами [2008], образование ломонтита связано с гидротермально-метасоматическими процессами, сопряженными с тектоно-гидротермальной активизацией. Согласно классификации А.Г. Коссовской, их следует относить к фации наложенного гидротермального метаморфизма.

На основании анализа минеральных ассоциаций А.Д. Коробовым с соавторами установлено, что породы в интервале глубин 3343.0-3638.9 м Северо-Хальмерпаютинской плошади испытали главным образом низкотемпературную, частично среднетемпературную пропилитизацию. Однако, учитывая специфику выделенных фаций, предполагающих напряженную термобарическую обстановку, следует ожидать проявления не только соответствующих парагенезов минеральных ассоциаций, но и новых структур рекристаллизационногрануляционного бластеза на контактах обломков. Последние описаны при исследовании нижнемезозойских пород тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 [Япаскурт, Горбачев, 1997], где связаны с периодами тектоно-гидротермальной акти-



Рис. 6. Кристаллически-зернистый цеолитовый цемент и призматические агрегаты цеолитов.

а – заполярная свита Северо-Хальмерпаютинского месторождения; б – сортымская свита Южно-Мессояхского месторождения; в, г – сортымская свита Пякяхинского месторождения.

Fig. 6. Crystal-grained zeolite cement and prismatic aggregates of zeolites.

a – Zapolarnaya Fm of North Khalmerpayutinskoe field;  $\delta$  – Sortymskaya Fm of South-Messoyakhskoye field; B,  $\Gamma$  – Sortymskaya Fm of Pyakyakhinskoye field.

визации. В ходе данной работы кристаллобластические признаки в цеолитсодержащих породах не выявлены, что заставляет усомниться в наличии метагенетических проявлений в пределах изучаемой территории.

Не вызывает сомнения, что новообразованные цеолиты в нижнемеловых отложениях имеют наложенный характер, проявляющийся избирательно. Их образование, вероятно, связано с преобразованием "камуфлированной пирокластики" [Котельников, Зинчук, 2004], в частности, полевошпатовой кластики. Можно предположить, что в периоды тектонической активизации циркулирующие высоконагретые растворы, обогащенные натрием, алюминием и кремнием, выщелоченными из вмещающих пород, воздействовали на обломки плагиоклазов, образуя аутигенный альбит [Коробов и др., 2013], наблюдаемый на РЭМ снимках Пякяхинского месторождения (рис. 7). При этом освободившийся кальций мог фиксироваться не только в кальците, но и в ломонтите. На связь катагенетической альбитизации и ломонтита обращают внимание также и Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [2008] при исследовании полевошпатовых, кварц-полевошпатовых, полевошпат-кварцевых граувакк Предуральского прогиба и восточного склона Южного Урала.

Кальцит тоже занимает существенное место среди вторичных образований рассматриваемых песчаников. Это разнокристаллический минерал, чаще всего образующий базальный пойкилитовый цемент, который составляет иногда до 20% площади шлифа (рис. 8). На всем протяжении разреза он распределен неравномерно, что может быть связано с влиянием инфильтрационных либо эксфильтрационных притоков водных растворов, миграцию которых вызвали тектонические процессы [Япаскурт, 2008]. Иногда даже встречаются отдельные кристаллы призматической формы размером до 0.15 мм.

Новообразованный кальцит, преобладающий среди аутигенных минералов в нижней части разреза (мегионская свита), мог образовываться за счет растворения минералов, содержащих кальций, так как при уплотнении горных пород на достаточно больших глубинах в соответствующих термодинамических условиях отделяется связанная (химически и физически) вода, которая оказывает большое влияние на процессы растворения, а также минерального новообразования [Юдович, Кетрис, 2008]. В этом ракурсе могут быть рассмотрены полевые шпаты, в частности плагиоклазы и хлориты. Не стоит исключать также привнос каль-

**Рис. 7.** Таблитчатые кристаллы и пластинчатые агрегаты вторичных щелочных полевых шпатов (альбит – ab) (сортымская свита Пякяхинского месторождения).

**Fig. 7.** Tabular crystals and lamella aggregates of secondary alkali feldspars (albite – ab) (Sortymskaya Formation Pyakyakhinskoye field).



**Рис. 8.** Поровое пространство, выполненое кристаллическими агрегатами кальцита (а), многослойчатыми образованиями микрокристаллического кальцита (б) (мегионская свита, Хальмерпаютинское месторождение).

**Fig. 8.** The pore space is made by: crystalline aggregates of calcite (a), manylamination formations of microcrystalline calcite (6) (Megionskaya Formations, Khalmerpayutinskoe field).

ция элизионными водами, которые при уплотнении отжимались из глинистых толщ, подстилающих песчаники.

Лейкоксен, эпидот, пирит, марказит, сидерит. Выделения лейкоксена иногда образуют извилистые и прерывистые пленки вокруг обломочных зерен. По мнению О.С. Кочеткова, происхождение этого минерала рассматривается как результат стяжений TiO<sub>2</sub> из вмещающего углисто-глинистослюдистого матрикса в ходе катагенетических процессов [Юдович, Кетрис, 2008].

Аутигенный эпидот в рассматриваемых породах присутствует в виде мелких зерен неправильной формы и тонкоагрегатных скоплений. Первая разновидность имеет прозрачную, слабо окрашенную зеленовато-желтую окраску, высокое двупреломление и яркие цвета интерференции. Зерна часто растресканные, размер их достигает 0.05 мм. Вторая разновидность, как уже было отмечено, развивается по зернам полевых шпатов в виде рассеянной вкрапленности. А.Д. Коробов с соавторами [2008] связывают формирование аутигенного эпидота с частичным растворением минералованалогов, локальным перераспределением и переотложением химических компонентов.

Сульфиды железа представлены парагенезисом двух полиморфных модификаций – пиритом и марказитом. Они распространены неравномерно по разрезу всех изучаемых стратиграфических подразделений. Повышенные содержания сульфидов отмечаются в отложениях покурской свиты Южно-Мессояхского месторождения (до 2%). В остальных свитах встречаются единичные кристаллы, иногда до 1%. Для пирита характерны кристаллические и фрамбоидальные образования размером 0.05–0.2 мм (см. рис. 5б) и тонкая вкрапленность неправильной формы, а марказит образует преимущественно звездчатые агрегаты диаметром 0.04-0.06 мм. Как уже упоминалось, наиболее вероятными условиями формирования пирита и марказита являются катагенетическое изменение биотита или абиогенная термальная сульфат-редукция под воздействием углеводородных газов [Юдович, Кетрис, 2008].

По мере нарастания степени катагенеза увеличивается количество сброшенного железа и магния при трансформации слюды. При этом высвобожденное железо может фиксироваться в аутигенном сидерите, иногда образуя псевдоморфозы по биотиту. Распределение сидерита неравномерное, отмечается с глубины 2934.34 м (заполярная свита Салекаптского месторождения), 3344.30 м (сортымская свита Северо-Хальмерпаютинского месторождения), 3358.11 (сортымская свита Хальмерпаютинского месторождения).

Немаловажным показателем являются контакты аллотигенных компонентов. Так, в верхней части разреза (покурская, тангаловская свиты) преобладают точечные, прямолинейные и, в единичных случаях, конформные контакты между песчаными зернами. Сверху вниз по разрезу (сортымская, мегионская свиты) увеличивается количество выпукло-вогнутых сочленений, появляются инкорпорационные виды зерновых контактов.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований выявлен ряд особенностей вторичных изменений в отложениях нижнего мела Большехетской впадины. Для нижнемеловых отложений установлено, что алеврито-песчаные породы характеризуются разнообразным комплексом аутигенных минералов и структур, свидетельствующих о стадии фонового катагенеза и о наложенных процессах. При этом верхняя часть разреза изучаемых отложений (покурская, тангаловская) отвечает зоне среднего катагенеза (градация MK<sub>2</sub>), характеризующейся интенсивной регенерацией кварца, внутрислойным растворением неустойчивых слюд и полевых шпатов, гидрослюдизацией, хлоритизацией и кальцитизацией.

Анализ нижней части разреза (сортымская, мегионская свиты) показал, что породы преобразованы до стадии глубокого катаганеза (градация MK<sub>3</sub>). Хорошими показателями такой степени изменения являются наличие в зернах кварца прерывистых регенерационных каемок и частично восстановленных кристаллографических граней, замещение полевых шпатов, наличие ассоциации хлорит– гидрослюда, ломонтит в парагенезисе с эпидотом и кальцитом, доминирование конформных межзерновых контактов. При этом эпигенетический процесс протекал неравномерно, пульсационно, в связи с изменяющимися тектоническими условиями.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Коробов А. Д., Коробова Л. А., Ахлестина Е. Ф. (2008) Минеральные ассоциации продуктов гидротермального изменения – ключ к пониманию возникновения зон разуплотнения и фазовой зональности углеводородов (на примере Западной Сибири). Изв. Саратов. университета, 8(1), 42-49.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Гордина Р.И. (2013) Об участии рассолов в гидротермальной альбитизации, сопровождающей формирование продуктивных коллекторов чехла (Западная Сибирь). Известия Саратовского ун-та, 13(2), 61-68.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. (2004) Условия образования и эволюции цеолитов в осадочном чехле земной коры. Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 4, 19-24.
- Нестеров И.И. (1984) Структурная схема районирования чехла Западно-Сибирской плиты по подошве Юрско-Кайнозойского плитного комплекса, масштаб: 1 : 500 000. URL http://neotec. ginras.ru
- Поднебесных А. В. (2014) Проблемы диагностики цео-

литов и влияние их наличия на разработку продуктивных отложений Мессояхской группы месторождений. *Изв. Томского политехн. ун-та*, **324(**1), 137-145.

- Поднебесных А.В., Овчинников В.А. (2015) Основные типы вторичных изменений пород-коллекторов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Вестн. Томского гос. ун-та, 400, 393–403.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. (2009) Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизьюнктивных нарушений. Литосфера, (6), 54-65.
- Решения 5-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, принятым МРСС-90. (1991) Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 54 с.
- Титов Ю.В. (2014) Цеолитовая минерализация в меловых отложениях Большехетской впадины на севере Западной Сибири (на примере пласта БТ<sub>8</sub> Пякяхинского месторождения. *Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН*, **161**, 120-123.
- Шиманский В. В. (2013) Постседиментационные изменения пород-коллекторов: Учеб. пособие. Ухта: УГТУ, 59 с.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. (2008) Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 564 с.
- Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 356 с.
- Япаскурт О.В. (2013) Литология. Разделы теории. В двух частях. Ч. I: Процессы и факторы эпигенезиса горных пород: диагностика и системный анализ. Учеб. пособие. М.: МАКС Пресс, 216 с.
- Япаскурт О.В., Горбачев В.И. (1997) Литогенетические факторы формирования глубинной пористости отложений палеодельт (в низах разреза Тюменской скважины). Докл. АН, **353**(2), 241-245.

### REFERENCES

- Korobov A.D., Korobova L.A., Akhlestin E.F. (2008) Mineral associations of products of hydrothermal change – the key to understanding the origin of hydrocarbon decompression and phase zonings (on the example of Western Siberia). *Izv. Saratov Univ.*, 8(1), 42-49. (In Russian)
- Korobov A.D., Korobov L.A., Kolotukhin A.D., Mukhin V.M., Gordina R.I. (2013) On the participation of brine in hydrothermal albitization, which accompanies the for-

mation of productive reservoirs of the cover (Western Siberia). *Izv. Saratov Univ.*, 13 (2), 61-68. (In Russian)

- Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. (2004) Conditions for the formation and evolution of zeolites in the sedimentary cover of the earth's crust. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geology and Exploration*, (4), 19-24. (In Russian)
- Nesterov I.I. (1984) Structural scheme of zoning of the cover of the West Siberian plate on the sole of the Jurassic-Cenozoic plate complex, scale: 1 : 500 000 URL http:// neotec.ginras.ru
- Podnebesnyh A.V. (2014) The problems of diagnostics of the zeolite and the influence of their presence on the productive deposits vorking of the Messoyakha group of deposits. *Izv. Tomsk Polytechnic Univ.*, **324**(1), 137-145. (In Russian)
- Podnebesnyh A.V., Ovchinnikov V.A. The main types of secondary changes in the sedimentary rocks-collectors of the West Siberian Plate. *Vestn. Tomsk State Univ.*, 400, 393-403. (In Russian)
- Predtechenskaya E.A., Shiganova O.V., Fomichev A.S. (2009) Catagenetic and hydrochemical anomalies in Lower-Middle Jurassic oil and gas bearing deposits in West Siberia as indicators of fluid-dynamic processes in the zones of disjunctive disturbans. *Lithosfera*, (6), 54-65. (In Russian)
- Decisions of the 5th Interdepartmental regional stratigraphic meeting on Mesozoic deposits of the West Siberian plain, adopted by MRSS-90. (1991) Tyumen: Zapsibnigni Publ., 54 p. (In Russian)
- Shimansky V. V. (2013) Postsedimentacionnye izmeneniya porod-kollektorov [Post-Sedimentation changes of reservoir rocks]. Ukhta: USTU Publ., 59 p. (In Russian)
- Yudovich Ya. E., Ketris M. P. (2008) *Mineral 'nye indikatory litogeneza* [Mineral indicators of lithogenesis]. Syktyvkar: Geoprint Publ., 564 p. (In Russian
- Yapaskurt O.V. (2008) Geneticheskaya mineralogiya i stadial'nyi analiz processov osadochnogo porodo- i rudoobrazovaniya [Genetic Mineralogy and stage analysis of sedimentary rock and ore formation processes]. Textbook. Moscow: ESLAN Publ., 356 p. (In Russian)
- Yapaskurt O.V. (2013) Litologiya. Razdely teorii. V 2 chastyah. Ch. I. Processy i faktory epigenezisa gornyh porod: diagnostka i sistemnyi analiz [Lithology. Theory sections: in two parts. Pt I. Processes and factors of rock epigenesis: diagnostics and system analysis]. Moscow: MAX Press Publ., 216 p. (In Russian)
- Yapaskurt O.V., Gorbachev V.I. (1997) Lithogenetic factors in the formation of deep porosity of sediments paleodelta (in the lower parts of the section Tyumen wells). *Docl. Akad. Nauk*, **353**(2), 241-245. (In Russian)

УДК 564.82/.85+551.735.1

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-59-80

Памяти Маргариты Васильевны Постоялко – первооткрывателя ранневизейских карбонатных отложений на Среднем Урале

## Распространение брахиопод в отложениях нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона

© 2019 г. Н.А.Кучева

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

Поступила в редакцию 15.11.2017 г., принята к печати 02.03.2018 г.

Объекты исследований. Рассматривается распространение брахиопод в стратотипах региональных горизонтов и свит нижнего визе и жуковского горизонта верхнего визе Восточно-Уральского субрегиона, находящихся на территории Восточно-Уральской и Магнитогорской мегазон. Материалы и методы. В морских бассейнах раннего карбона на территории современного восточного склона Урала брахиоподы были одной из наиболее многочисленных групп бентосных организмов. Приведены данные о распределении брахиопод в карбонатных и карбонатнотерригенных фациях разрезов Среднего (Покровское, Жуково, Смолино, Брод-Ключики) и Южного (Нижняя Гусиха, Верхняя Кардаиловка, Кипчак, Усть-Греховка, Худолаз) Урала. Результаты. Установлено, что в ранневизейское время доминировали виды Delepinea lebedevi, D. comoides, Ovatia markovskii и Composita sp. В устыгреховское время в сообществах брахиопод появились виды-мигранты, доля делепиней и оватий уменьшилась, что привело к изменению структуры сообществ. Эволюционные преобразования рода Ovatia на рубеже устыгреховского/жуковского времени привели к появлению рода Linoprotonia, а от него – рода Globosoproductus (первый представитель группы гигантоидных продуктид). Жуковское время характеризовалось продолжением реорганизации состава и структуры сообществ и сменой доминирующих таксонов. Широкое распространение получили роды Linoprotonia и Globosoproductus, появились редкие Gigantoproductus, Datangia и Semiplanus. Выводы. Установлена прямая зависимость разнообразия комплексов брахиопод от абиотических условий. Наиболее разнообразные ассоциации, представленные таксонами нескольких отрядов, в том числе и гигантоидными продуктидами, обитали в мелководных обстановках с карбонатным осадконакоплением. В развитии брахиопод на протяжении раннего визе и жуковского времени позднего визе прослеживается преемственность родового и видового состава со значительным его обновлением в устьгреховское и жуковское время.

**Ключевые слова**: восточный склон Урала, брахиоподы, нижнее визе, жуковский горизонт, изолированные карбонатные платформы (ИКП), прибрежно-морские условия, роды Ovatia, Linoprotonia, Globosoproductus

> To the memory of Margarita Vasilyevna Postoyalko, who discovered the Lower Visean carbonate deposits in the Middle Urals

### Distribution of brachiopods in the Lower Visean deposits in the Eastern Urals

Nadezhda A. Kucheva

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: kucheva@igg.uran.ru Received 15.11.2017, accepted 02.03.2018

*Subject.* This paper is aimed at investigating the distribution of brachiopods across the stratotypes of the Lower Visean regional substages and formations, as well as of the Upper Visean Zhukovsky regional substage, which are presently located in the East Uralian and Magnitogorskian megazones of the Eastern Urals. *Materials and methods.* Brachiopods were one of the most numerous groups of benthic organisms inhabiting the Early Carboniferous marine basins now located in the eastern Urals. This paper presents information on the distribution of brachiopods across the carbonate and carbonate-terrigenous facies of the Middle (Pokrovskoe, Zhukovo, Smolino, Brod-Kljuchiki) and Southern (Nizhnyaya Gusikha, Verkhnyaya Kardailovka, Kipchak, Ust-Grekhovka and Khudolaz) Urals sections. *Results.* It is found that

Для цитирования: Кучева Н.А. (2019) Распространение брахиопод в отложениях нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона. *Литосфера*, **19**(1), 59-80. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-59-80

For citation: Kucheva N.A. (2019) Distribution of brachiopods in the Lower Visean deposits in the Eastern Urals. *Litosfera*, **19**(1), 59-80. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-59-80

Delepinea lebedevi, D. comoides, Ovatia markovskii and Composita sp. were the domineering species during the Early Visean period. The Ust-Grekhovsky time marked the appearance of migrant species, which resulted not only in a decrease in the proportion of *Delepinea* and *Ovatia* but also significantly changed the entire structure of the local brachiopod communities. The evolutionary transformation of the *Ovatia* genus at the Ust-Grekhovsky–Zhukovsky time boundary led to the appearance of the *Linoprotonia* genus and subsequently to the *Globosoproductus* genus (the first representative of the *Gigantoproductini*). The Zhukovsky period was characterized by a continuing reorganization of the composition and structure of the communities, featuring a change in the dominant taxa. The *Linoprotonia* and *Globosoproductus* genera appeared. *Conclusions*. A direct correlation between the diversity of brachiopod associations and abiotic factors is found. The most diverse associations represented by the taxa of several orders, including *Gigantoproductini*, inhabited shallow-water environments with carbonate sedimentation. The evolution of brachiopods over the Early Visean and Zhukovsky periods of the Late Visean was characterized by natural succession in the composition of genera and species, with the most significant alteration having occurred in the Ust-Grekhovsky and Zhukovsky periods.

**Keywords**: Eastern slope of the Urals, brachiopods, the Lower Visean, Zhukovsky regional substage, isolated carbonate platforms (ICP), coastal-marine conditions, Ovatia, Linoprotonia, Globosoproductus genera

#### Acknowledgements

The author sincerely thanks V. Chernykh and G. Mizens for valuable advice, recommendations and comments received from them during the article preparation.

The work was done within the theme AAAA-A18-118052590025-8 state task of IGG UB RAS and complex program of fundamental research of UB RAS AAAA-A18-118052590031-9.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время биостратиграфические исследования на территории Восточно-Уральского субрегиона проводятся в соответствии со стратиграфическими схемами, принятыми IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием [Стратиграфические схемы...,1993; Щербаков и др., 1994]. Со времени принятия и утверждения схем прошло более 20 лет. В течение этого времени при комплексных биостратиграфических и литолого-фациальных исследованиях, проведенных сотрудниками Института геологии и геохимии УрО РАН, получены новые данные по стратиграфии восточного склона Урала, охарактеризованы палеогеографические и палеотектонические обстановки, существовавшие в пределах Восточно-Уральского субрегиона на протяжении раннего и среднего карбона. Значительный объем исследований проведен на стратотипических разрезах региональных горизонтов и свит (рис. 1). В разные годы эти разрезы изучались автором совместно с М.В. Постоялко, Т.И. Степановой и Г.А. Мизенсом. Биостратиграфическое расчленение отложений выполнялось по фораминиферам (М.В. Постоялко, Т.И. Степанова) с учетом данных по брахиоподам (И.М. Гарань и Н.А. Кучева) и аммоноидеям (А.А. Школин). Исследования литологофациальных особенностей отложений с применением современных изотопно-геохимических методов выполнены Г.А. Мизенсом. Результаты этих исследований позволили уточнить районирование и стратиграфическую основу схемы нижнего карбона Восточно-Уральского субрегиона [Кучева, Степанова, 1999, 2013; Степанова и др., 2008а; Мизенс и др., 2012, 2013; Степанова, 2016; и др.].

Материалом для данной статьи послужили коллекции брахиопод, собранные автором, а также коллекции И.М. Гарань. Коллекции насчитывают более 1000 экземпляров и хранятся в лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГГ УрО РАН.

Определения брахиопод выполнены в соответствии с системой, принятой в "Treatise on Invertebrate Paleontology" [2000, 2002, 2006].

В морских бассейнах раннего карбона изученной территории брахиоподы были одной из наиболее многочисленных групп бентосных организмов, но имели крайне неравномерное распространение. Основная задача данного исследования заключалась в определении особенностей распределения брахиопод в отложениях различных фациальных типов и факторов, влияющих на разнообразие комплексов в течение первой половины визейского века.

В турнейский век – жуковское время позднего визе территория восточного склона Урала представляла собой рифтовую зону, состоящую из нескольких грабенов с разнообразными и изменчивыми условиями осадконакопления и активным, преимущественно подводным, вулканизмом [Салихов, Яркова, 1992; Мизенс и др., 2012, 2013; Салихов и др., 2014]. На востоке рифтовая зона граничила с сушей Восточно-Уральского микроконтинента, на которой происходило накопление аллювиальных и озерноболотных, в том числе и угленосных, отложений. К западу от рифтовой зоны существовал остаточный бассейн окраины океана, но между ними, вероятнее всего, существовал барьер [Пучков, 2000; Мизенс и др., 2013]. В пределах рифтовой зоны наиболее широкое распространение имели терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные фации. Карбонатное осадконакопление происходило преимущественно на изолированных платформах.

Брахиоподы в нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона Distribution of brachiopods in the Lower Visean deposits in the Eastern Urals



**Рис. 1.** Местоположение изученных разрезов на литолого-фациальной схеме Восточно-Уральской мегазоны Среднего (а) и Магнитогорской мегазоны Южного (б) Урала для ранневизейского и раннежуковского времени.

Структурно-фациальные подразделения: СТ – Сосьвинско-Теченская зона, МБ – Махневско-Брединская зона, К – Кизильская подзона, КА – Кипчак-Аркаимская подзона; изолированные карбонатные платформы: ПИКП – Першинская, ГИКП – Гусихинская, КИКП – Кипчакская. 1, 2 – границы: 1 – зон, 2 – карбонатных платформ и фаций; 3–10 – площади распространения отложений: 3 – докаменноугольных; 4–9 – каменноугольных морских (4 – мелководных терригенных, 5 – мелководных карбонатных, 6 – прибрежных карбонатно-терригенных, 7 – мелководных терригенно-карбонатных, 8 – глубоководных терригенных, 9 – вулканогенных); 10 – каменноугольных озерно-болотных угленосных; 11 – разрезы (▲): 1 – Покровское, 2 – Жуково, 3 – Бекленищево, 4 – Смолино, 5 – Брод-Ключики, 6 – Нижняя Гусиха, 7 – Верхняя Кардаиловка, 8 – Кипчак, 9 – Греховка, 10 – Усть-Греховка, 11 – Большой Кизил, 12 – Худолаз.

**Fig. 1.** Location of the studied sections on the lithofacial scheme East Uralian megazone of the Middle (a) and Magnitogorsk megazone the Southern (δ) Urals for the Early Visean and Early Zhukovsky time.

Structural-facial units: CT – the Sos'va-Techa zone, MБ – the Makhnevo-Bredy zone, K – the Kizil subzone, KA – the Kipchak-Arkaim subzone; the isolated carbonate platforms (ICP): ПИКП – Pershino, ГИКП – Gusikha, КИКП – Kipchak;

1, 2 –boundaries: 1 – of zones, 2 – of carbonate platforms and facies; 3–10 areas of deposits distribution: 3 – before Carboniferous; 4–9 – marine Carboniferous (4 – shallow terrigenous, 5 – shallow carbonate, 6 – coastal carbonate-terrigenous, 7 – shallow terrigenous-carbonate, 8 – deep-water terrigenous, 9 – volcanogenic); 10 – lacustrine-bog coal-bearing Carboniferous; 11 – sections ( $\blacktriangle$ ): 1 – Pokrovskoe, 2 – Zhukovo, 3 – Beklenishchevo, 4 – Smolino, 5 – Brod-Kljuchiki, 6 – Nizhnyaya Gusikha, 7 – Verkhnyaya Kardailovka, 8 – Kipchak, 9 – Grekhovka, 10 – Ust-Grekhovka, 11 – Bolshoy Kizil, 12 – Khudolaz.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ БРАХИОПОД В СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ СРЕДНЕГО УРАЛА

На Среднем Урале стратотипы региональных горизонтов и свит находятся в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Морские фации нижнего визе и жуковского горизонта верхнего визе представлены разнообразными по генезису отложениями, замещающими друг друга по латерали. В бассейне р. Реж севернее городов Реж и Артемовский распространены известняки мироновской свиты, а также терригенные и терригенно-карбонатные образования жуковской свиты. В бассейне р. Исеть к западу от г. Каменск-Уральский обнажаются карбонатно-терригенные отложения смолинской свиты, известняки исетской свиты и вулканогенные комплексы бекленищевской свиты (табл. 1, 2). Охарактеризованные брахиоподами отложения находятся в пределах Сосьвинско-Теченской (разрезы Покровское, Жуково и Смолино) и Махневско-Брединской (разрез Брод-Ключики) структурнофациальных зон (см. рис. 1а).

### Восточно-Уральской мегазона Сосьвинско-Теченская структурно-фациальная зона Режевская структурно-фациальная подзона Першинская изолированная карбонатная платформа (ПИКП)<sup>1</sup>

## Разрез Покровское – стратотип мироновской свиты

Территория Сосьвинско-Теченской зоны имеет сложное моноклинально-блоковое строение, и нижневизейские карбонатные образования (мироновская свита) залегают в нескольких тектонических блоках в окрестностях сел Покровское, Мироново и Сохарево. Последовательный стратиграфический разрез мироновской свиты составлен по результатам изучения этих разобщенных фрагментов, а наиболее полные разрезы Покровское и Мироново признаны стратотипическими [Постоялко, Черепанова, 1991; Степанова и др., 2008а]. В разрезе Покровское распространены многочисленные брахиоподы зоны Delepinea lebedevi– Ovatia markovskii, в известняках разреза Мироново брахиоподы отсутствуют.

Разрез Покровское находится в окрестностях с. Покровское. Коренные выходы известняков мироновской свиты прослеживаются полосой шириной около 1 км от центральной части села в западном направлении на протяжении 6-7 км, а также фрагментарно обнажены по р. Бобровка и ее левому притоку – руч. Губинский лог (обн. 10854– 10858, 913). Они вскрыты картировочными скважинами (Ср-3213, Ср-3214), карьерами для добычи щебня около птицефабрики (обн. 914, 915), вдоль автомагистрали Реж-Артемовский и значительными по протяженности расчистками, сделанными в процессе реконструкции этой автотрассы (обн. 3021-3019) [Степанова, Кучева, 2012]. В разрезе Покровское мироновская свита представлена практически в полном объеме, однако хорошо вскрыта только ее нижняя часть, верхняя часть наблюдается в разобщенных выходах (рис. 2). Контакты свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические.

### Визейский ярус Нижневизейский подъярус

Обручевский горизонт (обн. 914, 915) сложен однообразными темно-серыми до черных тонкослоистыми битуминозными известняками. Возраст отложений установлен по комплексу фораминифер зоны Eoparastaffella simplex–Eogloboendothyra ukrainica [Постоялко, Черепанова, 1991].

В нижней части разреза (обн. 914/1-13) распространены многочисленные мелкие Composita sp. и единичные Delepinea lebedevi Rot. et Ais. В средней части горизонта (обн. 914/14-26) брахиоподы образуют прослои ракушняков, сложенные либо Delepinea lebedevi в ассоциации с редкими Ovatia markovskii Donak. и Actinoconchus adepressiorus (Ein.), либо Ovatia markovskii с редкими Delepinea lebedevi. Вместе с брахиоподами встречаются немногочисленные гастроподы и криноидеи. В верхней части горизонта (обн. 915) постоянно отмечаются разрозненные мелкие раковины Actinoconchus adepressiorus, Composita sp. и единичные Cleiothycridina asinuata (Liss.), гнездообразные скопления Composita sp., а также гастроподы и кораллы рода Syringopora.

Мощность обручевского горизонта около 40 м.

Бурлинский горизонт в нижней части (обн. 10854-А) сложен известняками серыми мелко- и тонкозернистыми с редкими отпечатками продуктид. В средней части горизонта (обн. 10854, 3021/11) залегают несортированные карбонатные конгло-брекчии видимой мощностью 1–2 м. Верхняя часть бурлинского горизонта (обн. 3021/3–10,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Изолированная карбонатная платформа (ИКП) представляет собой зону бассейна осадконакопления, в пределах которой относительно продолжительное время сохранялись шельфовые условия и формировались карбонатные отложения. ИКП встречаются на поднятиях в глубоководных бассейнах, в том числе океанических. Чаще всего они не связаны с континентальными платформами. В разрезах изолированных платформ наряду с местными (тектоническими, вулканическими) событиями могли оставить следы события глобальные (климатические, массовые вымирания биоты, крупнейшие землетрясения, резкое уменьшение содержания кислорода в мировом океане и др.) [Мизенс и др., 2014].

Таблица 1. Стратотипические разрезы стратиграфических подразделений нижнего и нижней части среднего карбона на восточном склоне Среднего и Южного Урала

Table 1. Stratotype sections of the Lower 0	Carboniferous and the	e lowest part of Midd	le Carboniferous	stratigraphic units or
the Middle and Southern Urals eastern slop	e			

№ п. п.	Разрез	Стратиграфический интервал	Стратотип
	Средний Урал		
1	Покровское	Нижнее визе	Стратотип мироновской свиты
2	Жуково	Устьгреховский горизонт нижнего ви- зе – жуковский горизонт верхнего визе	Стратотип жуковской свиты и жуковского горизонта
3	Бекленищево	Турне – жуковский горизонт верхне- го визе	Стратотип бекленищевской свиты
		Нижнебашкирский подъярус	Стратотип малобелоносовской свиты
4	Смолино	Устыреховский горизонт нижнего ви- зе – жуковский горизонт верхнего визе	Стратотип смолинской свиты
5	Брод-Ключики	Турнейский ярус – нижнебашкирский подъярус	Стратотип каменской (нижнее турне) и исетской (верхнее визе – серпуховский ярус) свит, страто- тип каменск-уральского горизонта верхнего визе
	Южный Урал		
6	Нижняя Гусиха	Обручевский – устьгреховский гори- зонты нижнего визе	Стратотип либровичского надгоризонта
7	Верхняя Карда- иловка	Нижнее визе – московский ярус	Претендент на роль глобального стратотипа ниж- ней границы серпуховского яруса
8	Кипчак	Косьвинский горизонт турнейского яруса – каменск-уральский горизонт верхнего визе	Стратотип обручевского горизонта
9	Греховка	Нижнее визе, обручевский и бурлин- ский горизонты	Стратотип нижней части греховской свиты
10	Усть-Греховка	Устьгреховский горизонт нижнего визе	Стратотип устьгреховского горизонта и верхней части греховской свиты
11	Большой Кизил	Жуковский горизонт верхнего визе – нижнебашкирский подъярус	Стратотип верхней части греховской свиты, стра- тотип кизильской свиты
12	Худолаз	Устьгреховский горизонт нижнего ви- зе – сюранский горизонт башкирско- го яруса	Стратотип сунтурского, худолазовского и черны- шевского горизонтов серпуховского яруса, пара- стратотип аверинского и богдановичского гори- зонтов верхнего визе

3020, 3019/1-6) сложена преимущественно тонкослоистыми темно-серыми до черных афанитовыми и тонко-мелкозернистыми битуминозными известняками. Непосредственно на конгло-брекчиях залегают тонкослоистые серые афанитовые известняки (обн. 3021/10-3021/7) с редкими мелкими атиридидами рода Composita. Другие макрофоссилии представлены башенковидными гастроподами и остракодами. Выше по разрезу отмечаются редкие скопления из двух-трех раковин Ovatia markovskii, Actinoconchus cf. adepressiorus и Composita sp., послойные скопления (инт. 3021-6а) мелких Composita sp. и единичные Delepinea sp. Вместе с брахиоподами встречаются редкие колонии кораллов рода Syringopora и крупные гастроподы. В кровле горизонта (обн. 3019/1-6) брахиоподы не обнаружены. Мощность бурлинского горизонта около 20 м.

Устьгреховский горизонт (обн. 3019/7–9). В его подошве залегают известняки серые тонкоплитчатые с редкими Ovatia markovskii, сирингопорами и гастроподами.

В разрозненных обнажениях, вскрытых ручьем Губинский лог, устьгреховский горизонт представлен несколькими литотипами известняков с различающимися ассоциациями органических остатков. Нижняя часть разреза (обн. 10858) сложена известняками темно-серыми до черных мелкозернистыми битуминозными с единичными крупными Schuchertella portlockiana (Sem.) и мелкими Delepinea sp., Pustula pustulosa (Phill.), Ovatia markovskii, Actinoconchus adepressiorus. Непосредственно над ними залегают известняки серые мелко- и микрозернистые с редкими Delepinea sp., Actinoconchus cf. adepressiorus и крупными гастроподами. Выше (обн. 10857), в левом борту ручья и в элювии, на высокой части пашни, установлены следующие разновидности известняков:

1) серые тонко- мелкозернистые без видимых органических остатков;

2) серые обломочные без видимых органических остатков;

3) серые до светло-серых с многочисленными брахиоподами Actinoconchus adepressiorus, редкими Delepinea lebedevi и мелкими Ovatia markovskii;

4) серые мелкозернистые с многочисленной и разнообразной по составу ассоциацией брахиопод,

Таблица 2. Соотношение региональных и местных стратиграфических подразделений визейского и серпуховского ярусов Восточно-Уральского субрегиона

Fable 2. The Visean a	nd Serpukhovian	regional and local	stratigraphic units	correlation on t	he Eastern Urals
-----------------------	-----------------	--------------------	---------------------	------------------	------------------

				Ст	раті	играфическая с Восточно	кема -Ура	а нижнекаме альского субј	нно <u>у</u> реги	угол юна	іьнь (19	ix o 93)	глох	кени	ій		
				У	инф	ицированная час	гь			K	Coppe	еляц	ион	наяч	асти	5	
гема	цел	yc	ьярус	горизонт	I30HT	Свиты Зоны по фо- раминиферам брахиоподам							фо- Зоны по Свиты рам брахиоподам				
Сист	OTJ	дR	Под	Цад	Lopk	1 11	-1			Средний Урал Иж			урал	и			
			хний		Чернышевский	Bradyina cribrostomata - Plectostaffella varvariensis	Striatifera										
		серпуховский	Bep		Худолазовский	Eostaffellina protvae - Eostaffella mirifica	roductus	Latiproductus edelburgensis									
		C	йинжиН		Сунтурский	Neoarchaediscus parvus - Eolasiodiscus donbassicus	Latip	Latiproductus latissimus		ГСКАЯ							
					Богдановичский	Endothyranopsis sphaerica-Eosta- ffella ikensis tenebrosa - Pseudoendothyra averiensa		Giganto- productus striato- sulcatus		Исе			Исел			ская	
нноугольная	жний		кний	кий	Аверинский	Bradyina rotula - Eostaffella ikensis	oproductus s. l.	Giganto- productus giganteus						гигиу			
Каме	Камен Ниж Визейский	Визейский	Bep	Okc	Каменск-урал.	Endothyranopsis crassa - Parastaffella luminosa	Giganto	Datangia praemo- deratus									
			Визейский			Жуковский	Endothyranopsis compressa - Paraarchaediscus krestovnikovi		Globoso- productus mirus		2	евская			ская		
					Устыгреховский	Plectogyranopsis paraconvexa - Uralodiscus rotundus	togyranopsis aconvexa - alodiscus tundus		COBCKAR	Кая	Бекленищ	Смолинская	Полдневская серия	Бурсун		езовская	
			Нижний	Либровичский	Бурлинский	Eoparastaffella subglobosa - Uralodiscus primaevus	Delepinea	Delepinea lebedevi - Ovatia markovskii	Жук	Мироновс				шинская		Bep	
					Обручевский	Eoparastaffella simplex - Eogloboendothy- ra ukrainica								Erop			

Брахиоподы в нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона Distribution of brachiopods in the Lower Visean deposits in the Eastern Urals





LITOSFERA volume 19 No. 1 2019





**Рис. 2.** Сводная литолого-стратиграфическая колонка и распространение характерных видов брахиопод в разрезе Покровское.

Здесь и на рис. 3-5: 1 - известняки; 2 - доломитизированные известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – мергели; 5-известняковые песчаники; 6 - песчаники; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – кремнистые сланцы; 10 - конгло-брекчии: а - полимиктовые, б - известняковые; 11 - конгломераты: а - полимиктовые, б - сложенные обломками вулканогенных пород; 12 - базальты; 13 – вулканогенные породы кислого состава; 14-текстура пород: а - тонкослоистая, б - среднеслоистая, в - толстослоистая; 15 - границы слоев и интервалов: а – согласные, б – с размывом, в – задернованных интервалов; 16 – интервалы распространения брахиопод: а – установленные, б – возможные; 17 – встречаемость: а – скоплениями, б – частая, в – редкая; 18 – органические остатки: 18/1 – мелкомерные брахиоподы, 18/2 – крупные формы рода Delepinea, 18/3 – прослои брахиоподовых ракушняков, 18/4 - прослои пелециподовых ракушняков, 18/5 - гастроподы, 18/6 - сирингопоры, 18/7 – одиночные кораллы Rugosa, 18/8 – колониальные кораллы Rugosa, 18/9 - криноидеи, 18/10 - споры. D<sub>3</sub>f – верхний девон, фаменский ярус.

**Fig. 2.** The general litho-stratigraphic column and brachiopod characteristic species distribution in the Pokrovskoe section.

Legend to Fig. 2-5: 1 - limestones; 2 - dolomitized limestones; 3 - clayey limestones; 4 - marls; 5 - calcareous sandstones (calcarenites); 6 - sandstones; 7 - siltstones; 8 - mudstones; 9-cherts; 10-conglo-breccias: a-polymictic, 6-calcirudytes; 11 – conglomerates: a – polymictic,  $\delta$  – composed of volcanic rocks fragments; 12 - basalts; 13-volcanogenic felsic rocks; 14 - structure of rocks: a - thin-bedded, б-medium-bedded, в - thick-bedded; 15-strata boundaries: a - conformable, 6 - erosional, B - grass-covered intervals; 16 - intervals of brachiopod occurence: a - established, 6-possible; 17 - occurrence: a - accumulations,  $\delta$  - frequent, B - rare; 18 - fossils: 18/1 - small brachiopods, 18/2 - large forms of the Delepinea genus, 18/3 - interlayers of brachiopod-shell deposits, 18/4 - interlayers of pelecypoda-shell deposits, 18/5 – gastropods, 18/6 – *Syringopora*, 18/7 – individual Rugosa corallites, 18/8 – colonial Rugosa corallites, 18/9 – Crinoidea, 18/10 – spores. D<sub>3</sub>f – Upper Devonian, Famennian.

Actinoconchus adepressiorus, Unispirifer aff. smirnovi (Gar.), а также редкими одиночными кораллами Rugosa и колониями кораллов рода Syringopora, гастроподами и пелециподами. В кровле разреза (обн. 913) залегают известняки серые мелко- и микрозернистые с единичными крупными *Delepinea comoides*.

Мощность устыгреховского горизонта около 40 м.

Таким образом, в разрезе Покровское постоянными составляющими комплексов брахиопод обручевского, бурлинского и устыгреховского горизонтов являются Delepinea lebedevi, Ovatia markovskii и Composita sp. В обручевском горизонте они многочисленны. В ассоциации с ними встречаются Actinoconchus adepressiorus и Cleiothycridina asinuata. Комплекс брахиопод бурлинского горизонта крайне беден. В его составе преобладают мелкие атиридиды рода Composita. Виды Delepinea lebedevi, Ovatia markovskii u Actinoconchus adepressiorus, имеющие широкое распространение в обручевском горизонте, здесь встречаются крайне редко. Комплекс брахиопод устьгреховского горизонта в целом унаследован от бурлинского, но значительно разнообразнее. В этом комплексе в ассоциации с видами-доминантами встречаются Delepinea comoides, мелкие иглистые продуктиды родов Avonia и Echinoconchus, разнообразные Orthotetida, Orthida и Spiriferida [Кучева, 2008, 2015; Kucheva, 2015].

Предполагается, что известняки мироновской свиты формировались в пределах Першинской ИКП [Коровко и др., 1992; Пучков, 2000; Мизенс и др., 2012, 2014б]. Исходя из особенностей распространения брахиопод, а также с учетом данных по другим группам организмов и литологических особенностей вмещающих пород, можно предположить, что в ранневизейское время карбонатное осадконакопление происходило на незначительных по площади поднятиях. Отложения обручевского и бурлинского горизонтов разреза Покровское, вероятнее всего, формировались в замкнутом бассейне. В обручевское время на Першинской ИКП имели место мелководные условия со спокойным гидродинамическим режимом, в бурлинское время – крайне мелководные, вероятно, с нарушенным газообменом и кратковременными осушениями территории [Мизенс и др., 2012; Степанова, Кучева, 2012]. Появление в устыгреховское время космополитных видовмигрантов брахиопод и стенобионтных таксонов свидетельствует об ослаблении изоляции карбонатной платформы.

### Разрез Жуково – стратотип жуковской свиты и жуковского горизонта

### Верхневизейский подъярус Жуковский горизонт

Стратотипическая местность жуковской свиты и жуковского горизонта находится в бассейне р. Реж и ее левого притока р. Рассоха, в окрестностях деревень Жуково и Сохарево [Постоялко, Черепанова, 1991]. Большая часть жуковской свиты (обручевский горизонт – нижняя часть жуковского горизонта) образована отложениями турбидитов и обломочных потоков глубоководного прогиба, существовавшего в течение ранневизейского и жуковского времени вблизи Першинской ИКП [Степанова и др., 20086]. Верхняя часть жуковской свиты в объеме комплексной зоны Endothyranopsis compressa–Archaediscus krestovnikovi–Globosoproductus mirus выделена стратотипом жуковского горизонта [Стратиграфические схемы..., 1993; Щербаков и др., 1994].

Брахиоподы встречаются только в верхней части жуковского горизонта, вскрытой небольшим карьером на северной окраине д. Жуково (разрез Жуково, обн. 957) и представленной известняковыми песчаниками и известняками с прослоями известковистых аргиллитов и мергелей. Они немногочисленны, приурочены к прослоям мелкозернистых и мелкодетритовых известняков и достаточно разнообразны по систематическому составу (12 видов из шести отрядов): Delepinea lebedevi, Pugilis sp., Echinoconchus cf. subelegans Thomas, Pustula pustulosa, Schuchertella cf. portlockiana (Sem.), *Camarotoechia* sp., *Actinoconchus* adepressiorus, *Leiothycridina expansa*, *Composita ambigua* (J. Sow.), Martinia glabra (J. Sow.), Phricodothyris verecunda George, Dielasma sasculus (Mart.). В кровле разреза залегают массивные обломочные известняки с редкими Datangia sp., Pustula pustulosa, Actinoconchus sp. и Martinia sp.

В целом верхнежуковский комплекс брахиопод включает мелкие тонкостенные формы космополитных видов, характерных для нижнего визе, но имеющих более широкий (визе - серпухов) диапазон стратиграфического распространения, а также единичные Delepinea lebedevi. В самой кровле разреза отмечаются редкие представители гигантоидных продуктид – Datangia sp. В этом разрезе отсутствуют характерные для жуковского времени гигантоидные продуктиды рода *Globosoproductus*, а также представители рода *Linoprotonia*. Другие фоссилии представлены раковинами фораминифер, члениками криноидей, обломками мшанок и фрагментами зеленых водорослей Koninckopora sp. Известняки и известняковые песчаники содержат разнообразные по систематическому составу фораминиферы жуковского возраста, среди которых доминирует Paraarchaediscus koktjubensis (Raus.) – зональный вид ОСШ карбона России [Степанова и др., 2008б].

Появление в верхней части жуковского горизонта брахиопод и зеленых водорослей, а также многочисленность и систематическое разнообразие комплекса фораминифер свидетельствуют о поднятии территории прогиба, образовании на ней в позднежуковское время относительно мелководных обстановок осадконакопления и, вероятнее всего, о расширении за счет прогиба площади Першинской ИКП.

### Туринско-Рефтинско-Смолинская структурнофациальная подзона

### Разрез Смолино – стратотип смолинской свиты

Разрез Смолино расположен на левом берегу р. Исеть западнее г. Каменск-Уральский, напротив с. Смолино. В этом разрезе прослеживается постепенный переход терригенных опресненных прибрежных и прибрежно-дельтовых фаций к прибрежно-морским карбонатно-терригенным фациям с нормальной соленостью (рис. 3). Здесь дважды (в разных тектонических блоках) установлена граница нижнего и верхнего подъярусов визейского яруса [Кучева, Степанова, 1999; Степанова, 2008].

### Нижневизейский подъярус

В черных аргиллитах и алевролитах нижней части разреза (интервал См/36-35) встречаются редкие мелкие пелециподы и брахиоподы Marginatia sp. indet., Ovatia markovskii, Schuchertella cf. portlockiana (Sem.). На основании присутствия Ovatia markovskii эти отложения отнесены к нижнему визе (фораминиферы здесь не обнаружены). Выше, в инт. СМ/34-28, залегают терригенные отложения без органических остатков.

Верхняя часть разреза включает прослои известняковых песчаников и известняков с разнообразными фоссилиями. Известняковые песчаники и алевролиты интервалов СМ/27-22 и СМ/36а-41 охарактеризованы устьгреховским комплексом фораминифер [Степанова, 2008]. В известняковых песчаниках интервала СМ/39 обнаружены редкие брахиоподы Megachonetes sp., Podtsheremia ustyensis (Semich.), Schuchertella sp., мелкие формы гигантоидных продуктид рода Globosoproductus, а также детрит криноидей и остракод.

### Верхневизейский подъярус

Жуковский горизонт (интервал СМ/42-48) сложен переслаивающимися алевролитами, известняковыми песчаниками и известняками. По мере увеличения вверх по разрезу карбонатности пород становятся разнообразнее по систематическому составу ассоциации организмов, представленные многочисленными фораминиферами стандартной зоны Endothyranopsis compressa-Paraarchaediscus koktjubensis и брахиоподами зоны Globosoproductus mirus, а также кораллами, криноидеями и единичными морскими ежами. Жуковский комплекс брахиопод включает Globosoproductus mirus (Frcks.), Gl. magnificus (Schim.) и немногочисленные проходящие виды Podtheremia ustyensis, Mar-

обнажения СМ Надгоризонт Интервалы Подъярус Мощность, Горизонт Литопо-Apyc Свита характерных гическая видов колонка брахиопод Куковский magnificus Верхний Окский 42-48 24 mirus ustyensis Globosoproductus sp. Gl. G. <sup>p</sup>odtsheremia 9 40-41 около 25 36a-396 Устыгреховский верхняя часть 27-22 Визейский 30 Пибровичский 30-28 Смолинская, Нижний 31 1 32-32a 65 markovski 34-33 Ovatia 36-35



Условные обозначения - см. рис. 2.

Fig. 3. The litho-stratigraphic column and brachiopod characteristic species distribution in the Smolino section.

Legend - see Fig. 2.

Распространение

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

ginatia vaughani (M.-W.), Echinoconchus sp., Schellwienella reprinki Sok., Schizophoria resupinata и Leiothycridina expansa (Phill.).

Распределение брахиопод в разрезе Смолино отражает прямую зависимость представителей этой группы от условий обитания. Наиболее разнообразные ассоциации (до девяти видов), включающие таксоны пяти отрядов, в том числе и гигантоидные продуктиды, были приурочены к области карбонатного осадконакопления.

### Махневско-Брединская структурнофациальная зона Махневско-Егоршинская структурнофациальная подзона

### Разрез Брод-Ключики – стратотип исетской свиты и каменск-уральского горизонта

Морской бассейн Сосьвинско-Теченской зоны на востоке граничил с сушей Махневско-Брединской зоны, которая на протяжении турнейского века-раннежуковского времени позднего визе была областью накопления полдневской угленосной серии (см. рис. 1а, табл. 1, 2). В устьгреховское и раннежуковское время на этой территории простиралась низкая аккумулятивная равнина, на которой отлагались осадки бурсунской (надугленосной) свиты [Могилев, Васильева, 2001]. В позднежуковское время на рассматриваемой территории началось образование карбонатных отложений. Углубление территории Махневско-Брединской зоны и смена континентального режима осадконакопления прибрежноморским были обусловлены повышением уровня Мирового океана в начальной стадии глобальной поздневизейской трансгрессии. Известняки верхней части жуковского горизонта залегают в подошве исетской свиты и являются фундаментом Восточно-Уральской ИКП поздневизейско – раннебашкирского возраста.

В окрестностях г. Каменск-Уральский по обоим берегам р. Исеть между поселками Брод и Ключики расположен разрез Брод-Ключики. Он является стратотипом исетской карбонатной свиты и каменск-уральского горизонта (см. табл. 2) [Постоялко и др., 1990а; Стратиграфические схемы..., 1993]. В этом разрезе установлена граница между отложениями бурсунской и исетской свит. Бурсунская свита сложена переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами и имеет устьгреховско-раннежуковский возраст [Васильева, Могилев, 1998]. В нижней части исетской свиты залегают мелкодетритовые глинистые известняки. В них, кроме раковинного детрита, наблюдается обилие очень мелких фрагментов углефицированных растений. Разнообразная ассоциация органических остатков включает немногочисленные брахиоподы *Linoprotonia hemisphaericus* (J. Sow.) и Punctospirifer sp., а также фораминиферы, одиночные кораллы Rugosa, гастроподы, крупные ортоцератоидеи, гониатиты и водоросли. Вид Linoprotonia hemisphaericus и ассоциирующие с ним фораминиферы характеризуют нижнюю часть верхневизейского подъяруса, но не дают возможности однозначного отнесения вмещающих его известняков к жуковскому либо каменск-уральскому горизонту [Кучева, Степанова, 2007; Степанова, Кучева, 2007]. На основании присутствия гониатитов, характерных для уровня B2b (Goniatites globosostriatus) верхов зоны Beyrichoceras (ярус Asbian Англии) и богородицкой свиты тульского горизонта Подмосковного бассейна, и с учетом данных по флоре и спорово-пыльцевым комплексам известняки отнесены к верхней части жуковского горизонта [Кучева, 2017].

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ БРАХИОПОД В СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ ЮЖНОГО УРАЛА

На Южном Урале стратотипы региональных горизонтов и свит находятся в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена Восточно-Магнитогорской зоны (см. рис. 1б). В ранневизейское и жуковское время в пределах грабена наибольшее распространение имели вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы березовской и греховской свит (см. табл. 2), а состав осадков определялся близостью к центрам вулканической активности [Горожанина и др., 2009]. Возраст вулканогенных отложений грабена установлен по находкам фораминифер в прослоях известняков.

Бассейн рек Урал и Греховка к востоку от с. Кизильское (Кипчак-Аркаимская подзона [Салихов и др., 2014]) является стратотипической местностью греховской свиты. Нижняя часть свиты в объеме обручевского и бурлинского горизонтов обнажается по р. Греховка (разрез Греховка), верхняя часть свиты в объеме устьгреховского и жуковского горизонтов – по р. Урал вблизи устья р. Греховка (разрезы Усть-Греховка – стратотип, Большой Кизил) и в нижнем течении р. Худолаз (разрез Худолаз).

В юго-западной части грабена, вдоль восточной границы Кизильской подзоны, распространены карбонатные отложения либровичского надгоризонта и находится его стратотип – разрез Нижняя Гусиха. В восточной части грабена (Кипчак-Аркаимская подзона), восточнее д. Обручевка, по берегам рек Кипчак и Соленая прослеживаются карбонатные отложения верхнего турне – верхнего визе. Здесь находится разрез Кипчак.

Брахиоподами охарактеризованы все разрезы, кроме разреза Греховка.

### Магнитогорская мегазона Восточно-Магнитогорская структурнофациальная зона Магнитогорско-Богдановский грабен Кизильская структурно-фациальная подзона Гусихинская ИКП

## Разрез Нижняя Гусиха – стратотип либровичского надгоризонта

На левобережье р. Урал от пос. Кардаиловка на севере до р. Бурля на юге среди вулканитов березовской свиты на протяжении 100 км прослеживаются известняки нижнего визе. Наиболее полные разрезы этих отложений обнажаются в бассейне р. Нижняя Гусиха, левого притока р. Урал. Предполагается, что известняки юго-западной части Магнитогорско-Богдановского грабена осаждались на поднятии между двумя ответвлениями рифта и слагали Гусихинскую ИКП [Мизенс и др., 2014а].

### Либровичский надгоризонт

Стратотип либровичского надгоризонта расположен на левом берегу р. Нижняя Гусиха к северу от пос. Максим Горький. По объему он соответствует нижневизейскому подъярусу [Стратиграфические схемы..., 1993]. В этом разрезе (рис. 4) в непрерывной стратиграфической последовательности и практически в полном объеме прослеживаются известняки обручевского, бурлинского и устьгреховского горизонтов.

Либровичский надгоризонт в целом представлен слоистыми темно-серыми и черными битуминозными известняками общей мощностью до 260 м, охарактеризованными эопараштафеллогоэоэндотиранопсисовой ассоциацией фораминифер и брахиоподами зоны Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii [Постоялко и др., 1990б; Степанова и др., 2008]. Нижняя граница либровичского надгоризонта в разрезе Нижняя Гусиха фаунистически не охарактеризована и проводится по смене вулканогенных пород известняками.

Обручевский горизонт (обн. 500, слои 1, 2; обн. 3099/1–11) сложен черными тонкослоистыми мелкозернистыми известняками с банковыми скоплениями брахиопод Ovatia markovskii, многочисленными Delepinea lebedevi, D. comoides и мелкими Composita sp., рассеянными достаточно равномерно по всему объему породы. Также встречаются единичные скопления Schuchertella sp. и Phricodothyris sp. Другие макромерные органические остатки представлены колониями кораллов Syringopora sp. Мощность обручевского горизонта около 110 м.

Бурлинский горизонт (обн. 500, слой 3; обн. 501/1–9; обн. 3099/12–19; 3100/1–6) представлен также черными, преимущественно тонко-и сред-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Apyc	Подъярус	Надгоризонт	Горизонт	Мощность, м	1983r. Homepa	2012г. и слоев	Литоло- гическая колонка	Раст ха б	прос арак ви рах	стра тер дов иоп	нение ных од
			Устыгреховский	71 Около 20	500-4, 501/10-13, 502-1 - 3 162,167,168	3099/20, 3100/9-14					Linoprotonia probus —— Pustula pustulosa ——
изейский	ижний	Пибровичский	Бурлинский	29	500-3, 501/1-9	3099/12-19, 3100/1-6		Delepinea comoides	Ovatia markovskii	Composita sp.	
B	Η		Обручевский	110	500-1, 2 500-1, 2	로 1 3099/1-11	$- \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $				



Условные обозначения – см. рис. 2.  $C_1v_1br$  – березовская свита.

**Fig. 4.** The litho-stratigraphic column and brachiopod characteristic species distribution in the Nizhnyaya Gusikha section.

Legend – see Fig. 2.  $C_1v_1br$  – Berezovka Formation.

неслоистыми известняками, участками глинистыми с прослоями известковистых песчаников и аргиллитов. Брахиоподы встречаются в виде банок Ovatia markovskii, маломощных послойных скоплений Composita sp. и Delepinea comoides, редких Davidsonina sp. С брахиоподами часто ассоциируют кораллы Syringopora sp., крупные гастроподы диаметром до 20 см и криноидеи, редко – одиночные и колониальные (ветвистые колонии) кораллы Rugosa и остракоды. Мощность бурлинского горизонта около 70 м.

Устьгреховский горизонт (обн. 500, слой 4; обн. 501/10-13; обн. 502, слои 1-3; обн. 3099/20; 3100/9-14) представлен серыми, темно-серыми и черными средне-и толстослоистыми известняками. Они включают частые прослои ракушняков с Ovatia markovskii и Composita sp. Реже наблюдаются слои с многочисленными крупными Delepinea comoides и единичными Punctospirifer ? sp., Eumetria sp., Bruntonathyris tomiensis (Besn.). Вместе с брахиоподами встречаются многочисленные крупные гастроподы диаметром до 15-20 см, членики криноидей, Syringopora sp., одиночные и колониальные кораллы Rugosa, остракоды. Мощность устыгреховского горизонта в непрерывном разрезе около 70 м. В разобщенных коренных выходах к северу от основного разреза прослеживаются известняки верхней части устыгреховского горизонта. В них в сообществе с Delepinea comoides и Ovatia markovskii появляются редкие Linoprotonia probus (Rot.), Pustula pustulosa и Unispirifer sp.

В целом для отложений либровичского надгоризонта разреза Нижняя Гусиха характерны богатые по количеству особей, но бедные по систематическому составу комплексы брахиопод, в которых стабильно доминируют Ovatia markovskii и *Composita* sp., многочисленны *Delepinea comoides*. В обручевском горизонте часто встречается также Delepinea lebedevi, эпизодично – Schuchertella sp. и Phricodothyris sp. В бурлинском горизонте, кроме видов-доминантов, отмечаются только редкие Davidsonina sp. Комплекс устьгреховского горизонта по систематическому составу несколько разнообразнее бурлинского, однако вновь появившиеся таксоны крайне малочисленны. Важное стратиграфическое значение имеет появление в кровле разреза вида Linoprotonia probus.

Распространение в разрезе Нижняя Гусиха многочисленной, но однообразной по систематическому составу ассоциации брахиопод, состоящей практически из трех таксонов, свидетельствует о своеобразных фациальных условиях, которые сохранялись достаточно стабильными на протяжении всего ранневизейского времени. Вероятнее всего, они отклонялись от нормально-морских и были пригодными для существования небольшого числа эврифациальных таксонов во всех группах организмов. Преимущественное распространение среди брахиопод вида *Ovatia markovskii*, особи которого имели тонкую выпукло-вогнутую раковину с длинными иглами, свидетельствует о господстве преимущественно спокойного, но тем не менее достаточно подвижного гидродинамического режима, обеспечивающего аэрацию в придонных слоях. Это подтверждается многочисленностью особей рода *Composita* – представителей прикрепленного якорного типа. Совместное нахождение атиридид рода *Composita* и крупных гастропод является показателем изменения солевого режима бассейна в сторону опреснения [Литвинович и др., 1969]. Особи вида *Ovatia markovskii* также могли обитать в условиях с нарушенным физико-химическим режимом [Донакова, 1980].

Имеющиеся данные по распределению стабильных изотопов углерода и кислорода свидетельствуют о существовании на данной территории в условиях семиаридного климата мелководного бассейна с достаточно специфическими обстановками седиментации. Установлено, что изотопный состав углерода тяжелее такового для нормально-морских карбонатов. Значения  $\delta^{13}$ С, характерные для нормально-морских обстановок, определены только в обручевском горизонте и в кровле устьгреховского горизонта. Не исключается, однако, что высокие значения  $\delta^{13}$ С могут быть связаны также с большим количеством биомассы [Мизенс и др., 2014а]. В целом результаты изотопных исследований согласуются с особенностями состава и распределения организмов и уточняют специфику обстановок седиментации на Гусихинской ИКП.

### Разрез Верхняя Кардаиловка

Отложения нижнего визе, близкие по фаунистическим ассоциациям к нижнегусихинским, установлены в разрезе Верхняя Кардаиловка, расположенном на правом берегу р. Урал напротив д. Верхняя Кардаиловка (см. рис. 1б). По фораминиферам здесь установлена граница нижнего и верхнего визе (устьгреховского и жуковского горизонтов).

Устьгреховский горизонт в этом разрезе обнажен в полном объеме, его кровля представлена светло-серыми криноидными известняками.

Жуковский горизонт по составу и генезису отложений подразделяется на нижний и верхний подгоризонты. Нижнежуковский подгоризонт сложен серыми криноидными известняками с фораминиферами слоев Glomodiscus oblongus-Paraarchaediscus koktjubensis и конодонтами зоны Gnathodus texanus [Кулагина, 2011; Горожанин и др., 2012]. Нижнежуковский подгоризонт охарактеризован также немногочисленными брахиоподами Globosoproductus sp. indet., Delepinea sp., Echinoconchus sp., Marginatia sp., Actinoconchus sp., гладкими и ребристыми Spiriferida.

Известняки перекрыты пестрой пачкой вулканогенно-кремнисто-глинистых пород, глауконитовых алевролитов и туфопесчаников с конодонтами зоны Gnathodus texanus (верхнежуковский подгоризонт).

Вышележащие отложения представлены темносерыми пелитоморфными и нодулярными известняками каменск-уральского, аверинского и богдановичского горизонтов и светло-серыми известняками с аммоноидеями, конодонтами, радиоляриями и криноидеями серпуховского яруса. В отложениях верхнежуковского подгоризонта – серпуховского яруса брахиоподы не обнаружены.

В результате изучения разреза Верхняя Кардаиловка восстановлены обстановки седиментации на Гусихинской ИКП во второй половине раннего карбона. В раннежуковское время здесь сохранялись мелководные обстановки и формировались криноидные известняки. В позднежуковское время вследствие активизации вулкано-тектонических процессов в Магнитогорско-Богдановском грабене, а также влияния глобальной поздневизейской трансгрессии Гусихинская ИКП испытала погружение. Верхневизейские и серпуховские отложения формировались в обстановке погруженной (затопленной) карбонатной платформы и представлены относительно глубоководными гониатитовыми фациями [Горожанин и др., 2012; Kulagina et al., 2015].

### Кипчак-Аркаимская структурно-фациальная подзона Кипчакская ИКП

### Разрез Кипчак – стратотип обручевского горизонта

В восточной части Магнитогорско-Богдановского грабена на уровне верхнего турне и обручевского горизонта нижнего визе широко распространены вулканогенные образования березовской свиты. С косьвинского времени турнейского века на этой территории началось накопление карбонатных осадков и формирование Кипчакской ИКП. Один из лучших разрезов этой платформы и стратотип обручевского горизонта – разрез Кипчак – находится в 5 км восточнее пос. Обручевка и прослеживается в береговых обнажениях р. Кипчак и ее левого притока – Соленая речка (см. рис. 1б). В разрезе Кипчак обнажены отложения косьвинского горизонта турнейского ярусакаменск-уральского горизонта верхнего визе [Качанов, Яркова, 1972]. В последние годы Т.И. Степановой детально изучены пограничные отложения турнейского и визейского ярусов, по фораминиферам обоснована граница косьвинского и обручевского горизонтов [2014, 2016].

Данные по брахиоподам согласуются с результатами расчленения разреза по фораминиферам. В известняках косьвинского горизонта турнейского яруса распространены брахиоподы Levitusia humerosa (Sow.) – зональный вид, Rugosochonetes dalmanianus (Kon.), Delepinea cf. magna Rot., Delepinea comoides и Actinoconchus planosulcatus (Phill.). В обручевском горизонте в ассоциации с Delepinea comoides и Actinoconchus cf. planosulcatus появляется Ovatia markovskii – зональный вид нижнего визе. В комплексах бурлинского и устьгреховского горизонтов доминируют Delepinea comoides и Ovatia markovskii. В жуковском горизонте появляются Gigantoproductus ex gr. moderatoconvexus (Jan.), Semiplanus tulensis Kalash., Davidsonina ex gr. septosa (Phill.) [Салихов, Яркова, 1992].

В устьгреховское время в центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена, в поле развития образований греховской (Кипчак-Аркаимская подзона) и березовской (Кизильская подзона) свит, началось формирование нескольких маломощных ИКП. Наиболее представительный разрез одной из таких ИКП – Усть-Греховка – обнажается на левом берегу р. Урал ниже устья р. Греховка в окрестностях с. Кизильское, фрагментарный – вблизи устья р. Худолаз, правого притока р. Урал (см. рис. 16) [Либрович, 1936; Иванова и др., 1972; Яркова и др., 1972].

### Кипчак-Аркаимская структурно-фациальная подзона (западная часть)

### Разрез Усть-Греховка – стратотип устьгреховского горизонта

Разрез Усть-Греховка является стратотипом устьгреховского горизонта, соответствующего фораминиферовой зоне Plectogyranopsis paraconvexа– Uralodiscus rotundus и брахиоподовой зоне Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii, и имеет сложное строение (рис. 5). Устьгреховский горизонт залегает на вулканогенных образованиях бурлинского горизонта, возраст которых датирован по находкам фораминифер зоны Eoparastaffella subglobosa– Uralodiscus primaevus в прослое известняков разреза Греховка [Попова, 1970; Малахова, 1973; Симонова, 1975]. Граница бурлинского и устьгреховского горизонтов установлена по смене состава вулканитов [Салихов, Яркова, 1992].

Нижняя часть разреза Усть-Греховка сложена базальтами, диабазами, конгломератами, аргиллитами и алевролитами с линзами известняковых песчаников.

Средняя часть разреза представлена пачкой известняков мощностью около 100–120 м с многочисленными фораминиферами (более 60 видов), кораллами, брахиоподами (38 видов), мшанками, пелециподами, гастроподами, трилобитами, остракодами, криноидеями, а также спорами, пыльцой и следами жизнедеятельности илоедов *Zoophycos*. Такие разнообразные по составу и богатству особями комплексы на данном стратиграфическом уровне установлены только в этом разрезе, однако все



**Рис. 5.** Литолого-стратиграфическая колонка и распространение характерных видов брахиопод в разрезе Усть-Греховка.

Условные обозначения - см. рис. 3.

**Fig. 5.** The litho-stratigraphic column and brachiopod characteristic species distribution in the Ust'-Gre-khovka section.

Legend - see Fig. 3.

Кучева Kucheva

органические остатки имеют крайне неравномерное распределение и, как правило, приурочены к отдельным маломощным прослоям. Возраст отложений установлен по фораминиферам, брахиоподам, кораллам, остракодам и спорам [Гарань, 1970; Попова, 1970; Дегтярев, 1973; Дюпина, 1973; Малахова, 1973; 1975а, б; Симонова, 1975; Симонова, Шох, 1975].

Комплекс брахиопод в разрезе Усть-Греховка включает 38 видов, принадлежащих 30 родам и семи отрядам (Strophomenida, Productida, Orthotetida, Orthida, Rhynchonellida, Athyridida и Spiriferida). В массовом количестве, однако, встречаются только пять видов – Leptagonia analoga (Phill.), Tomiproductus minimus (Dem.), Schizophoria resupinata, Unispirifer posttornacensis (Gar.) и Delepinea comoides (в нижней части разреза). Остальные таксоны, в том числе Ovatia markovskii и Linopronia ex gr. corrugatohemisphaericus (Vaugh.), единичны.

Стратиграфически снизу вверх в этом разрезе установлено семь уровней распространения брахиопод, ассоциации которых различаются по составу и доминантам. Уровни 1, 3, 5 и 6 соответствуют максимумам разнообразия и включают от 15 до 30 видов. На уровнях 2 и 4 минимального разнообразия количество видов сокращается до четырех. Мергели, залегающие в верхней части карбонатной составляющей разреза, содержат многочисленные пелециподы, гастроподы и редкие брахиоподы семейства Dictyoclostidae (уровень 7).

В кровле устыгреховского горизонта залегают валунные и грубогалечные полимиктовые конгломераты. Гальки и валуны сложены диабазами, базальтами и известняками, которые по литологическим признакам и составу органических остатков близки подстилающим породам [Симонова, 1975]. Конгломераты перекрыты толщей липаритовых порфиров [Kulagina et al., 2015].

Кровля разреза Усть-Греховка коррелируется с основанием разреза **Большой Кизил**, находящимся на правом берегу р. Урал выше устья р. Греховка. В основании этого разреза залегают те же липаритовые порфиры кровли разреза Усть-Греховка. Они перекрываются толщей базальтов, диабазов и диабазовых порфиритов мощностью до 50.0 м. Выше залегает маломощная (до 5.0 м) пачка полимиктовых конгломератов, гальки и валуны которых сложены диабазами, порфирами и известняками. В известняковых гальках обнаружены остатки брахиопод и кораллов очень плохой сохранности и фораминиферы жуковского возраста.

После небольшого задернованного участка, стратиграфически выше конгломератов, залегают известняки жуковского горизонта с брахиоподами *Globosoproductus mirus* и *Leiothycridina expansa* и фораминиферами зоны Endothyranopsis compressa– Paraarchaediscus koktjubensis [Kulagina et al., 2009,
2015]. Эти известняки залегают в подошве кизильской свиты и являются фундаментом Восточно-Уральской ИКП поздневизейско-раннебашкирского возраста [Горожанин и др., 2012].

#### Кизильская структурно-фациальная подзона (центральная часть)

В разрезе Худолаз отложения устыреховского и жуковского горизонтов изучены по шурфам, скважинам и разобщенным коренным выходам на обоих берегах р. Худолаз, где они залегают в нескольких тектонических блоках. По фораминиферам здесь установлена стратиграфическая граница между устыгреховским и жуковским горизонтами [Иванова и др., 1972]. Устьгреховский горизонт охарактеризован брахиоподами Linoprotonia probus, Leiothycridina expansa и Punctospirifer sp. Комплекс жуковского горизонта более разнообразен и представлен видами Rugosochonetes cf. laguessianus (Kon.), Megachonetes? dalmanianus (Kon.), Argentiproductus margaritaceus (Phill.), Plicatifera cf. plicatilis (Sow.), Echinoconchus sp., Globosoproductus mirus, Chonetipustula cf. carringtoniana (Dav.), Schellwienella sp., Phricodothyris cf. verecunda George. Вероятнее всего, известняки устыгреховского горизонта фиксируют начало поздневизейского трансгрессивного цикла, а известняки верхней части жуковского горизонта являются, как и известняки в разрезе Большой Кизил, основанием Восточно-Уральской ИКП поздневизейско-раннебашкирского возраста.

Сложное геологическое строение разрезов Усть-Греховка, Худолаз и нижней части разреза Большой Кизил отражает нестабильные, чрезвычайно быстро меняющиеся условия осадкообразования в Магнитогорско-Богдановском грабене. Устьгреховское время характеризовалось локальными пульсирующими эвстатическими колебаниями уровня моря, обусловленными началом глобальной поздневизейской трансгрессии. Чередование уровней максимумов и минимумов разнообразия брахиопод, по всей вероятности, соответствует этим колебаниям. Наступление моря сопровождалось миграцией многочисленных и разнообразных по систематическому составу организмов. Условия для их существования, видимо, были оптимальными, что способствовало адаптации и расселению. Отступление моря приводило к обмелению бассейна, привносу с расположенных в море островов глинистого материала. Стрессовые ситуации этого времени приводили или к миграции организмов вслед за отступающим морем или к их гибели. Глубина бассейна в периоды регрессий, видимо, была небольшой и благоприятной для расселения илоедов.

В конце устьгреховского времени на территории разрезов Усть-Греховка и Большой Кизил существовал крайне мелководный морской бассейн с активным гидродинамическим режимом, в пределах которого происходил глубокий размыв подстилающих отложений и формирование толщи конгломератов. На рубеже раннего и позднего визе осадконакопление было прервано внедрением мощной толщи липаритовых порфиров, а затем, в раннежуковское время, подводными излияниями базальтов. После прекращения вулканической деятельности в мелководных условиях с активной гидродинамикой размывались как подстилающие вулканиты, так и вновь образованные известняки жуковского возраста, формировались пласты и линзы конгломератов. К концу жуковского времени на этой территории произошла стабилизация тектонических обстановок и установился нормально-морской режим с карбонатным осадконакоплением [Яркова и др., 1972].

Таким образом, активизация региональных геодинамических процессов в начальной стадии глобальной поздневизейской трансгрессии привела к выравниванию фациальных обстановок на значительной части Восточно-Уральской рифтовой зоны. Повышение уровня моря в устыгреховское время сопровождалось ослаблением изоляции карбонатных платформ и распространением на них нормально-морских условий, а появление в сообществах брахиопод космополитных видовмигрантов свидетельствует об установлении постоянных связей с окружающим бассейном. В течение раннежуковского времени тектонические обстановки стабилизировались и рифтовый режим сменился платформенным. Начиная с позднежуковского времени изменения палеогеографических обстановок были обусловлены расширяющейся трансгрессией, что привело к распространению на значительной части современного восточного склона Урала мелководных шельфовых морей с карбонатным осадконакоплением и формированию единой Восточно-Уральской ИКП [Чувашов, 2000; Горожанина, 2010].

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И РАСПРОСТРАНЕНИЯ БРАХИОПОД

При анализе распространения брахиопод в Восточно-Уральской рифтовой зоне на протяжении ранневизейского и жуковского времени установлена прямая зависимость разнообразия комплексов от абиотических условий, а также различия в составе ассоциаций, обитавших на ИКП и в прибрежно-морских условиях.

В обручевское и бурлинское время на Першинской, Гусихинской и Кипчакской ИКП обитала весьма устойчивая ассоциация брахиопод, в составе которой доминировали продуктиды Delepinea lebedevi, D. comoides, Ovatia markovskii и мелкие формы рода Composita (отряд Athyridida). В устыгреховском комплексе также преобладали виды-доминанты, сохранившиеся с обручевскобурлинского времени, и появились многочисленные виды-мигранты из отрядов Orthida, Orthotetida и Spiriferida, а также продуктидины *Echinoconchus punctatus, Pustula pustulosa* и *Linoprotonia probus*.

На рубеже устыгреховского/жуковского времени произошла существенная перестройка таксономического состава брахиоподовых ассоциаций. Она была связана со значительным увеличением родового и видового разнообразия, вымиранием ранневизейских видов-доминантов Delepinea lebedevi и Ovatia markovskii и появлением родов Linoprotonia и Globosoproductus. Вид Ovatia markovskii не пересекает рубеж раннего и позднего визе и вымирает в конце устьгреховского времени. Вместе с ним практически исчезает Delepinea lebedevi (единичные экземпляры этого вида известны в отложениях жуковского горизонта только в одном местонахождении – разрезе Жуково). Вид Delepinea comoides продолжал существовать до конца раннего карбона, однако доля его участия в бентосных ассоциациях малозначительна.

В жуковское время позднего визе произошла смена доминирующих таксонов. Доминантами становятся *Linoprotonia* и *Globosoproductus*, появляются редкие представители родов *Gigantoproductus*, *Datangia* и *Semiplanus* (табл. 3).

На протяжении обручевского-жуковского времени в комплексах брахиопод, обитавших в различных фациальных зонах Восточно-Уральского рифтового бассейна, преобладали таксоны из отряда Productida. Число родов и видов этого отряда превышало общее число таксонов остальных отрядов. Стрессовые условия существования в устыгреховское и жуковское время и кардинальные изменения среды обитания, вероятнее всего, обусловили эволюционные преобразования в этом отряде – роде Ovatia и привели к возникновению новых таксонов на уровне родов, реорганизации сообществ и смене доминант. Род Ovatia относится к категории долгоживущих, появляясь в фаменском веке позднего девона, он вымирает на рубеже раннего и среднего карбона. Пик распространения рода относится к ранневизейскому времени, когда вид Ovatia markovskii господствовал в бентосных биоценозах Восточно-Уральского бассейна, образуя на изолированных карбонатных платформах массовые поселения. Немногочисленные представители этого рода продолжали существовать до конца раннего карбона, однако имели в сообществах второстепенное значение.

В устьгреховское время от рода Ovatia произошел род Linoprotonia, а от него в конце устьгреховского времени – род Globosoproductus (Gigantoproductus s. l.) [Донакова, 1974]. Причины эволюционных изменений именно рода Ovatia до конца не ясны, но, вероятнее всего, обусловлены значительным потенциалом его морфофизиологических возможностей для приспособления к нестабильным и часто меняющимся условиям обитания на рубеже раннего и позднего визе.

Широкое распространение новых родов привело в жуковское время к изменению структуры сообществ и смене доминирующих групп. Род *Linoprotonia* оказался короткоживущим и вымер в конце каменск-уральского времени позднего визе. Гигантоидные продуктиды оказались достаточно динамичной группой и, приспособившись к мелководным шельфовым обстановкам с активной гидродинамикой, достигли в поздневизейское время и серпуховский век максимальной радиации [Донакова, 1974; Лазарев, 1990; Литвинович, Воронцова, 1991].

#### выводы

Анализ распространения брахиопод в Восточно-Уральской рифтовой зоне на протяжении ранневизейского и жуковского времени выявил особенности состава комплексов, а также прямую зависимость разнообразия брахиопод от абиотических условий. Оптимальными для обитания брахиопод были нормально-морские мелководные обстановки с карбонатным и карбонатно-терригенным осадконакоплением. Отложения этих фаций включают наиболее разнообразные ассоциации, представленные таксонами нескольких отрядов, в том числе и гигантоидными продуктидами.

В развитии брахиопод на протяжении раннего визе и жуковского времени позднего визе прослеживается преемственность родового и видового состава со значительным его обновлением в устьгреховское и жуковское время.

В обручевское время появились *Delepinea* lebedevi и Ovatia markovskii – виды-доминанты ранневизейского времени. Ассоциация этих видов с *Delepinea comoides* и *Composita* sp. преобладала в комплексах брахиопод, обитавших на ИКП, на протяжении всего раннего визе.

Устыгреховское время характеризовалось появлением видов-мигрантов и новых родов *Linoprotonia* и *Globosoproductus*, что привело к изменению структуры сообществ.

Ключевым эволюционным событием раннего визе было появление в устыгреховское время сначала рода *Linoprotonia* – предкового таксона группы гигантоидных продуктид, а позднее – рода *Globosoproductus*. Глубина преобразований в сообществах брахиопод зависела от масштаба изменений окружающей среды. Возникновение хроноклины *Ovatia–Linoprotonia–Globosoproductus*, представляющей собой эволюционный переход от Ovatinae к Gigantoproductinae, произошло во время смены рифтового режима развития восточного склона Урала на платформенный (рубеж устыгреховского/жуковского времени).

Таблица 3. Распространение характерных видов брахиопод в изученных разрезах Восточно-Уральского субрегиона
Table 3. Brachiopod representative species distribution in the East-Uralian studied sections

		лй	_					Из	воли	рова	нны	е ка	рбо	нат	ные	плат	фо	рмі	ы					Приб	бре: об	кн	о-мо анон	эрсі вки	кие
	Б	eHI	OLC											Р	азре	зы													
	Hecka	TJIOXK	AJIECK	993 1	Покровское, Жуково, Кипчак, Усть-Грехон Нижняя Гусиха, Верхняя Кардаиловка Большой Кизи										овк зил,	ка, 1, Худолаз			Бŗ	См юд	юл -Кл	ино 1юч	, ики	[					
Стратиграфи схема нижне ноугольных о Восточно-Урз субрегиона (1				terosa	moides	iedevi	vskii		uosa probus	actus sp.	ictus ex gr.	<i>wexus</i>		ılensis	moides	bedevi	uskii	suport	provas namienhaoriane	tempopulation	4CIUS 1111 US	losa	ictus sp.	actus mirus	ictus magnificus	hemisnhaericus	untropido tous	i usiyensis	
Система	Отдел	Apyc	Подъярус	Горизонт	Levitusia hun	Levitusia hum Delepinea con Delepinea leb. Ovatia marko. Composita sp. Pustula pustul Linoprotonia I Globosoprodu. Datangia sp. Datangia sp. Delepinea leb. Delepinea leb.								Globosoprodi	Globosoprodi	Globosonrody	I inonrotonia	Dodtshammi	r ouisneremu										
			ний	Каменск- уральский																									
			Bepx	Жуковский						Î	Ĵ	Ĵ		Ĵ									ţ					,	
ьная		Визейский		Устыгре- ховский																				ţ					
Каменноугол	Нижний		Нижний	Бурлинский						•						•			•										
				Обручевский																									
		Турнейский	Верхний	Косьвинский																									

# $\boxed{1} 2 \boxed{3}$

Примечание. 1 – уровни появления и вымирания вида; 2 – вид встречается ниже уровня, установленного в изученных разрезах; 3 – вид встречается выше уровня, установленного в изученных разрезах.

Note. 1 - levels of first appearance and extinction of species; 2 - species appears lower than the early established level in studied sections; 3 - species appears higher than the early established level in studied sections.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

В жуковское время широкое распространение получили роды *Linoprotonia* и *Globosoproductus*, появились редкие *Gigantoproductus*, *Datangia* и *Semiplanus*.

Автор сердечно благодарит В.В. Черных и Г.А. Мизенса за ценные советы, рекомендации и замечания, полученные во время работы над статьей.

Работа выполнена в рамках темы АААА-А18-118052590025-8 государственного задания ИГГ УрО РАН и комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН АААА-А18-118052590031-9.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильева Г.Н., Могилев А.Е. (1998) Флористические ассоциации и комплексы угленосного нижнего карбона Урала и их стратиграфическое значение. *Геология угольных месторождений*. Екатеринбург: УГГА, 122-141.
- Гарань И.М. (1970) Некоторые раннекаменноугольные Fusella Урала. *Мат-лы по палеонтологии Урала*. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, УТГУ, 116-122.
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Кулагина Е.И. (2012) Геологическая позиция разреза Верхняя Кардаиловка (Южный Урал), кандидата в GSSP нижней границы серпуховского яруса. Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. СПб: ВСЕГЕИ, 77-78.
- Горожанина Е.Н. (2010) Типы карбонатных платформ Южного Урала и Приуралья, их связь с нефтегазоносностью. *Мат-лы VIII Межрегион. геологической конференции.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 188-191.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. (2009) Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотины*. Мат-лы Междунар. полевого совещ. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 12-21.
- Дегтярев Д.Д. (1973) Новые виды кораллов западноуральского (угленосного) горизонта Урала. Каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Сб. по вопросам стратиграфии № 15. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 82. Свердловск: УНЦ АН СССР, 191-205.
- Донакова Л.М. (1974) О роде Connectoproductus gen. nov. и филогении раннекаменноугольных линопродуктид (брахиоподы). Биостратиграфический сборник. Нов. сер. Т. 182, (5). Л.: ВСЕГЕЙ, 172-177.
- Донакова Л.М. (1980) Экологические особенности раннекаменноугольных брахиопод восточного склона Южного Урала. Ежегодник Всесоюзного палеонтол. общества, Т. XXIII. Л.: Наука, 187-197.
- Дюпина Г.В. (1973) Споры из карбонатных пород западноуральского горизонта восточного склона Южного Урала. Каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Сб. по вопросам стратиграфии № 15. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 82. Свердловск: УНЦ АН СССР, 186-190.

- Иванова Р.М., Яркова А.В., Симонова З.Г., Плюснина А.А. (1972) Разрез по р. Худолаз. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, УТГУ, 77-109.
- Качанов Е.И., Яркова А.В. (1972) Разрез по р. Кипчак. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, УТГУ, 62-77.
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Пуртов В.А. (1992) О геологической позиции и строении Сафьяновского рудного поля. *Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии*. Екатеринбург: УрО РАН, 138-153.
- Кулагина Е.И. (2011) Фораминиферовая последовательность в нижневизейских отложениях разреза Верхняя Кардаиловка на Южном Урале. Геол. сб. № 9. Юбилейный выпуск. Уфа: ИГ УНЦ РАН: ДизайнПолиграфСервис, 54-62.
- Кучева Н.А. (2008) Брахиоподы обручевского горизонта в разрезе "Покровское" (восточный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 41-47.
- Кучева Н.А. (2015) Распространение брахиопод зоны Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii в разрезах Южного и Среднего Урала. *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162, 26-32.
- Кучева Н.А. (2017) Краткая характеристика стратотипа каменск-уральского горизонта в разрезе Брод-Ключики (восточный склон Среднего Урала). Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 15-22.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (1999) Стратиграфия каменноугольных отложений Смолинского района. *Уральский геологический журнал*, (3), 13-46.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2007) Расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала по фораминиферам и брахиоподам. Верхний палеозой России. Мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 185-189.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2013) Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала). *Еже*годник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160, 22-28.
- Лазарев С.С. (1990) Эволюция и система продуктид. М.: Наука, 173 с.
- Либрович Л.С. (1936) Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. *Тр. ЦНИГРИ*. Вып. 81, 208 с.
- Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Разина Т.П. (1969) Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона западной части Центрального Казахстана (опорные разрезы). М.: Недра, 448 с.
- Литвинович Н.В., Воронцова Т.Н. (1991) Гигантоидные брахиоподы СССР, их распространение и стратиграфическое значение. М.: Наука, 60 с.
- Малахова Н.П. (1973) О возрасте и стратиграфическом положении гусихинской свиты Южного Урала. Каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Сб. по вопросам стратиграфии № 15. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 82. Свердловск: УНЦ АН СССР, 127-185.
- Малахова Н.П. (1975а) Фораминиферы нижнего визе восточного склона Южного Урала. Фораминиферы

и стратиграфия раннего визе Урала. Сб. по вопросам стратиграфии № 21. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 112, 5-70.

- Малахова Н.П. (1975б) Фораминиферы, водоросли и стратиграфия нижнего визе восточного склона Южного Урала. Фораминиферы и стратиграфия раннего визе Урала. Сб. по вопросам стратиграфии № 21. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 112, 71-109.
- Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. (2014а) О распределении стабильных изотопов углерода и кислорода в известняках нижнего визе на востоке Южного Урала. Виртуальные и реальные литологические модели: мат-лы 10 Урал. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 127-129.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2012) Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники). Литосфера, (4), 107-126.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2013) Эволюция бассейнов осадконакопления коллизионной стадии развития Урала. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всерос. литолог. совещ. Т. 2. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 268-271.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. (2014б) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. Лиmocфера, (6), 53-76.
- Могилев А.Е., Васильева Г.Н. (2001) Изучение палеогеографических и геотектонических условий формирования карбоновых угленосных отложений Махневско-Егоршинско-Каменского района. Информ. отчет по теме 868/1360 за 1991–1999 гг., т. 1. Екатеринбург: ФБУ "ТФГИ по Уральскому федеральному округу". Инв. № 42539, 49-70.
- Попова З.Г. (1970) Некоторые архедисциды и фузулиниды среднего визе Магнитогорского синклинория. *Мат-лы по палеонтологии Урала*. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, УТГУ, 133-147.
- Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Черепанова Н.А., Степанова Т.И. (1990а) Верхневизейские отложения на р. Исеть (Разрез "Брод-Ключики"). *Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана.* Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 117-148.
- Постоялко М.В., Степанова Г.А., Черепанова Н.А. (1990б) Нижневизейские отложения Магнитогорского синклинория (разрез "Нижняя Гусиха"). Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 95-107.
- Постоялко М.В., Черепанова Н.А. (1991) К стратиграфии нижнего визе восточного склона Среднего Урала. Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 35-56.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014) Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. Литосфера, (5), 33-56.

Салихов В.Н., Яркова А.В. (1992) Нижнекаменноуголь-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

ный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 138 с.

- Симонова З.Г. (1975) Гумбейский и устьгреховский комплексы фораминифер Магнитогорского синклинория. Фораминиферы и стратиграфия раннего визе Урала. Сб. по вопросам стратиграфии № 21. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 112. Свердловск: УНЦ АН СССР, 177-209.
- Симонова З.Г., Шох В.Д. (1975) О средневизейских отложениях Магнитогорского синклинория. Каменноугольные отложения Урала. Сб. по вопросам стратиграфии № 25. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 121. Свердловск: УНЦ АН СССР, 84-93.
- Степанова Т.И. (2008) Биостратиграфические ассоциации фораминифер визейского яруса в разрезе "Каменный столб" на р. Исеть. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 69-77.
- Степанова Т.И. (2014) Граница турнейского и визейского ярусов по фораминиферам в разрезе "Кипчак" на Южном Урале. Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Мат-лы LX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб: ВСЕГЕИ, 128-130.
- Степанова Т.И. (2016) Биостратиграфия пограничных отложений турнейского и визейского ярусов по фораминиферам в разрезе "Кипчак" на восточном склоне Южного Урала. *Литосфера*, (6), 70-96.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2007) Уточнение субрегиональной стратиграфической схемы нижнего карбона восточного склона Урала. Верхний палеозой России. Мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 325-330.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2012) Уточнение палеонтологической и литолого-фациальной характеристик нижневизейских отложений в окрестностях с. Покровское (Артемовский район). *Ежегодник-2011*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159, 22-26.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А., Постоялко М.В. (2008а) Литолого-стратиграфическая характеристика нижневизейских карбонатных отложений бассейна р. Реж (мироновская свита) на восточном склоне Среднего Урала. Литосфера, (5), 15-38.
- Степанова Т.И., Мизенс Г.А., Кучева Н.А. (2008б) Новые данные по литологии и фауне жуковского горизонта визейского яруса в стратотипической местности (восточный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 22-26.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком.
- Чувашов Б.И. (2000) Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы). Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 68-87.
- Щербаков О.А., Постоялко М.В., Щербакова М.В., Чувашов Б.И., Кучева Н.А., Степанова Т.И. (1994) Схема стратиграфии каменноугольных отложений Урала. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: АООТ УГСЭ, 97-127.
- Яркова А.В., Чайко Г.И., Плюснина А.А., Иванова Р.М. (1972) Палеогеографические особенности района. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогор-

*ский синклинорий*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, УТГУ, 30-38.

- Kucheva N.A. (2015) Brachiopods of the Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii Zone in the carbonates of the eastern slope of the South and Middle Urals. Abstracts volume XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Kazan: Kazan University Press, 102.
- Kulagina E.I., Nikolaeva S.V., Gorozhanina E.N., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Alekseev A.S., Richards B.C., Puchkov V.N., Kochetova N.N., Gorozhanin V.M., Konovalova V.A. (2015) Carboniferous reference sections: potential candidates for the base of the Serpukhovian GSSP and organic buildups, South Urals. Post-Congress C3 Trip: 16–20 August, 2015. A Field Guidebook of XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian, Kazan, Russia. St. Petersburg, Svoe izdatelstvo, 90 p.
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B., Konovalova V.A. (2009) Serpukhovian and Bashkirian Biogerm facies of the Kizil Formation in the Southern Urals. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотины. Мат-лы Междунар. полевого совещ.* [Standart sections of Russian Carboniferous and potential global stratotypes. Materials Intern. Field Conf.] Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 78-81.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder (Colorado); Lawrence (Kansas), 2000. V. 2, 3. P. 216-252, 350-919; 2002. V. 4. P. 1132-1133, 1496-1601; 2006. V. 5. P. 1747-1910.

#### REFERENCES

- Chuvashov B.I. (2000) Paleozoic carbonate platforms of the Urals and adjacent regions (the late Devonian and early Carboniferous carbonate platforms). Osadochnye basseiny Urala i prilegayushchikh regionov: zakonomernosti stroeniya i minerageniya [Sedimentary basins of the Urals and adjacent regions: patterns of structure and minerageny. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 68-87. (In Russian)
- Degtyarev D.D. (1973) New coral species of the West-Uralian (coal-bearing) regional substage of the Urals. *Kamennougol'nye otlozheniya vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii sinklinorii. Sbornik po voprosam stratigrafii №15* [Carboniferous deposits of the southern Urals eastern slope. Magnitogorsk synclinorium. Proc. on the stratigraphy issues No. 15].Tr. IGG UN-Ts AN SSSR. V. 82. Sverdlovsk, 191-205. (In Russian)
- Donakova L.M. (1974) On the genus Connectoproductus gen. nov. and phylogeny of Early Carboniferous Linoproductidae (brachiopods). *Biostratigraficheskii sbornik* [Biostratigraphical proc.]. Nov. ser. V. 182, (5). Leningrad, VSEGEI Publ., 172-177. (In Russian)
- Donakova L.M. (1980) Ecological features of the early Carboniferous brachiopods of the Southern Urals eastern slope. *Ezhegodnik Vsesoyuznogo paleontol. obshchestva. T. XXIII* [Yearbook of the Union paleontological society, vol. XXIII]. Leningrad, Nauka Publ., 187-197. (In Russian)
- Dyupina G.V. (1973) Spores in carbonate rocks of the West-Uralian regional substage of the Southern Urals eastern slope. *Kamennougol'nye otlozheniya vostochnogo sklo*-

na Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii sinklinorii. Sbornik po voprosam stratigrafii Nº15 [Carboniferous deposits of the Southern Urals eastern slope. Magnitogorsk synclinorium. Proc. on the stratigraphy issues No. 15]. Tr. IGG UNTS AN SSSR. V. 82. Sverdlovsk, 186-190. (In Russian)

- Garan' I.M. (1970) Some early Carboniferous Fusella of the Urals. *Mat-ly po paleontologii Urala* [Proceedings on paleontology of the Urals]. Sverdlovsk, IGG UFAN SSSR, 116-122. (In Russian)
- Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Kulagina E.I. (2012) The geological position of the Verkhnyaya Kardailovka section (the Southern Urals), a GSSP candidate for the base of the Serpukhovian Stage. Verchnii paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya [Upper Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo - and bioevents]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 77-78. (In Russian)
- Gorozhanina E. N. (2010) Carbonate platform types of the Southern Urals and Cisuralian area, relations with oil and gas content. *Materialy VIII Mezhregional'noi geologicheskoi konferentsii* [Proceedings of the VIII Interregional Geological Conference]. Ufa, Dizainpoligrafservis Publ., 188-191. (In Russian)
- Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M. (2009) Paleofacial sedimentary model of the Lower Carboniferous deposits in the Southern Urals. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy. Materialy Mezhdunar. polevogo soveshch.* [Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proc. of the International Field Meeting]. Ufa, Dizainpoligrafservis Publ., 12-21. (In Russian)
- Ivanova R.M., Yarkova A.V., Simonova Z.G., Plyusnina A.A. (1972) Section on the Khudolaz River. Putevoditel' ekskursii po razrezam karbona vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii synclinorii [Excursion guidebook on the Southern Urals eastern slope Carboniferous sections. Magnitogorsk synclinorium]. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 77-110. (In Russian) Kachanov E.I., Yarkova A.V. (1972) Section on the Kip-
- Kachanov E.I., Yarkova A.V. (1972) Section on the Kipchak River. Putevoditel' ekskursii po razrezam karbona vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii synclinorii [Excursion guidebook on the Southern Urals eastern slope Carboniferous sections. Magnitogorsk synclinorium]. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 62-77. (In Russian)
- Korovko A.V., Dvoeglazov D.A., Purtov V.A. (1992) About the Saf'yanovskoe ore field geological position and structure. *Novye dannye po stratigrafii i litologii paleozoya Urala i Srednei Azii* [New data on stratigraphy and lithology of the Paleozoic of the Urals and Central Asia]. Ekaterinburg, UrO RAN, 138-153. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2008) The Obruchevian regional substage brachiopods in the Pokrovskoe section (eastern slope of the Middle Urals). *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 41-47. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2015) The Distribution of the Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii zone brachiopods in the Southern and Middle Urals sections. *Ezhegodnik-2014*. Proc. IGG UrO RAN. V. 162, 26-32. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2015) Brachiopods of the *Delepinea lebedevi–Ovatia markovskii* Zone in the carbonates of the eastern slope of the South and Middle Urals. *Abstracts*

volume XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Kazan, Kazan University Press, 102.

- Kucheva N.A. (2017) Brief characteristic of the Kamensk-Ural'skii regional substage stratotype in the Brod-Klyuchiki section (eastern slope of the Middle Urals). *Ezhegodnik-2016*. Proc. IGG UrO RAN. V. 164, 15-22. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (1999) The Stratigraphy of the Smolino area Carboniferous deposits. Ural'skii geologicheskii zhurnal, (3), 13-46. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2007) The subdivision and correlation of the Middle Urals eastern slope Lower Carboniferous deposits, based on foraminifers and brachiopods. *Verkhnii paleozoi Rossii. Materialy Vseros. nauchnoi konferentsii* [Upper Paleozoic of Russia. Proc. All-Russian scientific conference]. Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 185-189. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2013) Proposals for the modernization of the Lower Carboniferous deposits zonation scheme of the Urals (case study the Middle and Southern Urals). *Ezhegodnik-2012*. Proc. IGG UrO RAN. V. 160, 22-28. (In Russian)
- Kulagina E.I. (2011) Foraminiferal sequence in the Lower Visean deposits of the Verkhnyaya Kardailovka section in the Southern Urals. *Geologich. sb. № 9. Yubileinyi vypusk* [Geological proc. No. 9. Anniversary issue]. IG UNTs RAN Ufa, Dizainpoligrafservis Publ., 54-62. (In Russian)
- Kulagina E.I., Nikolaeva S.V., Gorozhanina E.N., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Alekseev A.S., Richards B.C., Puchkov V.N., Kochetova N.N., Gorozhanin V.M., Konovalova V.A. (2015) Carboniferous reference sections: potential candidates for the base of the Serpukhovian GSSP and organic buildups, South Urals. Post-Congress C3 Trip. A Field Guidebook of XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian, Kazan, Russia. St. Petersburg, Svoe izdatelstvo Publ., 90 p.
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B., Konovalova V.A. (2009) Serpukhovian and Bashkirian Biogerm facies of the Kizil Formation in the Southern Urals. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye* global'nye stratotipy. Materialy Mezhdunar. polevogo soveshch. [Standart sections of Russian Carboniferous and potential global stratotypes. Materials Intern. Field Conf.]. Ufa: DizainPoligrafServis Publ. 78-81.
- Lazarev S.S. (1990) Evolyutsiya i sistema produktid [Productida evolution and systematics]. Proc. PIN AN SSSR. V. 242. Moscow, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Librovich L.S. (1936) Geologicheskoe stroenie Kizilo-Urtazymskogo raiona na Yuzhnom Urale [Geological structure of the Kizil-Urtazymskiy area in the Southern Urals]. Proc. TsNIGRI. V. 81, 208 p. (In Russian)
- Litvinovich N.V., Aksenova G.G., Razina T.P. (1969) Stratigrafiya i litologiya otlozhenii nizhnego karbona zapadnoi chasti Central'nogo Kazakhstana (opornye razrezy) [Stratigraphy and lithology of the Lower Carboniferous deposits of the Central Kazakhstan western part (reference sections)]. Moscow, Nedra Publ., 448 p. (In Russian)
- Litvinovich N.V., Vorontsova T.N. (1991) *Gigantoidnye* brakhiopody SSSR, ikh rasprostranenie i stratigraficheskoe znachenie [Gigantoid brachiopods of the USSR, distribution and stratigraphic significance]. Moscow, Nauka

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Publ., 60 p. (In Russian)

- Malakhova N.P. (1973) The age and stratigraphic position of the Gusikha Formation in the Southern Urals. Kamennougol'nye otlozheniya vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii sinklinorii. Sb. po voprosam stratigrafii № 15 [Carboniferous deposits of the Southern Urals eastern slope. Magnitogorsk synclinorium. Proc. on the stratigraphy issues No. 15]. Proc. IGG UNTs AN SSSR, V. 82, 127-185. (In Russian)
- Malakhova N.P. (1975a) The Lower Visean foraminifers of the Southern Urals eastern slope. Foraminifery i stratigrafiya rannego vize Urala. Sb. po voprosam stratigrafii № 21 [Foraminifers and stratigraphy of the Early Visean of the Urals. Proc. on the stratigraphy No. 21]. Tr. IGG UNTS AN SSSR. V. 112. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 5-70. (In Russian)
- Malakhova N.P. (19756) Foraminifers, algae and stratigraphy of the Lower Visean of the Southern Urals eastern slope. *Foraminifery i stratigrafiya rannego vize Urala. Sb. po voprosam stratigrafii № 21* [Foraminifers and stratigraphy of the Early Visean of the Urals. Proc. on the stratigraphy issues No. 21]. Proc. IGG UNTs AN SSSR, V. 112, 71-109. (In Russian)
- Mizens G.A., Kuleshov V.N., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (2014a) Distribution of carbon and oxygen stable isotopes in the Lower Visean limestones in the east of the Southern Urals. *Virtual'nye i real'nye litologicheskie modeli: mat-ly 10 Ural'skogo litolog. soveshch.* [Virtual and real lithological model: Proceedings of the 10th Urals lithological meeting]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 127-129. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) The Middle Urals eastern zones in the Carboniferous (the sedimentary basins evolution and paleotectonics features). *Litosfera*, (4), 107-126. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2013) The sedimentary basins evolution during the collision stage of the Urals formation. Osadochnye basseiny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geologicheskoi istorii. Mat-ly VII Vseros. litolog. soveshch. T. 2 [Sedimentary basins, sedimentary and post-sedimentation processes in geological history. Proc. VII All-Russian lithological meeting. V. 2]. Novosibirsk, INGG SB RAN, 268-271. (In Russian)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (20146) The limestones geochemical features and the sedimentation conditions on the isolated carbonate platform in the Late Devonian and early Carboniferous on the east of the Urals. *Lithosfera*, (6), 53-76. (In Russian)
- Mogilev A.E., Vasil'eva G.N. (2001) Researching the paleogeographic and geotectonic formation conditions of the Carboniferous coal-bearing deposits in the Makhnevo-Egorshino-Kamensk area. *Informatsionnyi otchet po teme 868/136 d za 1991–1999 gody, t. 1, tekst* [The subject 868/136 d informational report during 1991– 1999, v. 1]. Ekaterinburg, FBU "TFGI po Ural'skomu federal'nomu okrugu". Inv. № 42539, 49-70 (In Russian, unpublished)
- Popova Z.G. (1970) Some Middle Visean Archaeodiscida and Fusulinida of the Magnitogorsk synclinorium. *Mat-ly po paleontologii Urala* [Materials on paleontology of the Urals]. Sverdlovsk, IGG UFAN USSR, UTGU. Publ., 133-147. (In Russian)
- Postoyalko M.V., Cherepanova N.A. (1991) To the Lower

Visean stratigraphy of the Middle Urals eastern slope. *Granitsy biostratigraficheskikh podrazdelenii karbona Urala* [The Carboniferous biostratigraphic subdivisions boundaries in the Urals]. Sverdlovsk, IGG UrO RAN SSSR, 35-56. (In Russian)

- Postoyalko M.V., Plyusnina A.A., Arbanova E.S., Cherepanova N.A., Stepanova T.I. (1990a) The Upper Visean deposits on the Iset' river ("Brod-Klyuchiki" section). *Novye dannye po geologii Urala, Zapadnoi Sibiri i Kazakhstana* [New data on geology of the Urals, Western Siberia and Kazakhstan]. Sverdlovsk, IGG UrO RAN SSSR, 117-148.(In Russian)
- Postoyalko M.V., Stepanova G.A., Cherepanova N.A. (1990 6) The Lower Visean deposits of the Magnitogorsk synclinorium ("Nizhnyaya Gusikha" section). *Novye dannye po geologii Urala, Zapadnoi Sibiri i Kazakhstana* [New data on geology of the Urals, Western Siberia and Kazakhstan]. Sverdlovsk, IGG UrO RAN SSSR, 95-107. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 2000. 145 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. (2014) The Carboniferous volcanic-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben in a view of new geological and geochemical data. *Litho-sfera*, (5), 33-56. (In Russian)
- Salikhov V.N., Yarkova A.V. (1992) *Nizhnekamennougol'nyi vulkanizm Magnitogorskogo megasinklinoriya* [The Lower Carboniferous volcanism of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa, BNTs UrO RAN, 138 p. (In Russian)
- Shcherbakov O.A., Postoyalko M.V., Shcherbakova M.V., Chuvashov B.I., Kucheva N.A., Stepanova T.I. (1994) Stratigraphic scheme of the Carboniferous deposits of the Urals. Ob"jasnitel'naya zapiska k stratigraficheskim skhemam Urala (dokembrii, paleozoi): materialy i resheniya Chetvertogo Ural'skogo mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya [Explanatory note to the stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Materials and decisions of the Fourth Ural Interdepartment Stratigraphic Meeting]. Ekaterinburg, AOOT UGSE Publ., 97-127. (In Russian)
- Simonova Z.G. (1975) Gumbey and Ustgrekhovka Formations foraminifera complexes of the Magnitogorsk synclinorium. Foraminifery i stratigrafiya rannego vize Urala. Sb. po voprosam stratigrafii № 21 [Foraminifers and stratigraphy of the Early Visean of the Urals. Proc. on the stratigraphy issues No. 21]. Proc. IGG UNTS AN SSSR. V. 112. Sverdlovsk, 177-209. (In Russian)
- Simonova Z.G., Shokh V.D. (1975) About the Middle Visean deposits of the Magnitogorsk synclinorium. *Kamennougol'nye otlozheniya Urala. Sb. po voprosam* stratigrafii № 25 [Carboniferous deposits of the Urals. Proc. on the stratigraphy No. 25]. Proc. IGG UNTs AN SSSR. V. 121. Sverdlovsk, 84-93. (In Russian)
- Stepanova T.I. (2008) The Visean foraminifera biostratigraphic associations in the "Kamennyi Stolb" section on

the Iset' river. *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 69-77. (In Russian)

- Stepanova T.I. (2014) The Tournaisian and Visean Stages boundary based on foraminifera in the "Kipchak" section in the Southern Urals. Diversifikatsiya i etapnost' evolyutsii organicheskogo mira v svete paleontologicheskoi letopisi. Mattrials LX sessii Paleontologicheskogo obshchestva pri RAN [Diversification and stages of organic evolution in a view of the fossil record. Proc. of LX session of the Paleontological society under RAS]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 128-130. (In Russian)
- Stepanova T.I. (2016) The Tournaisian and Visean Stages boundary deposits foraminiferal biostratigraphy in the "Kipchak"section on the Southern Urals eastern slope. *Lithosfera*, (6), 70-96. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2007) Refinement the Lower Carboniferous subregional stratigraphic scheme of the Urals eastern slope. *Verkhnii paleozoi Rossii. Materialy Vseros. nauchnoi konferentsii* [Upper Paleozoic of Russia. Materials of the All-Russian scientific conference]. Kazan, KSU. Publ., 325-330. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) Refinement of the paleontological and litho-facial characteristics of the Lower Visean deposits near the Pokrovskoe-village (Artemovsky district). *Ezhegodnik-2011*. Proc. IGG UrO RAN. V. 159, 22-26. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A., Postoyalko M.V. (2008) Lithologic and stratigraphic characteristics of the Lower Visean carbonate sediments in the Rezh River basin (Mironovo Formation) on the Middle Urals eastern slope. *Litosfera*, (5), 15-38. (In Russian)
- Stepanova T.I., Mizens G.A., Kucheva N.A. (2008) New data on the lithology and fauna of the Visean Zhukovsky regional substage in the stratotype area (Eastern slope of the Middle Urals). *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG URO RAN, 22-26. (In Russian)
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi) (1993) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, Roskomnedra, IGG UrO RAN. (In Russian)
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder (Colorado); Lawrence (Kansas), 2000. V. 2, 3. P. 216-252, 350-919; 2002. V. 4. P. 1132-1133, 1496-1601; 2006. V. 5. P. 1747-1910.
- Vasil'eva G.N., Mogilev A.E. (1998) Floral associations and complexes of the Lower Carboniferous coal-bearing deposits of the Urals and their stratigraphic significance. *Geologiya ugol'nykh mestorozhdenii* [Geology of coal deposits]. Ekaterinburg, UGGA Publ., 122-141. (In Russian)
- Yarkova A.V., Chaiko G.I., Plyusnina A.A., Ivanova R.M. (1972) Paleogeographic features of the area. *Putevoditel' ekskursii po razrezam karbona vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala. Magnitogorskii sinclinorii* [Excursion guidebook on the Carboniferous sections of the Southern Urals eastern slope. Magnitogorsk synclinorium]. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, UTGU. Publ., 30-38. (In Russian)

УДК 56.016:551.73

#### DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91

# Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века)

# © 2019 г. А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167000, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 17.11.2017 г., принята к печати 13.03.2018 г.

Объект исследований. Целью настоящей работы является анализ динамики видового разнообразия конодонтов в фаменско-серпуховское время. Материалы и методы. На основе обобщения литературных данных и материалов автора создана база данных, включающая информацию о стратиграфическом распространении (с точностью до зоны) 389 видов и подвидов фаменско-серпуховских конодонтов. Информация о распространении видов заносилась в базу данных (https://ldrv.ms/x/s!AvPFMTPLPc7T4nFU81CaO5UJ6nlw), по которой для каждого стратиграфического подразделения вычислялись следующие параметры: таксономическое разнообразие, количество появившихся видов, количество вымерших видов и коэффициент обновления фауны. *Результаты*. Выделено четыре цикла, разделенных минимумами разнообразия: два фаменских, турнейский и визейско-серпуховский. Абсолютный максимум разнообразия для рассматриваемого временного интервала отмечается в фазе marginifera (81 вид в ранней marginifera и 80 видов в поздней marginifera), а в позднефаменско-серпуховское время происходило снижение видового разнообразия. *Выводы*. За исключением двух массовых вымираний (фран-фаменского и девонско-каменноугольного), глобальные геологические события оказывали слабое влияние на разнообразие конодонтов. Переход от парникового к ледниковому климату в начале раннего карбона и связанное с ним изменение морских экосистем, вероятно, явились причинами последовательного снижения разнообразия в позднетурнейскосерпуховское время.

Ключевые слова: конодонты, разнообразие, поздний девон, ранний карбон, глобальные события

# Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian)

## Andrey V. Zhuravlev

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia, e-mail: micropalaeontology@gmail.com Received 17.11.2017, accepted 13.03.2018

Subject. The article is aimed to evaluate of the conodont diversity dynamics at the species level in the Famennian – Serpukhovian interval. *Materials and methods*. The database compiled from the published and original data contains information on the stratigraphic ranges of 389 Famennian-Serpukhovian conodont species (https://ldrv.ms/x/s!AvPFMTPL Pc7T4nFU81CaO5UJ6nlw). Conodont zones compose the geochronological basis of the database. The conodont diversity, origination, extinction, and diversification were calculated. Dynamics of these parameters in the Late Devonian–Early Carboniferous was analyzed. *Results*. The Famennian-Serpukhovian conodonts demonstrate four cycles in the diversity: the early Famennian (triangularis-early postera zones), the late Famennian (late postera-praesulcata zones), the Tournaisian (sulcata-anchoralis zones), and the Visean-Serpukhovian (texanus-bollandensis zones). The cycles are separated by the low-diversity episodes. The highest diversity (80 species) is detected in the early and late marginifera zones (Famennian). *Conclusions*. The successive decreasing in diversity comprises interval from the late Famennian (about 70% condont species became extinct) and Devonian/Carboniferous extinction events. Conodont diversity demonstrates weak dependence form the global sea level fluctuations. The transition from the green-house to ice-house climate at the beginning of the Carboniferous and successive changes in the marine ecosystems are considered as main probable cause of the decline in conodont diversity in the late Tournaisian.

Keywords: conodonts, diversity, Late Devonian, Early Carboniferous, global events

Для цитирования: Журавлев А.В. (2019) Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне-раннем карбоне (фаменский-серпуховский века). Литосфера, **19**(1), 81-91. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91

For citation: Zhuravlev A.V. (2019) Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian). *Litosfera*, **19**(1), 81-91. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91

#### ВВЕДЕНИЕ

Таксономическое разнообразие конодонтов в позднем палеозое рассматривалось рядом исследователей [Халымбаджа, 1981, 2001; Clark, 1972, 1983; Ziegler, Lane, 1987, Sweet, 1988; Аристов, 1994; и др.]. В девонско-пермском интервале В.Г. Халымбаджой [1981] по динамике таксономического разнообразия были выделены этапы: девонско-раннекаменноугольный с адаптивной радиацией в позднем девоне и вымиранием в конце раннего карбона, среднекаменноугольнопермский и позднепермско-триасовый. В позднем девоне выделялись франский и фаменский этапы по преобладанию Ancyrodella, Palmatolepis и Palmatolepis, Bispathodus соответственно. Значительный рост таксономического разнообразия конодонтов этот исследователь связывал с талласократическими периодами в развитии Земли.

На родовом уровне изменения разнообразия конодонтов в фанерозое рассматривались в работах Д. Кларка и В. Свита [Clark, 1972, 1983; Sweet, 1988]. Минимальным хронологическим подразделением для анализа у этих авторов являлась система или эпоха. Ими был отмечен максимум родового разнообразия в позднем девоне–раннем карбоне.

В. Циглер и Р. Лэйн [1987] установили семь эволюционных циклов в развитии конодонтов в девонско-среднекаменноугольном интервале. Каждый цикл состоит из последовательных эпизодов низкого и высокого видового разнообразия и заканчивается событием вымирания. В частности, на фаменско-серпуховский интервал приходится три цикла: фаменский, турнейский и визейскосерпуховский.

С большей детальностью изменение таксономического разнообразия конодонтов было проанализировано В.А. Аристовым [1994]. Анализ проводился на видовом уровне (использовались виды в мультиэлементной классификации) с точностью до века или части века. Кроме собственно разнообразия, использовались еще три параметра: количество появившихся видов, количество вымерших видов и соотношение количества появившихся и вымерших [Аристов, 1994]. Отмечено общее повышение видового разнообразия в девоне с абсолютным максимумом (270 видов) в позднем фамене. В целом для фамена насчитывается до 417 видов с максимумом разнообразия в приэкваториальной области и его снижением в приполярных областях [Аристов, Лубнина, 2005]. С раннего карбона до поздней перми зафиксировано постепенное снижение разнообразия. В силу принятой хронологической детальности В.А. Аристовым было рассмотрено влияние на разнообразие конодонтов только крупных событий вымирания: франскофаменского, девонско-каменноугольного и среднекаменноугольного [Аристов, 1994].

Цель данной работы состоит в анализе динамики разнообразия конодонтов на видовом уровне в фаменско-серпуховском временном интервале с максимальной детальностью.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Анализ таксономического разнообразия на видовом уровне проводился на основе обобщения литературных данных по всему миру и материалов автора по разрезам севера Урала, Пай-Хоя и Восточно-Европейской платформы. В качестве стратиграфической основы использована зональная схема по конодонтам [Higgins, 1975; Sandberg et al., 1978; Ziegler, Sandberg, 1984, 1990; Lane, Sandberg, Ziegler, 1980; Журавлев, 2007; Korn, Kaufmann, 2009] с незначительными модификациями (рис. 1), а минимальной таксономической единицей выбран мультиэлементный вид (подвид). Основу данных о стратиграфическом распространении видов составила информация из крупных обобщающих работ, например [Sandberg et al., 1978; Lane, Sandberg, Ziegler, 1980; Ziegler, Sandberg, 1984; Барсков и др., 1987, 1991; Spaletta et al., 2017], дополненная данными из многочисленных (около 400) публикаций по отдельным разрезам и неопубликованными (или частично опубликованными) материалами автора [Журавлев, 2003]. Информация о распространении видов заносилась в специализированную базу данных (https://ldrv.ms/x/s!AvPFMTPLPc7T4nF U81CaO5UJ6nlw), по которой для каждого стратиграфического подразделения (зоны или подзоны) вычислялись следующие параметры: таксономическое разнообразие (количество видов, известных из данного подразделения), количество появившихся видов (виды, присутствующие в данном подразделении, но отсутствующие в нижележащем), количество вымерших видов (виды, присутствующие в нижележащем подразделении, но отсутствующие в данном) и коэффициент обновления фауны (выраженное в процентах отношение количества появившихся и вымерших видов к общему разнообразию). На основе базы данных строились графики, отражающие динамику указанных параметров во времени (рис. 2, 3). Статистические расчеты проводились с использованием программы PAST v. 3.16 [Hammer et al., 2001].

При любом анализе таксономического разнообразия возникает вопрос о полноте и объективности исходных данных. С одной стороны, в идеале, база данных должна содержать все описанные к настоящему времени таксоны из рассматриваемого стратиграфического интервала. С другой стороны, далеко не все формы, которые описываются в качестве новых видов, таковыми являются. Некоторые из них впоследствии признаются синонимами ранее описанных таксонов, а некоторые представляют собой аберрантные формы или Таксономическое разнообразие конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous



Рис. 1. Принятая в работе зональная схема и стратиграфическое положение следов глобальных геологических событий.

1 – стратиграфическое положение следов события, 2 – регрессия, 3 – трансгрессия и развитие бескислородных условий, 4 – трансгрессия.

Fig. 1. Zonal chart used and stratigraphic position of the traces of the Global events.

1 - stratigraphic position of the event traces, 2 - regression, 3 - transgression accompanied with anoxy, 4 - transgression.

посмертно деформированные экземпляры. Кроме того, при отсутствии четко определенных и общепринятых критериев выделения видов у конодонтов дробность таксономического расчленения

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



**Рис. 2.** Динамика видового разнообразия конодонтов. 1 – разнообразие, 2 – исчезновение, 3 – появление. Fig. 2. Conodont diversity dynamics at the species level.

1 - diversity, 2 - disappearance, 3 - appearance.

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019



LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



График отображает изменения "Индекса обновления видового состава на границе зон" = 100% «(количество появившихся + количество исчезнувших)/(разнообразие в нижележащей зоне + разнообразие в вышележащей зоне). Уровни глобальных геологических событий отмечены стрелками с названиями событий.

Fig. 3. Correspondence of diversification of the conodonts and Global geological events.

Curve demonstrates dynamics of the "Diversification at the zonal boundaries" = 100% (appeared + disappeared)/(diversity in lower zone+ diversity in upper zone). The levels of Global geological events are marked with the events' name.

различных групп (родов или групп видов) может сильно различаться. Например, межвидовые различия в пределах хорошо изученных родов Palmatolepis, Polygnathus, Pseudopolygnathus, Siphonodella и Gnathodus очевидно меньше, чем у менее изученных представителей родов Kladognathus, Idioprioniodus, Ligonodina и Hindeodus. По этой причине большее разнообразие первой группы по отношению ко второй, скорее, характеризует степень изученности, чем уровень морфологической дифференциации.

Для того чтобы по возможности снизить влияние указанных субъективных факторов на результаты анализа, в базу данных вносились преимущественно "устоявшиеся", единообразно понимаемые, таксоны. В анализ не включались редкие формы, известные из одного района, таксоны, имеющие неотчетливую морфологическую характеристику (и, по этой причине, часто не диагностируемые), а также виды, для которых отсутствует надежное определение интервала распространения. За счет такого подхода в анализ было включено меньше видов, чем в аналогичном исследовании В.А. Аристова [Аристов, 1994; Аристов, Лубнина, 2005]. Таким образом, исходная база данных не претендует на полноту, однако, в силу значительного количества включенных в нее таксонов (около 400 видов и подвидов). допускает анализ общих тенденций изменения разнообразия конодонтов в рассматриваемом интервале. Подробно вопрос полноты данных для анализа разнообразия конодонтов рассмотрен в работах В.А. Аристова [Аристов, 1994; Аристов, Лубнина, 2005].

Для тестирования зависимости получаемой картины динамики разнообразия от полноты исходной базы данных был проведен следующий эксперимент. Была рассчитана "длительность существования" (в фазах) видов, внесенных в базу данных. В среднем она составила 4 четыре фазы (медиана – 3 фазы). Если использовать для анализа только виды с длительностью существования 3 и 4 фазы (116 видов из 389), то динамика разнообразия принципиально не изменяется. Коэффициент корреляции разнообразия по полной базе данных и разнообразия по указанной выборке составил 0.777. Таким образом, относительные изменения разнообразия демонстрируют невысокую зависимость от полноты исходных данных.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные позволяют провести анализ динамики разнообразия конодонтов в фаменскосерпуховское время. Наибольший вклад в видовое разнообразие в данном интервале вносят представители родов *Polygnathus*, *Palmatolepis*, *Gnathodus* и *Pseudopolygnathus*.

#### Динамика видового разнообразия конодонтов

На графике, отражающем таксономическое разнообразие, отчетливо выделяется четыре цикла (см. рис. 2). Каждый цикл начинается ростом разнообразия, которое достигает максимума в средней части цикла, а заканчивается значительным снижением числа видов. Границы циклов проведены по минимумам видового разнообразия.

Цикл 1 охватывает раннюю часть фаменского века (фазы triangularis – поздняя postera) с двойным максимумом в фазе marginifera (см. рис. 2, кривая 1). Разнообразие конодонтов в течение этого цикла достигло максимума для рассматриваемого временного интервала (81 вид в ранней marginifera и 80 видов в поздней marginifera), а в последующие циклы было существенно ниже. Основу комплексов конодонтов на максимуме разнообразия составляют представители родов *Polygnathus* и *Palmatolepis* (более 50% общего числа видов).

Цикл 2 с меньшей амплитудой отвечает интервалу от фазы expansa до средней praesulcata (см. рис. 2, кривая 1). Максимум разнообразия в этом цикле приходится на фазу ранняя expansa. Наибольшее число видов на максимуме paзнообразия принадлежит родам *Polygnathus*, *Palmatolepis*, *Pseudopolygnathus* и *Branmehla*.

Цикл 3, турнейский, охватывает интервал от фазы sulcata до фазы texanus с двойным максимумом в поздней duplicata и quadruplicata (см. 2, кривая 1). Основу комплексов конодонтов на максимуме разнообразия составляют представители родов *Polygnathus* и *Siphonodella* (более 60% общего числа видов). Сокращение разнообразие во второй половине цикла происходило неравномерно, наибольшее сокращение числа видов произошло на границе фаз quadruplicata и isosticha за счет вымирания большинства представителей рода *Siphonodella*.

Цикл 4 соответствует визейско-серпуховскому интервалу от фазы texanus до фазы bollandensis. Максимум разнообразия в этом цикле неотчетливый и приходится на пограничный визейско-серпуховский интервал (фаза nodosa). В это время более 50% видового разнообразия приходится на два рода – Gnathodus и Lochriea.

Рассмотренные циклы образуют более крупный цикл с резким повышением видового разнообразия в раннем и среднем фамене и с последующим его постепенным снижением на протяжении второй половины фамена-серпухова. Эта тенденция проявляется и при сравнении максимумов разнообразия отдельных циклов. Наибольшее количество видов отмечается в максимуме ранне- и среднефаменского цикла, в последующих циклах максимумы характеризуются постепенно снижающимися значениями. Так, максимуму визейскосерпуховского цикла отвечает разнообразие всего в 31 вид, что ниже даже минимумов, разделяющих фаменские и турнейский циклы (см. рис. 2, кривая 1).

Таким образом, на протяжении позднефаменскосерпуховского времени наблюдается последовательное снижение видового разнообразия конодонтов, особенно ускорившееся после фазы quadruplicata турнейского века.

На фоне циклического изменения разнообразия выделяются события вымирания и появления. Под первыми понимаются изменения таксономического состава, при которых исчезло более 30% видов, а под вторыми – когда число появившихся видов превышает 30% от общего разнообразия (см. рис. 2, кривые 2 и 3). В некоторых случаях события вымирания совпадают с границами циклов, а события появления предшествуют максимумам разнообразия.

Наиболее значительное событие вымирания приурочено к границе франского и фаменского веков. На рубеже франа и фамена вымерло более 70% видов конодонтов.

Следующее существенное вымирание отмечается на уровне границы фаз marginifera и trachytera фаменского века. На этом уровне исчезло 40% видов, преимущественно представителей рода *Polygnathus* и группы *Palmatolepis glabra*. Сравнимое с ним по масштабу вымирание отмечается близко к рубежу девонского и каменноугольного периодов, в фазе ранняя praesulcata.

В турнейском веке наиболее значимые вымирания конодонтов приурочены к фазе isosticha и к концу турнейского века (граница фаз anchoralis и texanus). На уровне перехода от фазы quadruplicata к фазе isosticha вымерло 55% видов конодонтов, а на границе фаз isosticha и typicus – около 30%. Это вымирание затронуло в основном представителей родов *Siphonodella* и *Polygnathus*. Еще более существенное сокращение разнообразия конодонтов отмечается в конце турнейского века, когда исчезло почти 70% видов (см. также [Talent et al., 1993]). В частности, в это время вымерли последние представители родов *Polygnathus*.

Последнее в раннем карбоне вымирание конодонтов отмечается на границе раннего и позднего серпухова (граница фаз cruciformis и bollandensis). В это время исчезает более 50% видов конодонтов, преимущественно представителей родов *Lochriea* и *Gnathodus*. Возможно, что это снижение разнообразия кажущееся и отчасти обусловлено недостаточной изученностью серпуховских конодонтов.

Таким образом, наиболее существенное относительное снижение видового разнообразия конодонтов наблюдается в средней части турнейского века и средней части серпуховского века. При этом максимальное абсолютное снижение видового разнообразия (на более чем 30 видов) отмечается на границе фаз marginifera и trachytera в фамене и на границе quadruplicata и isosticha в турне (см. рис. 2, кривая 2).

Самый значительный на рассматриваемом временном отрезке рост видового разнообразия следует за франско-фаменским вымиранием и приурочен к раннему фамену. В это время наблюдается серия событий появления с повышением разнообразия на 30-50%. Наиболее существенное относительное возрастание количества видов приурочено к франско-фаменскому рубежу и началу фазы crepida, когда появляются многочисленные полигнатиды и палматолеписы. Столь же значительные относительные изменения видового состава конодонтов фиксируется на рубеже турнейского и визейского веков и на границе раннего и позднего серпухова. В абсолютных значениях (количество появившихся видов) самое большое увеличение разнообразия (появление более 25 видов) отмечается в начале фаз marginifera и expansa (см. рис. 2, кривая 3).

Для границ фаз можно провести оценку степени обновления видового состава конодонтов по "индексу обновления фауны", который отражает выраженное в процентах соотношение суммы числа видов появившихся в данной фазе и вымерших при переходе от предыдущей фазы к сумме видового разнообразия в данной и предыдущей фазах (общему разнообразию) (см. рис. 3). В отличие от соотношения числа появившихся видов к числу вымерших [Аристов, 1994; Халымбаджа, 2001] данный индекс позволяет оценить масштабы изменения относительно общего разнообразия: теоретически он достигает 100% при полном обновлении фауны (полное вымирание и появление "заново"). В среднем для рассматриваемого интервала этот индекс составляет 24% (доверительный интервал от 19 до 28%), а превышения среднего значения маркируют уровни значительного обновления видового состава конодонтов. К таким уровням (с обновлением более 29%) относятся рубеж франского и фаменского веков, начало φas crepida, rhomboidea, marginifera, trachytera, expansa фаменского века, а также интервал фаз от isosticha до nodosa и рубеж раннего и позднего серпухова (граница фаз cruciformis и bollandensis) в раннем карбоне. Таким образом, наибольшее обновление конодонтовой фауны происходило в начале и конце фаменского века, а также в конце турнейского-начале визейского и в середине серпуховского века. Примечательно, что собственно граница девонского и каменноугольного периодов не маркируется существенным обновлением разнообразия конодонтов при рассмотрении на уровне зон, поскольку вымирание и последующее восстановление разнообразия охватывали значительный временной интервал – от фазы ранняя praesulcata до фазы ранняя duplicata.

# Соотношение вариаций видового разнообразия конодонтов с геологическими событиями и глобальными изменениями окружающей палеосреды

Рассмотрение причин изменений видового разнообразия конодонтов представляет собой сложную задачу, поскольку наши знания об экологии этой полностью вымершей группы организмов весьма скудны. По имеющимся данным о морфологии мягкого тела конодонтов, особенностям строения их ротового аппарата и распределению их остатков на фациальном профиле, бо́льшая часть конодонтов были нектонно-планктонными и нектонно-бентосными организмами в различной степени (как правило, слабо) связанными с донными ландшафтами [Sandberg, 1976; Weddige, Ziegler, 1987]. Наиболее близкими экологическими аналогами конодонтов представляются современные хетогнаты. На основе этой аналогии можно предположить, что основными абиотическими факторами, влиявшими на разнообразие конодонтов, были площадь эпиконтинентальных бассейнов (основное местообитание), уровень первичной биопродуктивности и распределение содержания кислорода в толще воды. Прямо или косвенно указанные факторы контролировались относительными колебаниями уровня моря (в том числе эвстатическими), типом климата и глобальной океанической циркуляции, а также конфигурацией палеобассейнов [Walliser, 1995; Sandberg et al., 2002; Haq, Schutter, 2008; Kaiser et al., 2011; Barash, 2016; и др.].

В рассматриваемом временном интервале известен ряд глобальных геологических событий различного ранга [Becker et al., 1993; Walliser, 1995; McGhee, 1996; Zhuravlev, 2003; Hartenfels, 2011]: Nehden (трансгрессия в ранней-средней стеріda с развитием бескислородных условий на шельфах), Condroz (регрессия, приуроченная к фазе поздняя rhomboidea), Enkenberg (трансгрессивнорегрессивная последовательность с развитием бескислородных условий на шельфах в фазу ранняя marginifera), Annulata (трансгрессия и связанное с ней развитие бескислородных условий на шельфе в позднюю trachytera), Dasberg (трансгрессия и связанное с ней развитие бескислородных условий на шельфе в ранней expansa), Hangenberg (трансгрессия, сопровождавшаяся аноксией на шельфах в средней praesulcata, которая сменилась существенной регрессией в поздней praesulcata), Lower Alum Shale (регрессивно-трансгрессивная последовательность в фазе quadruplicata),

Mid-Aikuanian (изменение типа океанической циркуляции в фазы isosticha и typicus), Mid-Visean (трансгрессия в фазе bilineatus). Бо́льшая часть событий имеет эвстатическую природу и со многими из них связано развитие бескислородных условий на шельфах [Becker, 1993; Walliser, 1995; Zhuravlev, 1998; Sandberg et al., 2002; Racki, 2005; Kaiser et al., 2009, 2011, 2015; Kumpan et al., 2015]. Ранее указывалось совпадение регионального (для севера Палеоуральского бассейна) роста видового разнообразия со среднетурнейским (Lower Alum Shale) и средневизейским (Mid-Visean) трансгрессивными событиями [Zhuravlev, 1998, 2003]. На глобальном уровне также отмечаются некоторые совпадения геологических событий и изменений таксономического разнообразия конодонтов [Аристов, 1994].

Значительное обновление видового состава конодонтов на границе франского и фаменского веков совпадает с событием массового вымирания [Walliser, 1995]. Следующее существенное обновление в начале фазы rhomboidea близко по времени к событию Condroz, а изменение видового состава в начале фазы expansa – к событию Dasberg. Снижение разнообразия конодонтов в фазу praesulcata совпадает с событием массового вымирания Hangenberg, а вымирание многих видов в интервале фаз isosticha-typicus приурочено к событию Mid-Aikuanian. Однако рассматривать геологические события как причину этих изменений только на основе их хронологического совпадения представляется некорректным.

Эвстатические трансгрессии, с которыми были связаны экспансии вод с низким содержанием кислорода на шельф, демонстрируют практическое отсутствие устойчивого влияния на динамику видового разнообразия конодонтов. На уровнях, отвечающих этим событиям, в некоторых случаях отмечается некоторое увеличение разнообразия (события Nehden, Enkenberg, Dasberg, Lower Alum Shale), a B некоторых - его снижение (события Annulata, Hangenberg). При этом масштабы изменений, как правило, не носят катастрофического (событийного) характера (см. рис. 3). Исключение составляет событие массового вымирания Hangenberg, обусловленность которого только эвстатикой вызывает сомнения [Kaiser et al., 2011; Barash, 2016]. В целом трансгрессии и связанное с ними увеличение площади эпиконтинентальных бассейнов приводили к некоторому росту разнообразия конодонтов, вероятно, за счет расширения "жизненного пространства" для нектонно-планктонных форм.

Гораздо больший интерес представляет событие Mid-Aikuanian. По данным изотопных анализов углерода, кислорода и азота предполагается, что это событие было связано с изменением глобальной океанической циркуляции при переходе от парникового климата к ледниковому с интенсивным расширением покровного оледенения в Гондване [Saltzman et al., 2004; Yao et al., 2015]. Такие изменения не могли не затронуть все морские экосистемы, включая и экосистему толщи воды, к которой, по всей видимости, принадлежало большинство конодонтов. Данное событие датируется фазами isosticha и typicus [Saltzman et al., 2004], и к этому времени приурочено существенное снижение разнообразия конодонтов (см. рис. 2, кривая 1), в частности вымирание представителей рода *Siphonodella*. Вполне вероятно, что в данном случае не просто имеет место совпадение во времени геологического события и события вымирания, но и присутствуют причинно-следственные связи.

Сравнимое по масштабам изменение морских экосистем предполагается в середине серпуховского века, когда произошло второе в раннем карбоне расширение Гондванского покровного оледенения и сопутствующее ему падение уровня мирового океана [Yao et al., 2015]. К этому времени также приурочено значительное обновление таксономического состава конодонтов и снижение их видового разнообразия (см. рис. 2, 3).

Общий тренд снижения видового разнообразия конодонтов начиная с фазы поздняя ехрапsa, вероятно, обусловлен сменой типа климата (переход от парникового к ледниковому) в конце фаменского– начале турнейского века и связанными с этим изменениями океанической циркуляции, перестройкой пелагических и неритовых экосистем, а также последовательным снижением площади эпиконтинентальных морей [Ronov, 1994; Yao et al., 2015]. При этом предположение о том, что эвстатический фактор имел решающее значение, не подтверждается даже на статистическом уровне – корреляция изменений уровня мирового океана [Haq, Schutter, 2008] и видового разнообразия конодонтов крайне слабая (коэффициент корреляции 0.418).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ динамики видового разнообразия конодонтов в фаменско-раннекаменноугольное время показал наличие четырех крупных циклов и общего тренда с последовательным снижением разнообразия в позднефаменско-раннекаменноугольное время. Известные в этом временном промежутке глобальные геологические события в различной степени сказались на разнообразии конодонтов. Крупные события вымирания (франско-фаменское, девонско-каменноугольное) привели к существенному обновлению видового состава конодонтов. Менее значительные события в позднем девоне, которые связываются с трансгрессиями и развитием бескислородных условий на шельфах, оказали незначительное влияние на разнообразие. Переход от парникового к ледниковому климату в начале раннего карбона, вероятно, явился причиной последовательного снижения видового разнообразия конодонтов в позднетурнейско-серпуховское время.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аристов В.А. (1994) Конодонты девона – нижнего карбона Евразии: сообщества, зональное расчленение,

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

корреляция разнофациальных отложений. М.: Нау-ка, 192 с.

- Аристов В.А., Лубнина Н.В. (2005) Ареалы и видовое разнообразие конодонтов в девоне. Отношение к гипотезе дрейфа континентов Биосфера-экосистемабиота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: Наука, 91-112.
- Барсков И.С., Алексеев А.С., Кононова Л.И., Мигдисова А.В. (1987) Определитель конодонтов верхнего девона и карбона. М.: Изд-во МГУ, 144 с.
- Барсков И.С., Воронцова Т.Н., Кононова Л.И., Кузьмин А.В. (1991) Определитель конодонтов девона и нижнего карбона. М.: Изд-во МГУ, 184 с.
- Журавлев А.В. (2003) Конодонты верхнего девона-нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 85 с.
- Журавлев А.В. (2007) Анализ биостратиграфических подразделений верхнего девона-перми по конодонтам. *Нефтегазовая геология. Теория и практика [Электронный ресурс]*, 2. Режим доступа: http:// www.ngtp.ru/rub/2/025.pdf
- Халымбаджа В.Г. (1981) Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 216 с.
- Халымбаджа В.Г. (2001) Этапы развития конодонтов в позднем девоне. Бюл. МОИП. Отд. геол., 76(5), 33-37.
- Barash M.S. (2016) Causes of the Great Mass Extinction of Marine Organisms in the Late Devonian. *Oceanology*, 56(6), 863-875.
- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *House M.R. (Ed.) The Ammonoidea, Environment, Ecology, and Evolutionary Change: Syst. Ass., Spec.*, 47, 115-164.
- Clark D.L. (1972) Early Permian crisis and its bearing on Permo-Triassic conodont taxonomy. *Geol. Palaeontol.*, SB 1, 147-158.
- Clark D.L. (1983) Extinction of conodonts. J. Paleontol., **57**(4), 652-661.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **3**(322), 64-68.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontolia Electronica*, 4(1), 9.
- Hartenfels S. (2011) Die globalen Annulata-Eventund die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika – hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, Karbonat-Mikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 105, 17-383.
- Higgins A.C. (1975) Conodont zonation of the late Visean– early Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England. *Bull. Geol. Surv. GB*, **53**, 1-127.
- Kaiser S.I., Aretz M., Becker R.T. (2015) The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. (Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. eds) Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 423, 387-437.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and ex-

tinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontogr. Amer.*, **63**, 99-143.

- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimat.*, *Palaeoecol.*, **310**, 340-364.
- Korn D., Kaufmann B. (2009) A high-resolution relative time scale for the Viséan Stage (Carboniferous) of the Kulm Basin (Rhenish Mountains, Germany). *Geol. J.*, 44, 306-321.
- Kumpan T., Bábek O., Kalvoda J., Matys Grygar T., Frýda J., Becker R.T., Hartenfels S. (2015) Petrophysical and geochemical signature of the Hangenberg Events: an integrated stratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary interval in the Northern Rhenish Massif (Avalonia, Germany). *Bull. Geosci.*, **90**(3), 667-694.
- Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W. (1980) Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. *Geol. Palaeontol.*, 14, 117-164.
- McGhee G.R. (1996) The Late Devonian mass extinctions. N.Y.: Columbia University Press, 303 p.
- Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Over D.J., Morrow J.R., Wignall P.B. (eds.) Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach. 5-36.
- Ronov A.B. (1994) Phanerozoic transgressions and regressions on the continents: a quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition. *Amer. J. Sci.*, **294**, 777-801.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in δ<sup>13</sup>C: an example from the lower Mississippian. *Paleogeogr.*, *Paleoclimat.*, *Paleoecol.*, **213**, 359-377.
- Sandberg C.A. (1976) Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, **15**, 171-186.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M. (1978) Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newslett. Stratigr.*, 7(2), 102-120.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **356**, 473-487.
- Spaletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bull. Geosci.*, 92(1), 31-57.
- Sweet W.C. (1988) The Conodonta. Morphology, Taxonomy. Paleoecology and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 212 p.
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: Faunal and isotopic data. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **104**, 139-152.
- Walliser O. H. (ed.) (1995) Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer, 333 p.
- Weddige K., Ziegler W. (1987) Lithic and faunistic ratios of conodont sample data as facies indicators. *Conodont investigative techniques and applications*. British Micropalaeontological Society Series, London, 333-340.

- Yao L., Qie W., Luo G., Liu J., Algeoc T.J., Bai X., Yang B., Wang X. (2015) The TICE event: Perturbation of carbon-nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse-icehouse transition. *Chem. Geol.*, 401, 1-14.
- Zhuravlev A.V. (1998) The Mid-Tournaisian Event in the Northern Urals and conodont dynamics. Proc. Geol. Assoc., 109, 161-168.
- Zhuravlev A.V. (2003) Conodont response to the middle Visean (Early Carboniferous) ecological event – preliminary data. *Courier Forsch.-Inst.Senckenberg*, 245, 255-259.
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to mid-Carboniferous. R.J. Aldridge (ed). Palaeobiol. Conodonts, 147-163.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 196, 179-194.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.

#### REFERENCES

- Aristov V.A. (1994) Konodonty devona nizhnego karbona Evrazii: soobshchestva, zonal'noe raschlenenie, korrelyatsiya raznofacial'nykh otlozhenii [Conodonts of the Devonian – Carboniferous of Eurasia: associations, zonation, interfacial correlation]. Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russian)
- Aristov V.A., Lubnina N.V. (2005) Areals and species diversity of conodonts in the Devonian. Relation to the hypothesis of continental drift. *Biosfera-ekosistema-biota v proshlom Zemli: paleobiogeograficheskie aspekty. K 100-letiyu akademika V.V. Mennera* [Biosphere-ecosystem-biota in the past of the Earth: paleobiogeographical aspects. To the 100th anniversary of the birth of Academician V.V. Menner]. Moscow, Nauka Publ., 91-112. (In Russian)
- Barash M.S. (2016) Causes of the Great Mass Extinction of Marine Organisms in the Late Devonian. *Oceanology*, 56(6), 863-875.
- Barskov I.S., Alekseev A.S., Kononova L.I., Migdisova A.V. (1987) Opredelitel' konodontov verkhnego devona i karbona [Treatise on conodonts of the Upper Devonian and Carboniferous]. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 144 p. (In Russian)
- Barskov I.S., Vorontsova T.N., Kononova L.I., Kuz'min A.V. (1991) Opredelitel' konodontov devona i nizhnego karbona [Treatise on conodonts of the Devonian and Lower Carboniferous]. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 184 p. (In Russian)
- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *House M.R. (Ed.) The Ammonoidea, Envi*ronment, Ecology, and Evolutionary Change: Syst. Ass., Spec., 47, 115-164.
- Clark D.L. (1972) Early Permian crisis and its bearing on Permo-Triassic conodont taxonomy. *Geol. Palaeontol.*, SB 1, 147-158.
- Clark D.L. (1983) Extinction of conodonts. J. Paleontol., **57**(4), 652-661.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **3**(322), 64-68.

- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1), 9
- Hartenfels S. (2011) Die globalen Annulata-Eventund die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika – hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, Karbonat-Mikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 105, 17-383.
- Higgins A.C. (1975) Conodont zonation of the late Visean– early Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England. *Bull. Geol. Surv. GB*, **53**, 1-127.
- Kaiser S.I., Aretz M., Becker R.T. (2015) The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. (Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. eds.) Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 423, 387-437.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontogr. Amer.*, **63**, 99-143.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). 340-364.
- Khalymbadzha V.G. (1981) Konodonty verkhnego devona vostoka Russkoi platformy, Yuzhnogo Timana, Polyarnogo Urala i ikh stratigraficheskoe znachenie [Conodonts of the Upper Devonian of the east of Russian Platform, South Timan, Polar Urals, and they stratigraphical significance] Kazan', Kazan University Publ., 216 p. (In Russian)
- Khalymbadzha V.G. (2001) Stages of the conodont development in the Late Devonian. Bull. MOIP. Otd. Geol., 76(5), 33-37. (In Russian)
- Korn D., Kaufmann B. (2009) A high-resolution relative time scale for the Viséan Stage (Carboniferous) of the Kulm Basin (Rhenish Mountains, Germany). *Geol. J.*, 44, 306-321.
- Kumpan T., Bábek O., Kalvoda J., Matys Grygar T., Frýda J., Becker R.T., Hartenfels S. (2015) Petrophysical and geochemical signature of the Hangenberg Events: an integrated stratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary interval in the Northern Rhenish Massif (Avalonia, Germany). *Bull. Geosci.*, **90**(3), 667-694.
- Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W. (1980) Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. *Geol. Palaeontol.*, 14, 117-164.
- McGhee G.R. (1996) The Late Devonian mass extinctions. N.Y.: Columbia University Press, 303 p.
- Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Over D.J., Morrow J.R., Wignall P.B. (eds.) Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach. 5-36.
- Ronov A.B. (1994) Phanerozoic transgressions and regressions on the continents: a quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition. *Amer. J. Sci.*, **294**, 777-801.

- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in  $\delta^{13}$ C: an example from the lower Mississippian. *Paleogeogr.*, *Paleoclimat.*, *Paleoecol.*, **213**, 359-377.
- Sandberg C.A. (1976) Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, **15**, 171-186.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M. (1978) Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newslett. Stratigr.*, 7(2), 102-120.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **356**, 473-487.
- Spaletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bull. Geosci.*, 92(1), 31-57.
- Sweet W.C. (1988) The Conodonta. Morphology, Taxonomy. Paleoecology and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 212 p.
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: Faunal and isotopic data. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **104**, 139-152.
- Walliser O. H. (ed.) (1995) Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer, 333 p.
- Weddige K., Ziegler W. (1987) Lithic and faunistic ratios of conodont sample data as facies indicators. *Conodont investigative techniques and applications*. British Micropalaeontological Society Series, London, 333-340.
- Yao L., Qie W., Luo G., Liu J., Algeoc T.J., Bai X., Yang B., Wang X. (2015) The TICE event: Perturbation of carbon-nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse-icehouse transition. *Chem. Geol.*, 401, 1-14.
- Zhuravlev A.V. (1998) The Mid-Tournaisian Event in the Northern Urals and conodont dynamics. *Proc. Geol. Assoc.*, **109**, 161-168.
- Zhuravlev A.V. (2003) Konodonty verkhnego devona nizhnego karbona severo-vostoka Evropeiskoi Rossii [Conodonts of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the North-East of the European Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 85 p. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2003) Conodont response to the middle-Visean (Early Carboniferous) ecological event – preliminary data. *Courier Forsch.-Inst.Senckenberg*, 245, 255-259.
- Zhuravlev A.V. (2007) Analysis of conodont biostratigraphic subdivisions of the Upper Devonian - Permian. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, 2. http://www. ngtp.ru/rub/2/025.pdf (In Russian)
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to mid-Carboniferous. R.J. Aldridge (ed). Palaeobiol. Conodonts, 147-163.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 196, 179-194.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forsch.-Inst.Senckenberg*, **121**, 1-115.

УДК 552.4:549.514.81:550.93

#### DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110

# Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород ильменогорского комплекса

### © 2019 г. П. М. Вализер<sup>1</sup>, С. В. Чередниченко<sup>1</sup>, А. А. Краснобаев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ильменский государственный заповедник, 456317, Миасс, Челябинская область, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru <sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 18.08.2017 г., принята к печати 18.12.2017 г.

Объект исследования. Изложены результаты минералого-петрологического, геохимического и изотопнохронологического исследования метакарбонатно-силикатных пород района оз. Бол. Ишкуль ильменогорского комплекса. Методы. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определе-но атомно-абсорбционным методом и на масс-спектрометре ICP-MS. U-Pb возраст цирконов получен на микрозонде SHRIMP II. Содержание РЗЭ в цирконах определено методом вторично-ионной масс-спектроскопии на ионном зонде САМЕСА IMS-4F. Результаты. Тела метакарбонатно-силикатных пород неоднородны, представлены шпинель-форстерит-кальцитовой, диопсид-скаполит-кальцитовой и клинопироксенитовой разновидностями. В них установлен широкий спектр минералов: диопсид, кальцит, форстерит, шпинель, скаполит, анортит, энстатит, алюмоэнстатит, авгит, фассаит, чермакит, паргасит, роговая обманка, тремолит, барийсодержащий полевой шпат, цельзиан, флогопит, графит, титанит, фторапатит, пикроильменит, пирротин, пентландит, сфалерит, виоларит, герсдорфит, маухерит. Метакарбонатно-силикатные породы по петрогеохимическим особенностям имеют значительные вариации SiO<sub>2</sub> – 17–52, CaO – 22–45, MgO – 5–21 мас. % при отношении Ca/Mg = 1.4–8.2, повышенные содержания Ni, Cr, низкие значения отношений Sr/Ba –  $\leq$  0.2–9, Th/U = 0.1–0.65, Zr/Hf = 6–31 и Nb/Ta = 3–24, La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 0.2–2.7, La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 1.2–2.5, незначительное количество РЗЭ (Σ6–25 г/т, редко до 70–72 г/т) соответствует осадочным образованиям со значительным количеством ультраосновного материала. Выводы. Особенности состава оливина, шпинели, ильменита и содержание титана в ранней генерации циркона свидетельствует об образовании-преобразовании шпинель-форстерит-кальцитовых пород при  $T = 830 - 850^{\circ}$ C. По особенностям распределения РЗЭ и величине Th/U: цирконы ранней генерации сопоставимы с гранулитовым типом цирконов, цирконы поздних генераций – с цирконами преобразованных сиенит-миаскитов и разнообразных метасоматитов. Образование-преобразование пород отвечает возрастным этапам: PR<sub>1</sub> (1720-1780 млн лет) - "гранулитовый" метаморфизм; D<sub>1</sub>-C (345-399 млн лет) – метасоматические преобразования, связанные с образованием щелочных пород, сопряженных с процессами рифтогенеза; Р<sub>1</sub> (282 млн лет) – тектоническо-метасоматические преобразования, обусловленные сдвиговыми процессами.

Ключевые слова: метакарбонатно-силикатные породы, минералогия, геохимия, циркон, возраст, ильменогорский комплекс

# Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex

Petr M. Valizer<sup>1</sup>, Svetlana V. Cherednichenko<sup>1</sup>, Artur A. Krasnobaev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ilmen State Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru <sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Reseived 18.08.2017, accepted 18.12.2017

*Research subject*. This paper presents the results of a series of mineralogical, petrological, geochemical and isotope-chronological studies carried out to investigate metacarbonate-silicate rocks in the area of Ishkul Lake, the Ilmenogorsky complex. *Materials and methods*. The microprobe analysis of the composition of minerals was performed using a REMMA-202M scanning microscope equipped with a microanalyzer. The content of major, trace and rare-earth elements (REE) was determined using a mass spectrometer ICP-MS. The U-Pb age of zircons was obtained by a microprobe SHRIMP II. The content of REE in zircons was determined by an ion probe CAMECA IMS-4F. *Results*. The studied metacarbonate-silicate rocks are shown to be represented by spinel-forsterite-calcite, diopside-scapolite-calcite and clinopyroxenite varieties with a di-

Для цитирования: Вализер П.М., Чередниченко С.В., Краснобаев А.А. (2019) Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород ильменогорского комплекса. *Литосфера*, **19**(1), 92-110. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110

For citation: Valizer P.M., Cherednichenko S.V., Krasnobaev A.A. (2019) Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex. *Litosfera*, **19**(1), 92-110. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110

verse range of minerals, including diopside, calcite, forsterite, spinel, scapolite, anorthite, enstatite, alumoenstatite, augite, fassaite, tschermakite, pargasite, hornblend, tremolite, barium-containing feldspar, celsian, phlogopite, graphite, titanite, fluorapatite, picroilmenite, pyrrhotite, pentlandite, sphalerite, violarite, gersdorffite, maucherite. In terms of petrochemical properties, the metacarbonate-silicate rocks under study are characterized by significant variations in the content of SiO<sub>2</sub>, CaO, MgO at a Ca/Mg ratio of 1.4–8.2, as well as by increased Ni and Cr content, low ratios of Sr/Ba, Th/U, Zr/Hf and Nb/Ta. The small  $\Sigma$ REE amounts of 6–25 ppm (rarely up to 70–72 ppm) correspond to sedimentary formations with a significant amount of ultrabasic material. *Conclusions*. The specific features of the composition of olivine, spinel, ilmenite, as well as the titanium content in the early generation zircon indicate the formation (transformation) of spinel-forsterite-calcite rocks at *T* = 830–850°C. According to the established specifics of REE distribution and the Th/U ratio, the early generation zircons refer to the granulite type zircons, while the late generation zircons correspond to correspond to the following age stages: PR<sub>1</sub> (1720–1780 Ma) - "granulite" metamorphism; D<sub>1</sub>–C (345–399 Ma) – metasomatic transformations caused by the formation of alkaline rocks associated with rifting processes; P<sub>1</sub> (282 Ma) – tectonic-metasomatic transformations mations caused by shear processes.

Keywords: metacarbonate-silicate rocks, mineralogy, geochemistry, zircon, age, ilmenogorsky complex

#### ВВЕДЕНИЕ

Ильмено-вишневогорский комплекс – уникальный геологический объект, сложенный метаморфическими и магматическими породами с самоцветной и редкометалльной минерализацией. Несмотря на длительные исследования всего многообразия пород комплекса, до сих пор остаются дискуссионными вопросы возраста и геодинамического режима формирования карбонатных пород, миаскитов и карбонатитов [Багдасаров, 1990, 2014; Левин и др., 1997; Недосекова и др., 2009; Иванов, 2011; Недосекова, 2012; и др.].

Мраморы и карбонатно-силикатные породы (кальцифиры) имеют незначительное распространение в комплексе. В породах селянкинской серии они залегают в виде маломощных пластов и линз, при этом с мраморами нередко ассоциируют метаультрамафиты, актинолитовые и пироксенскаполитовые породы [Левин и др., 1997]. Изучены карбонатно-силикатные породы к северу от Вишневогорского массива, где они представлены оливиндиопсид-кальцитовыми и оливин-диопсидовыми разновидностями, на контакте которых образованы флогопит-диопсид-плагиоклазовые, актинолитфлогопитовые и гранат-скаполит-плагиоклазовые породы с карбонатом, залегающие среди гранатовых амфиболитов и плагиогнейсов с гранатом и кианитом. В нижнем контакте Булдымского массива среди гранат-биотитовых и биотитовых с силлиманитом плагиогнейсов карбонатные породы сложены кальцит-флогопитовой разновидностью и классифицированы как осадочно-метаморфогенные образования [Левин и др., 1997]. В южной части комплекса известны выходы небольших тел мраморов на западном берегу оз. Бол. Миассово и карбонатно-силикатных пород на западном берегу оз. Бол. Ишкуль [Левин и др., 1997; Рассказова и др., 1986; В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2013; Краснобаев и др., 2013]. По особенностям состава, взаимоотношению с вмещающими их породами и другим параметрам они сходны с карбонат-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

ными образованиями окружения Вишневогорского массива. Природа и соотношения карбонатных, карбонатно-силикатных пород и карбонатитов комплекса во многом дискуссионны, высказаны различные гипотезы относительно их генезиса. На основании минералого-морфологических признаков ряду карбонатных и карбонатно-силикатных пород осадочно-метаморфогенного происхождения придается статус карбонатитов [Попов и др., 1998; В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2013]. Обосновывается также точка зрения об образовании карбонатитов в связи с переплавлением чередующихся мраморов и серпентинитов в зоне влияния Уральского выступа Русской платформы [Иванов, 2011]. В то же время, несмотря на различия во взглядах на генезис, большинство исследователей подчеркивают явное своеобразие и отличие и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса от карбонатных образований платформенных кольцевых щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов и зон и массивов линейно-трещинного типа [Недосекова, 2012; Багдасаров, 2014]. Изучение карбонатных и карбонатно-силикатных пород ильмено-вишневогорского комплекса весьма актуально как для уточнения их природы, возраста и метаморфогенно-метасоматических процессов преобразования, так и выяснения источника вещества карбонатитов. Полученные нами минералогогеохимические и изотопно-хронологические данные для карбонатно-силикатных пород комплекса позволяют обсуждать затронутые вопросы.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования вещества выполнены на базе ЦКП "ЮУЦКП по исследованию минерального сырья" (ИМин–ИГЗ). Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА–202М с микроанализатором (аналитик В.А. Котляров). Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце Н·10<sup>-10</sup>А. Стандарты: AstJMEX scientifie Limited MJNM 25–53 Min-

eral Mount serial № 01–044. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определены атомно-абсорбционным методом (аналитик Н.В. Шаршуева), и на масс-спектрометре ICP-MS (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко). U-Pb возраст цирконов (проба К-2094) определен на микрозонде SHRIMP II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [Williams, 1998]. Содержание РЗЭ в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектроскопии на приборе CAMECA IMS-4F (ИМИ РАН, г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин). Области сбора вторичных электронов – 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строились с использованием известных стандартов [Федотова и др., 2008]. Надежность методики подтверждается также широкой практикой ее применения. Измерения РЗЭ в кристаллах проводились в тех же точках, что и при U-Pb датировании.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Изученные метакарбонатно-силикатные породы представлены пластовыми телами мощностью 3-7 м и протяженностью до 80 м на западном берегу оз. Бол. Ишкуль (рис. 1, обн. 55°16'32.4"N, 60°14′46.5″Е) [Рассказова и др., 1986; и др.]. Вмещающие породы сложены рассланцованными диафторированными гранатовыми амфиболитами и милонитизированными гранат-биотитовыми плагиогнейсами с графитом. На северо-западном контакте тела гранатовые амфиболиты куммингтонизированы, на юго-западе метакарбонатно-силикатные породы совмещены с кварцитами со значительным количеством графита и диопсида. В гранатовых амфиболитах развиты зоны, сложенные диопсидом и плагиоклазом и содержащие графит, кварц, кальцит и куммингтонит. Породы имеют субмеридиональное простирание, западное падение 40-50°. Тела метакарбонатно-силикатных пород неоднородны, выделяются зоны - участки или полосыоторочки, различающиеся по минеральному составу и количественному соотношению слагающих их минералов.

Шпинель-форстерит-кальцитовая порода мелкозернистая с массивной текстурой светло-серого цвета, образует маломощные линзовидные и гнездообразные скопления в клинопироксените. Порода состоит из карбоната и форстерита, второстепенным минералом является шпинель, в тонком сколе имеющая зелено-коричневый цвет, акцессорные – желтоватый фторапатит, диопсид, паргасит и графит (рис. 2а–в), присутствуют энстатит, пикроильменит, сульфиды (пирротин, пентландит), сульфоарсениды (маухерит, герсдорфит).

Скаполит-диопсид-кальцитовая порода неравномернозернистая, текстура грубополосчатая (рис. 2г). Отмечаются постепенный переход к клинопироксениту и зональное строение породы. Краевая часть сложена мелкозернистой диопсидкальцитовой породой, где желто-зеленый диопсид составляет 50% от объема породы. Центральная часть скаполит-диопсид-кальцитовой породы представлена средними и крупными (до 1 см) кристаллами диопсида серо-зеленоватого цвета, которые расположены в мелко- и среднезернистом кальците. В диопсиде отмечаются включения титанита, скаполита и кальцита. Содержание силикатных минералов в этой части породы меньше, до 30 об. %. Порода в основном состоит из кальцита и диопсида, второстепенные минералы – скаполит, плагиоклаз, акцессорные титанит, фторапатит, флогопит и графит имеют в породе линейно-параллельное расположение.

Клинопироксенит мелко- и среднезернистый светло-серо-зеленоватого цвета, местами претерпел деформацию, с зеркалами скольжения (см. рис. 2д-е). Структура гетеробластовая с неровными ограничениями зерен, отмечается наличие полисинтетических двойников, зерна клинопироксена трещиноваты и замутнены. Акцессорные минералы – шпинель, титанит, фторапатит, графит, флогопит, калийпаргасит и эпидот – распределены в породе линейно-параллельно. Поздние образования в клинопироксените – тремолит, мусковит, хлорит, барит, сульфиды (виоларит, сфалерит); в виде жилок – кальцит и анортит.

Плагиогнейсы имеют полосчатую или очковую текстуру, гранобластовую и нематогранобластовую структуру. Сложены гранатом, биотитом, плагиоклазом и кварцем, присутствуют ильменит, титанит, апатит и циркон. Порфиробласты (0.5–1.0 мм) граната в полосчатых разностях соответствуют гроссуляр-альмандину – Са-альмандину  $(c - Py_8Alm_{63}Sps_3Grs_{26}; r - Py_{12}Alm_{63-67}Sps_2Grs_{19-21})$ неоднородны по содержанию магния и кальция, а в "очковых" разностях соответствует низкокальциевому более магнезиальному альмандину  $(Py_{14-23}Alm_{72-75}Sps_{3-6}Grs_{2-5})$ . Биотит в виде чешуек размером 0.1-0.3 мм образует полосы и скопления, имеет вариации магнезиальности от 0.33 до 0.46, характеризуется высоким содержанием титана (0.27-0.33 к. ф.). Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза до андезина. Амфибол состава ферричермакит (#Mg = 0.35–0.42) присутствует только в полосчатых разностях в ассоциации с олигоклазом и кварцем (табл. 1, ан. 40-49).

Амфиболиты мелкозернистые, линзовиднополосчатой и полосчатой текстуры нематобластовой структуры, сложены амфиболом, биотитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, присутствует титанит и магнетит. Амфибол – гастингсит (#Mg = 0.50), образует кристалМинералогия, геохимия и возраст пород ильменогорского комплекса Mineralogy, geochemistry and age of the rocks of Ilmenogorsky complex



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса (а) [Русин и др., 2006] и фрагмент разреза пород верхней части селянкинской серии на западном берегу оз. Бол. Ишкуль (б) [Рассказова и др., 1986; Баженов и др., 1992].

а. 1 – селянкинская серия амфиболит-гнейсово-плагиомигматитовая (AR–PR<sub>1</sub>); 2 – массивы миаскитов (O<sub>3</sub>?); 3 – милониты гранитоидного и сиенитового состава (P<sub>2</sub>–T<sub>1</sub>); 4 – милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 – еланчиковская толща; тектониты гранитоидного состава; 6 – саитовская серия, метатерригенная (PZ<sub>1</sub>–S?); 7 – зеленосланцевые осадочновулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамильско-Сухтелинской зон; 8 – Увильдинский монцонитгранитный комплекс (PZ<sub>3</sub>); 9 – гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 – метагипербазиты.

б. 1 – плагиогнейсы гранат-биотитовые с графитом, милонитизированные; 2 – амфиболиты безгранатовые; 3 – амфиболиты гранатовые с графитом; 4 – то же, куммингтонитизированные, рассланцованные; 5 – кварциты с графитом и диопсидом; 6 – метакарбонатно-силикатные породы; 7 – бластомилониты мелкоочковые по гнейсам (?) с эпидотом и хлоритом; 8 – кварцевые линзы с куммингтонитом; 9 – плагиограниты с гранатом, деформированные; 10 – плагиоклаз-диопсидовые, апатит-диопсидовые породы с графитом, кварцем, кальцитом, куммингтонитом, деформированные; 11 – полосчатость, сланцеватость; 12 – литологические границы установленные (а) и предполагаемые (б).

**Fig. 1.** Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsk complex (a) (after [Rusin et al., 2006]) and fragment of the rock section of the upper part of the Selyankino Series on the western shore of the lake B. Ishkul (6) (after [Rasskazova et al., 1986; Bazhenov et al., 1992]).

a. 1 – Selyankino Series: Archean to Lower Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 – Upper Ordovician miaskite massifs; 3 – Upper Permian-Lower Triassic granitic and syenitic mylonites; 4 – mylonites of Kyshtym shear-thrust; 5 – Elanchik strata; granitoid tectonites; 6 – Saitovo Series: Lower Paleozoic metaterrigenous roks; 7 – greenschist volcanosedimentary complexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 – Upper Paleozoic Uvil'dy monzogranitic complex; 9 – gneissic granites Kisegach massif; 10 – metaultramafic rocks.

6.1 - milonitized garnet-biotite plagiogneiss with graphite; 2 – amphibolites without garnets; 3 – garnet amphibolite with graphite; 4 – the same, cummingtonized, schistose; 5 – quartzites with graphite and diopside; 6 – metacarbonate-silicate rocks; 7 – fine-augen apogneisses (?) blastomylonites with epidote and chlorite; 8 – quartz lenses with cummingtonite; 9 – deformed plagiogranites with garnet; 10 – deformed plagioclase-diopside, apatite-diopside rocks with graphite, quartz, calcite, cummingtonite; 11 – banding, schistose; 12 – established (a) and assumed (6) lithological boundaries.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 2. Фотографии разновидностей метакарбонатно-силикатных пород.

а – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая; б – шпинель-форстерит-диопсид-доломит-кальцитовая; в – шпинельфорстерит-диопсид-энстатит-кальцитовая; г – скаполит-диопсид-кальцитовая; д, е – клинопироксенит (д) с зонами доломит-шпинель-форстеритового состава (е).

Fig. 2. Photographs of varieties of metacarbonate-silicate rocks.

a – spinel-forsterite-dolomite-calcite;  $\sigma$  – spinel-forsterite-diopside-dolomite-calcite;  $\beta$  – spinel-forsterite-diopside-enstatite-calcite; r – scapolite-diopside-calcite;  $\pi$ , e – clinopyroxenite ( $\pi$ ) with zones of dolomite-spinel-forsterite composition (e).

лы размером до 0.2–0.4 мм, содержит округлые зерна кварца. Плагиоклаз соответствует андезину (№34). *Кfs* в ассоциации с кварцем содержит до 0.01 к. ф. бария. Биотит характеризуется высоким содержанием титана (0.28 к. ф.). В амфиболитах наблюдаются линзы и полосы размером до 10 см, сложенные крупнозернистым диопсидом (#Mg = 0.81), битовнитом (№ 78–80) и мелкочешуйчатым тальком (#Mg = 0.83). По границе амфиболита и прожилков развиты роговая обманка (#Mg = 0.68–0.70), тремолит (#Mg = 0.79), железистый диопсид (#Mg = 0.76), андезин-битовнит и минералы редких земель: торит и алланит (см. табл. 1, ан. 50–57).

#### МИНЕРАЛЫ МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Во всем многообразии минералов, слагающих метакарбонатно-силикатные породы, условно вы-

делены последовательно образованные минеральные ассоциации.

Ассоциация оливин + шпинель + ильменит + доломит + диопсид  $\pm$  тремолит  $\pm$  хлорит  $\pm$  кальцит (см. табл. 1, ан. 1–12).

Оливин образует неправильные и изометричные формы зерен размером до 1.5–2.0 мм, соответствует форстериту (#Mg = 0.88–0.90), содержит до 0.05 мас. % никеля. По границе зерен и трещинам присутствует доломит (Mg<sub>46</sub>Ca<sub>52</sub>Fe<sub>2</sub>), тальк и хлорит. В ряде образцов наблюдается резкая прямолинейная граница между зернами оливина и доломита, а по границе зерен оливина и диопсида развит энстатит (#Mg = 0.89, Ca = 0.02 к. ф.) или энстатит + тремолит (#Mg = 0.89, Al<sub>oбщ</sub> = 0.29 к. ф.) (рис. 3а–в).

Шпинель представлена кристаллами неправильной, октаэдрической и округлой формы размером 0.4–0.6 мм или менее. В зависимости от характера взаимоотношения с породообразующими минералами и особенностей состава выделены Минералогия, геохимия и возраст пород ильменогорского комплекса Mineralogy, geochemistry and age of the rocks of Ilmenogorsky complex



**Рис. 3.** Взаимоотношения минералов в метакарбонатно-силикатных породах. Пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Relationship of minerals in the metacarbonate-silicate rocks.

Explanations see in the text.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к. ф.) минералов из метакарбонатносиликатных пород

Компо-	Ol		S	ol		Ilm	L	Di		Dol	-Cal		Tr	Chl	Tlc		En	
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	41.0	_	-	_	_	_	54.2	53.0	-	-	_	-	57.1	30.5	60.4	55.0	53.7	52.7
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	_	—	55.3	-	0.43	-	-	-	-	0.21	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	50.2	65.4	60.5	66.9	_	0.64	1.94	-	-	_	-	2.55	19.7	3.29	2.30	0.10	_
FeO	9.3	12.5	8.81	10.5	9.2	35.0	1.64	1.06	1.24	1.20	0.82	0.22	1.44	2.93	2.75	6.89	12.7	8.55
MnO	0.36	0.24	-	0.05	—	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10
MgO	48.7	16.6	20.8	21.3	21.0	9.19	20.5	17.8	19.8	20.4	15.1	2.0	23.7	33.9	30.0	33.6	31.7	37.6
CaO	-	-	-	-	—	-	22.9	24.8	31.6	30.9	37.7	53.4	12.3	-	-	1.45	1.27	0.57
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	_	_	-	-	0.37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$K_2 O$	-	10.6	4 24	-	2 01	_	-	_	-	-	_	-	0.12	0.20	-	_	_	_
$\Sigma$	00.36	19.0 00 1/	4.24	1.52	2.01	00 01	00.88	00 /	52 61	52 50	53.62	55 62	07 12	87 12	06 11	00 21	00 17	00 52
Si	1.0	<u>77.14</u>	99.23	99.07	77.71	<u>77.74</u>	1 95	1 92.4	52.04	52.50	55.02	55.02	7.66	2 85	3 80	1 01	1 90	1.82
Ti	-	_	_	_	_	0.98	-	0.01	_	_	_	_	0.03	2.05	5.00		-	-
Al	_	1 49	1 94	1.83	1 98	_	0.03	0.08	_	_	_	_	0.00	217	0 24	0.10	0.01	_
Fe	0.19	0.31	0.19	0.20	0.17	0.69	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	_	0.16	0.23	0.15	0.20	0.38	0.24
Mn	0.01	_	_	_	_	0.01	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Mg	1.80	0.73	0.78	0.82	0.79	0.32	1.09	0.96	0.92	0.94	0.71	0.05	4.75	4.72	2.81	1.74	1.67	1.92
Ca	-	-	_	_	_	-	0.88	0.97	1.05	1.03	1.27	0.95	1.76	-	-	0.05	0.04	0.02
Na	-	-	-	—	—	_	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-
Cr	-	0.46	0.08	0.15	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-
#Mg	0.90	0.73	0.80	0.80	0.82	_	0.96	0.97	-	-	-	-	0.97	0.95	0.95	0.90	0.78	0.89
						1						I				0.00		0.07
Компо-	Al-En	1	Aug	Fa	s 7	Ъs К	омпо-	H	bl		Di	A	n	Cal	Scp	Di	Tr	Ttn
Компо- нент	<i>Al-En</i> 19	20	<i>Aug</i> 21	<i>Fa</i> 22	$\frac{1}{s}$ $\frac{1}{2}$	$\frac{r_s}{3}$ K	омпо- нент	<i>H</i> 24	<i>bl</i> 25	26	Di 27	A 28	n 29	<i>Cal</i> 30	<i>Scp</i> 31	Di 32	<i>Tr</i> 33	<i>Ttn</i> 34
Компо- нент SiO <sub>2</sub>	<i>Al-En</i> 19 40.5	20 20 56.1	4 <i>ug</i> 21 54.6	<i>Fa</i> 22 5 46	<u>s 7</u> 2 2 6 44	S         K           3         1           1.9         S	омпо- нент ыО <sub>2</sub>	<i>H</i> 24 53.4	<i>bl</i> 25 54.1	<i>L</i> 26 53.3	Di 27 54.3	<i>A</i> 28 44.5	n 29 47.3	Cal           30	<i>Scp</i> 31 48.0	<i>Di</i> 32 53.8	<i>Tr</i> 33 53.8	<i>Ttn</i> 34 30.4
Компо- нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub>	<i>Al-En</i> 19 40.5 –	20 56.1 0.34	<i>Aug</i> 21 54.6	<i>Fa</i> 22 5 46 1.1	s         1           s         1           2         2           6         44           7         1.1	S         K           3         1           1.9         S           22         T	омпо- нент БіО <sub>2</sub> ГіО <sub>2</sub>	<i>H</i> 24 53.4 0.01	<i>bl</i> 25 54.1 0.99	<i>L</i> 26 53.3 -	Di 27 54.3 -	<i>A</i> 28 44.5 -	n 29 47.3 -	Cal 30 - -	<i>Scp</i> 31 48.0 -	<i>Di</i> 32 53.8 -	<i>Tr</i> 33 53.8 -	Ttn           34           30.4           38.1
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1	20 20 56.1 0.34 2.77	Aug           21           54.6           -           3.74	Fa           22           5         46           1.1           4         13		S         Ke           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A	омпо- нент $iO_2$ $iO_2$ $iO_2$ $Al_2O_3$	<i>H</i> 24 53.4 0.01 5.92	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49	Di 27 54.3 - 0.63	A 28 44.5 - 35.3	n 29 47.3 - 33.8	Cal 30 - -	Scp           31           48.0           -           28.0	<i>Di</i> 32 53.8 - 0.76	<i>Tr</i> 33 53.8 - 2.39	Ttn           34           30.4           38.1           2.48
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33	20 56.1 0.34 2.77 1.71	Aug           21           54.0           3.74           3.03	Fa           22           5         46.           1.1           4         13.           3         2.2		S         Ke           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A           02         F	омпо- нент $iO_2$ $iO_2$ $iO_2$ $iQ_3$ eO	<i>H</i> 24 53.4 0.01 5.92 3.80	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46	Di 27 54.3 - 0.63 5.08	<i>A</i> 28 44.5 - 35.3 -	n 29 47.3 - 33.8 -	Cal 30 - - 0.29	<i>Scp</i> 31 48.0 - 28.0 0.39	Di 32 53.8 - 0.76 6.55	<i>Tr</i> 33 53.8 - 2.39 9.17	Ttn           34           30.4           38.1           2.48
Компонент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 -	20 56.1 0.34 2.77 1.71 -	Aug           21           54.0           3.74           3.03	Fa           22           5         46           1.1           4         13           3         2.2	as         1           2         2           6         44           7         1           8         14           5         2	S         K           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A           02         F           -         N	омпо- нент $iO_2$ $iO_2$ $iO_2$ $iO_3$ ieO ieO inO	<i>H</i> 24 53.4 0.01 5.92 3.80 -	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23	A 28 44.5 - 35.3 - -	n 29 47.3 - 33.8 - -	<i>Cal</i> 30 - - 0.29 -	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39	<i>Di</i> 32 53.8 - 0.76 6.55 1.09	<i>Tr</i> 33 53.8 - 2.39 9.17 2.00	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           -
Компо- нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9	4ug           21           54.6           -           3.72           3.03           -           28.4	Fa           22           5         46.           1.1           4         13.           -         -           4         18.	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	S         Ki           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A           02         F           -         N           0.4         N	омпо- нент iO <sub>2</sub> iO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ieO AnO AgO	<i>H</i> 24 53.4 0.01 5.92 3.80 - 26.0	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5	A 28 44.5 - 35.3 - - -	n 29 47.3 - 33.8 - - -	Cal           30           -           0.29           -           0.26	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3	<i>Tr</i> 33 53.8 - 2.39 9.17 2.00 17.2	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           -
Компонент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2	Aug           21           54.6           -           3.72           3.03           -           28.2           10.1	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	S         Ko           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A           02         F           -         N           0.4         N           0.8         C	омпо- нент iiO <sub>2</sub> iiO <sub>2</sub> al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ieO AnO AgO CaO	<i>H</i> 24 53.4 0.01 5.92 3.80 - 26.0 9.43	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 2.12	A 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 2.72	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.24	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3           24.0	Tr           33           53.8           -           2.39           9.17           2.00           17.2           13.0	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6
Компо- нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 -	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18	Aug           21           54.0           -           3.02           -           28.4           10.1	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	S         Ko           3         1           1.9         S           222         T           1.9         A           002         F           -         N           0.4         N           2.8         C           3.8         N	omno- Heht GO <sub>2</sub> GO <sub>2</sub> M <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Co MnO MgO CaO Ma <sub>2</sub> O	$     \begin{array}{r}         H \\         24 \\         53.4 \\         0.01 \\         5.92 \\         3.80 \\         - \\         26.0 \\         9.43 \\         - \\         0.04 \\         0.04 \\         0.04 \\         0.04 \\         0.04 \\         0.04 \\         0.04 \\         0.01 \\          0.01 \\         0.01 \\     $	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19	<i>A</i> 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 0.79	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.19	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3           24.0           0.35	Tr           33           53.8           -           2.39           9.17           2.00           17.2           13.0           -	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -
Компо- нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - -	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 -	Aug           21           54.0           -           3.02           -           28.4           10.1           -	$\begin{array}{c c} F_{a}\\ \hline F_{a}\\ 22\\ \hline 5 & 46\\ 1.1\\ 4 & 13\\ 3 & 2.2\\ \hline - \\ 4 & 18\\ 1 & 15\\ 0.9\\ 0.7\\ \end{array}$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	S         K6           3         1           1.9         S           22         T           1.9         A           02         F           -         N           0.4         N           2.8         C           38         N           94         K	омпо- нент FiO <sub>2</sub> CiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> GeO AnO AgO CaO Va <sub>2</sub> O CaO	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04 \end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 -	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 -	A 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 0.79 -	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           -           0.000	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3           24.0           0.35	$\begin{array}{r} Tr\\ 33\\ 53.8\\ -\\ 2.39\\ 9.17\\ 2.00\\ 17.2\\ 13.0\\ -\\ 0.09 \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           -           28.6           -           -
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - - - - -	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - - - - - - - - - - - - -	Aug           21           54.6           -           3.74           3.03           -           28.4           10.1           -	$\begin{array}{c c} F_{a}\\ \hline F_{a}\\ 22\\ 5\\ 46\\ 1.1\\ 133\\ 2.2\\ -\\ 4\\ 188\\ 155\\ 0.9\\ 0.7\\ 7\\ -7\\ 0.9\\ 0.7\\ \end{array}$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	S         Ki           3         1           1.9         S           222         T           1.9         A           02         F           -         M           0.4         M           0.4         M           0.4         K           0.5         K           0.6         K	омпонент fiO <sub>2</sub> fiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> feO AnO AgO CaO Va <sub>2</sub> O CaO Va <sub>2</sub> O CaO	H 24 53.4 0.01 5.92 3.80 - 26.0 9.43 - 0.04 - 0.04 -	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - - - - - - - - - - - - -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - - 00.73	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - - 00.63	<i>A</i> 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 0.79 -	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 00.24	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -	Di 32 53.8 - 0.76 6.55 1.09 13.3 24.0 0.35 - -	Tr           33           53.8           -           2.39           9.17           2.00           17.2           13.0           -           0.09           -           0.7 (5)	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           -           28.6           -
${\rm Komno-$ нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\Sigma$ Si	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - - 99.08 1.28	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20	4ug           21           54.6           -           3.74           3.02           -           28.2           10.1           -           -           0.99.8	$\begin{array}{c c} F_{a} \\ \hline F_{a} \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 1 \\ 13 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 1 \\ 15 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ \\ 0 \\ 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	omno- Hent HO2 HO2 HO2 HO2 HO2 HO HO HO HO HO HO HO HO HO HO	$     \begin{array}{r}       H \\       24 \\       53.4 \\       0.01 \\       5.92 \\       3.80 \\       - \\       26.0 \\       9.43 \\       - \\       0.04 \\       - \\       98.60 \\       6.78 \\     \end{array} $	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - - 98.11 7.27	<i>I</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00	<i>A</i> 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 0.79 - 99.59	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18	$\begin{array}{c} \hline Cal \\ \hline 30 \\ \hline \\ - \\ - \\ 0.29 \\ - \\ 0.26 \\ 54.6 \\ - \\ 0.90 \\ 56.05 \\ \end{array}$	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54	Di 32 53.8 - 0.76 6.55 1.09 13.3 24.0 0.35 - 99.85 2.00	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Ttn \\ \hline 34 \\ \hline 30.4 \\ \hline 38.1 \\ 2.48 \\ - \\ - \\ 28.6 \\ - \\ - \\ 99.58 \\ \hline 1.00 \\ \end{array}$
${\rm Komno-$ нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\Sigma$ Si Ti	Al-En 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01	4ug           21           54.0           -           3.74           3.02           -           28.4           10.1           -           -           0.99.8           1.90	$\begin{array}{c c} F_{a} \\ \hline F_{a} \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 1 \\ 13 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 18 \\ 15 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0 \\ 1.6 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	S         Ki           3         1           1.9         S           2.2         T           1.9         A           0.2         F           -         N           0.4         N           0.4         N           9.4         K           12         S           .68         S           20         S	omno- Hent GO 2 GO 2 GO 2 GO 2 GO 3 GO 3	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10	I           26           53.3           -           1.49           7.46           0.44           13.2           23.6           0.24           -           -           99.73           1.99	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00	A 28 44.5 - 35.3 - 19.0 0.79 - 99.59 2.06	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12	$\begin{array}{c} Di\\ \hline Di\\ 32\\ 53.8\\ -\\ 0.76\\ 6.55\\ 1.09\\ 13.3\\ 24.0\\ 0.35\\ -\\ -\\ 99.85\\ 2.00\\ \end{array}$	Tr           33           53.8           -           2.39           9.17           2.00           17.2           13.0           -           0.09           -           97.65           7.63	$\begin{array}{r} \hline Ttn \\ 34 \\ 30.4 \\ 38.1 \\ 2.48 \\ - \\ - \\ 28.6 \\ - \\ - \\ 99.58 \\ 1.00 \\ 0.92 \\ \end{array}$
$\begin{tabular}{ c c c c c } \hline Komno-Heht \\ \hline Heht \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ Na_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \sum \\ Si \\ Ti \\ A1 \end{tabular}$	<i>Al-En</i> 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38 - 0.57	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12	4ug           21           54.6           -           3.74           3.03           -           28.4           10.1           -           -           999.8           1.90           -           0.14	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\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 $	омпо- нент iO <sub>2</sub> iO <sub>2</sub> ciO <sub>3</sub> ciO <sub>3</sub> ciO <sub>4</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>2</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>2</sub> ciO <sub>3</sub> ciO <sub>4</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>2</sub> ciO <sub>5</sub> ciO <sub>5</sub>	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - - 98.11 7.27 0.10 0.91	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03	$ \begin{array}{r}                                     $	n 29 47.3 - 33.8 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84	Cal           30           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05	$\begin{array}{r} Scp \\ \hline 31 \\ 48.0 \\ - \\ 28.0 \\ 0.39 \\ - \\ 19.4 \\ 2.57 \\ 0.18 \\ - \\ 98.54 \\ 7.12 \\ - \\ 4.88 \end{array}$	$\begin{array}{c} Di \\ \hline Di \\ 32 \\ 53.8 \\ - \\ 0.76 \\ 6.55 \\ 1.09 \\ 13.3 \\ 24.0 \\ 0.35 \\ - \\ 99.85 \\ 2.00 \\ - \\ 0.03 \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Ttn \\ \hline 34 \\ \hline 30.4 \\ \hline 38.1 \\ \hline 2.48 \\ - \\ - \\ \hline 28.6 \\ - \\ - \\ 99.58 \\ \hline 1.00 \\ 0.92 \\ 0.10 \\ \end{array}$
${\rm Komno-$ нент SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\Sigma$ Si Ti Al Ee	Al-En 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38 - 0.57 0.27	20 20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12 0.05	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.7^{2} \\ 3.03 \\ - \\ 28.4 \\ 10.1 \\ - \\ - \\ 0.99.8 \\ \hline 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ \hline 0.015 \\ \hline 0.015 \\ \hline 0.005 \\$	$\begin{array}{c c} F_{a} \\ \hline F_{a} \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 13 \\ 2.2 \\ -1 \\ 13 \\ 2.2 \\ -1 \\ 11 \\ 13 \\ 2.2 \\ -1 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 0 \\ 0.6 \\ 0.0 \\ 5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\$	$\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 $	омпонент iO2 iO2 l2O3 eO AnO AgO CaO Ja2O c2O rO Li ii Li caO la caO caO la caO caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO la caO caO caO caO caO caO caO ca	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ \end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16	A 28 44.5 - 35.3 - - 19.0 0.79 - 99.59 2.06 - 1.93	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 -	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05	$\begin{array}{r} \hline Di \\ \hline 32 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 0.76 \\ 6.55 \\ 1.09 \\ 13.3 \\ 24.0 \\ 0.35 \\ - \\ - \\ 99.85 \\ 2.00 \\ - \\ 0.03 \\ 0.20 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10
$\begin{tabular}{ c c c c c }\hline Komno-Heht \\ \hline Heht \\ SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ Na_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \sum \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ \hline \end{tabular}$	Al-En 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38 - 0.57 0.27 -	20 20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12 0.05 -	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.7^{2} \\ 3.03 \\ - \\ 28.2 \\ 10.1 \\ - \\ - \\ 0.99.8 \\ 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 0.0$	$\begin{array}{c c} F_{a} \\ \hline F_{a} \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 13 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 13 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 0.0$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	омпо- нент GO2 GO2 Al2O3 GeO AnO AgO CaO Va2O CaO Va2O CaO Va2O CaO Va2O CaO Va2O CaO Va2O CaO Va2O CaO CaO CaO CaO CaO CaO CaO CaO CaO Ca	H           24           53.4           0.01           5.92           3.80           -           26.0           9.43           -           0.04           -           98.60           6.78           -           0.89           0.40	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23 0.01	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01	A           28           44.5           -           35.3           -           -           19.0           0.79           -           99.59           2.06           -           1.93           -	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - -	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           -           -	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05	$\begin{array}{c} Di\\ \hline Di\\ 32\\ 53.8\\ -\\ 0.76\\ 6.55\\ 1.09\\ 13.3\\ 24.0\\ 0.35\\ -\\ -\\ 99.85\\ 2.00\\ -\\ 0.03\\ 0.20\\ 0.04\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ 0.24 \\ \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10
$\begin{tabular}{ c c c c c }\hline \hline Komno-Heht \\ \hline Heht \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ Na_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \hline \sum \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ Mg \\ \hline \end{tabular}$	Al-En           19           40.5           -           14.1           9.33           -           34.6           0.55           -           -           99.08           1.38           -           0.57           0.27           -           1.76	20 20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12 0.05 - 1.22	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.7^{2} \\ 3.02 \\ - \\ 28.2 \\ 10.1 \\ - \\ - \\ 0.99.8 \\ 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 1.45 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} \hline Fa \\ \hline Fa \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 13. \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 13. \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	омпонент iO2 iO2 iO2 iO2 iO2 iO2 iO2 iO2	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ -\\ 4.93\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 - 4.50	<i>I</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23 0.01 0.73	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01 0.85	A           28           44.5           -           35.3           -           -           19.0           0.79           -           99.59           2.06           -           1.93           -           -	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - - - - - - - - - - - - -	Cal           30           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           -           0.01	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05           -	$\begin{array}{c} Di\\ \hline Di\\ 32\\ \hline 53.8\\ -\\ 0.76\\ 6.55\\ 1.09\\ 13.3\\ 24.0\\ 0.35\\ -\\ -\\ 99.85\\ 2.00\\ -\\ 0.03\\ 0.20\\ 0.04\\ 0.74\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ 0.24 \\ 3.64 \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10           -           -
$\begin{tabular}{ c c c c c } \hline Komno-Hehr \\ \hline Hehr \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ Ma_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \hline \Sigma \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ Mg \\ Ca \\ \hline \end{tabular}$	Al-En 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38 - 0.57 0.27 - 1.76 0.02	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12 0.05 - 1.22 0.58	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.74 \\ 3.02 \\ - \\ 28.4 \\ 10.1 \\ - \\ - \\ 0.99.8 \\ \hline 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 1.48 \\ 0.38 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} \hline Fa \\ \hline Fa \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 4 \\ 13.3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 4 \\ 13.3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ 7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -1 \\ 0.0 \\ 0.0 \\ -3 \\ 0.9 \\ 3 \\ 0.5 $	$\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 $	omno- Hent GO2 GO2 GO2 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ -\\ 4.93\\ 1.29\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 - 4.50 1.84	<i>I</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23 0.01 0.73 0.95	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01 0.85 0.94	A 28 44.5 - 35.3 - 19.0 0.79 - 99.59 2.06 - 1.93 - 0.94	n 29 47.3 - 33.8 - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - 0.81	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           0.01           0.98	$\begin{array}{r} Scp \\ \hline Scp \\ \hline 31 \\ \hline 48.0 \\ - \\ 28.0 \\ 0.39 \\ - \\ 19.4 \\ 2.57 \\ 0.18 \\ - \\ 98.54 \\ \hline 7.12 \\ - \\ 4.88 \\ 0.05 \\ - \\ - \\ 3.07 \end{array}$	$\begin{array}{c} \hline Di \\ \hline 32 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 0.76 \\ 6.55 \\ 1.09 \\ 13.3 \\ 24.0 \\ 0.35 \\ - \\ 99.85 \\ 2.00 \\ - \\ 0.03 \\ 0.20 \\ 0.04 \\ 0.74 \\ 0.96 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ 0.24 \\ 3.64 \\ 1.98 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Ttn \\ \hline 34 \\ \hline 30.4 \\ \hline 38.1 \\ \hline 2.48 \\ - \\ - \\ \hline 28.6 \\ - \\ - \\ 28.6 \\ - \\ 0.99.58 \\ \hline 1.00 \\ 0.92 \\ 0.10 \\ - \\ - \\ 0.98 \\ \end{array}$
$\begin{tabular}{ c c c c c } \hline Komno-Hehr \\ \hline Hehr \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ Ma_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \hline \Sigma \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ Mg \\ Ca \\ Na \end{tabular}$	Al-En           19           40.5           -           14.1           9.33           -           34.6           0.55           -           99.08           1.38           -           0.57           0.27           1.76           0.02	20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 0.01 0.12 0.05 - 1.22 0.58 0.01	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.74 \\ 3.02 \\ - \\ 28.4 \\ 10.1 \\ - \\ - \\ 0.99.8 \\ \hline 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 1.48 \\ 0.38 \\ - \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} F_a \\ \hline F_a \\ 22 \\ 5 \\ 46 \\ 1.1 \\ 1 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ 1.1 \\ 3 \\ 2.2 \\ -1 \\ -1 \\ 0.9 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ -7 \\ 99 \\ 0.7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	omno- Heht GO2 GO2 GO2 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3 GO3	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ -\\ 4.93\\ 1.29\\ -\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 - 4.50 1.84 -	<i>I</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23 0.01 0.73 0.95 0.02	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01 0.85 0.94 0.01	A 28 44.5 - 35.3 - 19.0 0.79 - 99.59 2.06 - 1.93 - 0.94 0.07	n 29 47.3 - 33.8 - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - 0.81 0.17	Cal           30           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           0.01           0.98	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05           -           3.07           0.74	$\begin{array}{c} Di\\ \hline Di\\ 32\\ \hline 53.8\\ -\\ 0.76\\ 6.55\\ 1.09\\ 13.3\\ 24.0\\ 0.35\\ -\\ -\\ 99.85\\ 2.00\\ -\\ 0.03\\ 0.20\\ 0.04\\ 0.74\\ 0.96\\ 0.03\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ 0.24 \\ 3.64 \\ 1.98 \\ - \\ \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10           -           0.98
$\begin{tabular}{ c c c c c } \hline Komno-Hehr \\ \hline Hehr \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ Na_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \sum \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ Mg \\ Ca \\ Na \\ K \end{tabular}$	Al-En           19           40.5           -           14.1           9.33           -           34.6           0.55           -           99.08           1.38           -           0.57           0.27           1.76           0.02	20 20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 0.01 0.12 0.05 - 1.22 0.58 0.01 -	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.7^{2} \\ 3.03 \\ - \\ 28.4 \\ 10.1 \\ - \\ 0.99.8 \\ 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 1.48 \\ 0.38 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	омпо- нент fiO <sub>2</sub> fiO <sub></sub>	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ -\\ 4.93\\ 1.29\\ -\\ 0.01\\ \end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 - 4.50 1.84 - -	<i>L</i> 26 53.3 - 1.49 7.46 0.44 13.2 23.6 0.24 - 99.73 1.99 - 0.07 0.23 0.01 0.73 0.95 0.02 -	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01 0.85 0.94 0.01 -	A           28           44.5           -           35.3           -           -           19.0           0.79           -           99.59           2.06           -           1.93           -           0.94           0.07	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - 0.81 0.17 -	Cal           30           -           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           -           0.01           0.98           -	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05           -           3.07           0.74           0.03	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3           24.0           0.35           -           99.85           2.00           -           0.033           0.20           0.04           0.74           0.96           0.03	$\begin{array}{r} \hline Tr \\ \hline 33 \\ \hline 53.8 \\ - \\ 2.39 \\ 9.17 \\ 2.00 \\ 17.2 \\ 13.0 \\ - \\ 0.09 \\ - \\ 97.65 \\ \hline 7.63 \\ - \\ 0.40 \\ 1.09 \\ 0.24 \\ 3.64 \\ 1.98 \\ - \\ 0.02 \\ \end{array}$	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10           -           0.98           -
$\begin{tabular}{ c c c c c } \hline Komno-Hehr \\ \hline Hehr \\ \hline SiO_2 \\ TiO_2 \\ Al_2O_3 \\ FeO \\ MnO \\ MgO \\ CaO \\ MgO \\ CaO \\ Na_2O \\ K_2O \\ Cr_2O_3 \\ \sum \\ Si \\ Ti \\ Al \\ Fe \\ Mn \\ Mg \\ Ca \\ Na \\ K \\ Cr \\ \hline \end{tabular}$	Al-En 19 40.5 - 14.1 9.33 - 34.6 0.55 - - 99.08 1.38 - 0.57 0.27 - 1.76 0.02 - - - -	20 20 56.1 0.34 2.77 1.71 - 22.9 15.2 0.18 - 99.20 2.00 0.01 0.12 0.05 - 1.22 0.58 0.01 -	$\begin{array}{c c} \hline 4ug \\ \hline 21 \\ \hline 54.6 \\ - \\ 3.7^{2} \\ 3.03 \\ - \\ 28.4 \\ 10.1 \\ - \\ 0.99.8 \\ 1.90 \\ - \\ 0.15 \\ 0.09 \\ - \\ 1.48 \\ 0.38 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\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 $	омпо- нент fiO <sub>2</sub> fiO <sub></sub>	$\begin{array}{r} H\\ 24\\ 53.4\\ 0.01\\ 5.92\\ 3.80\\ -\\ 26.0\\ 9.43\\ -\\ 0.04\\ -\\ 98.60\\ 6.78\\ -\\ 0.89\\ 0.40\\ -\\ 4.93\\ 1.29\\ -\\ 0.01\\ -\\ 0.01\\ -\end{array}$	<i>bl</i> 25 54.1 0.99 5.80 1.92 - 22.5 12.8 - 98.11 7.27 0.10 0.91 0.22 - 4.50 1.84 - - -	I           26           53.3           -           1.49           7.46           0.44           13.2           23.6           0.24           -           99.73           1.99           -           0.07           0.23           0.01           0.73           0.95           0.02           -	Di 27 54.3 - 0.63 5.08 0.23 15.5 23.7 0.19 - 99.63 2.00 - 0.03 0.16 0.01 0.85 0.94 0.01 - -	A           28           44.5           -           35.3           -           -           19.0           0.79           -           99.59           2.06           -           1.93           -           0.94           0.07           -	n 29 47.3 - 33.8 - - 16.3 1.94 - 99.34 2.18 - 1.84 - 0.81 0.17 - -	Cal           30           -           0.29           -           0.26           54.6           -           0.90           56.05           -           -           0.01           0.98           -           0.01	Scp           31           48.0           -           28.0           0.39           -           19.4           2.57           0.18           -           98.54           7.12           -           4.88           0.05           -           3.07           0.74           0.03	Di           32           53.8           -           0.76           6.55           1.09           13.3           24.0           0.35           -           99.85           2.00           -           0.03           0.20           0.04           0.74           0.96           0.03	Tr           33           53.8           -           2.39           9.17           2.00           17.2           13.0           -           97.65           7.63           -           0.40           1.09           0.24           3.64           1.98           -           0.02	Ttn           34           30.4           38.1           2.48           -           28.6           -           99.58           1.00           0.92           0.10           -           -           0.98           -           -           -

Table 1. Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (f. e.) of minerals from metacarbonate-silicate rocks

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: оливина и шпинели на 3, пироксена на 4, полевого шпата на 5, слюды на 7, граната на 8, амфибола на 13, хлорита и талька на 10. Индексы минералов: *An* – анортит, *Aug* – авгит, *Al-En* – алюмоэнстатит, *Ba-Kfs* – барийсодержащий полевой шпат, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Di* – диопсид, *Dol* – доломит, *En* – энстатит, *Fas* – фассаит, *Grt* – гранат, *Hbl* – роговая обманка, *Hst* – гастингсит, *Hy* – гиалофан, *Ilm* – ильменит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Spl* – шпинель, *Scp* – скаполит, *Tlc* – тальк, *Ttn* – титанит, *Tr* – термолит, *Ts* – чермакит.

# Таблица 1. Окончание

# Table 1. Ending

Компо-	Kfs	Ba-Kfs		Hy				Grt			Bt		T	's
нент	35	36	37	38	39	)	40		41		42	43	44	45
SiO <sub>2</sub>	64.8	62.5	53.6	45.2	2 37.	.5	37.5		37.6	3	34.6	37.4	41.1	43.4
TiO <sub>2</sub>	_	-	_	-	-		0.03		0.06	4	5.47	5.24	2.03	1.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.3	18.6	22.1	24.7	7 27.	.5	20.0		20.7	1	12.9	13.6	10.9	12.2
FeO	_	-	_	-	_		29.7	,   <i>,</i>	30.7	2	26.8	22.5	23.7	20.3
MnO	_	-	_	_	_		1.32		0.85		-	-	0.07	-
MgO	_	-	_	-			2.11		2.89	7	7.18	9.14	7.08	8.24
CaO	0.16	0.12	0.27	0.57	7 0.3	6	8.90		5.62		-	-	12.0	10.9
Na <sub>2</sub> O	1.06	1.04	1.60	1.07	7 0.9	0	_		-		-	-	0.94	0.95
K <sub>2</sub> O	15.0	14.0	8.62	5.05	5   1.9	94	_		-	8	3.56	8.16	0.59	0.59
BaO	0.61	3.54	13.2	22.9	) 31.	.0	_		-		-	-	_	-
Σ	99.97	99.80	99.39	99.4	9 99.2	20	99.56	6 9	9.42	9	5.51	96.04	98.41	98.24
Si	3.00	2.96	2.70	2.45	5 2.1	6	2.99		3.00	2	2.78	2.92	6.21	6.39
Ti	-	-	-	-			_		-	(	0.33	0.31	0.23	0.18
Al	1.00	1.03	1.31	1.57	7 1.8	37	1.90		1.96	1	1.22	1.25	1.95	2.12
Fe	-	-	-	-			2.00	)   1	2.06	1	1.80	1.46	3.00	2.49
Mn	-	-	-	-	_		0.09		0.06		-	-	0.01	-
Mg	-	-	-	-			0.25		0.35	(	0.87	1.06	1.60	1.81
Ca	0.01	0.01	0.02	0.03	3 0.0	02	0.77	'  (	0.57		-	-	1.95	1.72
Na	0.10	0.10	0.16	0.11	l 0.1	0	-		-		-	-	0.28	0.27
K	0.88	0.84	0.55	0.35	5 0.1	5	-		-	(	0.88	0.81	0.12	0.11
Ba	0.01	0.07	0.26	0.49	0.7	0	-		-		-	-	-	-
#Mg	-	-	-	-			0.11		0.14	(	).33	0.42	0.35	0.42
Компо-	G	rt	Bt	Pl	Hst	B	't	Kfs	Hb	l	Tr	Pl	Di	Tlc
нент	46	47	48	49	50	5	1	52	53		54	55	56	57
SiO <sub>2</sub>	37.7	37.8	35.0	61.7	41.3	39	.2	64.6	47.	6	54.6	48.1	52.8	61.0
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.14	4.69	—	1.81	4.9	90	-	1.4	2	0.26	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.0	20.6	17.6	23.8	13.4	14	.9	18.6	9.7	3	3.68	33.1	0.59	1.17
FeO	33.0	33.0	20.3	—	16.9	18	.6	-	10.	6	8.22	-	6.38	9.42
MnO	1.22	2.48	_	—	0.28	-	-	-	0.3	4	0.17	-	0.21	-
MgO	5.80	3.61	9.65	-	9.51	10	.7	_	14.	2	17.7	-	15.6	26.2
CaO	0.95	1.66	-	5.26	12.1		-	_	12.	5	13.0	16.4	23.9	0.50
Na <sub>2</sub> O	-	-	_	8.00	1.22	-	-	1.38	1.0	6	0.27	2.22	0.29	-
$K_2O$	-	_	9.09	0.35	1.56	8.7	/3	14.3	0.6	2	0.21	0.02	-	-
BaO S	- 00.87	00.20	-	- 00.11		07	03	0.66		7	08 11	00.84	00 77	08.20
Si	2 99.87	3.00	2 70	2 77	6.17	20	00	3.00	6.8	5	7.67	2 21	1.95	3.80
Ti	0.01	0.01	0.27	2.77	0.17	$\begin{bmatrix} 2.9\\ 0.2 \end{bmatrix}$	28	5.00	0.0	5	0.03	2.21	-	5.07
Al	1.97	1 97	1.60	1 26	2.36	1 3	34	1.02	1.6	5	0.65	1 79	0.03	0.09
Fe	2.17	2.27	1 31	-	2.11	1 1	18	-	1.0	7	0.01	-	0.00	0.50
Mn	0.08	0.17	_	_	0.04	1.1		_	0.0	4	0.02	_	_	_
Mg	0.69	0.44	1.12	_	2.12	1.2	21	_	3.0	4	3.71	_	0.86	2.49
Ca	0.08	0.14	_	0.85	1.93		-	_	1.9	2	1.96	0.80	0.94	0.03
Na	_	_	_	0.70	0.35	_	-	0.12	0.3	0	0.07	0.20	0.02	_
K	_	_	0.90	0.02	0.30	0.8	35	0.85	0.1	1	0.04	_	_	_
Ba	_	_	_	_	_	_	-	0.01	_		_	_	_	_
#Mg	0.23	0.15	0.46	_	0.50	0.5	51	_	0.7	0	0.79	_	0.81	0.83

Notes. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: olivine and spinel by 3, pyroxene by 4, feldspar by 5, mica by 7, garnet by 8, amphibole by 13, chlorite and talc by 10. Index of minerals: An – anorthite, Aug – augite, Al-En – alumoenstatite, Ba-Kfs – barium-containing feldspar, Bt – biotite, Cal – calcite, Chl – chlorite, Di – diopside, Dol – dolomite, En – enstatite, Fas – fassaite, Grt – rpaHat, Hbl – hornblend, Hst – hastingsite, Hy – hyalophane, Ilm – ilmenite, Kfs – potassium feldspar, Ol – olivine, Pl – plagioclase, Spl – spinel, Scp – scapolite, Tlc – talc, Ttn – titanite, Tr – tremolite, Ts – tschermakite.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 4. Вариации состава шпинели (а), клинопироксена (б) и калиевого полевого шпата-цельзиана (в) из метакарбонатно-силикатных пород.

1 – шпинель-форстерит-диопсид-энстатит-доломит-кальцитовая; 2 – скаполит-диопсид-анортит-кальцитовая; 3 – клино-пироксенит; 4 – скаполит-полевошпат-кальцитовая.

Fig. 4. Variations of the composition of spinel (a), clinopyroxene (6) and potassium feldspar–cesium (B) from metacarbonate-silicate rocks.

 $1-\text{spinel-forsterite-diopside-enstatite-dolomite-calcite;}\ 2-\text{scapolite-diopside-anorthite-calcite;}\ 3-\text{clinopyroxenite;}\ 4-\text{scapolite-feldspar-calcite.}$ 

три разновидности. Шпинель (1) октаэдрического габитуса, зональная по составу (с – #Cr = 0.21– 0.24, #Mg = 0.67-0.73; r - #Cr = 0.04, #Mg = 0.80) c высоким содержанием хрома в центральной части кристалла и примесью цинка (0.36-0.43 мас. %), которая окружена зернами низкожелезистого диопсида (#Mg = 0.96, Al<sub>обш</sub> = 0.07 к. ф.) (см. рис. 3г). Мелкие зерна шпинели (2) округлой и неправильной формы образуют включения в низкожелезистом энстатите (#Mg = 0.90, Si<sup>4+</sup> = 1.82–1.85 к. ф.) с более низким содержанием хрома (#Cr = 0.08, #Mg = 0.82). Шпинель (3) с наименьшим количеством хрома (#Cr = 0.02–0.04, #Mg = 0.82–0.84) и примесью цинка (0.11-0.15 мас. %) представлена ксеноморфными зернами между кристаллами оливина, доломита и кальцита (см. рис. 3а, 4а).

Пикроильменит (32–34 мол. % MgTiO<sub>3</sub>) представлен ксеноморфными образованиями на границе зерен оливина и доломита (см. рис. 3а).

Доломит (Mg<sub>46</sub>Ca<sub>52</sub>) образует бесформенные выделения в кальцитовом (Ca<sub>0.94-0.95</sub>Mg<sub>0.05-0.06</sub>) матриксе. В отдельных зернах регистрируются прерывистые каймы, сложенные (Mg<sub>35</sub>Ca<sub>64</sub>Fe<sub>1</sub>) магнезиальным кальцитом, и редкие включения тремолита.

Диопсид слагает кристаллы варьирующего размера от 1 до 10 мм, отвечает высокомагнезиальной (#Mg = 0.96-0.97, Al<sub>общ</sub> = 0.03-0.07 к. ф.) разности с очень низким содержанием алюминия (рис. 4б).

Акцессорные рудные минералы представлены сульфидами и сульфоарсенидами: пирротин, пентландит, герсдорфит, маухерит. В пирротине ( $Fe_{0.97}S$ ) включения маухерита (( $Ni_{10.63}Fe_{0.34}$ )<sub>10.97</sub>As<sub>8.00</sub>) обрастают герсдорфитом (( $Ni_{0.50}Co_{0.28}Fe_{0.28}$ )<sub>1.06</sub>As<sub>1.06</sub>S<sub>1.00</sub>).

Ассоциация чермакит + роговая обманка ± алюмоэнстатит ± авгит ± фассаит выделяется условно по взаимоотношению с минералами ранней ассоциации (см. табл. 1, ан. 13–25).

Чермакит представлен редкими кристаллами размером до 0.02 мм в диопсид-кальцитовом матриксе. По составу соответствует низкожелезистому алюмочермакиту (#Mg = 0.94–0.95, Ca = 0.78–0.79, Al<sup>VI</sup> = 0.63–0.70 к. ф.), содержит до 0.16 к. ф. калия и до 0.02 к. ф. хрома. По краям зерен замещен фассаитом (см. рис. 3е).

Авгит (#Mg = 0.94-0.95, Al<sub>общ</sub> = 0.04-0.15 к. ф.) с отношением Ca/(Ca + Mg + Fe) = 0.20-0.31 слагает полосы и зоны из мелких ( $\leq 0.1$  мм) зерен по границе кристаллов оливина и доломита, доломита и кальцита и встречается как включение в энстатите (см. рис. 3ж).

Энстатит представлен зернами размером 0.12 мм и менее, развит по границе зерен оливина и диопсида, диопсида и шпинели, оливина и кальцита. Энстатит на контакте с оливином характеризуется низким количеством кремния (1.82–1.90 к. ф.), отсутствием алюминия, колебанием магнезиальности (0.78–0.90) и содержанием кальция до 0.05 к. ф. В ассоциации с диопсидом и кальцитом более магнезиален (#Mg = 0.88-0.90) и содержит до 0.15 к. ф. алюминия. Алюмоэнстатит (#Mg = 0.87, Si<sup>4+</sup> = 1.36-1.38 к. ф., Al<sub>общ</sub> = 0.53-0.57 к. ф.) вместе с магнезиальной роговой обманкой (#Mg = 0.96, Si<sup>4+</sup> = 6.8–7.3 к. ф.,  $Al_{obm} = 0.50 - 0.89$  к. ф.) и тремолитом (#Mg = 0.96, Si<sup>4+</sup> = 7.5 к. ф., Al<sub>общ</sub> = 0.20 к. ф.) образует мелкозернистый (≤ 0.1 мм) агрегат по границе кристаллов шпинели и диопсида (см. рис. 3д).

*Кальцит* (Са<sub>0.94-0.95</sub>Мg<sub>0.05-0.06</sub>) однороден по составу, не содержит SrO.

Анортит-диопсид-кальцитовая ассоциация (см. табл. 1, ан. 26–29) представлена в объеме породы в виде полос и линз. Плагиоклаз и клинопироксен имеют незначительные вариации в составе: анортит-битовнит ( $An_{81-94}$ ) сосуществует с магнезиальным (#Mg = 0.82–0.83, Na = до 0.03 к. ф.) диопсидом, а битовнит ( $An_{81-83}$ ) с более железистым (#Mg = 0.75–0.76) диопсидом (см. рис. 33). Для диопсида характерно присутствие в составе марганца (до 0.02 к. ф.), а для кальцита ( $Ca_{98-99}$ ) – примеси стронция ( $\leq 0.01$  к. ф.).

Скаполит-диопсид-кальцитовая ассоциация  $(Scp + Di + Cal \pm Tr \pm Grt \pm Qz \pm Phl \pm Hy)$  (см. табл. 1, ан. 30-34) слагает зоны и полосы мощностью от одного до нескольких десятков сантиметров, приуроченные к зонам трещиноватости и сколов. Скаполит представлен неправильной, прямоугольной и изометричной формами зерен размером 0.6-3.0 мм, по составу соответствует мейониту ( $Mei_{75-77}Mar_{23-25}$ ) с содержанием хлора менее 0.1 к. ф. Крупные (до 5 мм) кристаллы железистого диопсида (#Mg = 0.77–0.79, Al<sub>общ</sub> = 0.02–0.10 к. ф.) содержат до 0.04 к. ф. марганца. Кальцит имеет примесь (до 0.1 к. ф.) стронция. Графит развит между зернами кальцита и диопсида, иногда в ассоциации с Kfs, имеет линейно-параллельное расположение в породе.

Полевошпат-скаполит-кальцитовая ассоциация ( $Kfs + Ba - Kfs + Scp + Cal \pm Qz \pm Hy \pm Di$ ) (см. табл. 1, ан. 35–39) развита во внешней зоне полос, сложенных скаполит-диопсид-кальцитовой ассоциацией.

Калиевый полевой шпат образует округлые или линзовидные зерна с извилистыми контурами размером 0.2–1.5 мм в скаполит-кальцитовом матриксе. По составу соответствует *Ba–Kfs*, имеет прямую зональность по содержанию бария (с = 0.06, r = 0.13 к. ф. или с = 0.21, r = 0.26 к. ф.). Содержит включения кварца, скаполита (Mei<sub>75</sub>), диопсида (#Mg = 0.76, Mn = 0.04 к. ф.) циркона и кальцита (см. рис. 3и). Зерна *Ba–Kfs* имеют кайму из мелкозернистого агрегата калиевого полевого шпата и диопсида.

Гиалофан образует неправильной формы выделения размером до 0.02 мм между зернами диопсида, кальцита, скаполита и калиевого полевого шпата и представлен по составу тремя разновидностями: К-гиалофан  $(Ab_{11-17}Kfs_{53-75}Cls_{25}),$ гиалофан (*Ab*<sub>7-18</sub>*Kfs*<sub>30-52</sub>*Cls*<sub>27-53</sub>) и Ва-гиалофан (*Ab*<sub>1-10</sub>*Kfs*<sub>15-19</sub>*Cls*<sub>61-70</sub>) (см. рис. 3к, 4в). По содержанию кальция выделяются разновидности, мол. %: с низким – 1–2, повышенным – до 6 и высоким – до 16 – количеством этого компонента. Ва-гиалофан имеет наиболее высокое содержание кальция, до 22 мол. %. В зернах регистрируется зональность, выраженная в замещении Na на Ba от центра к краю, при переходе от К-гиалофана (Na<sub>0.1-0.2</sub>Ba<sub>0.2-0.3</sub>) к гиалофану (Na<sub>0.08-0.18</sub>Ba<sub>0.3-0.5</sub>) или от гиалофана к Ва-гиалофану (Na<sub>0.01-0.1</sub>Ba<sub>0.6-0.7</sub>).

# ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Метакарбонатно-силикатные породы имеют широкие вариации состава, мас.%: SiO<sub>2</sub> = 17-52, CaO = 22-45, MgO = 5-21, Ca/Mg = 1.4-8.2,  $\sum P3\Im =$ = 6-72 г/т. Шпинель-форстерит-диопсид-доломит-кальцитовая разновидность характеризуется низким содержанием SiO<sub>2</sub> – 17–30, высоким CaO – 28–30 мас. % при CaO/MgO ≥ 1.4–1.6. Для скаполит-диопсид-кальцитовой разновидности типично более высокое содержание СаО (41–45 мас. %) и низкое MgO (5–7 мас. %) при CaO/MgO  $\geq$  7–9, а для клинопироксеновых и кальцит-клинопироксеновых разновидностей отмечается наиболее высокое содержание SiO<sub>2</sub> (49-52 мас. %), наиболее низкое CaO (21-26 мас. %) и промежуточное MgO (15–19 мас. %), при CaO/MgO ≥ 1.2–1.6 (табл. 2, рис. 5). Для состава метакарбонатносиликатных пород характерно повышенное количество NiO (75–212 г/т) и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (44–961 г/т), что не отмечается для "чисто" карбонатных пород. Метакарбонатно-силикатные породы имеют в среднем невысокие содержания Sr (70–115 г/т) и Ва (12–160 г/т) при Sr/Ba ≤ 0.2–9. Более высо-

**Таблица 2.** Содержание петрогенных оксидов (мас. %), редкоземельных и редких элементов (г/т) в метакарбонатно-силикатных породах

 Table 2. Content of petrogenic oxides (wt %), rare-earth and rare elements (ppm) in metacarbonate-silicate rocks

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	17.2	15.30	22.3	51.6	51.8
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.19	0.10	0.24	0.24
$Al_2O_3$	1.27	1.08	1.73	1.79	2.87
$Fe_2O_3$	0.96	0.46	0.35	0.66	0.88
FeO	3.21	3.41	1.46	3.02	3.65
MnO	0.11	0.10	0.26	0.21	0.15
MgO	20.7	22.92	5.05	16.2	16.2
CaO	29.3	28.97	41.6	24.1	22.3
Na <sub>2</sub> O	0.08	< 0.01	0.16	0.16	0.42
K <sub>2</sub> Õ	0.02	< 0.01	0.18	0.13	0.36
П.п.п.	25.8	26.48	26.7	0.70	0.64
Сумма	98.81	99.20	99.89	98.15	98.63
La	0.84	0.88	10.1	2.25	2.64
Ce	1.85	2.02	24.9	6.32	5.36
Pr	0.33	0.35	3.30	0.82	0.82
Nd	1.36	1.63	13.7	3.61	3.46
Sm	0.41	0.47	3.13	0.85	0.73
Eu	0.14	0.20	1.19	0.25	0.38
Gd	0.50	0.88	3.55	0.87	0.93
Tb	0.08	0.21	0.60	0.14	0.15
Dy	0.63	1.86	3.97	0.88	1.00
Но	0.12	0.49	0.91	0.18	0.22
Er	0.47	1.79	2.80	0.87	1.67
Tm	0.06	0.33	0.41	0.09	0.09
Yb	0.44	2.71	2.67	0.56	0.67
Lu	0.08	0.42	0.38	0.09	0.09
V	6.43	7.69	19.4	35.8	51.1
Cr	44.5	113	414	728	961
Со	10.9	14.7	5.86	14.7	17.6
Ni	164	177	73	212	202
Cu	1.65	2.3	1.1	4.9	36.4
Zn	12.2	23.7	61	69.4	62.6
Ga	0.60	0.81	4.15	3.51	5.21
Ge	1.97	2.15	1.04	1.85	2.1
Rb	0.96	0.63	3.86	4.14	5.5
Sr	115	143	422	70	78
Y	5.53	16.1	34.8	5.42	7.8
Zr	8.48	10	5.17	8.73	12
Nb	0.25	11.1	0.49	0.39	1.69
Мо	0.03	0.03	0.17	0.11	0.35
Ba	12.5	417	487	167	455
Hf	0.27	1.7	0.20	0.36	0.40
Та	0.08	0.93	0.02	0.03	0.07
Pb	11.6	15.2	37.4	7.8	7.8
Th	0.12	0.32	0.55	0.42	0.26
U	1 46	0.83	0.86	1.03	0.99

Примечание. Метакарбонатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-кальцитовая, обр. КФ6-10; 2 – шпинель-форстерит-диопсид-кальцитовая, обр. КФ8а-12, Иш06-1; 3 – скаполит-диопсид-кальцитовая, обр. КФ8б-12; 4, 5 – клинопироксенит, обр. КФ7в-12, КФ4-10.

Note. Metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsterite-calcite rock, sample KF6-10; 2 – spinel-forsterite-diopside-calcite rock, samples KF8a-12, Ish06-1; 3 – scapolite-diopside-calcite rock, sample KF8b-12; 4, 5 –clinopyroxenite, samples KΦ7B-12, KΦ4-10.



**Рис. 5.** Диаграмма SiO<sub>2</sub>–CaO–MgO состава карбонатных и карбонатно-силикатных пород (по [Мельник и др., 1984]).

1-4 – метакарбонатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая, 2 – шпинельфорсерит-клинопироксен-кальцитовая, 3 – клинопироксенит, 4 – скаполит-диопсид-кальцитовая; 5 – мраморы [Краснобаев и др., 2013]. Поля составов мраморов: I – кальцитовых, II – доломит-кальцитовых и кальцит-доломитовых, IV – кварцдоломитовых и кальцифиров.

**Fig. 5.** Diagram of SiO<sub>2</sub>–CaO–MgO compositions of carbonate and carbonate-silicate rocks (after [Mel'nik et al., 1984]).

1–4 – metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsteritedolomite-calcite, 2 – spinel-forsterite-clinopyroxene-calcite, 3 – clinopyroxenite, 4 – scapolite-diopside-calcite; 5 – marbles [Krasnobaev et al., 2013]. Fields compositions marbles: I – calcite, II – dolomite-calcite and calcite-dolomite, III – dolomite, IV – quartz-dolomite and calciphyres.

кое (до 450 г/т) количество данных элементов регистрируется в разновидностях, в которых проявлен поздний процесс бариевой минерализации. Они демонстрируют низкие содержания Th (0.12–0.85 г/т) и U (0.8–2 г/т) при Th/U = 0.1–0.65, Zr/Hf 6-31 и Nb/Ta 3-24, т. е. соответствуют области этих значений карбонатных пород. Суммарное содержание редкоземельных элементов в метакарбонатно-силикатных породах составляет в основном 6-25 г/т, редко 70-72 г/т (см. табл. 2). Для них отмечается однотипное, с низкой степенью фракционирования, распределение РЗЭ с незначительным обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 0.2-2.7, La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 1.2–2.5). Спектр распределения РЗЭ имеет плоский тренд со слабо выраженной отрицательной Се-аномалией и отсутствием Еи-минимума (Eu/Eu\* = 0.92–1.09) (рис. 6).



Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ в породах.

1-4 – метакарбонатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая, 2 – шпинель-форстеритдиопсид-кальцитовая, 3 – клинопироксенит, 4 – скаполит-диопсид-кальцитовая; 5 – амфиболит измененный; 6 – мрамор [Краснобаев и др., 2013]; 7 – карбонатит (севит I, II [Недосекова, 2012]). Здесь и далее все элементы нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

#### Fig. 6. Spectra of REE distribution in rocks.

1–4 – metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsterite-dolomite-calcite, 2 – spinel-forsterite-diopside-calcite, 3 – clinopyroxenite; 4 – scapolite-diopside-calcite; 5 – altered amphibolite; 6 – marble [Krasnobaev et al., 2013]; 7 – carbonatite (sevit I, sevit II [Nedosekova, 2012]). All elements are normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995].

# *Р-Т* УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ– ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

В метакарбонатно-силикатных породах широкий спектр минералов отражает их образованиепреобразование, однако однозначно выделить равновесные минеральные ассоциации не представляется возможным. Оливин + шпинель $(1) \pm низ$ кожелезистый диопсид ± доломит + ильменит + + циркон представляют, вероятно, первичную, менее преобразованную, минеральную ассоциацию. По магнезиальности оливина и шпинели и по содержанию хрома в составе шпинели [Obata, 1980; Fabries, 1979; Dick, Bullen, 1984] образование их определяется областью температур 850-880°С. Высокое содержание, до 32 мол. %, MgTiO<sub>3</sub> в ильмените указывает на высокотемпературные условия его образования [Mitchell, 1978]. Кристаллизация циркона ранней генерации по содержанию в его составе титана [Watson et al., 2006] оценивается температурой 830-840°С.

Чермакит + диопсид + энстатит + авгит ± алюмоэнстатит ± фассаит + роговая обманка + кальцит + шпинель(2) + циркон минеральная ассоциация отражает "промежуточное" преобразование метакарбонатно-силикатных пород. По магнезиальности диопсида–энстатита и содержанию кальция в энстатите по геотермобарометру [Вгеу, Köhler, 1990] термодинамические условия их образования оцениваются как  $T \le 845^{\circ}$ С при  $P \le 5$  кбар. По отношению Al<sup>IV</sup>/Ca в чермаките и роговой обманке по термобарометру [Мишкин, 1990] они образованы при  $T = 700-750^{\circ}$ С и  $P \ge 4$  кбар.

Анортит + диопсид + кальцитовая и скаполит + + полевой шпат + кальцитовая ассоциации образованы в области T = 500-686°С и P = 4.3-8.6 кбар [Дубинина, Вализер, 2009]. По содержанию титана в поздней генерации циркона заключительный этап преобразования карбонатно-силикатных пород происходил при  $T \approx 695$ °С. Условия образования поздних барийсодержащих минералов, Ba-Kfs и гиалофана определяются как  $T \approx 500$ °С и P до 3 кбар [Essene et al., 2005].

Термодинамические параметры метаморфизма плагиогнейсов по гранат-биотитовому геотермометру [Perchuk, 1991] оцениваются областью  $T_1 = 685-772$ °C при  $P \approx 3-7$  кбар и  $T_2 = 645-657$ °C при  $P \approx 3-7$  кбар, а по гранат-амфиболовому геотермометру и отношению Al<sup>IV</sup>/Ca в чермаките и роговой обманке – как T = 580-660°C при  $P \approx 5-9$  кбар.

Кратер	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,	Соде	ржани	ие, г/т	<u>232</u> <u>Th</u>	D	Возраст, млн лет		Изот	топные отн	оше	ния		Rho
	%				<sup>238</sup> U		(1)							
		U	Th	<sup>206</sup> Pb*			206Pb/238U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	$\pm \%$	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	$\pm \%$	
1.1	0.30	57	103	12.9	1.88	-1	$1718 \pm 19$	0.1047	2.3	4.41	2.6	0.3053	1.3	0.486
1.2	0.22	64	81	17.6	1.31	-3	$1782 \pm 15$	0.1062	1.5	4.662	1.8	0.3184	0.96	0.544
1.3	0.46	110	15	4.38	0.14	23	$281.1 \pm 3.2$	0.0537	6	0.342	6.2	0.0462	1.1	0.185
1.4	0.15	97	80	25	0.85	2	$1686 \pm 13$	0.1055	1.1	4.346	1.4	0.2989	0.85	0.596
2.1	0.00	596	3	22.9	0.01	-15	$282.2 \pm 2$	0.05101	1.6	0.3147	1.7	0.04474	0.73	0.419
3.1	0.09	202	314	53.5	1.61	0	$1730 \pm 11$	0.10552	0.77	4.479	1	0.3078	0.71	0.681
3.2	0.06	77	86	20.4	1.15	0	$1727 \pm 12$	0.1062	1	4.499	1.3	0.3072	0.79	0.604
4.1	0.19	174	93	9.59	0.55	_4	$399.6 \pm 3.5$	0.0543	2.9	0.479	3	0.06395	0.9	0.300
4.2	1.91	15	40	0.716	2.76	-54	$345.2 \pm 8.5$	0.049	25	0.374	25	0.055	2.5	0.102
5.1	0.05	219	30	59.4	0.14	13	$1765 \pm 11$	0.1232	1.2	5.348	1.4	0.3149	0.68	0.484
6.1	0.09	289	35	33.5	0.12	119	$816 \pm 5.1$	0.1091	1.5	2.031	1.6	0.13494	0.66	0.414
5.1 Re	0.54	277	36	62.9	0.14	30	$1505 \pm 8.9$	0.1199	1.7	4.348	1.8	0.263	0.66	0.372

**Таблица 3.** U-Pb возраст цирконов из шпинель-форстерит-кальцитовой породы **Table 3.** U-Pb age of zircons from spinel-forsterite-calcite rock

Примечание. Погрешность анализов ± 1σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарта 0.36%.

Note. Analytical error is  $\pm 1\sigma$ . Pb<sub>c</sub>  $\mu$  Pb<sup>\*</sup> – common and radiogenic lead. (1) – correction by <sup>204</sup>Pb. Rho – coefficient of correlation. D – discordance. The error of calibration of standards is 0.36%.

## ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Информация о возрасте циркона из шпинельфорстерит-кальцитовой породы (проба К-2094) приведена в табл. 3 и на рис. 7. По соотношениям возраст–U и Th/U основная часть цирконов постулируется тремя (I–III) интервалами датировок, возрастные рамки которых определены как 1780– 1720 млн лет (кр. 1.1, 1.2, 3, 5, 6), 400–340 млн лет (кр. 4) и 290–280 млн лет (кр. 1.3, 2). Связующими для них являются гетерогенные, полихронные кристаллы, "объединяющие" в едином зерне по две возрастные генерации (кр. 1.3). Содержание и характер распределения РЗЭ в цирконе (табл. 4, рис. 8) отражают специфические особенности их образования-преобразования в интервале выделяемых возрастных датировок.

В ранней (1780-1720 млн лет) генерации циркона характер распределения РЗЭ сходен с распределением РЗЭ в магматическом цирконе или (и) цирконе основных гранулитов  $(Yb_n/Gd_n = 32-70, Ce/Ce^* = 31-60, Eu/Eu^* = 0.2-0.7,$  $\Sigma$ РЗЭ = 500–1500 г/т) [Федотова и др., 2008; Каулина, 2010]. Наблюдается крутой наклон линии распределения РЗЭ при повышенном содержании ТРЗЭ  $Yb_n/Gd_n = 9-22$ , четко выраженными положительной Се (Се/Се\* = 22-65) и отрицательной Еи (Eu/Eu\* = 0.10-0.27) аномалиями и высоким количеством ∑РЗЭ (399–1292 г/т). По соотношению отдельных лантаноидов (U-Yb, Ce/Ce\*-(Sm/La), и (Sm/La)<sub>n</sub>-La), которые широко используются при определении особенностей происхождения цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005;

Grimes et al., 2007; Fu et al., 2009], ранняя генерация циркона может быть отнесена к континентальным мафическим цирконам, имеющим магматическую природу (рис. 9). По содержанию титана в цирконе [Watson et al., 2006] температура кристаллизации циркона отвечает значениям 830-840°С (кр. 1.1, 1.2, 3.2) и ≈ 700°С (кр. 3.1). Генерация циркона (кр. 4) с датировкой 400-340 млн лет имеет контрастные спектры распределения РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ в ядре кристалла (4.1) и ранней генерации цирконов (кр. 3) близки по характеру. Они имеют отчетливую положительную Се (Се/Се\* = 13), но слабо выраженную отрицательную Eu (Eu/Eu\* = 0.45) аномалии, при высоком содержании ∑РЗЭ = 915 г/т. Спектр распределения РЗЭ краевой зоны кристалла (кр. 4.2) имеет более крутой наклон при низком количестве РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ = = 167 г/т), четко выраженную Ce (Ce/Ce\* = 39) и отсутствие Еu-аномалии, а в области Nd регистрируется "корытообразный" провал. По соотношению отдельных лантаноидов (см. рис. 9) циркон тяготеет к ареалу метасоматических разностей. Температура образования циркона ( $T_{(Ti)}$ , °C) соответствует  $c = 767^{\circ}C, r = 623^{\circ}C.$ 

Поздняя генерация циркона представлена в виде оторочки кристаллов ранней генерации (кр. 1.3) и вновь образованными кристаллами (кр. 2). Содержание РЗЭ низкое ( $\sum PЗЭ = 170$  г/т). Спектр распределения РЗЭ сопоставим с распределением РЗЭ в ранних генерациях, четко выраженной Се (Ce/Ce\* = 93) и Eu (Eu/Eu\* = 0.15) аномалиям и крутым наклоном линии, Yb<sub>n</sub>/Gd<sub>n</sub> = 40. Образован при метасоматическом процессе, температура которого отвечает ( $T_{(Ti)}$ ), области 700°С. Минералогия, геохимия и возраст пород ильменогорского комплекса Mineralogy, geochemistry and age of the rocks of Ilmenogorsky complex

а



207 Pb/255U

**Рис.** 7. Минералого-геохимические особенности (а) и U–Pb возраст (б) цирконов из шпинель-форстериткальцитовой породы.

Числа – номера кристаллов и кратеров, содержание U, Th (г/т) и возраст (T, млн лет, по <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, см. табл. 3).

**Fig. 7.** Mineralogical and geochemical features (a) and U–Pb age of zircons ( $\delta$ ) from spinel-forsterite-calcite rock. Numbers are items of crystals and craters, the content of U, Th (ppm) and age (T, Ma, of 206Pb/238U, Table 3).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метакарбонатные и метакарбонатно-силикатные породы приурочены к меридиональным тек-

тоническим сдвигам, зонам сочленения преобразованных пород селянкинской серии и мафитультрамафитовой ассоциации саитовской серии.

Метакарбонатно-силикатные породы по содер-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Таблица 4. Содержания редкоземельных и редких элементов (г/т) в цирконах из шпинель-форстерит-кальцитовой породы

Компонент	Кристаллы												
	1.1	1.2	1.3	3.1	3.2	4.1	4.2						
La	0.15	0.06	0.02	0.13	0.27	2.29	0.07						
Ce	35.1	30.8	9.9	44.2	27.0	77.7	9.4						
Pr	0.88	0.22	0.03	0.82	0.32	0.94	0.05						
Nd	12.18	1.90	0.38	12.74	2.36	8.75	0.16						
Sm	14.5	3.0	0.5	16.0	2.9	7.3	0.3						
Eu	2.44	0.45	0.06	0.95	0.26	1.93	0.09						
Gd	52.76	13.84	2.79	55.81	11.1	23.5	1.50						
Dy	141.5	53.6	13.7	177.9	43	82	8.9						
Er	244.9	114.1	36.3	343.2	95	190	30.3						
Yb	387	218	90	553	187	445	90						
Lu	61.3	35.6	16.1	87.1	30	76	16.0						
Li	0.049	0.082	0.176	0.067	0.217	0.178	0.029						
Ca	3.4	1.9	1.6	1.2	5.6	10.3	3.44						
Ti	28.0	26.2	5.8	6.7	25.2	13.3	2.2						
Sr	0.46	0.38	0.06	0.45	0.33	0.89	0.33						
Y	1407	648	207	1619	520	1048	128						
Nb	53	55	0	23	56	49	34.4						
Ba	1.1	1.4	1.4	0.6	2.7	1.67	0.88						
Hf	8302	8782	7768	8531	9266	4926	9102						
Th	132.7	91	51	335	89	289	48						
U	97	97	144	296	117	415	21						
Th/U	1.37	0.94	0.35	1.13	0.76	0.70	2.28						
Eu/Eu*	0.27	0.21	0.15	0.10	0.14	0.45	0.44						
Ce/Ce*	23	65	93	33	22	13	39						
∑РЗЭ	952.71	471.65	169.78	1291.85	399.22	915.41	156.77						
(Sm/La) <sub>n</sub>	155	25	37	194	17	5	6						
(Lu/Gd) <sub>n</sub>	9.4	20.8	46.6	12.6	22.3	26.0	86.5						
(Lu/La) <sub>n</sub>	3922	6010	6801	6369	1084	318	2103						
(Yb/Gd) <sub>n</sub>	9	19	40	12	20	23	74						
$T_{(\mathrm{Ti})}, ^{\circ}\mathrm{C}$	840	833	695	707	830	767	623						

Table 4. Contents of rare-earth and rare elements (ppm) in zircons from spinel-forsterite-calcite rock

Примечание. Eu/Eu\*, Ce/Ce\*,  $(Sm/La)_n$ ,  $(Lu/Gd)_n$ ,  $(Lu/La)_n$  – нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995]. Eu/Eu\* =  $Eu_n/(Sm_n+Gd_n)1/2$ , Ce/Ce\* =  $Ce_n/(La_n+Pr_n)1/2$ . Номера кристаллов и точек анализов – см. табл. 3 и рис. 7.

Note.  $Eu/Eu^*$ ,  $Ce/Ce^*$ ,  $(Sm/La)_n$ ,  $(Lu/Gd)_n$ ,  $(Lu/La)_n$  – ratios are normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995].  $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)1/2$ ,  $Ce/Ce^* = Ce_n/(La_n + Pr_n)1/2$ . The numbers of crystals and analysis points, see Table. 3 and Fig. 7.

жанию основных петрогенных элементов можно отнести по исходному составу к осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям со значительным количеством ультраосновного материала. Яркой геохимической характеристикой для их состава является повышенная роль Со (5-18 г/т), Ni (73-210 г/т) и Cr (44-961 г/т), содержания которых в 2-10 раз выше, чем средние значения данных элементов в карбонатитах. По низкому количеству редких элементов Zr (5-12 г/т), Sr (70-145 г/т) и Ва (12-160 г/т) они сопоставимы с карбонатными породами, образованными в субплатформенной обстановке [Летникова, 2002, 2005]. Низкое, более чем в 5 раз, содержание РЗЭ и отношение  $La_p/Yb_n$ , чем в среднем в карбонатитах, отсутствие или неотчетливые аномалии - отрицательная Се и положительная Еи – также подчеркивают их осадочную метаморфогенную природу.

Широкая гамма минералов и неравновестность минеральных ассоциаций предполагают образование—преобразование метакарбонатно-силикатных пород при разных термодинамических условиях и продолжительном периоде времени. P-T-t тренд их эволюции имеет регрессивную направленность, выраженную в понижении температуры от 850 до 500°С и вариации давления от 8–9 до 2–3 кбар при переходе от ранних к поздним минеральным ассоциациям.

Возрастные датировки цирконов из шпинельфорстерит-кальцитовой породы, отвечающие триаде возрастных этапов, согласуются и с их геохимическими вариациями, и с возрастными координатами ассоциирующих пород. Мезапротерозойский возраст цирконов метакарбонатно-силикатных пород сопоставим с датировками по цирконам из амфиболитов селянкинской серии и из



Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ в цирконах из пород.

1–3 – метакарбонатно-силикатная порода: 1 – І генерация (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – ІІ генерация (4.1, 4.2), 3 – ІІІ генерация (1.3) (номера – см. табл. 3, рис. 7); 4–5 [Федотова и др., 2008]: 4 – гранулит, 5 – сиенит; 6–8 [Belousova et al., 2002]: 6 – карбонатит, 7 – сиенит, 8 – сиенит-пегматит.

Fig. 8. Spectra of REE distribution in zircons from rocks.

1–3 – metacarbonate-silicate rock: 1 – I generation (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II generation (4.1, 4.2), 3 – III generation (1.3) (numbers see in Table 3, Fig. 7). 4–5 [Fedotova et al., 2008]: 4 – granulite, 5 – syenite; 6–8 [Belousova et al., 2002]: 6 – carbonatite, 7 – syenite, 8 – syenite pegmatite.

ультрамафитов Няшевского массива [Краснобаев и др., 2011, 2016а].  $D_1-C_1$  рубеж цирконообразования в них практически совпадает с цифрами возраста цирконов преобразованных ранних генераций миаскитов [Краснобаев и др., 2016б]. Пермская датировка цирконов метакарбонатносиликатных пород хорошо коррелируется с возрастными параметрами цирконов поздних разновидностей из ультрамафитов, миаскитов, разнообразных метасоматитов и пегматитов.

Распределение РЗЭ в цирконах ранней (T ≈ 1740 млн лет) генерации показывает, что по характеру спектра распределения РЗЭ, УРЗЭ (ср. 780 г/т), положительной Се (ср. 36) и отрицательной Еи (ср. 0.18) аномалий, отношений Th/U (ср. 1.0), Yb<sub>n</sub>/Gd<sub>n</sub> (ср. 16) и Nb<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> (ср. 46) они аналогичны гранулитовому типу цирконов [Belousova et al., 2002; Федотова и др., 2008; Каулина, 2010]. Геохимические параметры цирконов поздних генераций характеризуются уменьшением концентраций ∑РЗЭ до 150 г/т, менее выраженными Eu (0.15-0.44) и Ce (13-93) аномалиями, значительными вариациями значений Th/U (0.4–2.3), Yb<sub>n</sub>/Gd<sub>n</sub> (23–74) и Yb<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> (56–328). По конфигурации спектров распределения РЗЭ спектр циркона с Т = 399 млн лет (кр. 4.1) сопоставим со спектром





1–3 – генерации цирконов: 1 – I (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II (4.1, 4.2), 3 – III (1.3). Поля: М – магматических, Н – гидротермальных цирконов. Центр зерна – залитый знак, край – незалитый.

**Fig. 9.** Genetic classification of zircons from metacarbonate-silicate rocks in U–Yb, ppm (a) [Grimes et al., 2007];  $(Sm/La)_n$ –La ( $\delta$ ), Ce/Ce\*– $(Sm/La)_n$  (B) [Hoskin, 2005].

1-3 – generation of zircons: 1 - I (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 - II (4.1, 4.2), 3 - III (1.3). Field: M is magmatic zircons, H is hydrothermal zircons. Center of the grain is a filled sign, the rim of the grain is a blank sign.

цирконов из магматических сиенитов [Федотова и др., 2008], а спектры цирконов с Т = 345 млн лет (кр. 4.2) и 291 млн лет (кр. 1.3) аналогичны спектру цирконов сиенитов массива Онтарио, Канада [Веlousova et al., 2002]. Основное отличие в обоих случаях заключается в преобладании ТРЗЭ над ЛРЗЭ и в более высоком содержании Hf (4900–9100 г/т).

Метакарбонатно-силикатные породы имеют осадочную природу субстрата. Их образование– преобразование датируется временным интервалом от  $PR_1$  (1780–1720 млн лет) до  $P_1$  (260–280 млн лет) и отражает процессы гранулитового метаморфизма и тектоно-метасоматических процессов, связанных с образованием щелочных пород и поздними сдвиговыми деформациями, что согласуется с ранее полученными оценками по породам селянкинской серии, ультрамафитам, миаскитам и пегматитам ильменогорского комплекса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багдасаров Ю.А. (1990) О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования. *Геохимия*, (8), 1108-1119.
- Багдасаров Ю.А. (2014) О некоторых условиях образования карбонатитов линейно-трещинного типа. *Литосфера*, (4), 113-119.
- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. (1992) Селянкинский блок Ильменских– Вишневых гор. Уфимская широтная структура Урала. Путеводитель экскурсий по докембрийским толщам, ильмено-вишневогорскому щелочному комплексу и месторождениям полезных ископаемых. Миасс: Геотур, 75-81.
- Дубинина Е.В., Вализер П.М. (2009) Минералогия скаполитсодержащих пород ильменогорского комплекса на Южном Урале. *Урал. минералог. сб.*, **16**. Миасс: ИМин УрО РАН, 86-96.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. Литосфера, (1), 20-33.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 144.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2013) Новый тип карбонатитов на Урале. *Литосфера*, (3), 43-56.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В., Мурдасова Н.М. (2016а) Цирконология серпентинитов Няшевского массива (Южный Урал). Докл. АН, **471**(6), 703-707.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016б) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*, (7), 1-15.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В., Родионов Н.В. (2011) Цирконология амфиболитов селянкинской толщи Ильменских гор (Южный Урал). Докл. АН, 441(5), 661-665.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Чередниченко С.В., Бушарина С.В., Медведева Е.В., Пресняков С.Л. (2013) Цирконология карбонатных пород (мраморы–карбонатиты) ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). Докл. АН, **450**(1), 76-81.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А.,

Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 272.

- Летникова Е.Ф. (2002) Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях. Докл. АН, 385(5), 672-676.
- Летникова Е.Ф. (2005) Геодинамическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана. *Литосфера*, (1), 70–81.
- Мельник Ю.П., Сироштан Р.И., Радчук В.В., Иванова Л.И. (1984) Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород. Киев: Наук. думка, 136.
- Мишкин М.А. (1990) Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов. Докл. АН, **312**(4), 944-946.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные. Литосфера, (5), 77-95.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-вишневогорский миаскиткарбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудн. месторожд.*, **51**(2), 157-181.
- Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н. (1998) О новых проявлениях карбонатитов на Урале. Урал. минералог. сб., 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 240-248.
- Рассказова А.Д., Ленных В.И., Вализер Н.И. (1986) Кальцифиры и мраморы нижних толщ Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Ежегодник-1985*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 68-71.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. *Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3-19.
- Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия*, (9), 980-997.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.V., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Miner. Petrol.*, (143), 602-622.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in fourphase lherzolites. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol., 31(6), 1353-1378.
- Dick J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.*, 86(1), 54-76.
- Essene E.J., Claflin C.L., Giorgetti G., Mata P.M., Peacor D.R., Arkai P., Rathmell M.A. (2005) Two-, threeand flour-feldspar assemblages with hyalophane and celsian: implications for phase equilibria in BaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>– CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>–NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. *Eur. J. Miner.*, **17**(4), 515-535.
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69(4), 329-336.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidinburg high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*,

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019
**259**, 131-142.

- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007). Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Min*er. Geochem., 53(1), 27-62.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253.
- Mitchell R.H. (1978) Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, São Paulo, Brazil. Amer. Miner., (63), 544-547.
- Obata M. (1980) The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the *P*-*T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, **21**(3), 533-572.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in metamorphic and magmatic petrology* (Ed. L.L. Perchuk). Cambridge: Cambridge University Press, 93-112.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.*, (151), 413-433.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley). Rev. Econom. Geol., (7), 1-35.

## REFERENCES

- Bagdasarov Yu.A. (1990) On the main petrochemical and geochemical features of carbonatites of a linear type and conditions for their formation. *Geokhimiya*, (8), 1108-1119. (In Russian)
- Bagdasarov Yu.A. (2014) On some conditions for the formation of carbonatites of a linearly cracked type. *Litosfera*, (4), 113-119. (In Russian)
- Bazhenov A.G., Belogub E.V., Lennykh V.I., Rasskazova A.D. (1992) Selyankinsky block of Ilmeny-Vishnyevye mountains. Ufimskaya shirotnaya struktura Urala. Putevoditel' ekskursii po dokembriiskim tolshcham Il'meno-Vishnevogorskomu shchelochnomu kompleksu i mestorozhdeniyam poleznykh iskopaemykh [Ufa latitudinal structure of the Urals. Guide excursions to Precambrian strata, Ilmeno-Vishnevogorsky alkaline complex and deposits]. Miass: Geotour Publ, 10-32. (In Russian)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.V., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Miner. Petrol.*, (143), 602-622.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in fourphase lherzolites. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol., 31(6), 1353-1378.
- Dick J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.*, 86(1),

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

54-76.

- Dubinina E.V., Valizer P.M. (2009) Mineralogy of scapolite-bearing rocks of the Ilmenogorsk complex in the South Urals. Ural'skii mineralogicheskii sbornik, 16, Miass: IMin UrO RAN, 86-96. (In Russian)
- Essene E.J., Claflin C.L., Giorgetti G., Mata P.M., Peacor D.R., Arkai P., Rathmell M.A. (2005) Two-, threeand flour-feldspar assemblages with hyalophane and celsian: implications for phase equilibria in BaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>– CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>–NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. *Eur. J. Miner.*, **17**(4), 515-535.
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69(4), 329-336.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Geochemistry of zircon (ion microprobe data) as an indicator of the genesis of the mineral at geochronological studies. *Geokhimiya*, (9), 980-997. (In Russian)
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidinburg high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, 259, 131-142.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007). Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.*, 53(1), 27-62.
- Ivanov K.S. (2011) On the nature of carbonatites of the Urals. *Litosfera*, (1), 20-33. (In Russian)
- Kaulina T.V. (2010) *Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona* v polimetamorficheskikh kompleksakh [Formation and transformation of a zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity: Kol'skii NTs RAN, 144 p. (In Russian)
- Korinevskii V.G., Korinevskii E.V. (2013) A new type of carbonatites in the Urals. *Litosfera*, (3), 43-56. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Medvedeva E.V., Busharina S.V., Murdasova N.M. (2016a) Zirconology of serpentinites of the Nyashevskii massif (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **471**(6), 703-707. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2016b) Zirconology of miaskites of the Ilmeny mountains (South Urals). *Geokhimiya*, (7), 1-15. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Cherednichenko S.V., Busharina S.V., Medvedeva E.V., Presnyakov S.L. (2013) Zirconology of carbonate rocks (marbles–carbonatites) Il'meno-Vishnevogorsky complex (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(1), 76-81. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Rusin A.I., Busharina S.V., Medvedeva E.V., Rodionov N.V. (2011) Zirconology of amphibolites of Selyankino strata of the Ilmeny mountains (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, 441(5), 661-665. (In Russian)
- Letnikova E.F. (2002) Use of geochemical characteristics of carbonate rocks in paleogeodynamic reconstructions.

Dokl. Akad. Nauk, 385(5), 672-676. (In Russian)

- Letnikova E.F. (2005) Geodynamic specificity of carbonate sediments of different geodynamic environments of the north-eastern segment of Paleoasian ocean. *Litosfera*, (1), 70-81. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) Shchelochno-karbonatitovye kompleksy Urala [Alkaline-carbonatite complexes of the Urals]. Ekaterinburg: Uralgeolkom Publ., 272 p. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253.
- Mel'nik Yu.P., Siroshtan R.I., Radchuk V.V., Ivanova L.I. (1984) Fiziko-khimicheskie usloviya metamorfizma karbonatnykh porod [Physico-chemical conditions of metamorphism of carbonate rocks]. Kiev: Nauk. Dumka Publ., 136 p. (In Russian)
- Mishkin M.A. (1990) Amphibole geothermobarometer for metabasites. Dokl. Akad. Nauk, 312(4), 944-946. (In Russian)
- Mitchell R.H. (1978) Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranda carbonatite, São Paulo, Brazil. *Amer. Miner.*, (63), 544-547.
  Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayano-
- Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeno-Vishnevogorsky miaskite-carbonatite complex: origin, ore, material sources (Urals, Russia) *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **51**(2), 157-181. (In Russian)
- Nedosekova I.L. (2012) The age and substance sources Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (Urals, Russia): geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf

data. Litosfera, (5), 77-95. (In Russian)

- Obata M. (1980) The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the *P*-*T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, **21**(3), 533-572.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in metamorphic and magmatic petrology* (Ed. L.L. Perchuk). Cambridge: Cambridge University Press, 93-112.
- Popov V.A., Makagonov E.P., Nikandrov S.N. (1998) On the new forms of carbonatites in the Urals. Uralskii mineralogicheskii sbornik, 8. Miass: IMin UrO RAN, 240-248. (In Russian)
- Rasskazova A.D., Lennykh V.I., Valizer N.I. (1986) Calciphyres and marbles of the lower strata of Ilmeno-Vishnevogorsky complex. *Ezhegodnik-1985*. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 68-71. (In Russian)
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology of the Ilmeny mountains: situation, problems. *Geologiya i mineralogiya il'menogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and mineralogy of Ilmenogorsky complex: situation and problems]. Miass: IGZ UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.*, **151**, 413-433.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley). Rev. Econom. Geol., (7), 1-35.

УДК 553.41(470.5)

#### DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-111-138

# Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал

© 2019 г. И. Ю. Мелекесцева<sup>1</sup>, В. В. Зайков<sup>1,2</sup>, Г. А. Третьяков<sup>1</sup>, К. А. Филиппова<sup>1</sup>, В. А. Котляров<sup>1</sup>

 <sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru
 <sup>2</sup>Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе Поступила в редакцию 01.02.2018 г., принята к печати 09.04.2018 г.

Объект исследований. В статье представлены результаты изучения Мечниковского месторождения золота в лиственитах и березитах Миасского района на Южном Урале. Материалы и методы. Материалы для исследований были отобраны на месторождении во время полевых работ 2010–2012 гг. Химический состав пород проанализирован методами классической мокрой химии (породообразующие оксиды) и ИСП МС (элементы-примеси). Состав минералов определен на электронном микроскопе с ЭДС. Результаты. Установлено, что месторождение состоит из тектонических пластин серпентинитов, карбонатизированных серпентинитов и лиственитов (пластина I), метадиабазов и плагиоклазовых метабазальтов ирендыкской свиты и березитов и вулканогенно-осадочных пород и метабазальтов карамалыташской свиты (пластина II). В центральной части месторождения вулканические породы прорваны дайкой мелкозернистых гранитов островодужного характера. Хромиты из серпентинитов месторождения характеризуются (в среднем) высокой хромистостью (89), низкими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.94 мас. %) и MgO (5.5 мас. %) и низкой магнезиальностью (29). Золотоносные породы представлены лиственитами, березитами и углеродистыми сланцами. Главный рудный минерал золотоносных пород – пирит; акцессорные – минералы золота и серебра, халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, пирротин, кубанит, ваэсит, мелонит, вторичные сульфиды меди, барит, рутил, монацит и ксенотим. В лиственитах с карбонат-кварцевыми жилами обнаружены самородное золото, петцит, штютцит и йодаргирит. В березитах и углеродистых сланцах золото присутствует в продуктах окисления кристаллов пирита и трещинах в пиритовых сростках. Золото Мечниковского месторождения характеризуется низкими содержаниями Ag (3.52 мас. %), присутствием небольшого количества Cu и Hg (<1 мас. % в большинстве анализов). Выводы. Листвениты и березиты Мечниковского месторождения образовались по ультраосновным и основным породам. Обнаружение золота в различных породах месторождения свидетельствует о процессах отложения золотого оруденения после формирования геологической структуры месторождения. Источником золота, скорее всего, была магматический флюид.

Ключевые слова: золото, листвениты, березиты, Мечниковское месторождение, Южный Урал

# Geological structure and mineralogy of the Mechnikovskoe gold deposit, the Southern Urals

Irina Yu. Melekestseva<sup>1</sup>, Victor V. Zaykov<sup>1,2</sup>, Gennady A. Tret'yakov<sup>1</sup>, Kseniya A. Filippova<sup>1</sup>, Vasily A. Kotlyarov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy, Urals Branch, of Russian Academy of Sciences, Miass, Chelyabinsk district 456317, Russia, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru <sup>2</sup>South Urals State University, Miass branch, Miass, Chelyabinsk district 456317, Russia Received 01.02.2018, accepted 09.04.2018

*Subject.* The article presents the results of study of Mechnikovskoe gold deposit associated with listvenites and beresites of the Miass region of the Southern Urals. *Materials and methods.* Materials were sampled during the field work of 2010–2012. The chemical composition of rocks is analyzed by methods of classical chemistry (rock-forming oxides) and ICP MS (trace elements). The mineral composition is determined on an electron microscope with EDS. *Results.* The deposit is composed of tectonic sheets of serpentinites, carbonatized serpentinites and listvenites (sheet I), metadiabases and plagioclase metabasalts of the Irendyk Formation and beresites and volcanosedimentary rocks and metabasalts of the Karamalytash Formation (sheet II). In the central part of the deposit, the volcanic rocks are intruded by a dike of fine-grained island-arc granites. Chromites of serpentinites are characterized (on average) by high Cr# (89) and low Mg# (29) values and low contents of Al2O3 (6.94 wt %) and MgO (5.5 wt %). Gold-bearing rocks include listvenites, beresites and

Для цитирования: Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Третьяков Г.А., Филиппова К.А., Котляров В.А. (2019) Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал. *Литосфера*, **19**(1), 111-138. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-111-138

For citation: Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Tret'yakov G.A., Filippova K.A., Kotlyarov V.A. (2019) Geological structure and mineralogy of the Mechnikovskoe gold deposit, the Southern Urals. *Litosfera*, **19**(1), 111-138. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-111-138

carbonaceous shales. The major ore mineral is pyrite; accessory minerals are Au and Ag minerals, chalcopyrite, fahlores, galena, sphalerite, pyrrhotite, cubanite, vaesite, melonite, secondary copper sulfides, barite, rutile, monazite and xenotime. Gold of the deposit contains low Ag contents (3.52 wt %) and minor amount of Cu and Hg (<1 wt % in most analyses). *Conclusions.* The listvenites and beresites of the deposit were formed after ultramafic and mafic rocks, respectively. The discovery of gold in various rocks indicates that gold mineralization was deposited after the formation of the geological structure of the deposit. The source of gold was most likely related to a magmatic fluid.

Keywords: gold, listvenites, beresites, Mechnikovskoe deposit, South Urals

#### Acknowledgments

The authors are grateful to L.Ya. Kabanova, E.V. Belogub and N.R. Ayupova for consultations during research.

This work was supported by a State Contract of the Institute of Mineralogy of UB RAS No. AAAA-A16-11-602101044-0 and partly by Presidium of UB RAS No. 1511523.

### ВВЕДЕНИЕ

Миасский район на Южном Урале является одним из старейших золоторудных районов Урала с многочисленными коренными и россыпными месторождениями золота [Бородаевский, 1948]. Его россыпная часть, приуроченная к р. Миасс и ее притокам, получила название "Золотая долина". Особенно знаменита находками крупных самородков золота территория бывшего Царево-Александ-



**Рис. 1.** Положение Мечниковского месторождения и соседних золоторудных и золотосодержащих месторождений на геологической схеме региона, по [Zaykov et al., 2017] с изменениями.

1 – зоны разломов, включающие блоки и пластины палеозойского офиолитового меланжа с ультрамафитами и палеозойских островодужных комплексов; 2 – протерозойские метаморфические сланцы; 3 – венд-кембрийские сланцы и амфиболиты; 4 – силурийско-девонские островодужные комплексы; 5 – девонско-каменноугольные осадочные комплексы; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – территория г. Миасса; 8 – золотосодержащие месторождения; 9 – граница сутурной зоны Главного Уральского разлома.

Fig. 1. Geological scheme of the region and position of the Mechnikovskoe and adjacent gold-bearing deposits, modified after [Zaykov et al., 2017].

1 - fault zones including blocks and sheets of Paleozoic ophiolite melange with ultramafic rocks and Paleozoic island-arc complexes; 2 - Proterozoic metamorphic schists; 3 - Vendian-Cambrian schists and amphibolites; <math>4 - Silurian-Devonian island-arc complexes; 5 - Devonian-Carboniferous sedimentary complexes; 6 - Paleozoic granitic rocks; 7 - territory of Miass; 8 - gold-bearing deposits; 9 - boundary of the suture zone of the Main Urals Fault.

Геологическое строение Мечниковского месторождения золота, Южный Урал Geological structure of the Mechnikovskoe gold deposit the Southern Urals



ровского прииска в юго-западной части Миасского золоторудного района (ныне территория пос. Ленинск в 21 км к юго-западу от г. Миасса) (рис. 1). В 1842 г. на территории прииска в р. Ташкутарганка был найден самородок золота "Большой треугольник" массой 36 кг, который в настоящее время хранится в Алмазном Фонде Российской Федерации (г. Москва). В районе поселка известно множество небольших месторождений и рудопроявлений коренного золота - Старо-Мечниковское, Первопавловское, Нагорновское, Казанковское, Колпаковское, Сафроновское, Васянинское, Кащеевское, Чистогоровское и др. (рис. 2). Наиболее крупным объектом является Мечниковское месторождение, расположенное в центральной части поселка. Месторождение было открыто горным инженером Евграфом Мечниковым (рис. 3) в 1797 г. и периодически отрабатывалось карьерами и шахтами до глубины 30-40 м [Бородаевский, 1948]. С 1707 по 1929 г. здесь было добыто 3273 кг золота [Кураев, 1929]. Считается, что именно на территории Мечниковского месторождения Густав Розе в 1837 г. впервые описал породы зеленого цвета – листвениты, предложив для них название от русского слова "ли-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

**Рис. 2.** Схема геологического строения Мечниковского золоторудного поля, составленная с использованием данных Миасской ГРП с упрощениями и изменениями.

1–3 – карамалыташская свита, D<sub>2</sub>: 1 – метабазальты, 2 – вулканомиктовые метапесчаники, метагравелиты, метабрекчии, 3 – углеродистые сланцы; 4, 5 – ирендыкская свита, D<sub>1</sub>: 4 – плагиоклазовые метабазальты, 5 – известняки; 6 – серпентиниты с зонами метасоматитов (O-S?); 7 – граниты; 8 – диориты и кварцевые диориты; 9 – крупные кварцевые жилы; 10 – отработанные россыпи золота; 11 – в белых квадратах – месторождения и рудопроявления золота (1 – Мечниковское, 2 – Старо-Мечниковское, 3 – Первопавловское, 4 – Нагорновское, 5 – Казанковское, 6 – Колпаковское, 7 – Васянинское, 8 – Кащеевское, 9 – Беляки, 10 – Николаевское, 11 – Центральное, 12 – Колющинское); 12 – место находки самородка "Болышой треугольник"; 13 – тектонические границы; 14 – контур детальной схемы Мечниковского месторождения.

**Fig. 2.** Geological structure of Miass gold field, simplified and modified after unpublished reports of Miass geological exploration enterprise.

1–3–Middle Devonian Karamalytash Formation: 1 – metabasalts, 2 – volcanomictic metasandstones, metagravelites, metabreccias, 3 – quartz-sericite carbonaceous shales; 4–5 – Early Devonian Irendyk Formation: 4 – plagioclase metabasalts, 5 – limestones in the basement of Irendyk Formation; 6 – serpentinites with zones of metasomatites, Ordovician–Silurian(?); 7 – granites; 8 – diorites and quartz diorites; 9 – large quartz veins; 10 – extracted gold placers; 11 – in white squares – gold deposits and occurrences and their numbers (1 – Mechnikovskoe, 2 – Staro-Mechnikovskoe, 3 – Pervopavlovskoe, 4 – Nagornovskoe, 5 – Kazankovskoe, 6 – Kolpakovskoe, 7 – Vasyaninskoe, 8 – Kashcheevskoe, 9 – Belyaki, 10 – Nikolaevskoe, 11 – Tsentral'noe, 12 – Kolyushchinskoe); 12 – place of finding of "Big Triangle" gold nugget; 13 – tectonic boundaries of serpentinites; 14 – area of the detailed map of the Mechnikovskoe deposit.



**Рис. 3.** Евграф Ильич Мечников. **Fig. 3.** Е.I. Mechnikov.

ственница" [Rose, 1837]. Основные сведения о геологическом строении Мечниковского месторождения опубликованы Н.И. Бородаевским [1948]. В последнее время к небольшим по запасам месторождениям золота возрос интерес производственных организаций. В связи с этим стало необходимым охарактеризовать геологическое строение месторождения в соответствии с современными представлениями о геологии Уральского складчатого пояса, а также вещественный и химический состав вмещающих и золотоносных пород и рудных минералов, исследованный с использованием современных аналитических методов.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые работы на месторождении, включающие составление схемы его геологического строения и отбор образцов для исследований, проводились в 2010–2012 гг. Из образцов вмещающих пород были изготовлены шлифы и аншлифы, которые изучались под микроскопом Axiolab (Carl Zeiss) в Институте минералогии УрО РАН (ИМин УрО РАН, г. Миасс). Состав некоторых минералов определен на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой (аналитик В.А. Котляров, ИМин УрО РАН).

Химический состав пород проанализирован в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (аттестат № РОСС RU.0001.514536, ИМин УрО РАН). Содержание породообразующих оксидов определено методами классической мокрой химии (аналитики Т.В. Семенова, М.Н. Маляренок), содержание элементов-примесей проанализировано на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700х (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко). Кислотное вскрытие проб выполнено в микроволновой системе разложения Speed-Wave (Berghoff, Германия) в автоклавах из фторопласта при двухступенчатом нагреве до температур 180°С в течение 40 мин. смесью кислот HF, HCl и HNO<sub>3</sub>. Деструкция фторидных комплексов после разложения проведена путем двукратного выпаривания сухого остатка пробы с концентрированной HNO<sub>3</sub> при температуре 110°С в стеклоуглеродных тиглях. Полученные осадки растворялись в горячей 0.5 н HNO<sub>3</sub> и сводились к аликвоте 100 мл. Все кислоты исходной квалификации "о.с.ч." были дополнительно очищены на установке дистилляции BSB-939-IR (Berghoff, Германия). Для разбавления использовалась деионизированная вода (установка MilliQ, Millipore, США). Чистота аргона во всех измерениях была не ниже 99.996%. Калибровка масс-спектрометра выполнена с использованием стандартных мультиэлементных растворов фирмы Agilent и ГСО для всей шкалы масс анализируемых элементов. Схема анализа включала:

анализ градуировочных растворов и построение градуировочных прямых с двумя точками для концентраций 1 и 100 мкг/л; анализ "холостой" пробы (проба, прошедшая все последовательно указанные процедуры); анализ проб с включением замера градуировочного раствора в середине измеряемой партии проб. Для метрологического контроля качества анализа использовался международный стандарт базальта BCR-2. Значения относительных стандартных отклонений в процессе измерений не превышали величин, установленных для данных средств измерения.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мечниковское месторождение находится в структуре Главного Уральского разлома и приурочено к контакту серпентинитов с вулканическими породами (рис. 4). В строении месторождения принимают участие вытянутые в ССВ-ЮЮЗ направлении тела (пластины) серпентинитов, карбонатизированных серпентинитов, лиственитов и березитов, диабазов, плагиоклазовых базальтов, вулканомиктовых обломочных пород, а также дайка мелкозернистых гранитов. Учитывая принадлежность вулканогенно-осадочных пород ирендыкской и карамалыташской свит к островодужным комплексам [Серавкин, 1986; Зайков, 2006; Косарев и др., 2005, 2006], ультрамафитов – к офиолитовой ассоциации и представления о формировании структуры Главного Уральского разлома в результате позднепалеозойской коллизии структур различного геодинамического происхождения [Пучков, 2000; Риchkov, 2017], предполагается, что контакт между вулканогенно-осадочными толщами и ультрамафитами тектонический. Простирание контакта северсеверо-восточное 15-25°, падение юго-восточное под углом 75-85°.

Тектоническая пластина I образована серпентинитами и образованными по ним метасоматитами. Серпентиниты слагают крупное тело длиной более 1 км и шириной до 200 м в восточной части месторождения (см. рис. 4). Внутри тел серпентинитов отмечаются линзы карбонатизированных серпентинитов и лиственитов. Серпентиниты представлены в основном массивными и пятнистыми антигоритовыми разновидностями зеленого, темнозеленого, темно-серого цветов (рис. 5а). Текстуры пород однородные, местами мелкопятнистые, иногда с тонкими ветвящимися офитовыми прожилками. Микроструктура решетчатая, петельчатая, реже пластинчатая. Породы состоят главным образом из тонкочешуйчатого антигорита, который нередко рассекается прожилками хризотила. Часто серпентиниты слабо карбонатизированы и оталькованы, в них присутствует вкрапленность пирита, изредка – хлорит. Реликты первичных пород в серпентиГеологическое строение Мечниковского месторождения золота, Южный Урал Geological structure of the Mechnikovskoe gold deposit the Southern Urals



**Рис. 4.** Схема геологического строения, предполагаемый разрез и тектоностратиграфическая колонка Мечниковского месторождения, составлены И.Ю. Мелекесцевой и Г.А. Третьяковым.

1–3 – карамалыташская свита, D<sub>2</sub>: 1 – метабазальты, 2 – вулканомиктовые метапесчаники, метагравелиты, метабрекчии, 3 – глинистые сланцы; 4 – плагиоклазовые метабазальты (ирендыкская свита, D<sub>1</sub>); 5 – метадиабазы (ирендыкская свита, D<sub>1</sub>); 6 – серпентиниты (O-S?); 7 – карбонатизированные серпентиниты; 8 – тальк-карбонатные породы и листвениты; 9 – березиты; 10 – граниты; 11 – дайки металампрофиров, метабазальтоидов; 12 – будины кремней (внемасштабный знак); 13 – крупные кварцевые жилы; 14 – геологические границы: а – между породами различного состава, б – между первичной породой и метасоматитами; 15 – предполагаемая тектоническая граница; 16 – основные карьеры; 17 – элементы залегания; 18 – номера тектонических пластин.

**Fig. 4.** Geological structure, cross-section and tectono-stratigraphic column of the Mechnikovskoe deposit, composed by I.Yu. Melekestseva and G.A. Tret'yakov.

1-3 – Karamalytash Formation, Middle Devonian: 1 – metabasalts, 2 – volcanomictic metasandstones, metagravelites, metabreccias, 3 – clayey shales; 4 – plagioclase metabasalts, Irendyk Formation, Early Devonian; 5 – metadiabases, Irendyk Formation, Early Devonian; 6 – serpentinites (Ordovician-Silurian?); 7 – carbonatized serpentinites; 8 – talc-carbonate rocks and gold-bearing listvenites; 9 – gold-bearing beresites; 10 – granites; 11 – dikes of metalamprophyres, metabasaltoids; 12 – cherts (not to scale); 13 – large quartz veins; 14 – geological boundaries; 15 – inferred tectonic boundary; 16 – main quarries; 17 – bedding elements; 18 – numbers of tectonic sheets.

нитах не сохранились, кроме зерен хромита, мельчайшая вкрапленность которых часто подчеркивает петельчатую текстуру.

Хромиты представлены идио- и гипидиоморфными кристаллами или округлыми зернами размером до 0.5 мм, которые по краям замещаются магнетитом и рассекаются его тонкими просечками (рис. 6а, б). Хромит из серпентинитов характеризуется заметно варьирующими содержаниями  $Cr_2O_3$ (50.95–62.35) и  $\Sigma$ FeO (25.72–34.14 мас. %), стабильными содержаниями  $Al_2O_3$  (5.90–8.85) и MgO (5.14–6.14 мас. %) и невысокой примесью MnO (0.01–0.61 мас. %) (табл. 1). Содержание TiO<sub>2</sub> в го микроскопа с энергодисперсионной приставкой (0.02 мас. %). В то же время содержания TiO<sub>2</sub> на уровне чувствительности электронного микроскопа и выше фиксируются в хромсодержащем мусковите (далее – фуксите), который замещает хромит в лиственитах. По составу хромшпинелиды соответствуют хромиту и субферрихромиту (рис. 7). По сравнению с акцессорными хромитами из серпентинитов южно-уральских гипербазитовых массивов [Савельев, 2013] хромит из серпентинитов Мечниковского месторождения отличается наивысшей хромистостью (в среднем 89), (рис. 8), самым низ-

хромитах ниже предела обнаружения электронно-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 5. Вмещающие породы Мечниковского месторождения.

а – аподунитовый серпентинит, обр. Лен-26; б – карбонатизированный серпентинит, обр. Лен-19; в – метадолерит, обр. Лен-17; г – плагиоклазовый метабазальт, обр. Лен-28; д – пиритизированный гранит, обр. Лен-34. Масштабная линейка 1 см.

Fig. 5. Host rocks of the Mechnikovskoe deposit.

a – serpentinite after dunite, sample Len-26; 6 – carbonatizied serpentinite, sample Len-19; B – metadolerite, sample Len-17; r – plagioclase metabasalt, sample Len-28;  $\pi$  – pyritized granite, sample Len-34. Scale bar is 1 cm.

ким содержанием  $Al_2O_3$  (в среднем 6.94 мас. %) и одними из самых низких содержаний MgO (в среднем 5.5 мас. %) и магнезиальности (в среднем 29). Высокая хромистость хромита из ультрамафитов месторождения указывает на их принадлежность к надсубдукционным перидотитам (см. рис. 8).

На расстоянии от 50 м (в северной части месторождения) до 150 м (в южной) от контакта с вулканогенной толщей выделяется зона интенсивно *карбонатизированных серпентинитов*, среди которых отмечаются линзы серпентинитов, лиственитов и карбонат-тальковых пород (см. рис. 4). Карбонатизированные серпентиниты макроскопически характеризуются пятнистой текстурой (см. рис. 56). Количество новообразованных карбоната (главным образом магнезита) и талька в них достигает 50%. Карбонаты образуют агрегаты гипидиоморфных кристаллов, которые замещаются тальком.

В пластине ультрамафитов наблюдаются многочисленные дайки северо-восточного простирания мощностью первые метры *хлоритизирован*- ных миндалекаменных базальтов и полнокристаллических эпидот-актинолит-кварц-хлоритовых пород с реликтами роговой обманки, пироксенов, плагиоклаза (андезина-лабрадора), ортоклаза и новообразованными альбитом, эпидотом, цоизитом. Судя по ассоциации первичных минералов, порода относится к группе лампрофиров (спессартит). Также в ультрамафитовой пластине отмечаются блоки светло-серых полосчатых кремнистых сланцев северо-восточного и северного простирания размером до 20 м в длину и видимой мощностью до 4.5 м.

Параллельно поверхности контакта вулканогенной толщи и ультрамафитов выделяется серия кулисно расположенных линзовидных тел лиственитов мощностью от 1.5 до 10 м [Бородаевский, 1948], а также тальк-карбонатных и карбонаттальковых пород (см. рис. 4). Тела последних приурочены к контактам серпентинитов и карбонатизированных серпентинитов, карбонатизированных серпентинитов и лиственитов либо карбонатизироТаблица 1. Состав хромшпинелидов Мечниковского месторождения, мас. %

N⁰	N⁰	№ ан.	$Cr_2O_3$	$Al_2O_3$	MgO	∑FeO	MnO	ZnO	Сум-	Cr#	Mg#	Кристаллохимическая формула
п.п.	обр.								ма			для средних содержаний
								Серг	іентин	иты		
1	Лен	22183a	60.22	6.58	6.14	26.47	0.01	-	99.41	86	32	$(Fe^{2+}_{0.68}Mg_{0.32})_{1.00}(Cr_{1.65}Al_{0.27}Fe^{3+}_{0.08})_{2.00}O_{4.00}$
	64-1											
2	Лен	22182a	50.95	8.85	5.23	34.14	-	—	99.16	92	27	$(Fe^{2+}_{0.73}Mg_{0.27})_{1.00}(Cr_{1.46}Al_{0.32}Fe^{3+}_{0.22})_{2.00}O_{4.00}$
3	64-2	22182b	54.53	7.87	5.29	31.63	-	—	99.32			
4		22182c	54.21	7.27	5.39	32.36	-	—	99.22			
		Среднее	53.23	8.00	5.30	32.71		-	99.23			
5	Лен	22183b	59.85	6.08	5.62	27.59	0.09	-	99.22	87	28	$ (Fe^{2+}_{0.71}Mg_{0.28}Mn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.68}Al_{0.25}Fe^{3+}_{0.08})_{2.00}O_{4.00} $
6	63	22183c	62.35	6.03	5.14	25.72	0.61	-	99.86			
7		22183d	59.88	5.90	5.43	27.54	0.41	—	99.16			
		Среднее	60.69	6.00	5.40	26.95	0.37	—	99.41			
		Среднее	57.43	6.94	6.14	29.35	0.28			89	32	
		Медиана	59.85	6.58	5.39	27.59	0.25			85	28	
								Ли	ствени	ты		
8	Лен	22184a	46.99	19.47	2.83	29.45	-	0.62	99.36	62	15	$(Fe^{2+}_{0.83}Mg_{0.15}Zn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.25}Al_{0.76})_{2.01}O_{4.00}$
9	91-1	22184b	47.12	18.89	2.21	30.88	-	0.55	99.65			
10		22184c	47.27	19.59	3.80	28.35	-	0.39	99.40			
		Среднее	47.13	19.32	2.95	29.56	-	0.52	99.47			
11	Лен	22185f	57.91	8.79	2.56	30.31	-	0.41	99.99	81	13	$ (Fe^{2+}_{0.86}Mg_{0.13}Zn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.62}Al_{0.36}Fe^{3+}_{0.02})_{2.00}O_{4.00} $
12	91-2	22185g	59.17	8.69	3.09	28.53	_	0.25	99.73			
13		22185h	58.27	8.69	1.90	30.54	-	0.45	99.85			
		Среднее	58.45	8.72	2.52	29.79	_	0.37	99.86			
14	Лен	22185a	50.39	16.10	2.45	30.87	_	0.09	99.90	68	9	$(Fe^{2+}_{0.90}Mg_{0.09}Zn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.36}Al_{0.64})_{2.00}O_{4.00}$
15	91-2-2	22185b	50.22	15.70	1.46	31.73	_	0.63	99.74			
16		22185c	50.30	16.18	1.38	31.65	_	0.34	99.86			
		Среднее	50.30	15.99	1.76	31.42	_	0.35	99.83			
17	Лен	22186a	59.28	9.74	5.87	24.88	_	0.15	99.92	80	38	$(Fe^{2+}_{0.61}Mg_{0.38})_{0.99}(Cr_{1.60}Al_{0.41})_{2.01}O_{4.00}$
18	10	22186b	60.33	10.34	8.59	19.87	0.17	0.19	99.50			
19		22186c	60.33	10.42	8.22	20.14	0.19	0.07	99.37			
		Среднее	59.98	10.17	7.56	21.63	0.12	0.14	99.60			
20	Лен	22189a	63.83	6.72	7.49	21.70	0.06	_	99.80	87	41	$(Fe^{2+}_{0.50}Mg_{0.41}Mn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.73}Al_{0.26}Fe^{3+}_{0.01})_{2.00}O_{4.00}$
21	74-3-1	22189b	64.70	5.91	8.27	20.20	0.58	_	99.65			0.57 20.41 0.0171.00 1.75 0.20 0.0172.00 4.00
22		22189c	64.24	6.48	8.08	20.73	0.25	_	99.77			
'		Среднее	64.26	6.37	7.95	20.88	0.30	_	99.74			
		Среднее	56.02	12.11	4.55	26.66	0.21	0.35		82	23	
		Медиана	58.72	10.04	2.96	28.99	0.18	0.34		77	15	

Table 1. Composition of chromites of the Mechinkovskoe deposit, wt %

Примечание. Cr# = 100Cr/(Cr+Al), Mg# = 100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>). Прочерк – содержание ниже предела чувствительности.

Note. Cr# = 100Cr/(Cr+Al),  $Mg# = 100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ . Dash – content of oxide is below detection limit.

ванных серпентинитов и вулканогенной толщи (см. рис. 4). Тальк-карбонатные и карбонат-тальковые метасоматиты состоят из магнезита (реже доломита) и талька в различных пропорциях и характеризуются массивной или полосчатой текстурами. Породы рассечены кварцевыми и карбонатными прожилками мощностью до 5 мм, кварц также образует мелкозернистые агрегаты вокруг кристаллов карбонатов. Изредка в породах обнаруживаются хлорит и реликты хромита. Рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом. Пирит помимо кубических кристаллов размером до 0.5 мм образует также пылевидную вкрапленность. Арсенопирит наблюдается в виде отдельных кристаллов до 0.5 мм по удлинению.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

На западе ультрамафитовая пластина контактирует с вулканогенной толщей (тектонической пластиной II), которая состоит из пород ирендыкской и карамалыташской свит (по материалам Миасской ГРП) (см. рис. 4). В нижней части пластины (непосредственно на контакте с ультрамафитами) залегают тела базальтоидов, вероятно *метадолеритов*, первичная структура которых практически не сохранилась (см. рис. 5в). В основной массе породы, замещенной хлоритом, эпидотом, актинолитом и карбонатом, присутствуют реликты лейст плагиоклаза размером до 2 мм и вкрапленников пироксена. Плагиоклаз замещается кварцем, хлоритом, эпидотом, карбонатами, альбитом; пироксен практически полностью замещен актинолитом. Породы



Рис. 6. Хромиты в серпентинитах (а, б) и лиственитах (в-е) Мечниковского месторождения.

а – идиоморфные (обр. Лен-64), б – гипидиоморфные (обр. Лен-63) кристаллы хромита, которые замещаются хроммагнетитом по краям и трещинам; в–е – кристаллы хромитов, замещаемые Сг-содержащим мусковитом (фукситом): обр. Лен-73-1-2 (в), Лен-91-2 (г), Лен-10 (д), Лен-91-1(е). *Мg* – магнезит, *Qz* – кварц, *Ру* – пирит. Латинские буквы – точки анализов.

Fig. 6. Chromites in serpentinites (a, b) and listvenites (B-e) of the Mechnikovskoe deposit.

a – euhedral (sample Len-64),  $\delta$  – subhedral (sample Len-63) crystals of chromite, which are replaced by Cr-magnetite along the rims and cracks; B–e – crystals of chromite, which are replaced by Cr-bearing muscovite (fuchsite), samples: Len-73-1-2 (B), Len-91-2 (r), Len-10 (д), Len-91-1(e). *Mg* – magnesite, *Qz* – quartz, *Py* – pyrite. Latin letters – points of analyses.

рассечены тонкими мономинеральными прожилками кальцита, кварца, эпидота.

Верхняя часть толщи вулканитов ирендыкской свиты сложена сильно измененными *плагиоклазовыми метабазальтами* (см. рис. 4), в которых размер вкрапленников плагиоклаза достигает 1 см в длину (см. рис. 5г). Основная масса пород полностью замещена кварц-актинолит-хлоритовым агрегатом с новообразованными мелкими кристаллами альбита. В основной массе также наблюдаются реликты лейст плагиоклаза размером менее 0.5 мм в длину; плагиоклаз замещается более тонкозернистыми агрегатами, кварца, серицита, актинолита, хлорита, эпидота, карбоната. Породы рассечены тонкими кварцевыми и эпидотовыми прожилками. Геологическое строение Мечниковского месторождения золота, Южный Урал Geological structure of the Mechnikovskoe gold deposit the Southern Urals



**Рис. 7.** Положение фигуративных точек составов хромитов из серпентинитов и лиственитов Мечниковского месторождения на классификационной диаграмме.

Хромиты из серпентинитов (I) и лиственитов (II). Поля составов хромитов [Павлов, 1949]: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит.

**Fig. 7.** Position of the data points of chromite composition from serpentinites and listvenite of the Mechnikovskoe deposit.

Chromites from serpentinites (I) and listvenite (II). The compositional fields of chromites after [Pavlov, 1949]: 1 - chromite, 2 - subferrichromite, 3 - alumochromite, 4 - subferrialumochromite, 5 - ferrialumochromite, 6 - subalumoferrichromite, 7 - ferrichromite.

С запада вулканиты ирендыкской свиты контактируют с вулканитами карамалыташской свиты. Ее нижняя часть представлена вулканомиктовыми метапесчаниками, метагравелитами и метабрекчиями с прослоями глинистых сланцев (см. рис. 4). Мощность пород карамалыташской свиты в пределах месторождения составляет 100-250 м. Простирание вулканогенно-обломочных пород соответствует простиранию общей структуры месторождения, угол падения 80-85°. Породы сильно рассланцованы и характеризуются плитчатой отдельностью. Многие обломки пород размером от 2 до 6 см имеют линзовидную или уплощенную форму и вытянуты по направлению простирания, реже встречаются изометричные обломки. Обломки представлены карбонатизированными и хлоритизированными вулканогенными породами (измененными афировыми и плагиоклазовыми метабазальтами) и кремнями, заключенными в псефитопсаммитовый матрикс. Под микроскопом обломки состоят из кварц-эпидот-актинолитовых агрегатов с реликтами плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки; микрозернистых кварцитов; хлоритсерицитовых сланцев; лейст плагиоклаза. Цемент



Рис. 8. Положение фигуративной точки среднего значения хромистости и магнезиальности хромитов из серпентинитов Мечниковского месторождения в сравнении с таковыми для ультрамафитовых пород Западного (3), Центрального (Ц) и Восточного (В) поясов и северной части (С) Южного Урала по [Савельев, 2013].

Поля: Б – бониниты, по [Arai, 1992], НСП – надсубдукционные перидотиты, по [Choi et al., 2008], ГП – глубинные перидотиты, по [Dick, Bullen, 1984].

**Fig. 8.** Position of the data point of average Cr# and Mg# values of chromite from serpentinites of the Mechnikovskoe deposit in comparison with those of ultramafic rocks of the Western (3), Central (Ц), and Eastern (B) belts and northern part (C) of the South Urals after [Savel'ev, 2013]

Fields:  $\overline{b}$  – boninites after [Arai, 1992], HCII – suprasubduction peridotites after [Choi et al., 2008],  $\Gamma \Pi$  – deep peridotites after [Dick, Bullen, 1984].

сложен тонкозернистым кварцем и хлоритом с многочисленными мелкими обломками вышеназванных пород.

Верхняя часть карамалыташской свиты представлена сильно хлоритизированными, эпидотизированными и карбонатизированными *микропорфировыми метабазальтами* (см. рис. 4) с вкрапленниками плагиоклаза, видимыми под микроскопом. В центральной части месторождения вулканогенная толща прорвана дайкой *мелкозернистых гранитов* мощностью первые десятки метров (см. рис. 4). Породы интенсивно окварцованы, серицитизированы, альбитизированы, карбонатизированы (доломит); первичные минералы (кварц, плагиоклаз и ортоклаз) встречаются в виде реликтов (см. рис. 5д). Граниты сильно ожелезнены из-за окисления многочисленных кубических кристаллов пирита размером до 1 мм.

### ЗОЛОТОНОСНЫЕ ПОРОДЫ

Золото на Мечниковском месторождении найдено в лиственитах, березитах и углеродистых сланцах.



Рис. 9. Золотоносные породы Мечниковского месторождения.

а – лиственит с фукситовыми прожилками, обр. Лен-86; б – золото на контакте лиственита с карбонат-кварцевой жилой, обр. Лен-10; в – березитизированный метадолерит, обр. Лен-30; г – березитизированный плагиоклазовый метабазальт, обр. Лен-38; д – березит, обр. Лен-74; е – кварц-серицитовый углеродистый сланец с пиритом, обр. Лен-24. Масштабная линейка 1 см.

Fig. 9. Gold-bearing rocks of the Mechnikovskoe deposit.

a – listvenite with fuchsite veinlets, sample Len-86;  $\delta$  – gold at the contact between listvenite and carbonate-quartz vein, sample Len-10; B – beresitized metadolerite, sample Len-30;  $\Gamma$  – beresitized plagioclase metabasalt, sample Len-38;  $\mu$  – beresite, sample Len-74; e – quartz-sericite carbonaceous shale with pyrite, sample Len-24. Scale bar is 1 cm.

Листвениты. Общая длина серии линз лиственитов по простиранию около 80 м, по падению они прослежены скважинами до глубины 72 м (неопубликованные данные Н.И. Бородаевского и др., 1946 г.). Вкрест простирания листвениты рассекаются карбонат-кварцевыми прожилками мощностью до 15 см с сульфидами и золотом. Максимальное содержание золота в лиственитах – 2.5 г/т.

Листвениты представляют собой полосчатую кварц-карбонатную или карбонат-кварцевую породу желтовато-зеленого цвета с многочисленными кварцевыми и карбонат-кварцевыми прожилками (рис. 9а). Карбонаты представлены в основном магнезитом (мас. %: MgO - 43.26-43.76, FeO - 6.43-5.91, CaO - 0.05-0.31, CO<sub>2</sub> - 49.80-50.70, сумма – 99.54–100.36), реже – доломитом (mac. %: CaO – 29.93, MgO – 21.15, FeO – 1.63, CO<sub>2</sub> – 47.30, сумма – 100.01). Листвениты содержат вкрапленность пирита и халькопирита и иногда самородное золото в кварцевых прожилках, на контактах кварцевых прожилков с лиственитами и в сульфидах (рис. 9б). Тонкочешуйчатые сростки ярко-зеленого фуксита с содержанием  $Cr_2O_3$  от 2 до 10 мас. % (табл. 2) образуют линзовидные и полосчатые агрегаты в породе. Повышенные содержания хрома характерны для фуксита, замещающего хромит.

Под микроскопом в лиственитах обнаруживаются раздробленные кристаллы и зерна хромита, которые замещены фукситом по краям и по трещинам (рис. 6в-е). Состав хромитов из лиственитов сильно варьирует по сравнению с таковым из серпентинитов: в них существенно повышены содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 19.59 мас. %), понижены – MgO (до 1.38 мас. %), появляется цинк (0.07–0.63 мас. % ZnO) (см. табл. 1). По расчетным данным, содержание трехвалентного железа становится минимальным, снижаются хромистость и магнезиальность (см. табл. 1). По составу хромшпинелиды из лиственитов соответствуют хромиту и алюмохромиту (см. рис. 7).

Березиты в центральной части месторождения образуют крупное тело длиной до 450 м, шириной 50-150 м и глубиной до 34 м (неопубликованные данные Н.И. Бородаевского и др., 1946 г.), развитое по метадолеритам, на контакте с дайкой гранитов. Более мелкие линзовидные тела березитов в центральной и южной частях месторождения развиваются и по плагиоклазовым метабазальтам (см. рис. 4, рис. 96-г). Термин "березит" происходит от названия Березовского золоторудного месторожде-

Таблица 2. Состав хромсодержащего мусковита из лиственитов, мас. %

Table	2. Composi	tion of Cr-	bearing 1	nuscovit	e from li	stvenites	s, wt %						
№ п.п.	№ обр.	№ ан.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Сумма
1	Лен91-1	22184h	48.44	29.54	10.31	2.33	3.02	1.94	0.3	0.15	_	_	95.92
2		22184i	46.26	28.52	10.46	2.33	3.81	1.95	0.45	0.09	-	-	94.14
3		22184j	47.85	29.45	10.81	2.33	2.61	1.75	0.46	0.05	-	-	95.16
		Среднее	47.52	29.17	10.53	2.33	3.15	1.88	0.40	0.10	-	-	95.07
	$(K_{0.91}Na_{0.05})_{0.96}(Al_{1.55}Cr_{0.17}Fe_{0.10}Mg_{0.01})_{1.83}(Al_{0.78}Si_{3.22}O_{10})(OH)_2$												
4	Лен91-1-1	22184e	48.04	27.23	10.16	2.37	3.94	2.51	0.38	0.21	0.02	_	94.88
5		22184f	45.92	24.58	10.71	1.92	8.49	3.14	0.00	0.22	0.02	-	94.99
6		22184g	48.84	27.59	10.26	2.39	4.75	2.22	0.2	0.15	0.00	-	96.4
		Среднее	47.60	26.47	10.38	2.23	5.73	2.62	0.19	0.19	0.01	-	95.42
			(K <sub>0.91</sub>	$Na_{0.02})_{0.93}$	$(Al_{1.38}Cr$	$_{0.31}$ Fe $_{0.15}$ N	$(Mg_{0.01})_{1.85}$	$(Al_{0.75}Si_3)$	$_{25}O_{10})(O)$	$H)_2$			
7	Лен91-2	22185j	47.23	26.65	10.48	2.27	6.09	2.44	0.44	0.11	0.00	-	95.72
8		22185k	46.24	24.97	10.47	2.11	9.47	1.95	0.00	0.1	0.03	-	95.33
9		221851	45.53	23.95	10.81	2.09	11.79	1.19	0.23	0.07	0.06	-	95.71
		Среднее	46.33	25.19	10.59	2.16	9.12	1.86	0.22	0.09	0.03	-	95.59
			(K <sub>0.93</sub>	$Na_{0.03})_{0.96}$	$(Al_{1.23}Cr$	$_{0.50}$ Fe $_{0.10}$ N	$(Mg_{0.01})_{1.84}$	$(Al_{0.81}Si_3)$	$_{19}O_{10})(OI$	$H)_2$			
10	Лен91-2-1	22185d	46.05	25.91	10.51	2.06	6.96	2.67	0.19	0.21	0.00	_	94.55
11		22185e	45.98	23.4	10.6	1.28	9.52	4.6	0.12	0.2	0.11	_	95.83
		Среднее	46.02	24.66	10.56	1.67	8.24	3.64	0.16	0.21	0.06	-	95.19
			$(K_{0.94})$	$Na_{0.02})_{0.96}$	$(Al_{1.23}Cr$	$_{0.45}$ Fe $_{0.21}$ N	$(Mg_{0.01})_{1.90}$	$(Al_{0.79}Si_3)$	.21O10)(Ol	H) <sub>2</sub>			
12	Лен10	22186g	48.79	27.86	11.26	3.94	2.62	0.88	0.31	_	0.09	-	95.74
13		22186d	48.89	26.42	10.53	4.48	3.30	1.15	0.10	0.23	0.02	-	95.12
14		22186e	48.68	26.07	11.08	3.75	3.87	1.32	0.06	0.12	-	0.02	94.98
15		22186f	48.83	26.52	10.67	4.43	3.88	1.19	0.18	0.19	0.08	0.00	95.97
		Среднее	48.80	26.34	10.76	4.22	3.68	1.22	0.11	0.18	0.03	0.01	95.36
	$(K_{0.93}Na_{0.01})_{0.94}(Al_{1.39}Cr_{0.20}Fe_{0.07}Mg_{0.02})_{1.68}(Al_{0.70}Si_{3.30}O_{10})(OH)_{2}$												

Примечание. Формулы рассчитаны для средних содержаний по зарядам.

Note. The formulas are recalculated to average contents by charges.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

ния на Среднем Урале, где березиты являются результатом изменения кислых пород (гранитов) [Сазонов и др., 2001]. В последние годы этот термин был существенно расширен, и к березитам в настоящее время относятся породы, состоящие из кварца, серицита, анкерита и пирита, которые являются результатом низкотемпературных метасоматических изменений как интрузивных (включая, средние и основные породы), так и осадочных пород [Zharikov et al., 2007]. Березитизация основных вулканитов описана также на Ганеевском золоторудном месторождении в Учалинском районе [Belogub et al., 2017].

Березиты Мечниковского месторождения представлены однородными мелкозернистыми породами светло-коричневого цвета, состоящими главным образом из серицита, кварца, пирита и альбита при подчиненном развитии доломита, эпидота, хлорита и актинолита. В породе нередко сохраняются реликты лейст плагиоклаза либо их очертания. Альбит вместе с кварцем и карбонатом иногда слагает прожилки мощностью до 1 см. Пирит образует многочисленную вкрапленность кристаллов размером до 1 мм с включениями золота. По неопубликованным данным К.Ю. Квокова и др. (1944 г.), содержание золота в березитах достигает 20 г/т на верхних горизонтах месторождения и падает до 2 г/т на нижних. В центральной и северной частях месторождения породы рассечены крупными жилами кварца мощностью до 1.5 м длиной до 120 м с содержанием золота 1.2–5.9 г/т.

Углеродистые сланцы. Коренные выходы этих пород в процессе картирования на поверхности не обнаружены. Однако их многочисленные образцы найдены в северо-западной части самого крупного карьера месторождения, который вскрывает контакт вулканогенной и ультрамафитовой пластин, что, вероятно, указывает на залегание углеродистых сланцев вблизи тектонического контакта (см. рис. 4). Сланцы представляют собой темно-серую породу полосчатой текстуры, которая подчеркнута тончайшими (0.1 мм) параллельными друг другу просечками углеродистого вещества, присутствующего также в виде неясных пятен в основной массе породы (см. рис. 9е). Микроскопически это кварцхлорит-карбонат-серицитовые породы, где основная масса сложена тонкочешуйчатым серицитом, тонкозернистым кварцем и пятнистыми агрегатами карбоната. Хлорит совместно с серицитом образует линзовидные агрегаты. Породы рассечены субсогласными карбонат-кварцевыми прожилками мощностью около 1.5 мм, в зальбандах которых находятся мелкие кристаллы альбита. Сланцы содержат многочисленную вкрапленность кристаллов пирита размером до 1 мм с включениями золота.

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Химический состав вмещающих и золотоносных пород Мечниковского месторождения приве-

ден в табл. 3. Для удобства сравнения содержания элементов-примесей в породах величины >1000, 1000–100, <100 г/т приняты как высокие, повышенные и низкие соответственно.

Серпентиниты характеризуются высокими содержаниями MgO (38.19 мас. %, здесь и далее по тексту приведены медианные значения содержаний) и потерь при прокаливании (12.10 мас. %), умеренными содержаниями суммарного FeO (8.42 мас. %), низкими – щелочей,  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  (менее 1 мас. %) (см. табл. 3), а также низким показателем железистости (2Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO/2Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MgO = 0.10). Из элементов-примесей отмечаются высокие содержания Ni (2179 г/т), повышенные – Cr (816 г/т), Mn (557 г/т) и As (255 г/т). Кобальт характеризуется низкими содержаниями (83 г/т), хотя они выше таковых в мафических породах более чем в 4 раза (см. табл. 3). Низкие содержания также характерны для V, Sr и Ba; содержания остальных элементов, включая редкоземельные (РЗЭ), составляют менее 1 г/т (см. табл. 3).

Суммарное содержание РЗЭ в серпентинитах (2.79–3.74 г/т) слегка превышает хондритовые значения (2.56 г/т) [Sun, McDonough, 1989]. Один анализ демонстрирует ультранизкие содержания La. В распределении РЗЭ наблюдается уменьшение содержаний от легких к тяжелым РЗЭ и положительные Еи аномалии (в одному случае – слабая) (рис. 10а). Появление положительной Еи аномалии связано с отсутствием плагиоклаза в породах [Sun, Nesbitt, 1978]. Появление в одном случае положительной Er аномалии отражает различие на два порядка в содержаниях Er в двух анализах, приэтом оба значения в целом типичны для ультрамафитовых пород [Савельев и др., 2008]. Сравнение распределения РЗЭ в изученных серпентинитах и серпентинитах ближайших гипербазитовых массивов Главного Уральского разлома [Савельев и др., 2008] показало, что нормированные содержания РЗЭ укладываются в диапазон разброса таковых для серпентинитов Сугомакского, Таловского и Абзаковского массивов. В то же время для этих массивов характерен тренд преобладания тяжелых РЗЭ над легкими и средними, тогда как для серпентинитов Мечниковского месторождения свойственно уменьшение содержаний РЗЭ от средних к тяжелым (см. рис. 10а).

*Листвениты* характеризуются пониженными содержаниями  $SiO_2$  и суммарного железа и повышенными содержаниями MgO и потерь при прокаливании за счет присутствия карбонатов (см. табл. 3). Из элементов-примесей в них также уменьшаются концентрации Ti, Co и Ni; практически остаются неизменными содержания V, Cr, As, Sr и увеличиваются содержания Mn и Ba (см. табл. 3). Высокие содержания MgO, Ni и Cr указывают на образование лиственитов по ультрамафитовым породам. Суммарное содержание P3Э



**Рис. 10.** Спектры распределения медианных содержаний РЗЭ в серпентинитах, вулканитах, гранитах, лиственитах и березитах (а–в) и медианных содержаний редких элементов в гранитах Мечниковского месторождения (г).

Составы РЗЭ нормированы по составам С1-хондрита и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]; состав редких элементов нормирован по составу базальта типа NMORB [Anderson, 1989] и [Sun, McDonough, 1989] (содержания Hf и Li). Спектры РЗЭ серпентинитов Таловского, Абзаковского и Сугомакского массивов построены по данным [Савельев и др., 2008]. Спектр РЗЭ базальтов ирендыкской свиты построен по данным [Маслов, Салихов, 2015]. Спектры РЗЭ и редких элементов гранитов построены по данным [Ферштатер, 2001]: островодужные гранитоиды – табл. 3, ан. № 3 (Северо-Хабарнинский массив), 6 (Кемпирсайский массив), 7, 8 (Северо-Баночный массив), 10 (г. Сутук), 13 (г. Юрьев Камень); окраинно-континентальные надсубдукционные гранитоиды: Челябинский массив – табл. 4, ан. № 4, 8, 9; гранитоиды, связанные с континентальными дуговыми структурами: Сыростанский массив – табл. 5, ан. № 10, 12. Содержания Ті в расчетах – данные силикатного анализа в мас. %, переведенные в г/т.

**Fig. 10.** Patterns of median REE contents of serpentinites, volcanic rocks, granites, listvenites, and beresites and pattern of median trace element content of granites of the Mechnikovskoe deposit.

The REE contents are normalized on composition of C1-chondrite and primitive mantle after [Sun, McDonough, 1989]; contents of trace elements are normalized on NMORB after [Anderson, 1989] and [Sun, McDonough, 1989] (Hf and Li contents). The REE pattern of basalts of Irendyk Formation are plotted after [Maslov, Salikhov, 2015]. The REE patterns of serpentinites of the Talovsky, Abzakovo, and Sugomak massifs are plotted after [Savel'ev et al., 2008]. The REE and trace element patterns of granites are plotted after [Fershtater, 2001]: island-arc granites – Table 3, analyses nos. 3 (North Khabarny massif), 6 (Kempirsay massif), 7, 8 (North Banochny massif); 10 (Mt. Sutuk), 13 (Mt. Yur'ev Kamen'); marginal continental suprasubduction granites: Chelyabinsk pluton – Table 4, analyses nos. 4, 8, 9; granites related to the continental arc structures: Syrostan pluton – Table 5, analyses nos. 10, 12. The Ti contents in calculations – data of chemical analyses in wt % recalculated to ppm.

(2.41 г/т) слегка понижено по отношению к серпентинитам. Спектры распределения РЗЭ подобны таковым из серпентинитов, некоторые спектры характеризуются также наличием Ег максимума (см. рис. 10а). Возможно, это обусловлено присутствием обильных карбонатов. В литературе известны примеры карбонатов с Ег максимумами [Копtak, Jackson, 1999; Himmler et al., 2010; Nadeau et al., 2015,]. Карбонатизированные породы Няшевского мафит-ультрамафитового массива Ильменских гор на Южном Урале также характеризуются присутствием Ег максимума [Медведева и др., 2015].

Вулканические породы по содержанию SiO<sub>2</sub> соответствует базальтам и андезибазальтам (см.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Таблица 3. Химический с	состав пород Мечниковского	месторождения
-------------------------	----------------------------	---------------

|--|

Компо-	Плаги	оклазовн	ые метаба	азальты		Метад	олериты			Бер	езиты	
нент	Лен 34	Лен 35	Лен 39	Медиана	Лен 44	Лен 45	Лен 46	Медиана	Лен 76	Лен 79	Лен 92	Медиана
	ļ			,,		мас. %	<u>.</u>	,,,		1		,,,
SiO <sub>2</sub>	52.44	53.69	50.80	52.44	50.94	51.62	52.66	51.62	43.21	58.08	45.38	45.38
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.81	0.81	0.81	0.50	0.45	0.51	0.50	0.43	0.55	0.54	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.43	18.96	19.28	19.28	18.38	15.35	17.60	17.60	13.91	18.96	14.02	14.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.27	3.60	2.40	3.27	5.54	2.91	1.31	2.91	3.88	9.38	5.77	5.77
FeO	3.66	3.59	4.35	3.66	3.41	5.71	6.57	5.71	3.77	0.99	2.33	2.33
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.16	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13
MgO	2.75	2.95	2.94	2.94	6.94	8.76	6.50	6.94	7.63	0.38	5.30	5.30
CaO	4.24	5.10	4.56	4.56	4.37	7.07	4.91	4.91	7.08	0.26	6.53	6.53
Na <sub>2</sub> O	5.48	5.29	4.40	5.29	5.02	4.13	5.20	5.02	0.34	2.96	0.55	0.55
K <sub>2</sub> Ô	3.01	2.11	3.36	3.01	0.23	0.93	0.20	0.23	4.42	3.49	4.52	4.42
H <sub>2</sub> O-	0.14	0.10	0.20	0.14	0.20	0.24	0.18	0.20	0.48	0.64	0.30	0.48
П.п.п.	4.00	2.54	6.04	4.00	4.18	2.58	3.72	3.72	14.34	4.04	14.40	14.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.62	0.59	0.61	0.10	0.10	0.11	0.10	0.07	0.10	< 0.05	< 0.10
Сумма	100.00	99.49	99.86	99.86	99.95	100.01	99.60	99.95	99.68	99.97	99.77	99.77
5						Г/Т					1	
Li	13.0	13.1	19.1	13.10	29.1	26.3	22.7	26.30	8.38	4.54	2.15	4.54
Be	1.36	1.37	1.42	1.37	0.20	0.18	0.34	0.20	1.13	0.28	1.97	1.13
Sc	10.2	10.9	10.5	10.50	36.1	35.1	33.3	35.10	29.2	38.9	29.5	29.50
V	193	194	187	193	215	188	261	215	191	221	278	221
Cr	23.4	34.4	23.9	23.90	317	311	34.0	311	246	324	54.6	246
Co	16.2	18.4	17.8	17.80	27.7	31.0	21.9	27.70	29.1	33.7	23.6	29.10
Ni	14.1	26.1	38.6	26.10	58.9	55.4	25.0	55.40	58.3	77.1	33.5	58.30
Rb	55.5	44.7	60.1	55.50	6.27	2.10	2.67	2.67	70.1	86.4	83.7	83.70
Sr	739	840	680	739.00	192	225	155	192.00	350	95.7	275	275
Y	14.5	15.4	11.7	14.50	8.88	10.7	12.2	10.70	6.88	4.98	4.12	4.98
Zr	77.9	69.3	65.6	69.30	13.8	32.1	27.2	27.20	12.2	9.05	21.1	12.20
Nb	3.42	3.58	0.60	3.42	0.19	1.51	2.85	1.51	0.18	0.12	0.12	0.12
Cs	2.35	1.92	1.36	1.92	0.66	0.07	0.16	0.16	1.35	1.89	1.16	1.35
Ba	760	400	484	484.00	58.2	44.0	683	58.20	386	157	106	157
La	24.0	23.9	12.4	23.90	1.53	1.57	5.40	1.57	0.37	0.88	1.15	0.88
Ce	50.0	50.9	28.7	50.00	3.99	3.87	10.7	3.99	2.57	3.04	4.08	3.04
Pr	6.23	6.44	3.64	6.23	0.61	0.58	1.41	0.61	0.44	0.51	0.60	0.51
Nd	24.6	25.7	15.5	24.60	2.96	2.88	6.12	2.96	2.06	2.71	2.54	2.54
Sm	4.82	4.97	3.02	4.82	1.04	0.96	1.62	1.04	0.81	0.85	0.75	0.81
Eu	1.40	1.52	0.93	1.40	0.41	0.33	0.49	0.41	0.33	0.32	0.26	0.32
Gd	4.06	4.08	2.85	4.06	1.47	1.37	1.88	1.47	1.01	0.96	0.87	0.96
Tb	0.55	0.56	0.39	0.55	0.23	0.24	0.31	0.24	0.18	0.14	0.11	0.14
Dy	2.79	2.99	2.24	2.79	1.59	1.79	2.10	1.79	1.14	0.89	0.82	0.89
Ho	0.54	0.56	0.45	0.54	0.34	0.40	0.44	0.40	0.25	0.18	0.16	0.18
Er	1.50	1.54	1.27	1.50	1.08	1.26	2.90	1.26	0.84	0.51	0.49	0.51
Tm	0.21	0.23	0.18	0.21	0.15	0.19	0.19	0.19	0.12	0.08	0.08	0.08
Yb	1.37	1.33	1.16	1.33	1.05	1.30	1.27	1.27	0.80	0.55	0.57	0.57
Lu	0.20	0.19	0.17	0.19	0.15	0.17	0.17	0.17	0.13	0.08	0.08	0.08
Hf	2.12	1.84	1.56	1.84	0.44	0.83	0.86	0.83	0.36	0.24	0.60	0.36
Pb	12.8	11.0	8.62	11.00	0.67	38.7	12.5	12.50	4.34	2.82	5.38	4.34

табл. 3). Плагиоклазовые метабазальты (далее – базальты), по сравнению с метадолеритами (далее – долеритами), содержат больше SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и суммы щелочей (за счет вторичных изменений), тогда как долериты характеризуются повышенными содержаниями суммарного железа и MgO по сравнению с базальтами. Содержание элементовпримесей в базальтах и долеритах различается. Базальты характеризуются повышенными (для некоторых элементов – существенно) содержаниями Rb, Sr, Zr и Ba по отношению к долеритам (см. табл. 3, рис. 10б). Долериты, в свою очередь, содержат повышенные количества Li, Sc, Cr, Co и Ni (см. табл. 3). На дискриминационных диаграммах Y–Zr и TiO<sub>2</sub>–Zr положение фигуративных точек исследованных вулканических пород также различается,

# Таблица 3. Окончание

# Table 3. Ending

Компо-		Гранить	J	Ce	ерпентин	ИТЫ	Талькит		J	Іиствени	ты	
нент	Лен 40а	Лен 42	Медиана	Лен 47	Лен 64	Медиана	Лен 83	Лен-67	Лен 90	Лен 91	Лен 93	Медиана
	1				1	мас. %				1		
SiO <sub>2</sub>	71.32	72.98	72.15	40.30	39.04	39.67	34.18	27.92	28.04	28.90	29.02	28.47
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.22	0.22	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.51	15.53	16.02	0.84	0.54	0.69	0.83	0.68	0.80	0.69	0.40	0.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	1.03	1.03	5.49	6.67	6.08	3.12	1.27	0.77	1.66	0.63	1.02
FeO	0.61	0.54	0.58	2.62	2.06	2.34	3.95	4.07	4.07	4.31	5.03	4.19
MnO	0.02	< 0.01	< 0.02	0.11	0.09	0.10	0.13	0.12	0.07	0.19	0.03	0.10
MgO	0.51	0.75	0.63	37.90	38.47	38.19	34.98	32.95	30.18	28.56	29.51	29.85
CaO	0.20	0.15	0.18	0.30	0.37	0.34	0.76	0.30	1.30	1.91	0.40	0.85
Na <sub>2</sub> O	4.62	2.92	3.77	0.05	0.08	0.07	0.60	0.56	0.05	0.16	0.95	0.36
K <sub>2</sub> Õ	2.97	3.81	3.39	0.03	< 0.01	< 0.03	< 0.01	0.01	0.20	0.24	0.12	0.16
H <sub>2</sub> O-	0.18	0.16	0.17	0.38	0.30	0.34	0.26	0.29	0.80	0.26	0.46	0.38
П.п.п.	1.48	1.76	1.62	11.86	12.33	12.10	21.04	31.88	33.74	33.06	33.42	33.24
$P_2O_5$	0.25	0.14	0.20	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.06	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Сумма	99.91	99.99	99.95	99.93	99.95	99.94	99.91	100.05	100.02	99.94	99.97	100
						г/т						
Li	2.43	3.40	2.92	3.30	1.20	2.25	2.53	2.42	8.49	1.94	0.28	2.18
Be	2.14	2.37	2.26	0.086	0.02	0.05	0.04	0.08	0.20	0.15	0.09	0.12
Sc	2.20	2.27	2.24	6.12	4.92	5.52	5.84	4.88	4.40	3.79	3.87	4.14
V	34.3	56.5	45.40	17.2	19.5	18.35	15.2	37.4	19.6	19.5	13.5	19.55
Cr	6.46	6.81	6.64	707	924	815.5	1075	920	1311	857	726	888.5
Co	2.45	2.15	2.30	84.3	82.2	83.25	79.8	55.7	58.9	63.8	64.2	61.35
Ni	10.1	1.90	6.00	2316	2042	2179	1896	1175	1169	1462	1684	1318.5
Rb	56.3	73.5	64.90	0.71	0.15	0.43	1.04	2.59	7.89	5.30	2.61	3.96
Sr	351	94.4	222.7	42.7	55.4	49.05	72.9	17.9	92.4	60.8	33.0	46.90
Y	2.81	2.32	2.57	0.58	1.02	0.80	0.51	0.67	0.47	2.05	0.50	0.59
Zr	68.3	60.2	64.25	4.28	2.68	3.48	12.3	2.44	4.98	10.4	0.98	3.71
Nb	0.77	1.06	0.92	0.07	0.19	0.13	1.20	3.16	0.07	0.18	0.03	0.12
Cs	1.50	1.67	1.59	0.07	< 0.002	< 0.07	< 0.07	0.05	0.20	0.11	0.08	0.09
Ba	472	543	507.5	14.0	72.3	43.15	22.3	75.7	202	800	19.1	138.85
La	6.40	8.53	7.47	1.05	< 0.01	<1.05	0.05	0.44	< 0.01	< 0.01	0.74	< 0.74
Ce	12.8	16.6	14.70	1.35	0.88	1.12	0.76	2.49	0.25	0.76	0.74	0.75
Pr	1.51	1.83	1.67	0.18	0.18	0.18	0.08	0.26	0.04	0.10	0.09	0.10
Nd	5.28	6.72	6.00	0.63	0.75	0.69	0.37	0.92	0.14	0.55	0.32	0.44
Sm	1.06	1.18	1.12	0.13	0.15	0.14	0.07	0.17	0.05	0.15	0.06	0.11
Eu	0.34	0.37	0.36	0.05	0.08	0.07	0.03	0.07	0.03	0.08	0.02	0.05
Gd	0.83	0.92	0.88	0.14	0.15	0.15	0.09	0.15	0.05	0.21	0.07	0.11
Tb	0.11	0.10	0.10	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.002	0.01
Dy	0.50	0.43	0.47	0.08	0.12	0.10	0.06	0.10	0.06	0.27	0.02	0.08
Ho	0.09	0.08	0.09	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01	0.02
Er	0.70	0.21	0.46	0.05	0.34	0.19	0.06	0.09	0.03	1.96	0.08	0.09
Tm	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.004	0.01
Yb	0.20	0.19	0.20	0.05	0.08	0.07	0.05	0.08	0.05	0.19	0.04	0.06
Lu	0.02	0.02	0.02	0.004	0.01	0.01	0.004	0.01	0.002	0.02	0.003	0.01
Hf	2.00	1.75	1.88	0.04	0.01	0.03	0.22	0.01	0.07	0.18	< 0.002	< 0.18
Pb	10.8	15.3	13.05	0.92	0.43	0.68	6.72	12.8	1.90	2.00	3.33	2.67

однако в целом оно укладывается в поле распространения фигуративных точек вулканитов ирендыкской свиты (рис. 11).

Содержания РЗЭ в базальтах и долеритах также различаются: их суммарное количество в базальтах (122 г/т) в семь раз превышает таковое в долеритах (17 г/т). По La отношению порода/хондрит (среднее 101) и существенному обогащению ЛРЗЭ по отношению к хондритовому уровню (см. рис. 10б) изученные базальты сопоставимы с вулканитами ирендыкской свиты [Серавкин и др., 2003]. Это свидетельствует об их известковощелочной тенденции, также подтверждающейся преобладанием суммарного железа над магнием и повышенными содержаниями глинозема. В долеритах La отношение порода/хондрит существен-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

*Мелекесцева и др. Melekestseva et al.* 



**Рис. 11.** Диаграммы Y–Zr и TiO<sub>2</sub>–Zr для вмещающих вулканических пород Мечниковского месторождения в сравнении с данными по вулканитам ирендыкской свиты [Серавкин и др., 2003; Маслов, Салихов, 2015].

**Fig. 11.** Y–Zr and  $TiO_2$ –Zr diagrams for the host volcanic rocks of the Mechnikovskoe deposit in comparison with data on volcanic rocks of the Irendyk Formation after [Seravkin et al., 2003; Maslov, Salikhov, 2015].

но ниже (среднее 12), однако спектр распределения РЗЭ находится в пределах такового вулканитов ирендыкской свиты (см. рис. 10б).

Обе разновидности вулканогенных пород характеризуются близкими значениями содержаний Ве, V, Y, Nb и Cs. Несмотря на различия в содержании некоторых элементов-примесей и РЗЭ, низкие содержания Nb (до 5 г/т) и в базальтах, и в долеритах свидетельствуют об островодужной обстановке их формирования [Короновский, Демина, 2011].

Березиты характеризуются варьирующими (от 43.21 до 58.08 мас. %) содержаниями SiO<sub>2</sub>, но в целом пониженными (медианное значение 45.38 мас. %) по сравнению с базальтами и долеритами (см. табл. 3). Из главных оксидов в березитах понижены содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  и повышены CaO и  $K_2O$  за счет присутствия многочисленных карбонатов и серицита. Содержания многих элементов-примесей и P3Э понижены по сравнению с исходными вулканитами (см. табл. 3, рис. 10б). В то же время содержания Sc, V, Cr, Co и Ni сопоставимы с таковыми в базальтах и долеритах, что вместе с низким SiO<sub>2</sub> подтверждает образование березитов по основным породам.

Граниты из дайки (SiO<sub>2</sub> – 72.15 мас. %) (см. табл. 3) характеризуются относительно невысоким содержанием элементов-примесей, за исключением повышенных Sr и Ba. Распределение РЗЭ и редких элементов имеет свои особенности по сравнению с гранитоидами, образовавшимися в различных геодинамических условиях. Так, общий наклон спектра РЗЭ с понижением нормированных содержаний (далее – содержаний) от тяжелых РЗЭ к легким сходен с таковым, характерным для окраинноконтинентальных надсубдукционных гранитоидов (например, Челябинский массив, 360 млн лет) или гранитоидов, связанных с континентальными дуговыми структурами (например, Сыростанский массив, 335 млн лет) [Ферштатер, 2001]. Однако суммарное содержание РЗЭ в изученных породах (33.54 г/т) ниже, чем в гранитоидах Челябинского (145.78 г/т) или Сыростанского (92.71 г/т) массивов [Ферштатер, 2001]. В спектре РЗЭ наблюдается крайне слабая положительная Еu аномалия, тогда как для других разновидностей гранитов характерны отрицательные Eu аномалии (см. рис. 10в).

Картина спектров распределения редких элементов также неоднозначна. Дайка гранитов Мечниковского месторождения характеризуется самыми низкими содержаниями Та, Nb и Sr по сравнению с гранитами различных геодинамических обстановок (см. рис. 10г). По уровню содержаний Li, V, Cr, Sr и U граниты Мечниковского месторождения сопоставимы с островодужными разностями. Уровень содержаний Ті и Со в гранитах близок к таковому в окраинно-континентальных надсубдукционных (Челябинский массив), связанных с континентальными дуговыми структурами (Сыростанский массив), в коллизионных гранитах (Варламовский и Джабыкский массивы) и гранитах, ассоциированных с некоторыми офиолитовыми массивами (Северо-Хабарнинский, Кемпирсайский, Северо-Баночный) [Ферштатер, 2001]. Содержания Rb в гранитах Мечниковского месторождения занимают промежуточное положение между таковыми в коллизионных и окраинно-континентальных надсубдукционных гранитах и в остальных типах. В отличие от гранитоидов, ассоциированных с офиолитовыми комплексами, и островодужных гранитов [Ферштатер, 2001, табл. 3], содержания Y в гранитах Мечниковского месторождения и Челябинского, Сыростанского, Варламовского и Джабыкского массивов показывают четкую отрицательную аномалию. В то же время граниты Мечниковского месторождения характеризуются Zr максимумом, который не характерен для других разновидностей гранитов (см. рис. 10г).

На первый взгляд, позиция дайки гранитов может вызвать предположение о ее коллизионной природе, поскольку она залегает согласно с общим простиранием Главного Уральского разлома. Однако геохимические показатели, а именно уровни содержаний Li, Rb, Nb, Cs, Ba, Ta и Th, несопоставимы с таковыми в коллизионных гранитах (см. рис. 10г). Косвенно их происхождение, не связанное с процессом коллизии, подтверждается тем, что в пределах месторождения и его окрестностей (см. рис. 2) граниты рассекают породы ирендыкской свиты и не проникают в соседние серпентиниты. Интенсивная метасоматическая проработка гранитов и образование многочисленных метакристаллов пирита, подобных тем, которые встречаются в лиственитах и березитах, также косвенно свидетельствуют о том, что рудный процесс происходил в уже сложившейся геологической структуре. Вероятно, метасоматические преобразования ответственны за изменение химического состава гранитов, вследствие чего они утратили полное сходство с островодужными гранитами.

# РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПОРОД

Главным рудным минералом является *пирит*, который образует кристаллы размером от долей до 1-3 мм и их сростки, а также прожилковидные агрегаты в лиственитах, березитах, углеродистых сланцах, кварцевых жилах и гранитах. В лиственитах и углеродистых сланцах кристаллы пирита часто расположены линейно вдоль полосчатости. В лиственитах, кварцевых жилах и березитах пирит часто полностью окислен, тогда как в углеродистых сланцах он не претерпел изменений (рис. 12а). Пирит содержит включения халькопирита, галенита, блеклых руд, минералов золота и серебра, нерудных минералов (карбонатов, серицита, кварца) (рис. 126). Пирит с включениями золота, петцита и галенита из лиственитов характеризуется примесью Ni до 6.8 мас. %, а пирит из углеродистых сланцев содержит больше Со (до 3.46 мас. %), а также Cu, As и Ni (табл. 4).

К акцессорным рудным минералам относятся халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, пирротин, кубанит, ваэсит, мелонит, вторичные сульфиды меди, барит, рутил, монацит, ксенотим.

Халькопирит и блеклые руды встречаются в виде ксеноморфных включений и гипидиоморфных кристаллов (часто в сростках друг с другом) размером от первых до 100 мкм в крупнокристаллическом пирите и нерудном матриксе (рис. 12б, в). Блеклые руды представлены тетраэдритом (As – 3.15–7.20, Ag – 0.16–0.31 мас. %) и теннантитом (Sb - 0.62-2.08, Ag - 0.01-0.19 мас. %) (см. табл. 4). В срастаниях с мелкими (≈10 мкм) кристаллами пирита обнаружен кубанит. Галенит, сфалерит и пирротин встречаются чаще в пирите и реже в кварце в виде включений изометричной и угловатой формы размером 10–15 мкм и удлиненно-изогнутой морфологии до 50 мкм (рис. 12г). Овальные зерна ваэси*та* размером 6 × 4 мкм рассеяны в кварце. Минерал характеризуется примесями Fe (3.44 мас. %) и Co (1.48 мас. %) (см. табл. 4). *Мелонит* обнаружен в виде включений субизометричной сглаженно-угловатой морфологии размером 10-30 мкм или в сростках с золотом в неокисленных кристаллах пирита из кварцевых жил в лиственитах (рис. 12д). Он содержит небольшую примесь Со (0.12-0.15 мас. %) (см. табл. 4).

Угловатые трещиноватые зерна монацита-(Ce) (мас. %: Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 30.06, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14.47, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12.36, ThO<sub>2</sub> – 5.31, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.38, SiO<sub>2</sub> – 1.88, CaO – 0.78, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 28.46, сумма 97.72) и ксенотима (определен по ЭДС спектру) размером до 10 мкм найдены в основной массе углеродистых сланцев и в кристаллах пирита. Включения рутила изогнутой морфологии размером до 50 мкм в большом количестве находятся в матрице сланцев и кристаллах пирита. Редкие зерна барита обнаружены в основной массе лиственитов. Вторичные сульфиды меди замещают халькопирит и блеклые руды по трещинам и краям (см. рис. 12в). Иногда в них фиксируются примеси Fe и Ag (см. табл. 4).

Минералы благородных металлов были найдены в лиственитах и кварцевых жилах в них, березитах и углеродистых сланцах. В лиственитах с карбонат-кварцевыми жилами обнаружены самородное золото, петцит, штютцит и йодаргирит.

Золото находится как в основной массе породы, так и в карбонат-кварцевых жилах и прожилках. Оно образует крупные (0.5–0.75 мм, реже 1 мм) зерна удлиненно-изогнутой формы с гладкой или ямчато-бугорчатой поверхностью и микроскопические (10–200 мкм) зерна чаще всего с кристаллическими очертаниями (см. рис. 12е). Зерна находятся в трещинах кварцевых агрегатов, на контакте кварца и карбонатов, в окисленных и полуокисленных кристаллах пирита. В аншлифах установлены изометричные, удлиненно-изогнутые, прожилковидные сечения (см. рис. 12ж). Мелкие кристаллы и зерна золота часто располагаются линейно вдоль полосчатости в окружении мелких кристаллов и зерен халькопирита. Содержания серебра в золоте варь-



Рис. 12. Рудные минералы золотоносных пород Мечниковского месторождения.

а – сростки кристаллов пирита, замещенные колломорфными агрегатами гетита (*Gt*) с включением золота (*Au*), кварцевый (*Q*) прожилок в листвените, обр. Лен-10; б – кристаллы пирита с включениями золота и халькопирита (*Chp*) в углеродистом сланце, обр. Лен-14; в – срастание кристалла пирита (Ру) с ксеноморфным агрегатом тетраэдрита (точки а, b, c,

### Геологическое строение Мечниковского месторождения золота, Южный Урал Geological structure of the Mechnikovskoe gold deposit the Southern Urals

e), замещающимся ковеллином (точки f, g, h), обр. Лен-10; г – включения петцита (точки c, e) и галенита (точка d) в Niсодержащем пирите (точки g, f) в листвените, обр. Лен-10; д – включения мелонита (точки i, h, g, f) и золота (точки d, e) в пирите из лиственитов, обр. Лен-10; e) агрегат золота в листвените, обр. Лен-3; ж – агрегаты золота в пирите из лиственитов, обр. Лен-9; з – зерна золота в гетитовом агрегате, заместившем кристалл пирита из березита, обр. Лен-84. Фото а, б – отраженный свет, в–з – СЭМ.

Fig. 12. Ore minerals of gold-bearing rocks of the Mechnikovskoe deposit.

a – intergrowths of pyrite crystals replaced by colloform goethite aggregates (*Gt*) with inclusions of gold (*Au*), quartz (*Q*) veinlet in listvenite, sample Len-10;  $\delta$  – pyrite (*Py*) crystals with inclusions of gold and chalcopyrite (*Chp*) in carbonaceous shale, sample Len-14; B – intergrowth of pyrite crystal with anhedral tetrahedrite aggregate (points a, b, c, e), which are replaced by covellite (points, g, h), sample Len-10;  $\Gamma$  – inclusions of petzite (point c, e) and galena (point d) in Ni-bearing pyrite (points g, f) in listvenite, sample Len-10;  $\pi$  – inclusions of melonite (points i, h, g, f) and gold (point d, e) in pyrite from listvenites, sample Len-10; e – aggregate of gold in listvenite, sample Len-3;  $\pi$  – aggregates of gold in pyrite from listvenites, sample Len-9; 3 – gold grains in goethite aggregate, which replaced pyrite crystal from beresite, sample Len-84. Photos a,  $\delta$  – reflected light, B–3 – SEM.

Таблица 4. Состав рудных минералов Мечниковского месторождения, мас. %

Table 4. Composition of ore minerals of the Mechnikovskoe deposit, wt %

№ п.п.	№ обр.	№ ан.	Fe	Со	Ni	Pb	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Те	S	Сумма
					Π	ирит (Ге	e <sub>0.92</sub> Ni <sub>0.09</sub>	$)_{1.01}S_{2.00}$						
1	Лен 9-2	18158f	39.76		6.80								52.86	99.42
2		18158g	44.91		1.56								53.29	99.76
				Пир	оит (Fe <sub>0.9</sub>	00C00.05N	i <sub>0.02</sub> Cu <sub>0.0</sub>	$(S_{0.9})_{0.98}$	$_{4}As_{0.06})_{2.}$	00				
3	Лен-15	18156d	39.62	3.46	0.60		1.32		3.59				51.27	99.87
4		18156e	41.39	1.60	1.45		0.23		3.53				51.23	99.42
					Ваэс	ит (Ni <sub>0.8</sub>	5Fe <sub>0.07</sub> Co	$(0.03)_{0.95}S_2$	2.00					
5	Лен 9-1	18159a	3.44	1.48	41.45								53.11	99.48
						Гален	ит Pb <sub>1.00</sub>	S <sub>1.00</sub>						
6	Лен 9-2	18158d				86.74							12.85	99.59
7	Лен 10-1	18154e				85.37							14.17	99.55
			Т	етраэдр	ит (Cu <sub>10</sub>	$_{.18}$ Zn <sub>1.27</sub> F	$e_{0.99}Ag_{0.}$	$_{04})_{12.12}(S)$	$b_{3.12}As_{0.9}$	$_{9})_{4.11}S_{13}$				
8	Лен 10-2	18153a	2.09				38.57	5.14	3.50	0.29	25.10		25.20	99.90
9		18153b	1.92				39.80	5.31	3.15	0.16	24.13		25.31	99.77
10		18153c	2.60				40.32	4.78	7.20	0.31	19.01		25.72	99.94
11		18153d	1.92				38.57	5.20	3.33	0.18	25.14		25.61	99.95
12		18153e	2.13				39.70	4.93	5.41	0.21	22.28		25.09	99.76
			]	Геннант	ит (Cu <sub>9.7</sub>	$_{77}Zn_{1.33}Fe$	$e_{1.00}Ag_{0.0}$	$_{1})_{12.11}(As$	54.10Sb <sub>0.14</sub>	$)_{4.24}S_{13}$				
13	Лен-15	18156a	2.76	0.06			41.40	5.97	20.27	0.19	0.62		27.99	99.25
14		18156b	2.58	0.00			42.20	5.91	19.76	0.06	2.08		27.13	99.72
15		18156c	5.76				39.25	5.28	20.79	0.01	0.62		27.32	99.03
					Су	льфиды	меди С	$u_{1.84}S_{1.00}$						
16	Лен 10-2	18153f	0.00				77.93	0.00	0.00	0.00	0.00		21.89	99.82
17		18153g	0.62				77.88	0.00	0.00	0.29	0.00		21.14	99.92
18		18153h	0.21				78.50	0.00	0.00	0.00	0.00		21.12	99.83
						Мелон	ит Ni <sub>1.02</sub>	$\Gamma e_{2.00}$						
19	Лен 10-1	18154g		0.00	18.84							81.02		99.87
20	Лен 10-2	18152f		0.00	18.99							80.81		99.80
21		18152g		0.12	18.65							80.63		99.41
22		18152h		0.00	18.90							80.74		99.64
23		18152i		0.15	18.77							80.84		99.76

Примечание. Пустая ячейка – элемент не определялся. Образцы: Лен 9-1, Лен 9-2, Лен 10-1, Лен 10-2 – листвениты с кварцевыми жилами, Лен-15 – углеродистый сланец. Средние формулы минералов рассчитаны на один атом (галенит, сульфиды меди), два атома (пирит, ваэсит) и 13 атомов (теннантит и тетраэдрит) серы и два атома теллура (мелонит).

Note. Empty cell – not analyzed. Samples: Len-9-1, Len-9-2, Len-10-1, Len-10-2 – listvenites with quartz veins, Len-15 – carbonaceous shale. The average formulas are recalculated to one atom (galena, Cu sulfides), two atoms (pyrite, vaesite), and 13 atoms (tennantite and tetrahedrite) of S and two atoms of Te (melonite).

ируют от 0.27 до 8.96 мас. % (табл. 5). Помимо серебра, золото содержит Си (0.04–1.83 мас. %) и Нд (0.01–0.48 мас. %). Золото из лиственитов характе-

ризуется наибольшим разбросом пробности (от 880 до 1000‰) и двумя пиками, которые соответствуют интервалам 930–940 и 990–1000‰ (рис. 13).

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

 Таблица 5. Состав минералов золота и серебра Мечниковского месторождения, мас. %

 Table 5. Composition of Au and Ag minerals of the Mechnikovskoe deposit, wt %

№ п.п.	№ обр.	№ зерна	№ ан.	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	BM
				30	олото				
			J	Тиствениты,	$Au_{0.93}Ag_{0.06}C$	Cu <sub>0.01</sub>	I		
1	Лен-3-2	1	18160a	97.72	1.71	0.37	—	99.80	Q
2			18160b	97.99	1.73	0.25	_	99.97	
3		2	18160c	97.87	1.60	0.33	_	99.81	
4		2	18160d	98.11	1.51	0.39	—	100.01	
5			18160e	97.77	1.35	0.55	-	99.67	
6		2	18160f	97.35	1./1	0.52	0.42	100.00	
/		3	18160g	97.86	1.66	0.40	_	99.92	
8			18160h	97.75	1.66	0.41	—	99.82	
9	11.00	29	181601	98.24	1.37	0.45	—	100.06	
10	LI-K2	28	1/593a	99.34	0.56	0.03	_	99.93	
11			1/5936	99.24	0.61	0.07	—	99.94	
12			1/593c	99.27	0.59	0.03	_	99.89	
13			1/593d	99.42	0.34	0.16	_	99.92	
14			1/593e	99.53	0.27	-	—	99.87	
15			1/5931	98.87	0.82	0.04	_	99.73	
16			17593g	99.47	0.44	0.09	—	99.91	D
17	Лен-5-1	4	18157a	96.47	3.04	0.32	-	99.83	$Py_{ok}$
18		5	18157b	96.71	2.78	0.37	0.14	99.99	
19	Лен-9-1	6	18159b	92.77	6.79	_	0.34	99.90	Q
20		7	18159f	93.01	6.28	0.44	0.21	99.95	
21		8	18159g	94.11	5.30	0.47	0.01	99.88	
22		9	18159h	93.10	5.57	0.57	0.28	99.53	
23		10	18159i	93.71	5.67	0.52	0.11	100.01	
24	Лен-9-2	11	18158a	88.42	8.96	1.83	0.48	99.68	Py
25		12	18158b	89.13	8.91	1.62	0.25	99.92	
26		13	18158h	93.88	5.37	0.51	_	99.75	Q
27		14	18158i	93.06	6.26	0.36	0.18	99.85	
28	Лен-74-3/3		22210a	95.01	4.96	_	_	99.97	
	Среднее			96.26	3.14	0.40	0.09		
• •		ŀ	Кварцевые п	рожилки в л	иственитах,	$Au_{0.91}Ag_{0.08}$	Cu <sub>0.01</sub>		-
29	Лен-10-1	15	18154a	94.54	4.25	_	0.98	99.76	$Py_{ok}$
30		16	18154b	94.64	4.79	_	0.47	99.89	
31		17	18154c	94.03	4.46	—	1.39	99.89	
32		18	18154d	94.36	4.98	0.04	0.34	99.73	
33		19	18154f	94.39	4.97	_	0.18	99.55	
34	Лен-10-2	20	18152a	94.50	4.89	0.39	—	99.78	
35			18152b	94.03	5.25	0.32	0.36	99.97	
36			18152c	94.94	4.58	0.29	0.12	99.93	
37		21	18152j	96.11	3.32	0.48	—	99.92	
38			18152k	95.58	3.44	0.45	—	99.47	
39			181521	95.91	3.49	0.43	_	99.84	
40		22	18152d	95.55	3.95	0.46	_	99.95	
41		23	18152e	95.78	3.65	0.36	0.17	99.96	
	Среднее			94.95	4.31	0.25	0.31	99.82	
				Березить	$Au_{0.92}Ag_{0.08}$	3	1		_
42	JIен-84-1	1	22208a	98.14	1.66	—	—	99.80	$Py_{ok}$
43			22208b	90.75	8.95	—	—	99.70	
44			22208c	94.63	5.32	—	—	99.94	
45	Лен-54-2	2	22209a	95.42	4.42	-	-	99.84	
46	Лен-55-2	3	22211a	96.15	3.36	_	—	99.52	
	Среднее			95.02	4.74				

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

# Таблица 5. Окончание

# Table 5. Ending

№ п.п.	№ обр.	№ зерна	№ ан.	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	BM
			Угл	теродистые	сланцы, Аи	$_{89}Ag_{0.10}$			
47	Лен-14	24	18155a	91.05	8.30	0.39	0.32	100.07	Руок
48		25	18155b	91.20	8.34	0.39	_	99.93	_
49		26	18155d	96.31	2.93	0.44	_	99.68	
50			18155c	96.17	3.48	0.28	_	99.93	
51			18155e	96.38	2.79	0.53	_	99.70	
52		27	18155f	90.03	9.24	0.25	0.31	99.83	
	Среднее			93.52	5.85	0.38	0.11		
	-		່ 3	олото из шл	ихов, Au <sub>0 94</sub> 4	$Ag_{0.06}$			
53	L1-1	29	1	94.82	3.64	_	_	98.45	$Py_{ok}$
54			2	97.97	3.44	0.09	_	101.50	
55			3	95.78	3.22	0.10	_	99.09	
56			4	96.27	3.26	0.10	_	99.63	
57			5	97.04	3.73	0.09	_	100.85	
58			6	94.92	3.15	0.07	_	98.15	
59	L1-2	30	1	95.70	2.46	0.07	_	98.23	
60			2	95.89	4.39	_	_	100.24	
61	L1-3	31	1	96.81	2.61	_	_	99.42	
62			2	96.58	3.52	_	_	100.10	
63			3	96.62	3.76	_	_	100.38	
64			4	96.27	3.61	_	_	99.87	
65			5	96.71	2.20	_	_	98.92	
66	L1-4	32	1	96.27	3.61	_	_	99.88	
67			2	94.99	3.58	_	_	98.56	
68			3	98.18	3.46	_	_	101.64	
69			4	96.58	3.52	_	_	100.10	
70			5	95.88	3.96	_	_	99.84	
	Среднее			96.29	3.40	0.03			
№ п.п.	№ обр.	№ зерна	№ ан.	Au	Ag	Cu	Те	Сумма	BM
	-	-	Штютцит	в лиственит	$e_{1,0}^{1}(Ag_{3,0}^{2}Au_{0}^{2})$	$_{0.93}^{1}Cu_{0.12})_{4.07}Te$	e3		
71	Лен-9-1	1	18159c	19.96	35.42	0.84	41.68	97.90	Pv
	I	1	Петци	г в листвени	$_{1}^{\prime}$ te, Ag <sub>3.04</sub> Au <sub>1</sub>	$_{04}Cu_{0.08}Te_{2}$	I	I	
72	Лен-9-1	1	18159d	27.11	40.00	0.51	31.68	99.30	0
731		2	18159e	25.62	41.21	0.46	32.52	99.95	-
742	Лен-9-2	1	18158c	24.59	41.11	0.26	33.30	99.77	
	Среднее			25.77	40.77	0.41	32.50		

Примечание. Анализы 1–52, 71–74 выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с ЭДП (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик В.А. Котляров), 53–70 – на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL-733 JXA (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е.И. Чурин). Прочерк – элемент не обнаружен; <sup>1, 2</sup> – в анализах присутствует 0.14 и 0.52 мас. % Нд соответственно. Формулы минералов рассчитаны по средним составам на сумму металлов, равную 1 (золото), 3 (штютцит) и 2 (петцит) атомов теллура. ВМ – вмещающий минерал: *Q* – кварц, *Ру* – пирит, *Ру*<sub>ок</sub> – окисленный пирит.

Note. Analyses are carried out on a remma-202m SED equipped with EDAX (nos. 1–52 and 71–74, IMin UB RAS, Miass, analyst V.A. Kotlyarov) and on a JEOL-733 JXA microprobe (nos. 53–70, IMin UB RAS, Miass, analyst E.I. Churin). Dash – not found; <sup>1,2</sup> – analyses contain 0.14 and 0.52 wt. % Hg respectively. The formula of minerals are recalculated by average compositions to metal sum of 1 (gold) and to three (stützite) and two (petzite) Te atoms. Host mineral (BM): Q – quartz,  $P_Y$  – pyrite,  $Py_{ox}$  – oxidized pyrite.

В кварцевых жилах в лиственитах золото чаще находится в виде ксеноморфных зерен размером до 50 мкм в полуокисленных кристаллах пирита или на контактах пирита и кварца. Включения золота в пирите образуют срастания с тетраэдритом или мелонитом. Состав золота подобен таковому из основной массы лиственитов (см. табл. 5), пик пробности соответствует интервалу 940–950‰ (см. рис. 13). В золоте из кварцевых жил в лиственитах отмечаются повышенные содержания Нg (среднее 0.31 мас. %) (см. табл. 5).

Петцит образует включения размером до 5 мкм как в основной массе породы, так и в кристаллах пирита и нередко соседствует с включениями гале-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 13. Гистограмма пробности золота Мечниковского месторождения.

Fig. 13. Histogram of fineness of gold of the Mechnikovskoe deposit.

нита в последнем (см. рис. 12г). Минерал содержит примеси Cu (до 0.51 мас. %) и Hg (до 0.52 мас. %) (см. табл. 5). Субизометричное зерно теллурида золота и серебра размером около 2 мкм в поперечнике было найдено в основной кварцевой массе лиственита вблизи зерна золота. Состав минерала наиболее близок к штютциту ( $Ag_{5-x}Te_3$ ) [Чвилева и др., 1988]. В составе минерала отмечена примесь Cu (0.84 мас. %) (см. табл. 5). *Йодаргирит* (определенный по энергодисперсионным спектрам) обнаруживается в агрегатах гетита, которые замещают кристаллы пирита, в виде зерен с неясными очертаниями размером до 10 мкм.

В березитах золото в виде мелких удлиненных угловатых зерен (<10 мкм) найдено в окисленных кристаллах пирита или в трещинах в сростках пирита (рис. 123). Состав золота характеризуется только примесью серебра (1.66–8.95 мас. %), содержания которого сходны с таковыми в золоте из лиственитов, кварцевых жил и углеродистых сланцев (см. табл. 5). Диапазон пробности золота укладывается в интервал пробности золота из лиственитов (см. рис. 13).

В углеродистых сланцах золото найдено в виде мелких включений округлой, овальной или удлиненной морфологии, редко размером до 20 мкм в кристаллах пирита с включениями халькопирита и галенита (см. рис. 126). В составе золота, помимо серебра, также отмечается медь и ртуть, что близко золоту из лиственитов и кварцевых жил (см. табл. 5, рис. 13).

# СРАВНЕНИЕ ЗОЛОТА МЕЧНИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МИАССКОГО РУДНОГО АЙОНА

В 10 км к западу от Мечниковского месторождения, в зоне Главного Уральского разло-

ма, располагаются небольшие месторождения золота Борисовские жилы и Мурашкина Гора (см. рис. 1), входящие в Архангельское золоторудное поле, для которых известны позиция золота в рудах и его химический состав. Месторождение Мурашкина Гора представлено кварцевыми жилами на контакте лиственитов с карбонатными породами [Бородаевский, 1948; Сазонов и др., 2002]. Контакт трассируется дайкой аплитовидных плагиогранитов. Золото на месторождении выделено из протолочек охристых масс висячего контакта главной кварцевой жилы с кремнистослюдистыми сланцами и из талькитов в лежачем боку кварцевой жилы [Артемьев и др., 2013]. В охрах оно содержит 14 мас. % Ag, тогда как в талькитах – 3–4 мас. %, а также 0.8 мас. % Си. На золотинах отмечаются гипергенные каймы с содержанием Аи 98-99 мас. %. На месторождении Борисовские жилы золотоносные листвениты и талькиты контактируют с кварц-серицитовыми сланцами и плагиогранитами. Золотины из протолочек охр на контакте кварцевой жилы со сланцами характеризуются повышенными содержаниями Ад (13-15 мас. %), тогда как золото из талькитов имеет его пониженные концентрации (3-5 мас. %) и содержит 0.6–0.9 мас. % Cu [Артемьев и др., 2014]. Севернее Мечниковского месторождения в зоне Главного Уральского разлома известны золотосодержащие Круглогорское железорудное и Мелентьевское полиметаллическое месторождения (см. рис. 1). Круглогорское месторождение располагается в северном замыкании синформы, в основании которой залегают серпентиниты, и приурочено к северному контакту секущего массива габброидов [Жилин, 2006]. Золото в рудах Круглогорского месторождения характеризуется сильно варьирующими содержаниями Au и Ag (75–94 и 0.8–24.1 мас. % соответственно), низ-



**Рис. 14.** Диаграмма Au–Ag для некоторых золотосодержащих месторождений Главного Уральского разлома. Данные по месторождениям, см. текст.

Справа – минимальные, медианные и максимальные содержания золота и серебра в золоте.

**Fig. 14.** Au–Ag diagrams for gold of some gold-bearing deposits of the Main Uralian Fault. Data on deposits, see text. To the right – minimum, median, and maximum Au and Ag contents in gold.

кими содержаниями Cu (0.2–0.9 мас. %) и высокими – Hg (до 5.7 мас. %) и Pd (1.2 мас. % в единичном случае) [Зайков и др., 2010]. Золото ассоциирует с теллуридами Bi и Pb. На Мелентьевском месторождении, приуроченном к тектонической пластине рассланцованных диабазов карамалыташской свиты [Рожков, Абдрахимов, 1948; Зайков, 1988], золото характеризуется самыми высокими содержаниями Ag (14.23–40.16 мас. %) и локальным присутствием Cu (0.13–4.45 мас. %) и Hg (0.80–3.99 мас. %) [Попова и др., 2005].

Сравнительный анализ золота Мечниковского месторождения с золотом указанных объектов показывает, что оно характеризуется наименьшими содержаниями серебра и их наименьшим разбросом (рис. 14). Золото Мечниковского месторождения по содержанию серебра, наиболее сходно с таковым из месторождения Борисовские жилы. Между тем, в отличие от золота месторождений Мурашкина Гора и Борисовские жилы, в золоте Мечниковского месторождения присутствует небольшое количество Hg (<1 мас. % в большинстве анализов) (см. табл. 5). Высокие содержания Ад и Нд отличают золото Круглогорского и Мелентьевского месторождений от такового из Мечниковского месторождения. Таким образом, в пределах небольшого фрагмента одной коллизионной структуры состав золота широко варьирует, что свидетельствует о различном составе флюида и физикохимических условий процессов, приводящих к его образованию.

# СРАВНЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МЕЧНИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗОЛОТО РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЛИСТВЕНИТАХ

Ранее было показано, что температуры гомогенизации (*T*<sub>г</sub>) первичных флюидных включений в золоторудном кварце Мечниковского месторождения составляют 110-256°С (с поправкой на давление – 207–316°С), давление оценивается в 0.4–0.8 кбар, основными компонентами солевой системы растворов служили NaCl и H<sub>2</sub>O с возможной примесью NaHCO<sub>3</sub> и KCl, а соленость растворов варьирует от 10.6 до 16.7 мас. % NaCl-экв. [Мелекесцева, Юминов, 2015]. Параметры флюидных включений в кварце соседнего месторождения Мурашкина Гора отличаются более низкими Т<sub>г</sub> включений (103-203°С) и более низкой солегностью растворов (4–12.6 мас. % NaCl-экв.) [Артемьев, Анкушева, 2014]. Повышенные Т<sub>г</sub> флюидных включений в золотоносном кварце характерны для золоторудных месторождений в лиственитах Учалинского района: 214-301°С для Алтын-Ташского [Мелекесцева, Юминов, 2015] и 117-373 °С для Ганеевского [Belogub et al., 2017] месторождений. При этом флюидные включения в кварце этих месторождений характеризуются сильно варьирующими значениями солености растворов: 2.2-16.8 мас. % NaCl-экв. для Алтын-Ташского [Мелекесцева, Юминов, 2015] и 2.3–13.6 мас. % NaCl-экв. для Ганеевского [Belogub et al., 2017] месторождений.

Считается, что образование золоторудных месторождений, связанных с лиственитами и березитами, происходило в коллизионную стадию развития Уральского складчатого пояса [Сазонов и др., 2001].

Различные физико-химические параметры флюидных включений в кварце из Мечниковского месторождения и других объектов в лиственитах (Мурашкина Гора, Борисовские жилы, Алтын-Ташское, Ганеевское) отражают локальную картину на каждом из месторождений в момент образования золотого оруденения. К сходным характеристикам условий образования относятся источник флюида и возможный источник металлов на месторождениях в лиственитах. Так, узкий интервал значений  $\delta^{18}$ О в золоторудном кварце Мечниковского, Алтын-Ташского и Ганеевского месторождений (14.7-15.4, 13.2-13.6 и 10.1-12.7‰ соответственно) свидетельствует об отсутствии изотопного обмена между вмещающими породами и флюидами [Goldfarb, Groves, 2015]. Вычисленный изотопный состав воды (5.7-6.4, 4.2-4.6 и 6.0-6.7‰ соответственно) сходен со значениями  $\delta^{18}O_{\rm H_{2}O}$  для раннего кварца Березовского месторождения и попадает в интервал значений, приписываемых магматогенной воде [Бортников, 2006]. Повышенная соленость растворов, законсервированных во включениях, также может свидетельствовать о магматическом вкладе в рудообразование.

Как было подчеркнуто в недавнем обзоре золоторудных месторождений, связанных с лиственитами и березитами, источник золота для таких месторождений остается дискуссионным [Belogub et al., 2017]. Некоторые зарубежные исследователи полагают, что его источником для месторождений в лиственитах могли стать ультраосновные и основные породы, однако этот вариант подразумевает либо переработку огромного объема породной массы, либо дополнительный механизм экстракции и накопления золота. В качестве такового для золоторудных месторождений (Кочкарского, Березовского и др.), связанных с габбро-тоналит-гранодиоритгранитными плутонами Урала (Пластовским, Верхисетским и др.), был предложен многоступенчатый анатексис мантийных габбро и диоритов в надсубдукционной зоне [Ферштатер и др., 2010]. Однако мелкие золоторудные месторождения, такие как Мечниковское, Мурашкина Гора, Борисовские жилы, Алтын-Ташское и Ганеевское в лиственитах и березитах, не ассоциируют с подобного рода плутонами, и данный механизм вряд ли может объяснить формирование золоторудных месторождений, связанных с заложением Главного Уральского разлома в коллизионную стадию [Сазонов и др., 2001]. По данным термодинамического моделирования, переработка как основных, так и ультраосновных пород морской водой также не приводит к отложению минералов золота из охлаждающегося раствора [Melekestseva et al., 2017], что указывает на дополнительный (магматический?) источник золота для достижения концентраций насыщения. Так, магматический вклад в обогащение золотом сульфидных залежей и формирование золоторудных рудопроявлений в различных геодинамических структурах Мирового океана стал в последнее время одной из основных гипотез [Moss, Scott, 2001; Petersen et al., 2002; de Ronde et al., 2011; Grichuk, 2012; Berkenbosch et al., 2012; Melekestseva et al., 2017]. С этой версией согласуются магматогенный источник флюида и высокая соленость флюидных включений.

### выводы

Нашими исследованиями установлено, что структура Мечниковского месторождения представляет собой пакет из двух тектонических пластин, залегающих субвертикально. Тектоническая пластина I образована серпентинитами, карбонатизированными серпентинитами, тальккарбонатными метасоматитами и лиственитами. Чрезвычайно высокая хромистость хромитов из серпентинитов Мечниковского месторождения указывает на островодужную природу гипербазитов и их формирование в основании Западно-Магнитогорской дуги. Тектоническая пластина II представлена вулканогенной толщей ирендыкской свиты, которая состоит из пачки метадолеритов и плагиоклазовых метабазальтов, а также вулканомиктовых метапесчаников, метагравелитов и метабрекчий с прослоями глинистых сланцев и толщей афировых метабазальтов карамалыташской свиты. В центральной части месторождения вулканогенные породы тектонической пластины II прорваны дайкой мелкозернистых гранитов. На основании содержаний Li, Rb, Nb, Cs, Ba, Ta и Th предполагается их островодужное происхождение.

Золотоносные породы месторождения представлены лиственитами, березитами и углеродистыми сланцами. Листвениты Мечниковского месторождения образовались по ультраосновным породам, что подтверждается реликтовыми хромитами, присутствием Cr-содержащего мусковита, низкими содержаниями SiO<sub>2</sub>, высокими содержаниями MgO, Cr и Ni. Березиты Мечниковского месторождения генетически связаны с вулканическими породами основного состава, что подтверждается реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза и химическим составом пород, сопоставимым с плагиоклазовыми метабазальтами и метадолеритами. Обнаружение золота в различных породах месторождения свидетельствует о процессах его отложения после формирования геологической структуры месторождения. Источником золота, возможно, был магматический флюид.

В южной части Миасского рудного района присутствует значительное количество золоторудных месторождений, связанных с гипербазитами. На примере Мечниковского месторождения демонстрируется петрографо-минералогическая и геохимическая модель подобного типа объектов, на основе которой можно подойти к изучению и возможной переоценке перспектив других золотоносных объектов, находящихся в сходной геологической ситуации.

Авторы выражают благодарность Л.Я. Кабановой, Е.В. Белогуб и Н.Р. Аюповой за консультации в ходе исследований, а также рецензенту за внимательное рассмотрение работы и замечания, которые улучшили ее.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы Института минералогии УрО РАН № АААА-А16-11-602101044-0 и частично поддержана проектом президиума УрО РАН № 1511-523.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемьев Д.А., Анкушева Н.Н. (2014) Условия формирования золото-сульфидно-кварцевой минерализации месторождения Мурашкина Гора (Миасский золоторудный район, Южный Урал). Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 142-146.
- Артемьев Д.А., Блинов И.А., Анкушев М.Н. (2013) Самородное золото месторождения лиственитового типа Мурашкина Гора (Южный Урал). Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 183-187.
- Артемьев Д.А., Крайнев Ю.Д., Зайков В.В. (2014) Минералогия золоторудного месторождения Борисовские жилы (Миасский район, Южный Урал). Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 137-142.
- Бородаевский Н.И. (1948) Типы золоторудных месторождений, связанных с ультрамафитовыми породами Миасского и Учалинского районов Южного Урала. 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, с. 316-330.
- Бортников Н.С. (2006) Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах. *Геология рудн. месторожд.*, **48**(1), 3-28.
- Жилин И.В. (2006) Закономерности локализации золота в скарново-магнетитовых рудах Круглогорского месторождения. Сб. науч. статей по материалам научно-практической конференции. Челябинск: Цицеро, 166-171.
- Зайков В.В. (1988) Мелентьевское полиметаллическое месторождение Миасского района. *Материалы к минералогии рудных районов Урала*. Свердловск: УрО РАН СССР, 74-79.

Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы па-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

леоокеанических окраин. М.: Наука, 429 с.

- Зайков В.В., Жилин И.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В. (2010) Самородное золото Круглогорского железорудного месторождения. *Уральская минералогическая школа-2010*. Екатеринбург: УрО РАН, 65-68.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. (2011) Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 234 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонскоэйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Лито сфера*, (4), 24-40.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2006) Петролого-геохимические особенности среднедевонскораннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (1), 3-21.
- Кураев Н. (1929) Геологические исследования лиственитов Миасского района и связанных с ними коренных месторождений золота. Изв. Геол. комитета, вып. 79.
- Маслов В.А., Салихов Д.Н. (2015) К проблеме формирования ирендыкской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Литосфера, (6), 26-35.
- Медведева Е. В., Немов А. Б., Котляров В. А. (2015) Метасоматиты основного и среднего состава из Няшевского серпентинитового массива (Ильменские горы, Южный Урал). *Литосфера*, (6), 53-68.
- Мелекесцева И.Ю., Юминов А. М. (2015)Условия формирования золото-кварцевых жил Мечниковского и Алтын-Ташского месторождений, Южный Урал: результаты термобарогеохимических и изотопных исследований. *Минералогия*, (2), 58-67.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с химическим составом пород ультраосновных интрузивов. Тр. Ин-та Геологических наук. Вып. 108. Сер. рудн. месторожд., 18, 91 с.
- Попова Е.С., Зайков В.В., Мурзин В.В. (2005) Минералы золота и серебра в рудах Мелентьевского золотополиметаллического месторождения. Уральский минералогический сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 146-156.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Рожков И.С., Абдрахимов К.З. (1948) Мелентьевское месторождение. 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 331-341.
- Савельев Д.Е. (2013) Состав акцессорных хромшпинелидов из ультрабазитов Южного Урала как отражение геодинамической обстановки формирования массивов. Вестник Пермского университета. Геология, 18(1), 17-25.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграСервис. 320 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. (2002) Золотое оруденение, сопряженное с альпинотиными гипербазитами (на примере Урала). *Литосфера*, (4), 63-77.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА. 622 с.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные место-

*Мелекесцева и др. Melekestseva et al.* 

рождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.

- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Родичева З.И. (2003) Критерии отличия вулканогенных комплексов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория по геологическим, петрохимическим и геохимическим данным. *Геологический сборник № 3*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 120-129.
- Ферштатер Г.Б. (2001) Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена. *Литосфера*, (1), 62–85.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. (2010) Золотоносные габбро-тоналитгранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции. *Геол. рудн. месторожд.*, **52**(1), 65-84.
- Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. (1988) Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. Л.: Недра, 503 с.
- Arai S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Min. Mag.*, 56, 173–184.
- Belogub E.V., Melekestseva I.Yu., Novoselov K.A., Zabotina M.V., Tret'yakov G.A., Zaykov V.V., Yuminov A.M. (2017) Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. *Ore Geol. Rev.*, 85, 247-270.
- Berkenbosch H.A., de Ronde C.E.J., Gemmel J.B., McNeil A.W., Goemann K. (2012) Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec Arc. *Econ. Geol.*, 107, 1613-1633.
- Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B. (2008) Suprasubduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **156**, 551-576.
- de Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A., Christenson B.W., Ishibashi J., Ditchburn R.G., Hannington M.D., Brathwaite R.L., Lupton J.E., Kamenetsky V.S., Graham I.J., Zellmer G.F., Dziak R.P., Embley R.W., Dekov V.M., Munnik F., Lahr J., Evans L.J., Takai K. (2011) Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand. *Min. Dep.*, 46, 541-584.
- Dick H.J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lith*os, 233, 2-26.
- Grichuk D.V. (2012) Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system. *Geochem. Intern.*, 50(13), 1069-1100.
- Himmler T., Bach W., Bohrmann G., Peckmann J. (2010) Rare earth elements in authigenic methane-seep carbonates as tracers for fluid composition during early diagenesis. *Chem. Geol.*, 277, 126-136.
- Kontak D.J., Jackson S.J. (1999) Documentation of variable trace- and rare earth element abundances in carbonates from auriferous quartz veins in Meguma lode gold deposits, Nova Scotia. *Can. Min.*, **37**, 469-488.

- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. (2017) Gold- and silverrich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? *Econ. Geol.*, **112**(4), 741-773.
- Moss R., Scott S.D. (2001) Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the Eastern Manus Basin, Papua New Guinea. *Can. Min.*, **39**, 957-978.
- Nadeau O., Cayer A., Pelletier M., Stevenson R., Jébrak M. (2015) The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted REE-Nb deposit, Abitibi, Canada: Geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Ore Geol. Rev.*, 67, 314-335.
- Petersen S., Herzig P.M., Hannington M.D., Jonasson I.R., Arribas A.Jr. (2002) Submarine gold mineralization near Lihir Island, New Ireland fore-arc, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, 97, 1795-1813.
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. Ore Geol. Rev., 85, 4-29.
- Rose G. (1837) Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai and dem Kaspischen Meere. Volume 1: Reise nach dem nördlichen Ural and dem Altai. Berlin, C.V. Eichhoff Verlag der Sanderschen Buchhandlung, 633 p.
- Sun S.-S., McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 42, 313-345.
- Sun S.-S., Nesbitt R.W. (1978) Petrogenesis of Archaean Ultrabasic and Basic Volcanics: Evidence From Rare Earth Elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 301-325.
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Kraynev Yu.D. (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. Ore Geol. Rev., 85, 299-320.
- Zharikov V.A., Pertsev N.N., Rusinov V.L., Callegari E., Fettes D.J. (2007) Metasomatism and metasomatic rocks. https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\_9.pdf.

### REFERENCES

- Arai S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Min. Mag.*, 56, 173-184.
- Artem'ev D.A., Ankusheva N.N. (2014) Formation conditions of gold-sulfide-quartz mineralization of the Murashkina Gora deposit (Miass gold region, the Southern Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh* okeanov-2014. Dvadtsat' let na peredovykh rubezhakh geologii mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh [Metallogeny of ancient and modern oceans-2014. Twenty years at the frontier of geology of mineral deposits]. Miass: IMin UrO RAN, 142-146. (In Russian)
- Artem'ev D.A., Blinov I.A., Ankushev M.N. (2013) Native gold of Murashkina Gora listvenite-related gold deposit (South Urals). *Materialy III Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii molodykh uchenykh i spetsialistov pamyati akademika A.P. Karpinskogo* [Proc. III<sup>d</sup> Intern. Conference of young scientists in memory of

Academician A.P. Karpinsky]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 183-187 (In Russian)

- Artem'ev D.A., Krainev Yu.D., Zaykov V.V. (2014) Mineralogy of the Borisovskie Zhily gold deposit (Miass region, the Southern Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2014. Dvadtsat' let na peredovykh rubezhakh geologii mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh* [Metallogeny of ancient and modern oceans-2014. Twenty years at the frontier of geology of mineral deposits]. Miass: IMin UrO RAN, 137-142. (In Russian)
- Belogub E.V., Melekestseva I.Yu., Novoselov K.A., Zabotina M.V., Tret'yakov G.A., Zaykov V.V., Yuminov A.M. (2017) Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. Ore Geol. Rev., 85, 247-270.
- Berkenbosch H.A., de Ronde C.E.J., Gemmel J.B., McNeil A.W., Goemann K. (2012) Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec Arc. *Econ. Geol.*, 107, 1613-1633.
- Borodaevskii N.I. (1948) Types of gold deposits related to ultramafic rocks of the Miass and Uchaly regions of the Southern Urals). 200 let zolotoi promyshlennosti Urala [The 200<sup>th</sup> anniversary of gold industry of the Urals]. Sverdlovsk: UFAN SSSR Publ., 316-330. (In Russian)
- Bortnikov N. S. (2006) Geochemistry and origin of the oreforming fluids in hydrothermal-magmatic systems in tectonically active zones. *Geol. Ore Dep.*, 48(1), 1-22.
- Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., 2008. Suprasubduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 156, 551–576.
- Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M., Agroskin A.S., Papayan G.V., Vinogradova R.A., Lebedeva S.I., Zav'yalov E.N., Filimonova A.A., Petrov V.K., Rautian L.P., Sveshnikova O.L. (1988) Spravochnikopredelitel' rudnykh mineralov v otrazhennom svete [Manual for identification of ore minerals in reflected light]. Leningrad, Nedra Publ., 503 p. (In Russian)
- de Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A., Christenson B.W., Ishibashi J., Ditchburn R.G., Hannington M.D., Brathwaite R.L., Lupton J.E., Kamenetsky V.S., Graham I.J., Zellmer G.F., Dziak R.P., Embley R.W., Dekov V.M., Munnik F., Lahr J., Evans L.J., Takai K. (2011) Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand. *Miner. Dep.*, 46, 541-584.
- Dick H.J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Fershtater G.B. (2001) Granitoid magmatism and formation of continental crust during evolution of the Uralian orogen. *Litosfera*, (1), 62-85.
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Zin'kova E.A., Pribavkin S.V., Kremenetskii A.A. (2010) Au-bearing gabbro-tonalite-granodiorite-granite plutons of the Urals: age, geochemistry, peculiarity of magmatic and ore evolution. *Geol. Ore Deposits*, 52(1), 58-76.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26.
- Grichuk D.V. (2012) Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system. *Geochem. Intern.*, **50**(13), 1069–1100.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

- Himmler T., Bach W., Bohrmann G., Peckmann J. (2010) Rare earth elements in authigenic methane-seep carbonates as tracers for fluid composition during early diagenesis. *Chem. Geol.*, 277, 126-136.
- Kontak D. J., Jackson S. J. (1999) Documentation of variable trace- and rare earth element abundances in carbonates from auriferous quartz veins in Meguma lode gold deposits, Nova Scotia. *Can. Min.*, **37**, 469-488.
- Koronovskii N.V., Demina L.I. (2011) Magmatism kak indicator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism as an indicator of geodynamic settings]. Moscow, KDU Publ., 234 p. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*, (4), 24-40. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2006) Petrological-geochemical peculiarites of Middle Devonian-Early Carboniferous island-arc and collision volcanites of Magnitigorsk zone in geodynamic context. *Litosfera*, (1), 3-21. (In Russian)
- Kuraev N. (1929) Geological studies of listvenites of Miass region and related primary gold deposits. *Izvestiya Geologicheskogo komiteta*, Vyp. 79. (In Russian)
- Maslov V.A., Salikhov D.N. (2015) A problem of formation of the Irendyk Formation of the West Magnitogorsk zone, the Southern Urals). *Litosfera*, (6), 26-35. (In Russian)
- Medvedeva E.V., Nemov A.B., Kotlyarov V.A. (2015) Mafic and intermediate metasomatites of the Nyashevo serpentinite massif (Ilmeny Mountains, the Southern Urals). *Litosfera*, (6), 53-68. (In Russian)
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. (2017) Gold- and silverrich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? *Econ. Geol.*, **112**(4), 741-773.
- Melekestseva I.Yu., Yuminov A.M. (2015) Formation conditions of gold-quartz veins of the Mechnikovskoe and Altyn-Tash deposit, South Urals: result of fluid inclusion and isotopic studies. *Mineralogiya*, (2), 58-67. (In Russian)
- Moss R., Scott S.D. (2001) Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the Eastern Manus Basin, Papua New Guinea. *Can. Min.*, **39**, 957-978.
- Nadeau O., Cayer A., Pelletier M., Stevenson R., Jébrak M. (2015) The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted REE–Nb deposit, Abitibi, Canada: Geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Ore Geol. Rev.*, 67, 314-335.
- Pavlov N.V. (1949) Khimicheskii sostav khromspinelidov v svyazi s khimicheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov [Chemical composition of chromites related to the chemical composition of ultramafic rocks]. Trudy instituta geologicheskikh nauk. Vyp. 108. Seriya rudnykh mestorozhdeniy, 18, 91 p. (In Russian)
- Petersen S., Herzig P.M., Hannington M.D., Jonasson I.R., Arribas A.Jr. (2002) Submarine gold mineralization near Lihir Island, New Ireland fore-arc, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, 97, 1795-1813.
- Popova E.S., Zaykov V.V., Murzin V.V. (2005) Miner-

als of gold and silver in ores from the Melent'evka gold polymetallic deposit. *Ural'skii mineralogicheskii sborn-ik № 13*. Miass: IMin UrO RAN, 146-156. (In Russian).

- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Yuznogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa: Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. Ore Geol. Rev., 85, 4-29.
- Rose G. (1837) Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai and dem Kaspischen Meere. Volume 1: Reise nach dem nördlichen Ural and dem Altai. Berlin, C.V. Eichhoff Verlag der Sanderschen Buchhandlung, 633 p.
- Rozhkov I.S., Abdrakhimov K.Z. (1948) Melent'evka deposit. 200 let zolotoi promyshlennosti Urala [The 200<sup>th</sup> anniversary of gold industry of the Urals]. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 331-341. (In Russian)
- Savel'ev D.E. (2013) [Composition of accessory chromites from ultramafic rocks of the South Urals as indicator of geodynamic setting of massifs]. *Vestnik Perm Univ. Geologiya*, 18(1), 17-25. (In Russian)
- Savel'ev D.E., Snachev V.I., Savel'eva E.N., Bazhin E.A. (2008) Geologiya, petrogeochimiya i khromitonosnost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuznogo Urala [Geology, petrogeochemistry and chromite potential of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals]. Ufa: Dizayn-PoligrafServis Publ., 320 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Murzin V.V., Ogorodnikov V.N., Volchenko Yu.A. (2002) Gold mineralization related to Alpinetype ultramafic rocks. *Litosfera*, (4), 63-77. (In Russian).
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) Mestorozhdeniya zolota Urala [Gold deposits of the Urals]. Yekaterinburg: UGGA Publ., 622 p. (In Russian)
- Seravkin I.B. (1986) Vulkanizm I kolchedannye mestorozhdeniya Yuzhnogo Urala [Volcanism and massive sulfide deposits of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russian)

- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Rodicheva Z.I. (2003) Criteria of difference of volcanic complexes of the western wing of the Magnitogorsk megasynclinorium according geological, petrochemical and geochemical data. *Geologicheskii sbornik No. 3*. Ufa, IG UNTs RAN, 120-129. (In Russian)
- Sun S.-S., McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 42, 313-345.
- Sun S.-S., Nesbitt R.W. (1978) Petrogenesis of Archaean Ultrabasic and Basic Volcanics: Evidence From Rare Earth Elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 301-325.
- Zaykov V.V. (1988) Melent'evka polymetallic deposit of Miass region. *Materialy k mineralogii rudnykh raionov* Urala [Data on mineralogy of ore districts of the Urals]. Sverdlovsk, UrO RAN SSSR, 74-79. (In Russian)
- Zaykov V.V. (2006) Vulkanizm I sul'fidnye kholmy paleookeanicheskikh okrain [Volcanism and sulfide mounds of paleooceanic margins]. Moscow, Nauka Publ., 429 p. (In Russian)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Kraynev Yu.D. (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. Ore Geol. Rev., 85, 299-320.
- Zaykov V.V., Zhilin I.V., Kotlyarov V.A., Zaykov E.V. (2010). Native gold of the Kruglaya Gora iron deposit. Uralskaya mineralogicheskaya shkola-2010 [Proc. Uralian mineralogical school-2010]. Yekaterinburg: UrO RAN, 65-68. (In Russian)
- Zharikov V.A., Pertsev N.N., Rusinov V.L., Callegari E., Fettes D.J. (2007) Metasomatism and metasomatic rocks. https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\_9.pdf.
- Zhilin I.V. (2006) Principles of occurrence of gold in skarn magnetite ores from the Kruglaya Gora deposit. Sbornik nauchnykh statei po materialam nauchno-prakticheskoi konferentsii [Proc. Scientific-practical conference] Chelyabinsk: Tsitsero Publ., 166-171. (In Russian)

УДК 549+550.4:553.411(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-139-147

# Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале: физико-химические условия образования, источники рудного вещества и флюида, генезис

### © 2019 г. Д. А. Замятина, В. В. Мурзин

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

Поступила в редакцию 22.06.2018 г., принята к печати 29.01.2019 г.

Объект исследований. В статье приведены результаты изучения минералов метасоматитов и руд Тамуньерского месторождения, которое располагается на Северном Урале в восточном борту Тагильской мегазоны в пределах Ауэрбаховского вулкано-плутонического пояса. Материалы и методы. Исследовались образцы керна скважин. Комплекс методов изучения вещества включал в себя оптическую и электронную микроскопию, рентгеноспектральный микроанализ, а также методы минеральной геотермометрии, термобарогеохимии (микротермометрия, газовая хроматография, определение солевого состава флюидных включений в минералах) и изотопной геохимии (изотопы C, O, S, Sr, Pb). Результаты. На основе данных о геологическом строении Тамуньерского месторождения, минеральном составе метасоматитов и руд, флюидном режиме формирования, источниках рудного вещества и рудоносного флюида разработана генетическая модель его формирования. В предложенной модели магматогенный хлоридно-натриевый флюид, несущий рудные компоненты и S, отделяется от залегающей на глубине интрузии ауэрбаховского комплекса. Проникая к поверхности, он взаимодействует с породами вулканогенно-осадочной толщи и извлекает из них ряд компонентов, в том числе CO<sub>2</sub>, S, Sr. Выводы. Несмотря на наличие в вулканогенно-осадочной толще сульфидной минерализации гидротермально-осадочного генезиса, наши данные позволяют отнести золото-сульфидные руды к магматогенно-гидротермальным образованиям. Оцененные *P-T* условия ( $T = 100-370^{\circ}$ С и P = 0.4-0.6 кбар) и небольшая глубина формирования Тамуньерского месторождения позволяют соотнести его с субэпитермальным уровнем в модели порфирово-эпитермальной рудно-магматической системы.

Ключевые слова: порфирово-эпитермальные системы, золото-полиметаллические месторождения Урала, условия рудообразования

# The Tamunier gold deposit in the Northern Ural: Physicochemical formative conditions, ore and fluid sources, genesis

### Dariya A. Zamiatina, Valery V. Murzin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: d.zamyatina@gmail.ru Received 22.06.2018, accepted 29.01.2019

*Research subject.* This research study was aimed at investigating metasomatic minerals and ores in the Tamunier Deposit, which is located in the Northern Urals, at the Eastern side of the Tagil megazone within the Auerbach volcano-plutonic belt. *Materials and methods.* Well core samples were investigated using a complex of research methods, including optical and electron microscopy, X-ray spectral microanalysis, mineral geothermometry, thermobarogeochemistry (microthermometry, gas chromatography, determination of the salt composition of fluid inclusions in minerals) and isotope geochemistry (isotopes C, O, S, Sr, Pb). *Results.* A genetic model describing the formation of the Tamunier deposit was developed using the data obtained on its geological structure, mineral composition of metasomatics and ores, fluid formation mode, sources of ore matter and ore-bearing fluid. In the proposed model, the magmatogenic sodium chloride fluid carrying ore components and S is separated from the Auerbach complex at the depth of intrusion. Penetrating to the surface, this fluid interacts with the rocks of volcanic-sedimentary strata, thereby extracting a number of components, including CO<sub>2</sub>, S and Sr. *Conclusion.* Despite the presence of sulphide mineralization of hydrothermal-sedimentary genesis in the volcanogenic-sedimentary rock mass, the data obtained has allowed us to refer the gold-sulphide ores under study to magmatogenic-hydrothermal formations. The estimated P-T conditions ( $T = 100-370^{\circ}$ C and P = 0.4-0.6 kbar) and the shallow depth of the Tamunier field have shown its correspondence to the sub-epithermal level in the model of the porphyry-epithermal ore-magmatic system.

Для цитирования: Замятина Д.А., Мурзин В.В. (2019) Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале: физико-химические условия образования, источники рудного вещества и флюида, генезис. *Литосфера*, **19**(1), 139-147. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-139-147

For citation: Zamiatina D.A., Murzin V.V. (2019) The Tamunier gold deposit in the Northern Ural: Physicochemical formative conditions, ore and fluid sources, genesis. *Litosfera*, **19**(1), 139-147. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-139-147

Keywords: porphyry-epithermal systems, gold-polymetallic deposits of the Urals, ore formation conditions

### Acknowledgments

This research was carried out within framework of the theme No. AAAA-A18-118052590028-9 of Government Assignment for IGG UB RAS.

## ВВЕДЕНИЕ

Тамуньерское месторождение располагается на Северном Урале в восточном борту Тагильской мегазоны в пределах Ауэрбаховского вулкано-плутонического пояса (ВПП), протягивающегося на 2000 км от Среднего до Полярного Урала (рис. 1). Пояс сложен островодужными позднесилурийско-девонскими андезитоидными вулканогенно-осадочными, вулканогенными и



**Рис. 1.** Положение Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса и основных золоторудных месторождений на схеме тектонической зональности Урала, по [Пучков, 2010].

 Предуральский передовой прогиб; 2 – Западно-Уральская мегазона; 3 – Центрально-Уральская мегазона; 4 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 5 – Восточно-Уральская мегазона; АВПП – Ауэрбаховский вулканоплутонический пояс, по [Ожерельева и др., 2014].

**Fig. 1.** Position of the Auerbach volcano-plutonic belt and main gold-ore deposits on the chart of the Urals tectonic zonation, by [Puchkov, 2010].

1 – Preduralian foredeep trough; 2 – West-Uralian megazone; 3 – Central Uralian megazone; 4 – Tagil-Magnitogorsk megazone; 5 – East-Uralian megazone; ABIIII – The Auerbach volcano-plutonic belt after [Ozherel'eva et al., 2014]. комагматичными им интрузивными формациями, с которыми генетически связаны Fe-Cu-скарновые, золото- и медно-порфировые и другие месторождения (Воронцовское, Новогоднее Монто, Петропавловское, Юньягинское, Сибилейское и др.) [Ожерельева и др., 2014]. По современным представлениям, этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом [Язева и др., 1991].

Месторождения Ауэрбаховского ВПП образуют рудно-формационный ряд, связанный с различными периодами становления вулкано-плутонической рудоносной структуры - от начала зарождения крупного островного вулкана до его разрушения и внедрения в разрушенную кальдеру полифазной интрузии габбро-диорит-плагиогранитоной формации [Сазонов, 1991]. Месторождения Си-Мо(Аи)порфировые, скарновые, эпитермальные и другие, генетически связанные с формированием вулканических построек, рассматриваются в мировой литературе в составе порфирово-эпитермальных рудномагматических систем [White, Hedenquist, 1995; Sillitoe, 1993; и др.]. Образование порфировых систем, как правило, происходит по вертикальной оси жерлового аппарата. Повсеместно наблюдается тесная приуроченность рудной минерализации к малым телам порфировых пород. На многих месторождениях оруденение приурочено к зонам интенсивной трещиноватости, формирующимся в пределах экзоконтактов порфировых штоков [Дьяконов и др., 2011].

Взгляды на возможную генетическую связь золоторудных и золотосодержащих месторождений Среднего и Северного Урала со становлением медно-порфировой рудно-магматической системы высказывались в ряде работ [Минина, 1994; Грабежев и др., 2014].

К настоящему времени сформированы модельные представления для ряда золоторудных месторождений, связанных со становлением Ауэрбаховского ВПП, в частности для Воронцовского [Мурзин и др., 2010; Murzin et al., 2017; Викентьев и др., 2016] и Петропавловского [Иванова, 2016; Викентьев и др., 2017] месторождений. Собранные нами и имеющиеся в литературе обширные сведения о геологическом строении Тамуньерского месторождения, минеральном составе метасоматитов и руд, флюидном режиме формирования, источниках рудного вещества и рудоносного флюида [Замятина и Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале The Tamunier gold deposit in the Northern Ural

др., 2014, 2015; Замятина, Мурзин, 2018] позволили предположить генетическую модель его формирования, ставшую целью данного исследования.

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТАМУНЬЕРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Геологическая позиция. Тамуньерское месторождение входит в состав Турьинской структурной зоны. Для нее характерно чередование брахисинклинальных и брахиантиклинальных структур, к одной из которых - Тамуньерской (Бурмантовской) брахиантиклинали – приурочено месторождение. В геологическом строении месторождения доминируют раннедевонские вулканогенноосадочные образования Краснотурьинской свиты  $(D_1 kr)$  (рис. 2). Ядро Тамуньерской брахиантиклинали слагают ритмично слоистые, рассланцованные туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями известняков, туфогравелиты, туфоконгломераты (известковистые флишоиды), андезитовые порфириты и их туфы, субвулканические тела дацитов, риолитов и риодацитов. Краевые части брахиантиклинали сложены базальтами, их туфами, лавобрекчиями, туфоконгломерато-брекчиями, в подчиненном количестве встречаются туфопесчаники, туфогравелиты и рифогенные известняки. По петрохимическому составу породы относятся к нормальному и умереннощелочному ряду. В пределах Тамуньерской брахиантиклинали расположен палеовулканический центр.

Золото-сульфидное оруденение локализовано в северном экзоконтакте небольшого тела кварцевых диоритов ауэрбаховского комплекса [Ковригина и др., 2007]. Наиболее распространенными на месторождении являются субвулканические тела и малые интрузии, которые отнесены к тамуньерской толще нижнего девона. В его состав входят риолиты, риодациты, дациты и андезидациты первой фазы и порфириты основного состава и мелкозернистые, обычно подщелоченные долериты второй фазы. По результатам интерпретации геофизических данных (сейсмо- и гравиразведка) в северной части Тамуньерской структуры на глубинах порядка 1 км предполагается наличие мощных интрузий. Кроме того, при поисковых работах одна из скважин в пределах месторождения подсекла порфировидные кварцевые диориты на глубине 280 м. Предполагается, что они являются апофизом глубокозалегающего интрузива, относимого к ауэрбаховскому комплексу.

Метасоматические изменения и стадийность оруденения. Нашими исследованиями [Замятина и др., 2014] установлено, что метасоматиты представлены пропилитами, березит-лиственитами и на завершении процесса, преимущественно по зонам тектонических нарушений, в березитахлиственитах развиваются минералы аргиллизитов.



Тамуньер

**Рис. 2.** Положение Тамуньерского месторождения в структуре Тамуньерской брахиантиклинали по [Князева, 1966; Ковригина и др., 2005].

1 – краснотурьинская свита – базальты, трахибазальты, андезиты, андезидациты, их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, известняки (до 2600 м); 2 – Ауэрбаховский комплекс габбродиоритгранитовый, вторая фаза – кварцевые диориты; 3 – известняки; 4 – базальты, преимущественно лавы; 5 – базальты, андезиты и их туфы; 6 – порфириты андезитодацитовые и их туфы; 7 – туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты; 8 – метасоматически измененные породы; 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения; 11 – палеовулканический центр.

**Fig. 2.** Tamunier deposit position in the Tamunier brachianticlinaly structure after [Knyazeva, 1966; Kovrigina et al, 2005]

1 – Krasnoturinsk Formation – basalts, trachybasalts, andesites, andesidacites, their tuffs, tuff sandstones, tuff-conglomerates, tuffites, limestone (up to 2600 m); 2 – Auerbach gabbrodiorite-granite complex, the second phase – quartz diorites; 3 – limestone; 4 – basalts, mainly lava; 5 – basalts, andesites and their tuffs; 6 – andesitedacite porphyrites and their tuffs; 7 – basalt and andesitic tuffs, sandstones, lime-shale, tuffites; 8 – metasomatically altered rocks; 9 – geological boundaries; 10 – faults; 11 – paleovolcanic center.

Оруденение представлено вкрапленностью пирита І стадии и полисульфидной минерализацией II и III стадий, сопряженных с процессом березитизациилиственитизации (рис. 3б). Продукты II и III стадий представлены вкрапленностью сульфидов (пирита, сфалерита, галенита, блеклых руд, халькопирита, энаргита) и золота. Состав блеклых руд изменяется от теннантита (II стадия) к теннантит-тетраэдриту

1



**Рис. 3.** Модель формирования Тамуньерского месторождения (а), стадийность и физико-химические условия рудообразования в березитах-лиственитах (б).

а. 1 – известняки (D<sub>2</sub>); 2 – порфириты базальтовые и их туфы (D<sub>1</sub>); 3 – порфириты андезито-дацитовые и их туфы (D<sub>1</sub>); 4 – туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты (D<sub>1</sub>); 5 – вулканогенные комплексы основания Ауэрбаховского вулкано-плутонического пояса (O–S<sub>1</sub>); 6 – интрузии габбро-диоритгранитов ауэрбаховского комплекса; 7 – субвулканические тела порфировых дацитов (D<sub>1</sub>); 8 – метасоматические изменения березит-лиственитовой формации; 9 – тектонические нарушения; 10, 11 – рудоносный флюид (10 – исходный магматический, 11 – магматический после взаимодействия с вулканогенно-осадочными породами); 12, 13 – сульфидные зоны (12 – прожилково-вкрапленные, 13 – массивные).

6. I, II, III – рудные стадии. *Ру* – пирит, *Нру* – халькопирит, *Sp* – сфалерит, *Tn* – теннантит, *Tn*-*Td* – теннантит-тетраэдрит, *Au* – золото.

**Fig. 3.** Model of the Tamunier deposit formation (a), stageness and physical-chemical conditions of ore-formation in beresites-listvenites (δ).

a. 1 – limestones (D<sub>2</sub>); 2 – basalt porphyrities and their tuffs (D<sub>1</sub>); 3 – andesite-dacite porphyrities and their tuffs (D<sub>1</sub>); 4 – tuffs of basalt and andesite composition, sandstones, calcareous-clay schists, tuffites (D<sub>1</sub>); 5 – volcanogenic complexes of the Auerbach VPB basement (O-S<sub>1</sub>); 6 – intrusins of the Auerbach complex gabbro-diorite-granites; 7 – subvolcanic bodies of porphyry dacites (D<sub>1</sub>); 8 – metasomatic changes of beresite-listvenite formation; 9 – tectonic dislocations; 10, 11 – ore-bearing fluide: 10 – initial magmatic, 11 – magmatic after interaction with volcanogenic sedimentary rocks; 12, 13 – sulfide zones: 12 – vein-impregnated, 13 – massive.

6. I, II, III – ore stages. Py – pyrite, Hpy – chalcopyrite, Sp – sphalerite, Tn – tennantite, Tn-Td – tennantite-tetrahedrite, Au – gold.

(III стадия). Состав золота изменяется от самородного золота (II стадия) к низкопробному ртутистому электруму (III стадия). На завершении II стадии проявлены кварцевые, кварц-карбонатные и кварцкарбонат-сульфатные (барит, целестин) прожилки с редкими сульфидами.

Условия образования. Температурные условия формирования руд, определенные с помощью

минералов-геотермометров, а также по газовожидким включениям, составляют 370–100°С, давление 0.6–0.4 кбар [Замятина и др., 2014]. Фугитивность серы  $f_{\rm S2}$  раствора понижалась от 10<sup>-9</sup> бар при 260°С (стадия II) до  $10^{-15}–10^{-20}$  бар при 180–110°С (стадия III). Рудообразование происходило из кислого раствора (pH < 5) и фугитивности кислорода от  $10^{-37}$  до  $10^{-42}$  бар, соответствующей

142

промежуточным показателям окислительно-восстановительных условий гидротермального сульфидного рудообразования. Состав флюида, по данным изучения флюидных включений, описывается солевой системой NaCl  $\pm$  (CaCl, MgCl). Газовая компонента флюида представлена CO<sub>2</sub> и небольшим количеством N<sub>2</sub>. В процессе эволюции флюид изменялся от умеренно-соленого к низкосоленому (от 8.7 до 3.6 мас.% экв. NaCl). Изначально хлоридно-натриевый флюид при остывании становился гидрокарбонатным.

Изотопный состав пород и компонентов флюида. Данные по изотопному составу минералов метасоматитов и руд Тамуньерского золото-сульфидного месторождения приведены в работе [Замятина, Мурзин, 2018]. Рассчитанный для Тамуньерского месторождения изотопный состав углерода и кислорода углекислоты флюида в равновесии с карбонатом [Zheng, 1999], ( $\delta^{13}C_{CO2} = -1.1 - 1.8\%$  и  $\delta^{18}O_{CO_2} = 23.2 - 26.1\%$ ), в полной мере соответствует изотопному составу известняков морского происхождения ( $\delta^{13}$ C = 0–5‰ и  $\delta^{18}$ O = 20–30‰). Аналогичные расчеты изотопного состава кислорода воды в равновесии с карбонатом и кварцем [Zheng, 1993] ( $\delta^{18}O_{H_{2}O} = 5.1 - 10.5\%$ ), напротив, сходны с составом воды глубинного магматического резервура ( $\delta^{18}O = 6-10\%$ ). Вариации значений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr карбоната метасоматитов и прожилков – от 0.70331 до 0.70538, что близко к мантийному источнику с некоторым вкладом коровой составляющей.

Диапозон δ<sup>34</sup>S сульфидов березитизированных вулканогенно-осадочных пород и руд от -7.5 до 12‰. Пирит из березита характеризуется диапазоном  $\delta^{34}$ S от -7.2 до 2.4‰. Наиболее изменчив  $\delta^{34}$ S пирита из прожилков различного состава: из кварцкарбонатного и кальцит-баритового прожилков он облегчен ( $\delta^{34}$ S = -4.4 и -7.5‰), а из кварцевого прожилка, напротив, сильно утяжелен ( $\delta^{34}S = 12\%$ ) относительно магматического резервуара. Расчетный изотопный состав серы H<sub>2</sub>S флюида, по [Ohmoto, Rye, 1979], в равновесии с пиритом из березита при 250°С ( $\delta^{34}S_{H_2S} = 0.9...-8.7$  ‰) или близок к магматическому резервуару, или отклоняется от него в отрицательную область, по-видимому, за счет вовлечения биогенной осадочной серы, заключенной в породах.

Отложение пирита в прожилках происходило при окислении магматического сероводорода до серы в сульфатной форме, о чем свидетельствует появление в прожилках барита и целестина. Фракционирование серы между сульфатными и сульфидными минералами ведет к образованию сульфатов с тяжелой серой и сульфидов – с легкой. Так, в одном из образцов  $\delta^{34}$ S барита составило 16.2, а пирита –7.5‰. Данное равновесие отвечает температуре около 250° С, определенной по изотопному пирит-баритовому геотермометру. Утяжеленный изотопный состав серы пирита квар-

цевого прожилка ( $\delta^{34}S = 12\%$ ) может быть объяснен смешением мантийной и сульфатной серы вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Соотношение изотопов свинца в галените Тамуньерского месторождения варьирует в пределах: <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 17.668–17.743, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.473– 15.499 и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 37.442–37.547, что, по модели Доу-Зартмана, близко к мантийному источнику.

Данные по изотопному составу С, О, S, Sr, Pb минералов метасоматитов и руд указывают на смешанный мантийно-коровый источник компонентов рудоносного флюида. Формирование рудо образующего флюида соответствует модели взаимодействия и изотопного уравновешивания глубинного магматогенного флюида с карбонатами морского происхождения при соотношении вода/порода около 1, а также вовлечения серы вулканогенноосадочных пород [Замятина, Мурзин, 2018].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящее время высказаны представления о гидротермально-осадочном генезисе изученного месторождения и его принадлежности к семейству колчеданных [Ожерельева и др., 2014]. Основанием для такого заключения послужило пространственное совмещение ореола золота с участками послойной стратиформной сульфидизации, а также эксплозивных брекчий, ассоциирующих с субвулканическими телами дацитовых порфиритов. Между тем в данном исследовании нами выявлены признаки, позволяющие высказать также точку зрения о магматогенно-гидротермальном генезисе золотого оруденения на месторождении, возможно, при частичном вовлечении в процесс гидротермальноосадочных сульфидов. К этим признакам относятся, прежде всего, приуроченность богатых руд к линейным тектонически ослабленным зонам и березитлиственитовый тип сорудных метасоматитов, которые не характерны для руд колчеданного семейства.

Предлагаемая нами модель формирования Тамуньерского месторождения состоит в следующем.

Становление вулкано-плутонического пояса началось в раннем девоне, когда проявляется активный вулканизм с накоплением отложений андезитобазальтовой формации участками со стратиформной сульфидной минерализацией. Затем произошло внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузии, вероятно относящейся к Ауэрбаховскому комплексу. Внедрение интрузии сопровождалось тектоническими деформациями и проникновением глубинного флюида в вулканогенноосадочные породы вдоль разломов.

Исходный глубинный магматогенный флюид имел хлоридно-натриевый состав, относительно невысокую соленость (от 8.7 до 3.6 мас. % экв. NaCl) и содержал компоненты с мантийными изоТаблица 1. Сравнительная характеристика Тамуньерского золото-полиметаллического месторождения с золотопорфировым Петропавловским месторождением и эпитермальными месторождениями

Table 1. A comparative characteristic of the Tamunier gold-polymetallic deposit with the gold-porphyry Petropavlovsk deposit and with epithermal deposits

Параметр	Тамуньерское	Петропавловское золото-	Эпитермальны [Sillitoe 1993: Wh	е месторождения ite Hedenquist 1995]
	месторождение	ние [Иванова, 2016]	"High-sulfidation"	"Low-sulfidation"
Температура форми- рования, °С	100–370	130–500	50	-300
Глубина формирова- ния, км	1-1.8	1.5–2	<1	-1.5
Метасоматические изменения	Березит-лиственити- зация, аргиллизация, пропилитизация	Окварцевание, калишпати- зация, биотитизация, эпи- дотизация, серицитиза- ция, скарнирование	Окремнение, аргилл зация	изация, пропилити-
Текстура руд	Прожилково- вкрапленная	Прожилково-вкрапленная	Заполнение открыти стификация, колло тость, гребенчатая вание	ых пространств, кру- морфная полосча- структура, брекчиро-
Главные рудные ми- нералы	Пирит, сфалерит, га- ленит	Пирит, халькопирит, маг- нетит	Пирит, теннантит- тетраэдрит, энаргит-люцонит	Пирит, сфалерит, га- ленит
Второстепенные рудные минералы	Халькопирит, теннан- тит, энаргит	Сфалерит, галенит	Халькопирит, ко- веллин, сфалерит, галенит, элек- трум, самородное золото	Халькопирит, теннантит-тетра- эдрит, арсенопирит
Редкие рудные ми- нералы	Арсенопирит, фамати- нит, теннантит-тет- раэдрит, Си-пирсеит, гессит, самородное золото, ртутистый электрум	Теллуриды, золото	Стибнит, аурипиг- мент, реальгар, арсенопирит	Самородное золо- то, теллуриды- селениды, энаргит- люцонит, реальгар, аурипигмент

топными метками - Sr, Pb, а также, вероятно, и основные рудные компоненты Fe, Cu и Au. Магматогенный флюид в процессе подъема к поверхности взаимодействовал с породами вулканогенноосадочной толщи, извлекая из них петрогенные и рудные компоненты, в том числе СО2  $(\delta^{13}C_{CO_2} = -1.1...+1.8\%$  и  $\delta^{18}O_{CO_2} = 23.2-26.1\%$ ), S, Sr и Au. Формирование рудообразующего флюида соответствует модели взаимодействия и изотопного уравновешивания глубинного магматогенного флюида с карбонатами морского происхождения при соотношении W/R около 1. В качестве зоны разгрузки выступили зоны рассланцевания в вулканогенно-осадочных породах и их проницаемые контакты с субвулканическими телами. Здесь породы были подвергнуты метасоматическим изменениям березит-лиственитового типа,что привело к формированию пиритовых руд I стадии. Рядовые руды II стадии сформировались в зонах трещиноватости в вулканогенно-осадочных породах, а также вдоль контактов тел порфировых дацитов. Богатые рудные тела III стадии пространственно сопряжены с глубинным разломом и образовались благодаря продолжающемуся поступлению рудоносного флюида из магматического очага. При остывании растворов формировались ореолы с минеральными парагенезисами аргиллизитов. По данным газовой хроматографии, изначально хлоридно-натриевый флюид при остывании становился гидрокарбонатным.

Как было указано выше, ряд исследователей [Минина, 1994; Грабежев и др., 2014] связывают золотое оруденение в Ауэрбаховском ВПП со становлением протяженной по вертикали порфировой рудно-магматической системы. Данные для анализа рудно-магматического подхода применительно к изученному месторождению приведены в табл. 1. В ней Тамуньерское месторождение сопоставляется с месторождениями эпитермального уровня [Sillitoe, 2010] и Петропавловским золотопорфировым месторождением – представителем более глубокого уровня порфировой рудно-магматической системы в Ауэрбаховском ВПП на Полярном Урале [Иванова, 2016].

Тамуньерское месторождение формировалось при температурах 100–370°С, что немного превышает таковые для эпитермальных месторождений. Сорудными метасоматитами на нем являют-
ся березиты-листвениты, и лишь в небольшой степени развиты аргиллизитовые парагенезисы минералов. Для эпитермальных месторождений, напротив, характерен аргиллизитовый тип метасоматоза. Кроме того, отсутствие текстур с заполнением открытых пространств, крустификацией и колломорфной полосчатостью, типичных для многих неглубоких эпитермальных систем, указывает на то, что рудообразующая система Тамуньерского месторождения соответствует уровню, переходному от мезотермального к эпитермальному.

Наблюдается некоторое сходство минеральных парагенезисов руд и метасоматитов Тамуньерского месторождения с парагенезисами в эпитермальных месторождениях высоко-сульфидизированного типа. Общей их чертой является наличие пирофиллита, а также смена энаргита тетраэдрит-теннантитом, которая указывает на изменение масштаба сульфидизации и pH минерализирующего флюида в течение жизни гидротермальной системы [Einaudi et al., 2003; Sillitoe, Hedenquist, 2003]. Золото может образоваться с ранним энаргитом, но большее его количество отлагается в парагенезисе с поздним теннантит-тетраэдритом и сфалеритом [Einaudi et al., 2003], что наблюдается на изученном нами месторождении.

Выявляются общие признаки Тамуньерского и Петропавловского месторождений: формирование в островодужной обстановке, приуроченность к кольцевым структурам, а также прожилкововкрапленные текстуры руд. Вместе с тем березитлиственитовые низко- и среднетемпературные околорудные измененения пород Тамуньерского месторождения контрастируют со средне- и высокотемпературными, на Петропавловском месторождении, включая биотитизацию, эпидотизацию и скарнирование

### выводы

Несмотря на наличие в вулканогенно-осадочной толще сульфидной минерализации гидротермально-осадочного генезиса, наши данные позволяют отнести золото-сульфидные руды к магмато-генно-гидротермальным образованиям. В модели рудно-магматических систем Тамуньерское месторождение находится на субэпитермальном уровне ( $T = 100-370^{\circ}$ С и P = 0.4-0.6 кбар).

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118052590028-9 государственного задания ИГГ УрО РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамов В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Гроз-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

нова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. (2017) Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования. *Геол. рудн. месторожд.*, **59**(6), 501-541.

- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. (2016) Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 206 с.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. (2014) Краснотурьинское медноскарновое рудное поле (Северный Урал): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона. Докл. АН, **456**(4), 443-443.
- Дьяконов В.В., Котельников А.Е., Котельников Е.Е. (2011) Золотопорфировое оруденение и его связь с палеовулканическими структурами. Вестн. РУДН, (1), 62-66.
- Замятина Д.А., Мурзин В.В. (2018) Источники вещества и рудоносного флюида при формировании Тамуньерского золото-сульфидного месторождения, Северный Урал. Докл. АН, **478**(4), 456-458.
- Замятина Д.А., Мурзин В.В., Гараева А.А. (2015) Флюидный режим формирования Тамуньерского золотосульфидного месторождения (Северный Урал). Вестн. Инта геологии Коми НЦ УрО РАН, 6(246), 3-6.
- Замятина Д.А., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Варламов Д.А., Замятин Д.А., Ким Л.П., Горева А.А., Викентьев И.В. (2014) Минералогия, геохимия и физико-химические условия формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал. Литосфера, (6), 102-117.
- Иванова Ю.Н. (2016) Условия локализации и минералого-геохимические особенности Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 151 с.
- Князева Л.Н., Пояркова Н.В., Сюткина Р.А. (1962) Геологическая карта Урала, масштаб 1:200 000. Лист P-41-XXV (Ивдель). Свердловск: Мин. геологии РСФСР, Уральское Геол. управление.
- Ковригина Е. К., Лебедева Е.А., Сай Т.С. и др. (2005) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение), лист Р-41 Ивдель. СПб: ФГУП ВСЕГЕИ.
- Ковригина Е. К., Брадучан Ю.В., Волобуев Е.А. и др. (2007) Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение), лист Р-41 Ивдель. СПб: ФГУП ВСЕГЕИ.
- Минина О.В. (1994) Ауэрбаховская комплексная рудномагматическая система на Среднем Урале. Отеч. геология, (7), 17-23.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. (2010) Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы. *Литосфера*, (6), 66-73.
- Ожерельева А.В., Арифулов Ч.Х., Арсентьева И.В. (2014) Золотоносность Ауэрбаховского пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал). Отеч. геология, (2), 4-19.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСер-

Замятина, Мурзин Zamiatina, Murzin

вис, 280 с.

- Сазонов В.Н. (1991) Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулкано-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 184 с.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. (1991) Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулкано-плутонических поясов Урала. *Геодинамика и металлогения Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 43-45.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Geol.*, (10), 285-314.
- Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. (2017). The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model. *Ore Geol. Rev.*, 85, 271-298.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon *Geochemistry of Hydrothermal Deposits*, 509-567.
- Sillitoe R.H. (1993) Epithermal models: genetic types, geometrical control and shallow features. *Miner. Dep. Model.: Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, **40**, 403-417.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**(1), 3-41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. (2003) Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Geol.*, (10), 315-343.
- White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newslett.*, **23**(1), 9-13.
- Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals *Geochem. J.*, 33, 109-126.

### REFERENCES

- D'yakonov V.V., Kotel'nikov A.E., Kotel'nikov E.E. (2011) Gold-porphyry mineralization and its relation to paleovolcanic structures. *Vestn. Ross. Univ. druzhby narodov. Ser. Inzhener. Issled.* (1) 62-66. (In Russian)
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Geol.*, (10), 285-314.
- Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L., Puchkov V.N., Gerdes A., Rovnushkin M.Yu. (2014) Krasnoturinsky copper-skarn ore field (Northern Urals): U-Pb age of ore-controlling diorites and their place in the metallogeny scheme of the region. *Dokl. Akad. Nauk*, **456(**4), 443-443. (In Russian)
- Ivanova Yu.N. (2016) Uslovia lokalizatsii i mineralogogeokhimicheskie osobennosti Petropavlovskogo zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya (Polyarnyi Ural). Dis. cand. geol.-min. nauk [Localization conditions and mineralogical and geochemical features of the Petropavlovsk gold-porphyry deposit (Polar Urals). Cand. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, 151 p. (In Russian)
- Knyazeva L.N., Poyarkova N.V., Syutkina R.A. (1966) Geologicheskaya karta Urala, masshtab 1:200 000 [Geological map of the Urals, scale1:200 000] Sheet P-41-XXV (Ivdel) Sverdlovsk, Uralian Geol. Administration. (In Russian)

- Kovrigina E.K., Braduchan Yu.V., Volobuev E.A. et al. (2007) Ob"yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoi geologicheskoi karte RF masshtaba 1:1 000 000 (tret'e pokolenie) [Explanatory note to the State Geological Map of the Russian Federation scale 1:1 000 000 (third generation)] Sheet P-41-XXV (*Ivdel*). St.Petersburg, VSEGEI Publ., (In Russian)
- Kovrigina E.K., Lebedeva E.A., Sai T.S. et al. (2005) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:1 000 000 (tret'e pokolenie) [State Geological Map of the Russian Federation scale1:1 000 000 (third generation)] Sheet P-41 (Ivdel). St.Petersburg, VSEGEI Publ., (In Russian)
- Minina O.V. (1994) Auerbach complex ore-magmatic system in the Middle Urals. *Otech. Geol.*, (7), 17-23. (In Russian)
- Murzin V.V., Sazonov V.N., Ronkin Yu. L. (2010) Model of formation of the Vorontsov gold deposit in the Urals (Karlin type): new data and problems. *Litosfera*, (6), 66-73. (In Russian)
- Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. (2017). The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model. *Ore Geol. Rev.*, 85, 271-298.
- Puchkov V.N. (2010) Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the Suburalian areas (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon *Geochemestry of Hydrothermal Deposits*, 509-567.
- Ozherel'eva A.V., Arifulov Ch.H. Arsent'eva I.V. (2014) Gold content of Auerbachovo volcanoplutonic belt (Northern, Subpolar, Polar Urals). *Otech. Geol.*, (2), 4-19. (In Russian)
- Sazonov V.N. (1991) Endogennoe orudenenie devonskogo andezitoidnogo vulkano-plytonicheskogo kompleksa (Ural) [Endogenous mineralization of the Devonian andesitoid volcano-plutonic complex (Urals)]. UrO AN SSSR, 184 p. (In Russian)
- Sillitoe R.H. (1993) Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. *Miner. Dep. Model.: Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, **40**, 403-417.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**(1), 3-41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. (2003) Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Geol.*, (10), 315-343.
- Vikent'ev I.V., Tyukova E.E., Murzin V.V., Vikent'eva O.V., Pavlov L.G. (2016) Vorontsovskoe zolotorudnoe mestorozhdenie. Geologiya, formy zolota, genezis [Vorontsovsk gold deposit. Geology, gold modes, genesis]. Ekaterinburg: Fort Dialog-Iset Publ., 206 p. (In Russian)
- Vikent'ev I.V., Mansurov R.H., Ivanova Yu.N. et al. (2017) Gold-porphyry Petropavlovskoye ore deposit (the Polar Urals): geological position, mineralogy and conditions of formation. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **59**(6), 501-541 (In Russian).
- White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG News-

146

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

*lett.*, **23**(1), 9-13.

- Yazeva R.G., Puchkov V.N., Bochkarev V.V. (1991) Geodynamics and metallogeny of the eastern paleocontinental margin and marginal volcanic-plutonic belts of the Urals. *Geodinamika i metallogeniya Urala*. Sverdlovsk: UrO AN SSSR, 43-45. (In Russian)
- Zamyatina D.A., Murzin V.V. (2018) Sources of matter and ore-producing fluid of the Tamunier gold–sulfide deposit (the Northern Urals): isotope results. *Dokl. Akad. Nauk*, 478(4), 456-458. (In Russian)

Zamyatina D.A., Murzin V.V., Garaeva A.A. (2015) Fluid

condition of formation of Tamunier gold-sulfide deposit, the Northern Ural. *Vestn. Inst. Geol. Komi NTs UrO RAN*, **6**(246), 3-6. (In Russian)

- Zamyatina D.A., Murzin V.V., Moloshag V.P., Varlamov D.A., Zamyatin D.A., Kim L.P., Goreva A.A., Vikent'ev I.V. (2014) Mineralogy, geochemistry and physical-chemical conditions of formation of ores and metasomatites of the Tamyniersky gold-sulphide deposit, the Nortern Urals. *Litosfera*, (6), 102-117. (In Russian)
- Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals *Geochem. J.*, **33**, 109-126.

УДК 549.321

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-148-161

# Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС

© 2019 г. Д. Е. Тонкачеев<sup>1</sup>, Д. А. Чареев<sup>1, 2, 3, 4,</sup> В. Д. Абрамова<sup>1</sup>, Е. В. Ковальчук<sup>1</sup>, И. В. Викентьев<sup>1</sup>, Б. Р. Тагиров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), 119017, Москва, Старомонетный переулок, 35, e-mail: tonkacheev@mineralog.com <sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, МО, г. Черноголовка, ул. Акад. Осипьяна, 4

 $^{3}$ Физико-технологический институт Уральского федерального университета, г. Екатеринбург <sup>4</sup>Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, г. Казань

Поступила в редакцию 28.01.2019 г., принята к печати 13.02.2019 г.

Объект исследования. Сфалерит является широко распространенным минералом, который может встречаться в месторождениях различного типа, где накапливает ценные примеси. В числе этих примесей наиболее ценной является золото. Вопрос о форме нахождения Аи в сфалерите является дискуссионным. Методы. В данной работе с использованием методов газового транспорта и солевого расплава были синтезированы серии образцов In-. Fe- и In-Fe-сфалерита. Опыты выполнены при ≈800°С с присутствием в системе металлического золота. Продукты синтеза были изучены методами РСМА и ЛА-ИСП-МС. Результаты. Кристаллы сфалерита содержали от 0 до 2.5 мол. % In и от 0 до 40 мол. % FeS. Все примесные элементы равномерно распределены в полученных кристаллах. После закалки сфалерит сохранял золото в "невидимой" форме. Наши данные доказывают, что наблюдающееся значительное увеличение концентрации Au в сфалерите прямо связано с присутствием в нем In (до 1.02 мас. % Au) и в меньшей степени Fe (до  $\approx 600$  г/т Au). Эти элементы замещают Zn в его кристаллической структуре в соответствии со схемами: Au<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  2 Zn<sup>2+</sup> или Au<sup>+</sup> + Fe<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  2 Zn<sup>2+</sup>, что согласуется с результатами исследования синтезированных фаз с помощью метода рентгеновской спектроскопии поглощения. Результаты. Более высокая фугитивность серы в системе, при наличии In, приводит к значительному увеличению степени вхождения золота в сульфид цинка. Концентрация Аu, равномерно рассеянного в кристаллах сфалерита без прочих примесей, не превышает 10 г/т для данных условий синтеза и не зависит от фугитивности серы в системе.

Ключевые слова: ЛА-ИСП-МС, РСМА, сфалерит, газовый транспорт, раствор-расплавный метод, золото, индий, изоморфизм, твердый раствор, примесь, фугитивность серы

# The substitution mechanism of Au in In-, Fe- and In-Fe-bearing synthetic crystals of sphalerite, based on the data from EPMA and LA-ICP-MS study

Dmitry E. Tonkacheev<sup>1</sup>, Dmitry A. Chareev<sup>1, 2, 3, 4</sup>, Vera D. Abramova<sup>1</sup>, Elena V. Kovalchuk<sup>1</sup>, II'ya V. Vikentyev<sup>1</sup>, Boris R. Tagirov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, 35 Staromonetnyi lane, Moscow 119017, Russia, e-mail dtonkacheev@mineralog.com

<sup>2</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, 4 Akad. Osip'yan st., Moscow district, Chernogolovka 142432, Russia <sup>3</sup>Institute of Physics and Technology. Ural Federal University, Ekaterinburg <sup>4</sup>Kazan Federal University, Kazan

Received 28.01.2019, accepted 13.02.2019

Research subject. Sphalerite (ZnS) is a widespread mineral that can be found in various depositional environments. During formation, this mineral can accumulate minor and trace impurities, with gold being one of the most valuable component. The issue of the chemical state of Au in sphalerite has been much discussed recently. *Methods*. Samples of In-, Fe- and In-Fe-bearing sphalerite with a composition ranging from 0 to 2.5 mol.%  $In_2S_3$  and 0 - 40 mol.% FeS were synthesized in an Ausaturated system using gas transport and salt flux techniques. The resulting products were subsequently investigated using EPMA and LA-ICP-MS. Results. All the elements under investigation are found to be homogeneously distributed within

Для цитирования: Тонкачеев Д.Е., Чареев Д.А., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р. (2019) Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС. Литосфера, **19**(1), 148-161. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-148-161

For citation: Tonkacheev D.E., Chareev D.A., Abramova V.D., Kovalchuk E.V., Vikentyev I.V., Tagirov B.R. (2019) The substitution mechanism of Au in In-, Fe- and In-Fe-bearing synthetic crystals of sphalerite, based on the data from EPMA and LA-ICP-MS study. Litosfera, **19**(1), 148-161. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-148-161

the sphalerite matrix. After quenching, sphalerite is shown to retain Au. Our data indicates that the observed increase in Au concentration is caused by the presence of In (up to 1.02 wt % Au) and, to a lesser extent, by that of Fe (up to  $\approx 600$  ppm Au). These elements substitute Zn in the crystal structure of sphalerite following the scheme Au<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup>(Fe<sup>3+</sup>)  $\leftrightarrow 2Zn^{2+}$ , which is in good agreement with previous data obtained using the XAS method. *Conclusions*. A higher sulphur fugacity in the system leads to a more significant accumulation of Au in sphalerite. The concentration of Au in pure sphalerite does not exceed 10 ppm under our experimental conditions and does not depend on the activity of sulphur in the system.

**Keywords**: LA-ICP-MS, EPMA, sphalerite, gas transport method, salt flux method, gold, indium, admixture, solid solution, fugacity of sulphur

#### Acknowledgements

*The study was performed with financial support of RGNF grant No. 14-17-00693-P, in a final stage – of the grant RFBR No. 18-05-70041.* 

#### ВВЕДЕНИЕ

Изучение химического состояния и распределения элементов-примесей в сульфидах, а также оценка их возможных максимальных концентраций в минералах представляют собой актуальную задачу. Концентрация примесей в природных образцах нередко оказывается значительно ниже теоретически возможной. Среди всего разнообразия рудных минералов сфалерит является одним из самых важных, так как способен формироваться в различных геологических условиях, а его состав очень чувствителен к химии флюидов и физикохимическим условиям кристаллизации. Он может накапливать множество элементов-примесей (например, Fe, Cu, Cd, Hg, Tl, Se), включая благородные и критические металлы Au, Ag, In, Mn, Ga, Sn и Ge. Так, для высокотемпературной гидротермальной обстановки широко известно присутствие Inсодержащего сфалерита. Некоторые из них встречаются в "невидимой" форме, скорее всего, в виде наночастиц (например, Ag, Au, Cu), а другие (например, Fe, Cd, Mn, Hg, In) входят в структуру сфалерита изоморфно – в виде твердого раствора. Наконец, третья группа элементов, судя по всему, формирует микровключения, входя в состав собственных минералов внутри кристалла сфалерита (например, Pb, Bi, Sn, Co, Sb и др.) [Cook et al., 2009; Викентьев, 2015; и др.]. Знания о химическом состоянии элементов-примесей в сфалерите, как и о механизмах происходящих в нем замещений, могут помочь разработать наиболее эффективные технологии их извлечения на горно-обогатительных и металлургических комбинатах.

Золото, серебро и медь являются наиболее многоликими – теми примесными компонентами, которые могут входить в структуру сфалерита в различных формах. Многие авторы отмечали высокую положительную корреляцию между содержанием Си и In, например [Johan, 1998] или Ag и In в природном сфалерите, например [Murakami et al., 2013], что предполагает гетеровалентный механизм их изоморфного замещения согласно схемам: Cu<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  2 Zn<sup>2+</sup> и Ag<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  2 Zn<sup>2+</sup>. Не-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

которые авторы доказывают существование "невидимого" золота в сфалерите в концентрациях до ≈300 г/т [Asadi et al., 1999], однако типичные содержания для месторождений лежат в пределах 5–15 г/т Au [Бортников и др., 2000; Cook et al., 2009; Викентьев, 2015; и др.]. Природный сфалерит также содержит Fe – обычно в пределах до 10 мас. % (максимально 26 мас. %).

Результаты предварительных опытов по высокотемпературному синтезу [Tonkacheev et al., 2015] показали, что содержание Аи в сфалерите, в который одновременно было добавлено большое количество примесных компонентов (Fe, Mn, Cd, In, Se, Cu), обычных для природных обстановок, почти в 300 раз больше (2890 г/т), чем в чистом ZnS (до  $\approx 10$  г/т), и более чем в 10 раз превышает концентрацию Аи в Fe-сфалерите (230 г/т). Задача настоящей работы – путем изучения зависимости между концентрациями примесных элементов, способных находиться в разном валентном состоянии (Au<sup>+1</sup>, In<sup>+3</sup>, Fe<sup>+3</sup>), установить схему изоморфного замещения в сфалерите и определить диапазон концентраций элементов-примесей, при котором их распределение остается гомогенным. В ходе работы была найдена четкая положительная корреляция между содержанием In и Au в синтезированном сфалерите при их равномерном распределении в кристаллах, что соответствует изоморфному замещению по схеме  $Au^+ + In^{3+} \leftrightarrow 2 Zn^{2+}$ . Примесь Fe также способствует увеличению содержания Аи в сфалерите, хотя и в меньшей степени, чем примесь In. Установленная в нем схема гетеровалентного изоморфизма может быть распространена и на другие элементы в степени окисления +1 и +3.

### МЕТОДЫ СИНТЕЗА

Методом газового транспорта и в солевом расплаве описанном в работах [Чареев, 2016; Чареев и др., 2016, Chareev et al., 2017] было выращено 46 образцов In-содержащего, 17 – Fe-содержащего и 13 – Fe-In-содержащего сфалерита. Исходными веществами были порошок чистого вюртцита (ZnS) и несколько мг In<sub>2</sub>S<sub>3</sub> или троилит (FeS). Трои-

лит был получен методом сухого синтеза из чистых элементов с небольшим избытком серы при 400°С в течение 7 дней. Исходные фазы (ZnS, FeS и  $In_2S_3$ ) были измельчены и помещены в ампулу из кварцевого стекла (внешний диаметр 10-11 мм, внутренний диаметр 8 мм и длина ≈110 мм) вместе с проволокой из Аи во всю длину ампулы и транспортными реагентом ( $I_2$  или NH<sub>4</sub>Cl, метод газового транспорта) или соляной смесью (NaCl/KCl, метод синтеза в солевом расплаве). Для метода солевого расплава его количество составляло около 50-60% от объема ампулы. Для выявления зависимости содержания золота от фугитивности серы в некоторые ампулы дополнительно было введено строго рассчитанное количество серы (до 0.035 г). Из подготовленных к запайке ампул был откачан воздух до давления в 10<sup>-2</sup> торр. Затем они были герметично запаяны с помощью пламени кислородной горелки, помещены в горизонтальную трубчатую печь и оставлены в ней на период от 16 дней до 2 месяцев. Температура на горячем и холодном концах ампулы контролировалась с помощью термопар. Температура на горячем конце ампул составляла 850°С, а общий температурный градиент в печах был от 50 до 100°С. В конце эксперимента ампулы были закалены в холодной воде. Кристаллы сфалерита были отобраны с холодного конца ампулы и отмыты. Стоит отметить, что активность Аи контролировалась присутствием Аи-проволоки, а получившиеся агрегаты часто представляли собой срастания сфалерита с частичками самородного золота и самородной серы. Поэтому мы полагаем, что концентрация Аи в сфалерите является близкой к максимально возможной для данных условий синтеза.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения химического состава получившихся кристаллов использовались методы рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) и массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС). Данные, полученные с их помощью, хорошо согласуются между собой. Метод РСМА в основном использовался для определения "макросостава" образцов, а ЛА-ИСП-МС – для определения уровня содержания и равномерности распределения примесных компонентов.

РСМА анализы проводились на электронном микрозонде JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1 мкм. Время экспозиции для Zn (K $\alpha$ , LIF) и S (K $\alpha$ , PET) на пике составляло 10 с, а на фоне – по 5 с с обеих сторон; в качестве стандарта использовался ZnS. Для примесных компонентов время экспозиции (T) составляло (указано время экспозиции на пике, а затем на фоне): для Fe (K $\alpha$ , LIF) и Cu (Ka, LIF) – 20 и 10 с, для Cd (La, PET) и Mn (Ka, LIF) – 30 и 15 с, для In (La, PET) – 30– 100 с и 15–50 с, для Se (La, TAP) – 40 и 20 с, для Au (Ma, PET) – 100 и 50 с. В качестве стандартов использовались FeS<sub>2</sub>, CuFeS<sub>2</sub>, CdS, Mn, InSb, CdSe и Au. Погрешность анализа (2 $\sigma$ ) интервала составляет (мас. %): для Cu – 0.06, для Fe – 0.05, для Cd, Se и Mn – 0.03, для In – 0.03 (при T = 30 с) и 0.023 (при T = 100 с), для Au – 0.024. При измерении низких концентрациях Au ток на цилиндре Фарадея составлял 300 нА, ускоряющее напряжение – 20 кВ, аналитическая линия – Ма, кристалл-анализатор – РЕТН, время экспозиции на пике 100 с и по 50 с на фоне с обеих сторон, что позволило снизить предел обнаружения для 2 $\sigma$  интервала до 63 г/т.

При анализе методом ЛА-ИСП-МС использовался Thermo X Series 2 квадрупольный масс-спектрометр, соединенный с системой лазерной абляции New Wave 213. В качестве двух внешних стандартов применялись: стандарт Po-Stc, содержащий, в числе прочих элементов 18 г/т Аи в пирротиновой матрице, который был синтезирован в ИГЕМ РАН по методу [Ballhaus et al., 2006] и аттестован в нескольких независимых лабораториях, и коммерческий сульфидный стандарт USGS MRM MASS-1 [Wilson et al., 2002]. В качестве внутреннего стандарта использованы изотопы <sup>66</sup>Zn и <sup>33</sup>S. Содержание изотопов <sup>115</sup>In, <sup>197</sup>Au определялось при следующих параметрах съемки: диаметр пучка 40-60 мкм, энергия лазера 7-10 Дж/см<sup>2</sup> и частота 10 Гц. Абляция начиналась после 30 с. измерения фона. Скорость прожига по линии – 5 мкм/с. Пробоперенос осуществлялся потоком Не (0.6 л/мин) с добавлением 6% H<sub>2</sub>. На входе в масс-спектрометр Не смешивался с Ar (0.8 л/мин). Погрешность анализа (25) для Аи составляла 0.05–0.1 г/т. Расчет данных был произведен в приложении Iolite для программы Igor Pro [Paton et al., 2011]. Определение химического состава образцов проводилось в ЦКП "ИГЕМ-Аналитика".

Фазовый состав синтезированных кристаллов определялся методом порошковой рентгеновской дифрактометрии (аналитик М.С. Никольский).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

### Эксперименты с различными элементамипримесями и золотом

Первые эксперименты показали, что значительное количество золота может входить в кристаллическую структуру сфалерита, в который одновременно было добавлено большое число элементовпримесей – Fe, In, Mn, Cd, Cu, Se (обр. 1450 и 2033 в табл. 1). Спектры ЛА-ИСП-МС обр. 1450 показаны на рис. 1. Распределение всех элементов в этих образцах, по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС, гомогенное. Данные порошковой рентгеновской дифрак-

### Таблица 1. Состав синтетических кристаллов сфалерита с различными микропримесями

№ обр.	FeS,				PCN	ЛА, ма	c. % (±	2σ)				Формула	ЛА-ИСП-МС
	мол. %	Zn	S	Fe	Mn	Cd	Se	In	Au	Cu	Сумма		Аи, мас. %
													(±2σ)
Метод	газовог	о транс	порта с	исполь	зовани	ем I <sub>2</sub> в	качест	ве тран	спортн	юго ре	агента,	при 850°C на го	рячем и 800°С
на холодном конце ампулы													
1440	2.58	64.74	33.81	1.49					—		100.04	$Zn_{0.96}Fe_{0.03}S_{1.01}$	0.0236
		(1.06)	(0.59)	(0.82)									(0.0034)
1450	2.80	63.95	33.73	1.62	0.24	0.48	0.13	0.32	0.30		100.77	$Zn_{0.95}Fe_{0.03}S$	0.289
		(0.51)	(0.32)	(0.13)	(0.05)	(0.11)	(0.07)	(0.03)	(0.05)				(0.046)
Метод	солевог	о распл	ава (в э	втектич	іеской	смеси	NaCl/K	CCl), пр	и 850° <b>(</b>	С на го	рячем и	и 800°С на холод	цном конце ам-
	I						п	улы					
2033	4.02	63.56	32.57	2.30	0.50	0.50	0.27	0.14	0.25		100.09	$Zn_{0.95}Fe_{0.04}Mn_{0.01}$	0.2382
		(1.24)	(0.35)	(0.73)	(0.02)	(0.02)	(0.07)	(0.02)	(0.05)			$S_{0.99}$	(0.046)
1660	3.70	64.15	33.72	2.15	0.12	0.50	0.25	0.17	0.20		101.26	$Zn_{0.94}Fe_{0.04}S_{1.01}$	0.189
		(0.50)	(0.11)	(0.07)	(0.02)	(0.04)	(0.03)	(0.02)	(0.01)				(0.011)
1661	3.24	65.08	33.82	1.89	_			0.22	0.20		101.21	$Zn_{0.95}Fe_{0.03}S_{1.01}$	0.0209
		(0.43)	(0.49)	(0.06)				(0.03)	(0.01)				(0.010)
1662	1.67	64.77	33.37	0.96						0.56	99.66	$Zn_{0.96}Fe_{0.02}$	0.0077
		(1.61)	(0.85)	(0.01)						(0.25)		$Cu_{0.02}S_{1.01}$	(0.0046)
1663	4.20	64.17	33.51	2.44	0.50						100.62	$Zn_{0.94}Fe_{0.04}S_{1.01}$	0.0094
		(0.89)	(0.39)	(0.08)	(0.10)								(0.0012)
1665*	4.33	63.29	33.33	2.48							99.10	$Zn_{0.94}Fe_{0.04}S_{1.01}$	0.0096
		(1.45)	(0.71)	(0.22)									(0.0046)
1666		67.09	33.19				0.94				101.22	$Zn_{0.99}SSe_{0.01}$	0.0014
		(0.64)	(0.23)				(0.06)						(0.0007)
1668	4.59	63.93	33.88	2.67							100.48	$Zn_{0.94}Fe_{0.05}S_{1.01}$	0.0132
		(1.06)	(0.24)	(0.10)									(0.0010)

 Table 1. Chemical composition of synthetic crystals of sphalerite with different admixtures

Примечание. В этой и всех остальных таблицах пустая ячейка означает, что данный элемент не был добавлен в систему; прочерк – концентрация этого элемента находится ниже предела обнаружения метода. \*Синтез выполнен с добавлением небольшого количества дополнительной серы в ампулу. Во всех остальных случаях избыток

серы не добавлянием необльшого количества дополнительной серы в ампулу. Во всех остальных случаях изоыток серы не добавляли.

Note. Empty boxes in all of the tables means that we did not add this elements in the particular ampoule. Dash means that the concentration of the element is below the limit of detection for the current method of investigation.

\*Synthesis was performed with adding a few additional of sulfur in the ampoule. We did not add additional sulfur in other experiments.

тометрии свидетельствуют о том, что по фазовому составу оба образца представляют собой чистый сфалерит, хотя и наблюдается некоторое увеличение параметров его решетки. Концентрация Au составляет 0.2–0.3 мас. %.

Чтобы установить влияние каждого из этих элементов-примесей на содержание и характер распределения Аи, была выполнена отдельная серия опытов по синтезу сфалерита с Аи и индивидуальной примесью. Опыты выполнены методом солевого расплава. Результаты анализа полученных образцов представлены в табл. 1. Были выращены кристаллы сфалерита с примесью: (1) Fe и In, концентрация Au в нем составила 1890 г/т; (2) Fe и Cu, с 77 г/т Au; (3) Fe и Mn с 94 г/т Au; (4) Se, с 14 г/т Au; (5) Fe, без добавления избытка серы, с 132 г/т Аи. Таким образом, наличие всех этих примесей способствовало вхождению Аи в сфалерит. Распределение всех элементов-примесей в кристаллах сфалерита гомогенное (рис. 2). Установлено, что главной примесью, которая влияет на

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

содержание Au в сфалерите, является In. Это факт послужил толчком к синтезу нескольких серий Inсодержащих сфалеритов. Поскольку большинство природных сфалеритов обычно содержат Fe, и этот элемент тоже влияет на содержание Au (см. табл. 1, рис. 2), было принято решение синтезировать несколько серий Fe-Au-содержащих кристаллов. Кроме того, была подготовлена серия образцов Fe-In-Au-содержащего сфалерита. Ниже обсуждаются результаты опытов для каждой из этих серий.

# Эксперименты в системе ZnS–In<sub>2</sub>S<sub>3</sub> с примесью Au

Максимальный перенос вещества наблюдался в случае синтеза в солевом расплаве. Размер и количество выращенных за определенное время кристаллов при использовании во время синтеза I<sub>2</sub> в качестве транспортного реагента значительно больше, чем при использовании NH<sub>4</sub>Cl. Размер и общее количество выращенных кристаллов мини-

Тонкачеев и др. Tonkacheev et al.



**Рис. 1.** Спектр сигнала ЛА-ИСП-МС, полученный в результате прожига по линии обр. 1450 – сфалерит с примесью Fe, Mn, In, Cd, Se и Au.

Показаны следующие изотопы: a: <sup>55</sup>Mn, <sup>113</sup>In, <sup>112</sup>Cd, <sup>82</sup>Se и <sup>33</sup>S; 6: <sup>197</sup>Au и <sup>33</sup>S [Tonkacheev et al., 2015].

Fig. 1. Time-resolved LA-ICP-MS analysis spectra of the line ablated through sample of sphalerite with admixtures of Fe, Mn, In, Cd, Se and Au.

a: <sup>55</sup>Mn, <sup>113</sup>In, <sup>112</sup>Cd, <sup>82</sup>Se and <sup>33</sup>S; 6: <sup>197</sup>Au and <sup>33</sup>S [Tonkacheev et al., 2015].



**Рис. 2.** Спектр сигнала ЛА-ИСП-МС, полученный в результате прожига по линии образцов сфалерита с примесью Au и содержащих различные дополнительные элементы-примеси (обр. с 1660 по 1668, см. табл. 1).

Кристаллы синтезированы методом солевого расплава при 850°С [Tonkacheev et al., 2015].

Fig. 2. Time-resolved LA-ICP-MS analysis spectra of the line ablated through the samples of sphalerite

with different admixtures and Au (smp. 1660–1668 – see Table 1).

Crystals were synthesized using salt flux method at 850°C [Tonkacheev et al., 2015].

мальны в случае синтеза методом газового транспорта с добавлением избытка серы и максимальны в случае синтеза без него. Химический состав In-содержащих сфалеритов представлен в табл. 2. Прежде всего, следует отметить, что в отличие от системы ZnS–FeS, химический состав получившихся кристаллов не соответствует химическому составу исходной шихты (рис. 3). Этот факт можно объяснить трудностями в переносе In в ампуле в присутствии Zn, поэтому в большинстве случаев  $C_{\rm In}$  в получившихся кристаллах ниже, чем в исходной смеси. Была получена серия кристаллов в диапазоне составов от 0 до 2.28 мас. % In и от 0.0005 до 1.02 мас. % Au (обр. 1997–2002, 2027–2032 и 5473–5479).

Морфология и цвет получившихся кристаллов немного варьировали. Чистый сфалерит – бесцветный. Цвет In-сфалерита меняется от светло-зеленого и желтоватого до желтого и оранжево-желтого при высоких содержаниях In. Форма кристаллов (рис. 4) изменяется от более или менее изометричной до таблитчатой вслед за увеличением содержа-

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

N⁰	InS <sub>1.5</sub> в со-	Комп	оненты в со	оставе кри	исталлов,		PCMA	, мас. %	5 ±(2σ)		ЛА-ИС	П–МС,
обр.	ставе ис-	ļ,	МО	л. %				<b></b>		1	мас. %	$b \pm (2\sigma)$
	ходной шихты*,	$InS_{1.5}$ (PCMA)	$InS_{1.5}$	$AuS_{0.5}^{**}$	AuS <sub>0.5</sub> ** (ПА-ИСП-	Zn	S	In	Au	Сумма	In	Au
	мол. %	(1 Civil 1)	ИСП-МС)		MC							
Метол	І ГАЗОВОГО Т	ранспорт	а с использ	ованием	NH4Cl в кач	естве тра	анспорт	ного реа	гента п	⊥ ри 850°С	на горя	чем кон-
це и 800°С на холодном конце ампулы; синтез проводился в течение 25 дней; несколько мг дополнительной серы												ой серы
			Ďь	ло добав.	лено в ампу.	лу перед	запаива	анием				1
1996	0	_		_	0.0040	66.24	33.24		_	99.48		0.0083
						(0.71)	(0.17)					(0.0054)
1997	0.01		0.0086	_	0.0101	66.45	33.72	—	_	100.17	0.0101	0.0205
						(0.78)	(0.15)				(0.0034)	(0.0036)
1998	0.03	-	0.0203	—	0.0158	66.78	33.70	—	_	100.48	0.0239	0.0379
						(0.89)	(0.15)				(0.0050)	(0.0099
1999	0.13	-	0.0554	0.03	0.0364	66.14	33.51	—	0.06	99.71	0.0652	0.0735
2000	0.00	0.41	0.0065	0.04	0.02(1	(1.01)	(0.19)	0.47	(0.02)	00.10	(0.0109)	(0.0107)
2000	0.26	0.41	0.3965	0.04	0.0364	65.05	33.60	0.47	0.07	99.19	0.4550	0.0735
2001	0.(1	0.94	0.9442	0.00	0.0207	(0.88)	(0.20)	(0.09)	(0.01)	100.00	(0.0250)	(0.0107)
2001	0.61	0.84	0.8443	0.08	0.0386	(0.44)	(0.75)	(0.94)	(0.15)	100.09	(0.9850)	(0.1550)
2002	0.00	1.5.4	1 5(5)	0.01	0.0544	(0.44)	(0.75)	(0.09)	(0.03)	00.20	(0.0280)	(0.0087)
2002	0.99	1.34	1.3033	0.01	0.0344	(0.50)	0 22	1./3	(0.20)	99.39	1./910	(0.2130)
Mar					   NIL C1	(0.30)	(0.23)	(0.04)	(0.02)		(0.0090)	(0.0155)
Mei	од газового	э транспо	25  m	льзование	$M NH_4CIBK$	ачестве	транспо	ртного	реагента	а при 850		рячем
2026		19ЛЫВ 10	чение 25 д.			6720	авления   22 27	дополн	ительно 	и серы в 100 47	 	0 0002
2020	0				0.0002	(0.85)	(0.00)		_	100.47		(0.0003)
2027	0.01		0.0073		0.0003	(0.03)	(0.90)			100.46	0.0086	0.0001)
2027	0.01		0.0075	_	0.0005	(0.42)	(0.28)	_		100.40	(0.0000)	(0.0003)
2028	0.03	0.03	0.0123	_	0.0007	67 32	33 42	0.03	_	100 77	0.0145	0.0014
2020	0.05	0.05	0.0125		0.0007	(0.12)	(0.17)	(0.03)		100.77	(0.0115)	(0.0011)
2029	0.13	0.04	0.0140	_	0.0007	66.87	33.19	0.05	_	100.11	0.0165	0.0014
						(0.27)	(0.48)	(0.02)			(0.0010)	(0.0002)
2030	0.26	0.21	0.1959	_	0.0009	66.72	33.19	0.25	_	100.16	0.23	0.0018
						(0.54)	(0.51)	(0.05)			(0.02)	(0.0002)
2031	0.61	0.41	0.4170	_	0.0009	66.62	33.06	0.48	_	100.16	0.49	0.0047
						(0.60)	(0.47)	(0.04)			(0.03)	(0.0005)
2032	0.99	0.47	0.4650	-	0.0042	65.81	32.29	0.54	-	98.64	0.54	0.0084
						(0.68)	(0.14)	(0.01)			(0.02)	(0.0010)
Мете	од солевого	расплава	а (в эвтекти	ческой см	леси NaCl/K	Cl), при	850°C e	а горяч	ем и 800	)°С на хо	лодном	концах
				ам	пулы, в теч	ение 18 д	цней					
5473	0.01	-	0.0025	-	0.0011	66.98	33.20	—	-	100.18	0.0030	0.0022
						(0.23)	(0.34)				(0.0002)	(0.0001)
5474	0.03	-	0.0055	-	0.0021	67.01	33.13	—	_	100.14	0.0065	0.0043
						(0.74)	(0.40)				(0.0015)	(0.0004)
5475	0.13	0.02	0.0125	-	0.0053	66.45	33.60	0.02	-	100.07	0.0147	0.0106
					0 00 <b>-</b> -	(0.99)	(0.30)	(0.01)			(0.0005)	(0.0010)
5476	0.26	0.02	0.0198	—	0.0056	66.43	32.96	0.02	_	99.41	0.0233	0.0114
6 4 7 7	0.50	0.00	0.0000	0.00	0.0170	(0.43)	(0.23)	(0.01)	0.02	00.65	(0.0023)	(0.0013)
5477	0.50	0.08	0.0929	0.02	0.0172	65.84	33.69	0.09	0.03	99.65	0.1094	0.0348
5470	0.00	0.20	0 1942	0.02	0.0200	(1.20)	(0.69)	(0.02)	(0.02)	00.51	(0.0334)	(0.0034)
54/8	0.99	0.20	0.1842	0.03	0.0288	05.80	35.43	(0.23)	0.05	99.31	0.216/	0.0581
5470	1 5 1	0.41	0 /100	0.04	0.0292	(1.00)	(0.70)	(0.02)		100 55	(0.01/4)	(0.00//)
34/9	1.31	0.41	0.4182	0.04	0.0382	(0.74)	52.98	(0.48)	(0.08)	100.55	0.4910	0.0/09
						(0.74)	+(0.33)	(0.03)	(0.03)		(0.0398)	(0.0055)

Таблица 2.	Состав синтетических	кристаллов сфалерита	с примесью In и А	и и исходной шихты

Table 2. Chemical composition of synthetic sphalerite crystals with admixture of In and Au and the starting mixture

\*Теоретический состав (здесь и в табл. 3 и 4) означает долю компонента в мол. % в составе исходной шихты для синтеза. \*\*Химический состав выращенных кристаллов определен с помощью методов РСМА и ЛА-ИСП-МС.

\*Column includes the calculated chemical composition of the starting mixture (in the Table 3 and 4 the same column exists). \*\*The chemical composition of the obtained crystals determined using LA-ICP-MS and EPMA.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



**Рис. 3.** Химический состав (в мол. % InS<sub>1.5</sub>) исходной шихты и получившихся кристаллов In-сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС.

Подчеркнутые числа – номера синтезированных образцов из табл. 2. Кристаллы синтезированы при ≈850°С на горячем и ≈800–750°С на холодном конце ампулы. Пунктиром показана линия соответсвия реального и теоретических составов кристаллов.

Fig. 3. Average chemical composition (mol. % InS<sub>1.5</sub>) of the starting mixture vs final crystals of In-sphalerite.

Underlined numeric symbols show the number of the samples in the Table 2. Crystals were synthesized at  $\approx 850^{\circ}$ C at the hot and  $\approx 800-750^{\circ}$ C at the cold end of the ampoule. Dashed line shows the corresponding of the theoretical and measured chemical compositions of the final crystals.

ния In, однако, по данным порошковой рентгеновской дифрактометрии, структура минерала остается сфалеритовой.

При превышении предела растворимости In в ZnS ( $\approx 2$  мас. % при 800°С) [Lappe, 1962] образовывалась фаза состава ZnIn<sub>2</sub>S<sub>4</sub>. Она встречалась в виде срастаний (рис. 5) или в виде индивидуальных зерен. Концентрация Au в ней не превышала 20 г/т.

Анализ химического состава выращенных кристаллов подтверждает тот факт, что при увеличении концентрации In в образцах увеличивается и содержание Au (рис. 6). Прерывистая линия соответствует эквивалентному количеству атомов In и Au (тангенс угла ее наклона равен 1). Тангенс угла наклона линии, проведенной через закрашенные символы (синтезированные при высокой фугитивности серы образцы), близок к 1. Установленное нами близкое к 1 отношение атомных количеств Au/In отвечает образованию изоморфного раствора с участием Au и In. Мы предлагаем механизм замещения для Au, аналогичный хорошо известному для других металлов подгруппы меди [Johan, 1998; Murakami, 2013]: Au<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  2 Zn<sup>2+</sup>. Таким образом, In-содержащий или, возможно, сфалерит, содержащий любой элемент в степени окисления 3+, может накапливать не только Си или Ag, но также и Au. Вероятно, такая схема замещения справедлива и для других одновалентных элементов.

Химический состав кристаллов (рис. 7), выращенных методом газового транспорта при различной фугитивности серы, представлен на рис. 6. Фугитивность серы  $fS_2$  рассчитывалась на основе уравнения состояния идеального газа PVm = RT, где P давление, Vm – молярный объем газа, R – универсальная газовая постоянная, Т – абсолютная температура в К. Значение ее для сфалерита, синтезированного без добавления дополнительной серы, является приблизительным, так как не существует способа точно посчитать его без использования пирротинового индикатора. Однако наши результаты показывают, что увеличение активности серы в экспериментах приводит к увеличению содержания золота вплоть до 1.02 мас. % (обр. 4043 в табл. 6). Рост растворимости Au в сфалерите, параллельный увеличению  $fS_2$ , подтверждает, что образуется твердый раствор. Поскольку в сфалерите Аи химически связано



**Рис. 4.** Микрофото сростков кристаллов с незначительной примесью In и Au, синтезированных методом газового транспорта с использованием  $NH_4Cl$  в качестве транспортного реагента при 850°C.

а – светло-зеленые изометричные кристаллы синтетического сфалерита (обр. 2027); б – светло-желтые пластинчатые кристаллы сфалерита (обр. 2031) с несколько бо́льшим содержанием In. Поле зрения 3 × 4 мм. Фото Т.В. Пашко.

Fig. 4. Microphotos of synthetic sphalerite with tiny admixture of In and Au, synthesized using gas transport method using  $NH_4Cl$  as a transport agent at 850°C.

a – the light-green isomeric crystals, sample 2027; 6 – light-yellowish tabular crystals with higher amount of In, sample 2031. FOV 3 × 4 mm. Photos by T.V. Pashko.

с S, находясь в тетраэдрическом окружении атомов S [Filimonova et al., 2019], рост активности (летучести) серы в системе приводит к увеличению растворимости металлического Au в сфалерите.

### Эксперименты в системе ZnS–FeS с примесью Au

Железосодержащий сфалерит с концентрациями от 1.49 до 23.95 мас. % Fe и от 0.0015 до 0.07 мас. % Аи был синтезирован методом газового транспорта и в солевом расплаве, его химический состав представлен в табл. 3 и 4 и на рис. 8. Вывод о параллельном росте концентраций Аи и Fe в сфалерите, полученный для этой системы, напоминает таковой для системы ZnS–In<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, хотя достигнутая максимальная концентрация Аи в Fe-сфалерите оказалась значительно ниже. Современными исследованиями установлено, что часть железа в сфалерите находится в трехвалентной форме [Осадчий, 2016]. Мы полагаем, что именно существование заметной части железа в степени окисления +3 помогает накапливать золото в Fe-сфалерите в большем количестве, чем это наблюдается в случае сфалерита с примесными элементами, для которых трехвалентное состояние не характерно (например, Мn, Cd). Отметим, что при добавлении почти 24 мас. % Fe в ампуле образовалась смесь сфалерита и пирротина. При этом концентрация Аи в пирротине из пирротин-сфалерито-



Поле зрения 1.09 мм

500 мкм

**Рис. 5.** Срастание In сфалерита (темно-серый) и фазы приблизительного состава ZnIn<sub>2</sub>S<sub>4</sub> (светло-серая).

Фото в обратно-рассеянных электронах. Оператор А.Н. Некрасов, ИЭМ РАН.

Fig. 5. BSE image of the intergrowth of the sphalerite (dark grey) with sulfospinel phase of the approximate composition  $ZnIn_2S_4$  (light grey).

The photo was taken by N.A. Nekrasov at IEM RAS.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

Тонкачеев и др. Tonkacheev et al.



**Рис. 6.** Химический состав синтезированных в системе ZnS–In–Au образцов сфалерита в координатах мол. долей  $AuS_{0.5}$  и InS<sub>1.5</sub>.

Полностью залитыми символами показаны образцы, синтезированные при высокой фугитивности серы, частично залитыми – при средней, а незакрашенными – при низкой фугитивности серы. Цифры рядом с каждым из символов показывают содержание золота в синтетических кристаллах сфалерита в г/т. Кристаллы были синтезированы при 850°С на горячем и при 800–750°С на холодном конце ампулы.

**Fig. 6.** Average chemical composition Au vs In of the final crystals in mol. fraction.

Shaded symbols characterize samples, obtained at high fugacity of sulfur, partly shaded symbols – medium fugacity, unstained symbols – low fugacity of sulfur. Crystals were synthesized at  $\approx$ 850°C at the hot and  $\approx$ 800–750°C at the cold end of the ampoule. Numbers near the marks show the concentration of Au in ppm.

вой ассоциации (обр. 1953) на порядок ниже (17 г/т), чем в сосуществующем Fe-сфалерите (230 г/т). Как и в случае синтеза с добавлением серы в системе ZnS–In<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, добавление избыточного количества серы при синтезе Fe-сфалерита приводит к увеличению содержания Au (залитые символы на рис. 8). Таким образом, Fe-содержащий сфалерит может накапливать больше Au по сравнению с чистым или Cd-, Mn- или Se-содержащим сфалеритом из-за образования твердого раствора по схеме: Au<sup>+</sup> + Fe<sup>3+</sup> ↔ 2 Zn<sup>2+</sup>.

# Эксперименты в системе ZnS–In<sub>2</sub>S<sub>3</sub>–FeS с примесью Au

Кристаллы данной системы выращивались как методом газового транспорта, так и в солевом расплаве. При этом общее количество кристаллов, вы-



**Рис.** 7. Микрофото синтетических кристаллов сфалерита с примесью In и Au, синтезированных методом газового транспорта при различной фугитивности серы при 850°С.

а – обр. 2289, б – обр. 2290, в – обр. 2291, г – обр. 2292. Поле зрения 3  $\times$  7 мм. Фото Т.В. Пашко.

**Fig. 7.** Microphotos of the yellowish sphalerite crystals with tiny admixture of In and Au, synthesized using gas transport method and various fugacity of sulfur at 850°C.

a – sample 2289, 6 – sample 2290, B – sample 2291,  $\Gamma$  – sample 2292. FOV 3 × 7 mm. Photos by T.V. Pashko.

ращенных методом газового транспорта, оказалось значительно меньшим. Химический состав получившихся образцов показан в табл. 5. Концентрация Fe меняется от 1.71 до 9.89 мас. %, In – от 0.34 до 2.31 мас. %, а Au – от 0.16 до 0.57 мас. %.-

ЛИТОСФЕРА том 19 № 1 2019

Таблица 3. Состав кристаллов сфалерита с примесью Fe и Au, синтезированных в солевом расплаве NaCl/KCl при 850→800°С в течение 28 дней

№ обр.		PC	MA, мас. % (±	2σ)		Формула	ЛА-ИСП-МС,
	Zn	Fe	S	Au	Сумма		мас. % (±2о)
1945	62.02 (0.71)	3.87 (0.34)	33.05 (1.06)		98.94	$Zn_{0.93}$ Fe <sub>0.07</sub> S <sub>1.01</sub>	0.0015(0.0002)
1946	59.28 (0.93)	6.85 (0.62)	32.90 (0.36)		99.03	$Zn_{0.88}$ Fe <sub>0.12</sub> S	0.0017 (0.0003)
1947	54.82 (0.78)	11.08 (0.63)	33.19 (0.43)		99.09	$Zn_{0.81}$ Fe <sub>0.19</sub> S	0.0121 (0.0010)
1948	54.94 (1.03)	11.05 (0.72)	33.22 (0.51)		99.21	$Zn_{0.81}$ Fe <sub>0.19</sub> S	0.0117 (0.0010)
1949*	55.82 (0.34)	10.10 (0.04)	33.48 (0.41)	0.05 (0.02)	99.45	$Zn_{0.82} Fe_{0.17}S$	0.0465 (0.0210)
1950	49.43 (1.30)	16.30 (0.90)	33.77 (0.50)	_	99.50	$Zn_{0.72} Fe_{0.28}S$	0.0343 (0.0120)
1951	48.56 (0.74)	17.14 (0.55)	33.74 (0.44)	0.06 (0.01)	99.50	Zn <sub>0.71</sub> Fe <sub>0.29</sub> S	0.0582 (0.0180)
1952	46.52 (0.31)	19.09 (0.38)	33.83 (0.58)	0.06 (0.02)	99.50	$Zn_{0.68} Fe_{0.32}S$	0.0521 (0.0022)
1953	41.16 (0.34)	23.95 (0.53)	33.90 (0.26)		99.01	$Zn_{0.59}$ Fe <sub>0.41</sub> S	0.0230 (0.0009)
1953**		62.46 (1.08)	38.14 (0.58)		100.60		0.0017 (0.0002)

Table 3. Chemical composition sphalerite, synthesized in eutectic salt mixture of NaCl/KCl at 850→800°C during 28 days

\*В ампулу дополнительно было добавлено несколько мг серы.

\*\*Состав сосуществующего со сфалеритом пирротина.

\*Several mg of additional sulfur was added in the ampoule.

\*\*Chemical composition of the pyrrhotite coexisting with sphalerite.

**Таблица 4.** Состав кристаллов сфалерита, синтезированных методом солевого расплава (в эвтектической смеси NaCl/KCl) при температуре 850—750°С в течение 28 дней с добавлением избытка серы

Table 4. Chemical composition sphaler	ite, synthesized using salt flux method	d (in eutectic mixture NaCl/KCl) at 850→750°C
during 28 days. Several milligrams of a	dditional sulfur was added to the amy	poule before sealing

№ обр.		ЛА-ИСП-МС, Аи				
	Zn	Fe	S	Au	Сумма	мас. % (±2о)
1799	64.47 (0.73)	2.20 (0.27)	32.92 (1.01)	—	99.59	0.0066 (0.0008)
1800	58.65 (0.98)	7.56 (0.55)	33.18 (0.26)	—	99.39	0.0247 (0.0032)
1801	54.49 (0.66)	11.40 (0.50)	33.27 (0.63)	0.05 (0.01)	99.21	0.0429 (0.067)
1802*	53.20 (0.58)	12.64 (0.79)	33.37 (0.59)	0.06 (0.01)	99.27	0.0579 (0.029)
1803	52.96 (0.41)	12.78 (0.09)	33.22 (0.59)	0.07 (0.02)	99.03	0.0592 (0.031)

\*В исходной шихте.

\*In the starting mixture.

# Эксперименты в системе ZnS с примесью Au, без добавления дополнительных компонентов

Химический анализ чистого сфалерита, выращенного методом газового транспорта с Аи, представлен в табл. 6 (образцы 2297-2300 и 4045-4048) и нанесен на рис. 9 (незалитые круглые значки). Концентрация Au в чистом ZnS в ≈1000 раз меньше, чем в In-содержащих образцах из той же серии экспериментов (см. рис. 9). Результаты подтверждают тот факт, что не более 10 г/т может входить в структуру сфалерита – при отсутствии примесей In, Fe и пр. – даже при 800°С. При любой фугитивности серы в этой системе С<sub>Аи</sub> в сфалерите остается на одном и том же низком уровне. Поэтому мы предполагаем, что это значение не зависит от  $fS_2$  в данной системе. Из этого следует важный геологический вывод о том, что химический состав флюида и (или) вмещающих пород может играть более важную роль при накоплении Аи в сфалерите

по сравнению с температурой образования месторождений. Отметим, что подобные концентрации Аu примерно совпадают с теми, которые имеются в природных образцах (до 10–20 г/т) [Vikentyev et al., 2004; Cook et al., 2009; Maslennikov et al., 2009; Викентьев, 2015; и др.].

### Обсуждение и выводы

Кристаллы In-содержащего сфалерита (Zn,Fe) S, имеющие в составе до 2.5 мол. %  $In_2S_3$  и до 40.52 мол. % FeS, были синтезированы в стационарном температурном градиенте и при различной фугитивности серы методами газового транспорта и в солевом расплаве. Оба метода могут быть успешно использованы при синтезе сфалерита с примесью Fe, In и Au. К достоинству метода газового транспорта относится возможность выращивать кристаллы при различной фугитивности серы. Его недостатки: 1) при использова-



**Рис. 8.** Химический состав синтезированных в системе ZnS–In–Au образцов сфалерита в координатах мол. долей AuS<sub>0.5</sub> и FeS.

Залитые символы характеризуют образцы, полученные при добавлении избытка серы в систему, незалитые – без добавления дополнительной серы. Числа рядом с каждым из символов показывают содержание золота в синтетических кристаллах сфалерита в г/т. Серые пунктирные линии показывают концентрацию Fe в мас. %.

**Fig. 8.** Average chemical composition Au vs Fe of the final crystals in mol. parts.

Shaded symbols characterize samples, obtained at high fugacity of sulfur, unstained symbols - low fugacity of sulfur. Numbers near the marks show the concentration of Au in ppm. Grey dashed lines show the concentration of Fe in wt %.

нии  $NH_4Cl$  в качестве транспортного реагента в присутствии In переносится чрезвычайно мало вещества; 2) в случае использования I<sub>2</sub> в качестве транспортного реагента возможно его небольшое вхождение в структуру ZnS. К достоинствам синтеза в солевом расплаве NaCl/KCl относится гораздо более значительный перенос вещества, а к недостаткам – трудности в контроле фугитивности серы. Состав и распределение элементов в получившихся кристаллах изучались методами ЛА-ИСП-МС и РСМА.

Наши исследования подтверждают существование "невидимой" формы Au в сфалерите. В ходе работы была найдена четкая положительная корреляция между содержанием In и Au в синтезированном сфалерите при их равномерном распределении в кристаллах, что соответствует изоморфному замещению по схеме Au<sup>+</sup> + In<sup>3+</sup> ↔ 2 Zn<sup>2+</sup>.



**Рис. 9.** Химический состав синтезированных в системе ZnS–In–Au образцов сфалерита с In или без него в координатах мол. долей AuS<sub>0.5</sub> в зависимости от фугитивности серы (в барах).

Красными звездочками показаны образцы, фугитивность серы которых задана условно как минимальная в данной системе.

**Fig. 9.** Chemical composition of synthesized Inbearing and pure sphalerites in coordinates of Au content vs sulfur fugacity (in bars).

Red asterisks note the samples, synthesized using minimal and tentative fugacity of sulphur in the current system.

В целом, концентрация Au выше в сфалерите, содержащем разные примесные компоненты, чем в чистых его кристаллах. Подобная картина наблюдается и в природе [Викентьев, 2015; и др.]. Значительное количество золота может входить в сфалерит в "невидимой" форме, особенно в относительно высокотемпературных условиях, реализуемых в средне- и высокотемпературных типах месторождений. Увеличение фугитивности серы, как и активности примесных компонентов, таких как In, Fe и, возможно, других трехвалентных элементов, способствует вхождению Au в состав сфалерита.

Другим важным выводом из работы является то, что сфалерит может сохранять золото в "невидимой" форме после закалки. Напротив, Au-содержащие Cu-Fe-сульфиды (борнит, халькопирит и промежуточный твердый раствор) нестабильны при низких температурах и охлаждение этих минералов приводит к распаду твердого раствора с выделением самородного золота [Fraley et al., 2014]. Именно поэтому в природных сульфидных Таблица 5. Состав синтетических кристаллов сфалерита с примесью In, Fe и Au

№ обр.			РСМА, ма	ac. % (±2σ	)		ЛА-И	ЛА-ИСП-МС, мас. % (±25)           Fe         In         Au           сь NaCl/KCl) при 850°C на горячем ко         1.6827         0.3214         0.281           (0.0052)         (0.0011)         (0.001         2.8123         0.3357         0.234           (0.0041)         (0.0015)         (0.001         (0.001         4.1474         0.6475         0.319           (0.0041)         (0.0021)         (0.001         (0.0021)         (0.001           6.3082         0.5725         0.462         (0.0070)         (0.0021)         (0.002           6.5117         0.5528         0.448         (0.0072)         (0.0011)         (0.002           9.1219         0.5329         0.489         (0.002         0.002         0.002           9.0113         0.6622         0.539         0.448         0.002         0.002         0.002           9.0113         0.6622         0.539         0.489         0.002         0.002         0.002           9.0051)         (0.0025)         (0.002         0.002         0.002         0.002         0.002           0.062)         (0.0025)         (0.002         0.002         0.002         0.002         0.002         0.002         0.002 </th			
	Zn	S	Fe	In	Au	Сумма	Fe	In	Au		
Метод с	интеза в с	олевом ра	сплаве (ис	спользовал	ась эвтек	гическая си	месь NaCl/KCl)	при 850°С на г	орячем конце		
	ампулы, в течение 30 дней										
2063	63.89	33.06	1.71	0.34	0.29	99.29	1.6827	0.3214	0.2816		
	(0.71)	(0.54)	(0.21)	(0.06)	(0.03)		(0.0052)	(0.0011)	(0.0015)		
2064	63.09	33.28	2.85	0.35	0.23	99.80	2.8123	0.3357	0.2345		
	(0.74)	(0.81)	(0.25)	(0.05)	(0.02)		(0.0041)	(0.0015)	(0.0012)		
2065	61.23	33.31	4.13	0.66	0.33	99.66	4.1474	0.6475	0.3194		
	(0.63)	(0.62)	(0.20)	(0.08)	(0.03)		(0.0041)	(0.0021)	(0.0011)		
2066	58.91	33.40	6.28	0.59	0.47	99.65	6.3082	0.5725	0.4629		
	(0.66)	(0.64)	(0.25)	(0.07)	(0.03)		(0.0070)	(0.0021)	(0.0033)		
2067	58.44	32.82	6.55	0.58	0.45	98.84	6.5117	0.5528	0.4484		
	(0.64)	(0.59)	(0.22)	(0.07)	(0.03)		(0.0072)	(0.0011)	(0.0023)		
2068	56.16	32.99	9.22	0.56	0.51	99.44	9.1219	0.5329	0.4892		
	(0.65)	(0.60)	(0.23)	(0.09)	(0.04)		(0.0062)	(0.0021)	(0.0023)		
2069	55.41	32.96	9.03	0.68	0.56	98.64	9.0113	0.6622	0.5392		
	(0.70)	(0.55)	(0.21)	(0.04)	(0.04)		(0.0051)	(0.0015)	(0.0021)		
2070	54.97	33.16	9.89	0.55	0.57	99.14	9.8721	0.5429	0.5517		
	(0.89)	(0.61)	(0.22)	(0.04)	(0.04)		(0.0062)	(0.0025)	(0.0021)		
Метод г	азового тр	ранспорта	с использ	ованием I <sub>2</sub>	в качеств	е транспор	тного реагента	при 850°С на г	орячем конце		
	i.	i.		ампу	лы, в тече	ние 28 дне	й	I	I		
3842	58.44	32.90	5.99	2.14	0.23	99.70	6.0112	2.1123	0.2435		
	(0.71)	(0.62)	(0.22)	(0.04)	(0.04)		(0.0083)	(0.0021)	(0.0012)		
3844	63.74	32.80	1.70	1.97	0.09	100.30	1.6823	1.9623	0.0845		
	(0.58)	(0.59)	(0.21)	(0.06)	(0.02)		(0.0061)	(0.0032)	(0.0012)		
3846	60.70	32.88	4.06	2.09	0.16	99.89	4.0411	2.0711	0.1516		
	(0.73)	(0.58)	(0.23)	(0.09)	(0.03)		(0.0052)	(0.0025)	(0.0031)		
3847	59.67	32.93	4.95	2.31	0.23	100.09	7.2912	1.8223	0.2221		
	(0.71)	(0.71)	(0.22)	(0.07)	(0.03)		(0.0052)	(0.0025)	(0.0011)		
3850	57.62	33.05	7.31	1.83	0.24	100.05	7.2919	1.8222	0.2232		
	(0.72)	(0.61)	(0.21)	(0.08)	(0.04)		(0.0051)	(0.0025)	(0.0012)		

Table 5. Chemical composition of synthetic crystals of sphalerite with admixtures of In, Fe and Au

ассоциациях концентрация химически связанного "невидимого" золота в сфалерите может быть выше, чем концентрация Au, равномерно распределенного в матрице сосуществующих Cu-Feсульфидов.

Количество In в синтетическом сфалерите, как и в случае с Fe, сильно влияет на цвет итоговых кристаллов. Сравнение химического состава исходной смеси и получившихся образцов показало, что лишь часть исходного In вошла в изученные в работе кристаллы. Это может быть связано с тем, что скорость переноса In от одного конца ампулы к другому меньше скорости переноса Zn и быстрое осаждение на холодном конце ампулы кристаллов ZnS препятствует соосаждению In.

Синтезированные гомогенные образцы In-содержащего сфалерита с Au могут быть использованы в качестве внешнего стандарта для проведения РСМА и ЛА-ИСП-МС анализов примесных компонентов. Эти стандарты могут быть особенно полезны для ЛА-ИСП-МС лабораторий во время измерения экстремально низких концентраций Au и In в природном сфалерите, так как этот метод требует примерного соответствия матрицы стандарта и исследуемого материала. Кроме того, в образцах должен быть примерно одинаковый порядок содержания изучаемых элементов. Кристаллы сфалерита с содержанием золота ≈1 мас. % могут использоваться в качестве стандарта для проведения РСМА исследований сфалерита с примесными Au и In.

К сожалению, предел растворения In в ZnS при низких температурах чрезвычайно низок [Lapре, 1962]. Таким образом, затруднительно синтезировать серию кристаллов сфалерита при более низких температурах, близких к обычным условиям его формирования в природе. Однако мы планируем дальнейшие исследования систем с In, Fe и Au, которые будут направлены на изучение поведения этих элементов при более низких температурах. Будет изучено влияние и других элементов-примесей на содержание Au или других одновалентных элементов, которые тоже могут входить в структуру сфалерита; основное внимание будет уделено трехвалентным элементам (например, Ga). Таблица 6. Состав исходной шихты и кристаллов сфалерита с примесью In и Au, синтезированных при различной фугитивности серы

N⁰	In в сост.		PCMA	, мас. % (±20	ЛА–ИСП–МС, мас. % ( $\pm 2\sigma$ )						
обр.	шихты, мас. %	Zn	S	In	Au	Сумма	In	Au			
Метод газового транспорта с использованием I2 в качестве транспортного реагента при 850°C на горячем и 775°C											
на холодном конце ампулы, в течение 30 дней											
2289	1	66.07 (0.66)	32.82 (0.30)	_	—	98.89	0.0064 (0.0014)	0.0006 (0.0001)	0.1*		
2290	1	65.70 (0.47)	32.79 (0.35)	0.20 (0.06)	0.04 (0.02)	98.73	0.1913 (0.0113)	0.03314 (0.0112)	1		
2291	1	64.83 (0.54)	32.52 (0.34)	0.67 (0.03)	0.52 (0.03)	98.54	0.6914 (0.0212)	0.5142 (0.0224)	10		
2292	1	64.39 (0.89)	32.57 (0.20)	0.74 (0.05)	0.62 (0.07)	98.32	0.7012 (0.0201)	0.6033 (0.0511)	35		
2297	0	65.79 (0.68)	32.87 (0.24)	_		98.66	_	0.0004 (0.0001)	0.1*		
2298	0	66.19 (0.54)	32.82 (0.29)	_		99.01	_	0.0007 (0.0002)	1		
2299	0	66.13 (0.48)	32.64 (0.24)	_		98.77	_	0.0009 (0.0001)	8		
2300	0	66.19 (0.45)	32.70 (0.63)	_		98.89	_	0.0010 (0.0002)	35		
Метод	ц газового	транспорта с	с использован	ием NH <sub>4</sub> Cl в	в качестве тр	анспорт	ного реагента при	и 850°С на горячем	и кон-		
				це ампулы,	в течение 3	0 дней					
4041	1	64.60 (0.21)	33.47 (0.16)	1.14 (0.08)	_	99.21	1.11 (0.02)	0.0061 (0.0011)	0.1*		
4042	1	64.04 (0.77)	33.57 (0.43)	2.00 (0.16)	0.06 (0.03)	99.67	2.02 (0.05)	0.0513 (0.0223)	1		
4043	1	63.69 (0.96)	33.54 (0.49)	1.48 (0.10)	1.02 (0.05)	99.73	1.48 (0.03)	1.0113 (0.0414)	8		
4044	1	62.77 (0.56)	33.47 (0.29)	2.28 (0.11)	0.79 (0.05)	99.31	2.27 (0.03)	0.7712 (0.0312)	41		
4045	0	66.29 (0.42)	32.85 (0.52)	_		99.14	_	0.0006 (0.0001)	0.1*		
4046	0	66.18 (0.74)	32.99 (0.31)	_		99.17	—	0.0005 (0.0001)	1		
4047	0	66.18 (0.55)	33.02 (0.43)	-		99.20	—	0.0009 (0.0002)	7		
4048	0	66.08 (0.54)	33.14 (0.62)	_		99.22		0.0008 (0.0001)	42		

Table 6. Chemical composition of sphalerite crystals with admixture of In and Au, synthesized at variable fugacity of sulfur

\*Значение условное так как для его точного расчета в случае со сфалеритом без добавления серы нужны дополнительные эксперименты.

\*The value is tentative as it is impossible to calculate the exact value for pure sphalerite without adding an additional sulfur. Separate set of experiments is required.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-17-00693-П, на заключительном этапе – гранта РФФИ № 18-05-70041.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В., Мак Мэйхон Г., Богданов Ю.А. (2000) Невидимое золото в сульфидах из современных подводных гидротермальных построек. Докл. АН, **372**(6), 804-807.
- Викентьев И.В. (2015) Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала. Геол. рудн. месторождений, 57(4), 267-298.
- Осадчий В.О. (2016) Трехвалентное железо в структуре сфалерита. Зап. молодежной конференции "Ломоносов-2016", М.: Макс-Пресс, https://lomonosov-msu.ru/ archive/Lomonosov\_2016/data/section\_6\_8355.htm
- Чареев Д.А. (2016) Общие принципы синтеза халькогенидов и пниктидов в солевом расплаве с использованием стационарного температурного градиента. *Кристаллография*, **61**(3), 475-489.
- Чареев Д.А., Волкова О.С., Герингер Н.В., Кошелев А.В., Некрасов А.Н., Осадчий В.О., Осадчий Е.Г., Филимонова О.Н. (2016) Синтез кристаллов халькогенидов и пниктидов в солевых расплавах при стационарном температурном градиенте. *Кристаллография*, **61**(4), 652-662.

Asadi H.H., Voncken J.H.L., Hale M. (1999) Invisible gold

at Zarschuran, Iran. Econ. Geol., 94, 1367-1374.

- Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. (2006). Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152, 667-684.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A. Skiner W., Shimizu M., Danushevsky L., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite. *Geochim. Cosmohim. Acta*, 73, 4761-4791.
- Chareev D.A., Osadchii V.O., Shiryaev A.A., Nekrasov A.N., Koshelev A.V., Osadchii E.G. (2017) Single-Crystal Fe-bearing sphalerite: synthesis, lattice parameter, thermal expansion coefficient and microhardness. *Phys. Chem. Min.*, 44, 287-296.
- Filimonova O.N., Trigub A.L., Tonkacheev D.E., Nickolsky M.S., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Chaplygin I.V., Kovalchuk E.V., Lafuerza S., Tagirov B.R. (2019) Substitution mechanism in In, Au, and Cu-bearing sphalerites studied by X-ray absorption spectroscopy of synthetic and natural minerals *Min. Mag.* (Accepted)
- Fraley K.L., Frank M.R. (2014) Gold solubilities in bornite, intermediate solid solution, and pyrrhotite at 500°C to 700°C and 100MPa. *Econ. Geol.*, **109**, 407-418.
- Johan Z. (1998) Indium and germanium in the structure of sphalerite: an example of the coupled substitution with copper. *Min Petr.*, **39**(3), 211-229.
- Lappe F., Niggli A., Nitsche R., White J.R. (1962) The crystal structure of In ZnS, Z. Krist., **117**(2-3), 146-152.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Dany-

Mexанизм вхождения Au в синтетические кристаллы сфалерита The substitution mechanism of Au in synthetic crystals of sphalerite

ushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141.

- Murakami H., Shunso I. (2013) Trace elements of Indium-bearing sphalerite from tin-polymetallic deposits in Bolivia, China and Japan: A femto-second LA-ICPMS study. *Ore Geo Rev*, **53**, 223-243
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. J. Anal. Atomic Spectrom., 26, 2508-2518.
- Tonkacheev D.E., Chareev D.A., Abramova V.D., Yudovskaya M.A., Minervina E.A., Tagirov B.R., (2015) Sphalerite as a matrix for noble, non-ferrous metals and semimetals: A EPMA and LA-ICP-MS study of synthetic crystals. *Proc. 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France,* 2, 847-850.
- Vikentyev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I. (2004) Gold and PGE in massive sulfide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia. *Canad. Mineral.*, **42**, 651-665.
- Wilson S.A., Ridley I., Koenig A.E. (2002) Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. J. Anal. Atom. Spectrom., 17, 406-409

### REFERENCES

- Asadi H.H., Voncken J.H.L., Hale M. (1999) Invisible gold at Zarschuran, Iran. *Econ. Geol.* **94**, 1367-1374
- Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. (2006). Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152, 667-684.
- Bortnikov N.S., Cabri L., Vikent'ev I.V., McMahon G., BogdanovYu.A. (2000) Invisible gold in sulfides from recent submarine hydrothermal mounds. *Dokl. Earth Sci.*, 373(5), 863-866.
- Chareev D.A. (2016) General principles of the synthesis of chalcogenides and pnictides in salt melts using a steady-state temperature gradient. *Cristallografiya*, **61**(3), 506-511. (In Russian)
- Chareev D.A., Volkova O.S., Geringer N.V., Koshelev A.V., Nekrasov A.N., Osadchii V.O., Osadchii E.G., Filimonova O.N. (2016) Synthesis of chalcogenide and pnictide crystals in salt melts using a steady-state temperature gradient. *Cristallografiya*, **61**(4), 682-691. (In Russian)
- Chareev D.A., Osadchii V.O., Shiryaev A.A., Nekrasov A.N., Koshelev A. V., Osadchii E.G. (2017) Single-Crystal Fe-bearing sphalerite: synthesis, lattice parameter, thermal expansion coefficient and microhardness. *Phys. Chem. Min.*, 44, 287-296

- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A. Skiner W., Shimizu M., Danushevsky L., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite. *Geochim. Cosmohim. Acta*, 73, 4761-4791.
- Filimonova O.N., Trigub A.L., Tonkacheev D.E., Nickolsky M.S., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Chaplygin I.V., Kovalchuk E.V., Lafuerza S., Tagirov B.R. (2019) Substitution mechanism in In, Au, and Cu-bearing sphalerites studied by X-ray absorption spectroscopy of synthetic and natural minerals *Min. Mag.* (accepted)
- Fraley K.L., Frank M.R. (2014) Gold solubilities in bornite, intermediate solid solution, and pyrrhotite at 500°C to 700°C and 100MPa *Econ. Geol.*, **109**, 407-418.
- Johan Z. (1998) Indium and germanium in the structure of sphalerite: an example of the coupled substitution with copper. *Min Petr.*, **39**(3), 211-229.
- Lappe F., Niggli A., Nitsche R., White J.R. (1962) The crystal structure of In<sub>2</sub>ZnS<sub>4</sub>. *Z. Krist.*, **117**(2-3), 146-152.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141.
- Murakami H., Shunso I. (2013) Trace elements of Indium-bearing sphalerite from tin-polymetallic deposits in Bolivia, China and Japan: A femto-second LA-ICPMS study. Ore Geo Rev, 53, 223-243
- Osadchii V.O. (2016) Trivalent iron in the structure of sphalerite. Zapiski molodezhnoy konferentsii "Lomonosov-2016" [Proc. Y Sci Conf "Lomonosov-2016"], Moscow, Max-Press Publ. https://lomonosov-msu.ru/archive/ Lomonosov 2016/data/section 6 8355.htm (In Russian)
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. J. Anal. Atom. Spectrom., 26, 2508-2518.
- Tonkacheev D.E., Chareev D.A., Abramova V.D., Yudovskaya M.A., Minervina E.A., Tagirov B.R., (2015) Sphalerite as a matrix for noble, non-ferrous metals and semimetals: A EPMA and LA-ICP-MS study of synthetic crystals. *Proc. 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France*, 2, 847-850.
- Vikentyev I.V. (2015) Invisible and microscopic gold in pyrite: Methods and new data for massive sulfide ores of the Urals. *Geol. Ore Dep.*, 57(4), 237-265.
- Vikentyev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I. (2004) Gold and PGE in massive sulfide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia. *Canad. Mineral.*, 42, 651-665.
- Wilson S.A., Ridley I., Koenig A.E. (2002) Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. J. Anal. At om. Spectrom., 17, 406-409.

УДК 550.3(470.5+571.1)

#### DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-162-175

# Тектоника и глубинное строение Юганско-Колтогорской зоны фундамента Западно-Сибирской платформы

# © 2019 г. К. С. Иванов, Н. П. Костров, А. Е. Степанов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: ivanovks@igg.uran.ru, kostrov65@yandex.ru, stepanov-58@bk.ru Поступила в редакцию 04.08.2017 г., принята к печати 19.09.2017 г.

Предмет и цель исследования. Исследовалось глубинное строение Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири в целях выявления вероятных участков нефтегазоносности. Материалы и методы. Использовался метод выделения линеаментов и компьютерного моделирования плотностных свойств горных пород. Выделение линеаментов проводилось, в первую очередь, по данным геофизики – по детальным (1 : 200 000) картам аномального магнитного поля и поля силы тяжести. Для выделения разрывных нарушений использовались также дистанционные методы и результаты исследования керна скважин региона. Моделирование глубинного строения доюрского основания выполнено на основе геологической карты путем решения прямой задачи при подборе плотности геологических тел. *Результаты*. Шесть наиболее крупных разломов Юганско-Колтогорской зоны, показанные на геологической карте отдельным знаком "глубинные разломы и региональные зоны рассланцевания", наиболее интересны как возможные нефтеподводящие каналы при поисках месторождений глубинной нефти. *Выводы.* Моделирование глубинного строения доюрского основания, выполненное на основе геологической карты, показало, что в плане нефтеносности следует обратить особое внимание на участки разуплотнения гранитов Юганской зоны Западной Сибири.

**Ключевые слова**: Западная Сибирь, глубинное строение, аномальное гравитационное и магнитное поле, разрывные нарушения, компьютерное моделирование

# Tectonics and deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform foundation

### Kirill S. Ivanov, Nikolai P. Kostrov, Andrei E. Stepanov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: ivanovks@igg.uran.ru, kostrov65@yandex.ru, stepanov-58@bk.ru Received 04.08.2017, accepted 19.09.2017

*Research subject.* The deep structure of the Yugan-Koltogor zone located in West Siberia was investigated with the purpose of detecting prospective oil and gas bearing areas. *Materials and methods.* The methods of lineament extraction and the computer modelling of rock density were employed. Lineament extraction was conducted on the basis of geophysical data, including detailed (1 : 200 000) maps of anomalous magnetic and gravity fields. In order to detect faults, telemetering methods were used, along with the results of studies conducted to investigate core materials from wells in the region. The modelling of the deep structure of the pre-Jurassic basement was performed on the basis of its geological map by solving a direct problem while fitting geological body densities. *Results.* Six largest faults of the Yugan-Koltogor zone identified on the geological map by a special sign "deep faults and regional schistosity zones" are of particular interest as possible oil bearing areas. *Conclusions.* The modelling of the deep structure of the pre-Jurassic basement of the pre-Jurassic basement of the geological map by a special sign "deep faults and regional schistosity zones" are of particular interest as possible oil bearing areas. *Conclusions.* The modelling of the deep structure of the pre-Jurassic basement of the West Siberian Platform has shown the granite decompaction areas of the Yugan zone to be highly promising in terms of oil and gas deposits.

Keywords: West Siberia, deep structure, anomalous gravity and magnetic field, faults, computer modeling

#### Acknowledgements

For the help and discussion of the results, the authors thank V.A. Volkov (V.I. Shpilman NATs RN).

Research is being conducted with the support of Russian science Foundation (project No. 16-17-10201).

Для цитирования: Иванов К.С., Костров Н.П., Степанов А.Е. (2019) Тектоника и глубинное строение Юганско-Колтогорской зоны фундамента Западно-Сибирской платформы. *Литосфера*, **19**(1), 162-175. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-162-175

For citation: Ivanov K.S., Kostrov N.P., Stepanov A.E. (2019) Tectonics and deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform foundation. *Litosfera*, **19**(1), 162-175. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-162-175

#### ВВЕДЕНИЕ

Юганско-Колтогорская зона расположена в южной части Колтогорского рифта в широтном Приобье, в центральной части Западно-Сибирской платформы. Породы фундамента (а точнее – доюрского основания, т.е. комплексы палеозоя и триаса) залегают здесь на глубинах 2600-3300 м, перекрытые мезокайнозойским осадочным чехлом. Нами проведено доизучение петрографии, петрохимии, геохимии, геохронологии и биостратиграфии пород Юганско-Колтогорской зоны по керну скважин, вскрывших комплексы доюрского основания. Главные результаты этой работы были кратко изложены в нашей статье [Иванов и др., 2018]. Так, было установлено, что возраст развитых здесь гранитов раннепермский (U-Pb, ШРИМП II). Базальты рифтовых зон начали формироваться 268.4 ± 7.5 млн лет назад (по данным Ar-Ar метода). Таким образом, вулканизм в осевых рифтовых зонах фундамента Западно-Сибирского мегабассейна начался раньше, чем это считалось до этого, и значительно раньше трапповых базальтов Сибирской платформы. На основе этих и ранее полученных предшественниками и нами данных (более полный список литературы – см. в [Иванов и др., 2018]) было выполнено построение геологической карты фундамента Юганско-Колтогорской зоны центральной части Западно-Сибирской плиты в масштабе 1 : 500 000; карта представляет собой комплект информационных геологических, геофизических и других слоев.

Изученная территория на уровне доюрского основания по существу состоит из двух отдельных структурно-формационных зон – Юганской и более восточной Колтогорской. *Колтогорская зона* представлена главным (срединным) триасовым рифтом Западной Сибири (Колтогорским) и его бортами, выполненными главным образом палеозойскими, преимущественно терригенными и терригеннокарбонатными комплексами. *Юганская зона* состоит в основном из палеозойских вулканогенноосадочных, а также терригенных и карбонатных образований, на которые также наложены два грабенрифта пермско-раннетриасового возраста.

Эта, вторая, статья о строении фундамента Юганско-Колтогорской зоны посвящена тектонике и компьютерному моделированию ее глубинного строения.

Судя по резкой смене литологии комплексов пород и характеру физических полей (матрицам геодинамической модели в особенности), следует считать, что все субмеридиональные контакты между структурно-формационными зонами в пределах изучавшегося региона являются тектоническими. Структурно-вещественные комплексы доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны характеризуются блоковым строением с развитыми системами разрывных нарушений. На рис. 1 представлена геологическая карта доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири. На карту вынесены разломы, глубинные разломы и региональные зоны рассланцевания, а также аномальное гравитационное поле (в условных единицах).

### ДИСТАНЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Дистанционное выделение линейных структур, предположительно интерпретируемых как разрывные нарушения, проводилось на основе дешифрирования космоснимков с последующим уточнением по данным магнито- и гравиразведки. Использовались общедоступные космоснимки Google.

Учитывая плохую степень дешифрируемости в районе работ, обусловленную, прежде всего, мощным чехлом кайнозойско-мезозойских образований, можно выделить в основном крутопадающие зоны нарушений, по всей видимости, молодого (возможно, мезозойско-кайнозойского) возраста. Как показывает практика геологосъемочных работ в восточных районах Урала с развитием сравнительно маломощного чехла кайнозойско-мезозойских отложений, такие тектонические дислокации проявлены весьма широко вплоть до неогена-палеогена, в ряде случаев сопровождаясь приразломной линейной складчатостью. Подобные зоны молодых нарушений, судя как по результатам геологической съемки и бурения, так и по геофизическим данным, являются долгоживущими, наследуя структурный план более ранних разломов.

Таким образом, методика дешифрирования свелась к выделению линейных элементов ландшафта (линеаментов), индифицирующих зоны разломов (рис. 2).

Выделение линеаментов проводилось по линейным и линейно-площадным элементам ландшафта, образующим структурные линии и участки с планпараллельным рисунком фотоизображения. Сюда относятся:

 прямолинейные понижения рельефа, дешифрирующиеся в виде линий различного фототона, обусловленного распределением растительности;

– прямолинейные перегибы рельефа;

 участки частого чередования мелких отрицательных и положительных форм рельефа, что создает линейную структуру фотоизображения;

– спрямленные участки речных долин.

Для более объективного анализа космоснимков применялась компьютерная обработка исходного снимка, включающая несколько стадий. Первая стадия заключалась в формировании 3D-изображения (интерполяционного растра), созданного в программном пакете Spatial Analyst (в составе ArcGIS) (рис. 3).

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 1. Геологическая карта доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири.

1 – верхний триас: песчаники; 2 – средий триас: базальты, песчаники; 3 – анизийские базальты и риолиты; 4 – верхняя пермь–нижний триас: базальты; 5 – верхний девон–нижний карбон: глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты; 6 – верхний девон: андезиты, базальты, их туфы; 7 – средний–верхний девон: извесняки, доломиты с подчиненными пачками песчаников и известняков; 8 – девон: кремнисто-терригенно-черносланцевая толща; 9 – средний палеозой: терригенно-карбонатная толща с прослоями эффузивов основного состава; 10 – метаморфические образования: сланцы амфибол-мусковитовые, амфибол-слюдисто-варцевые, серицит-хлорит-альбитовые и др.;

ЛИТОСФЕРА том 19 №1 2019

### Глубинное строение Юганско-Колтогорской зоныЗападно-Сибирской платформы The deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform

11 – граниты; 12 – гранодиориты; 13 – кварцевые диориты, диориты; 14 – габбро, габбро-долериты; 15 – серпентинизированные ультрабазиты; 16 – глубинные разломы и региональные зоны рассланцевания; 17 – несогласное залегание; 18 – разломы; 19 – изолинии аномального гравитационного поля: а – >0, б – <0; 20 – населенные пункты; 21 – участки моделирования; 22 – скважины.

Fig. 1. Geological map of pre-Jurassic basement of Yugan-Koltogor zone of West Siberia.

1 – Upper Triassic. Sandstones; 2 – Middle Triassic. Basalts and sandstones; 3 – Lower Triassic – Anisian basalts and rhyolites; 4 – Upper Permian – Lower Triassic basalts; 5 – Upper Devonian – Lower Carboniferous. Argillous and siliceous schists, sandstones, gravelites, conglomerates; 6 – Upper Devonian. Andesites, basalts, and their tuffs; 7 – Middle -Upper Devonian. Limestones, dolomites with subordinate bundles of sandstones and limestones; 8 – Devonian. Siliceous terrigenous black schist stratum; 9 – Middle Paleozoic. Terrigenous carbonate stratum with subordinate interlayers of basic composition effusives; 10 – Metamorphic formations. Amphibole-muscovite, amphibole-micaquarts, sericite-chlorite-albite and other schists; 11 – Granites; 12 – Granodiorites; 13 – Quarts diorites, diorites; 14 – Gabbro, gabbro-dolerites; 15 – ultramafic serpentin rock; 16 – Deep faults and regional zones of foliation; 17 – discordant bedding; 18 – faults; 19 – anomalous gravity feild; 20 – settlements; 21 – modeling areas; 22 – wells.



Рис. 2. Фрагмент исходного космоснимка с установленными линейными структурами (линеаментами).

Fig. 2. A fragment of the source space image with detected linear structures (lineaments).

Кроме 3D обработки, применялось определение уклона (градиент, или скорость максимального изменения значения z) для каждой ячейки поверхности интерполяционного растра (рис. 4), что также позволило улучшить визуализацию линеаментов.

На основе выделенных линеаментов, каждый из которых можно интерпретировать как разрывную структуру, построена цифровая карта плотностей линеаментов, что позволило усреднить участки параллельной трещиноватости и выделить осевые зоны нарушений (рис. 5).

Анализ МАКС выявил разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний, как правило, молодого мезокайнозойского возраста, но данный метод недостаточен в условиях Западной Сибири для выделения региональных

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

тектонических швов. Заключительным этапом создания структурного каркаса геологической карты было уточнение структурной схемы по картам магнитного и гравитационного полей (рис. 6).

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Устанавливаются четыре основные системы разрывных нарушений: наиболее ранняя север-северозападного до субмеридионального простирания; более молодая субмеридиональная система сбросов, контролирующая развитие позднепермско-триасовых рифтов; далее – система разломов северо-западного до субширотного направления и четвертая система северо-восточного простирания. Следует заме-



Рис. 3. Обработка исходного космоснимка в программе Spatial Analyst: 3D обработка.







Fig. 4. Treatment of the source space image in Spacial Analist application: emphasis of gradient zones.

тить, что выявленные разрывные нарушения неоднократно "подновлялись" последующими подвижками, поэтому их относительный возраст определяется по проявлению наиболее интенсивной дислокации. Разрывные нарушения север-северо-западного до субмеридионального простирания хорошо выражены в геофизических полях, прежде всего магнитном (см. рис. 6). Представлены зонами реГлубинное строение Юганско-Колтогорской зоныЗападно-Сибирской платформы The deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform



Рис. 5. Карта плотности разрывных нарушений (пакет Spatial Analyst).

Fig. 5. A map of fault density (Spatial Analyst application).

гионального рассланцевания (скв. Мамонтовская-1, Усть-Балыкская, Махнинская-2, Восточно-Ларломкинская-9). Характеризуются взбросовой и сдвиго-взбросовой кинематикой, нередко сопрово-

ждаясь телами серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитового меланжа (скв. Лыхская P-70 и Аленкинская-103). Максимально проявлены в западной части площади.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019



Рис. 6. Карта разрывных нарушений Юганско-Колтогорской площади на основе карты аномального магнитного поля.

Приведены изолинии аномального магнитного поля (красные – отрицательные значения, желтые – 0, фиолетовые – от 0 до 300 нТл, синие – от 300 нТл и выше).

Fig. 6. A map of faults of Yugan-Koltogor area on the basis of anomalous magnetic field.

The contours of the anomalous magnetic field are shown (red – negative values, yellow – zero, violet – from 0 nTl to 300, blue – from 300 nTl and more).

Вторая группа нарушений явно наложена на более ранние сдвиго-взбросы. Она представляет собой зоны регионального рассланцевания со значительной вертикальной составляющей смещения (сдвиго-сбросы позднепермско-триасового возраста), контролирующие рифтовые зоны, в частности Колтогорского рифта в восточной части площади (см. рис. 6).

Третья система разрывных нарушений представлена разломами северо-восточного простирания, проявляющихся через 30–80 км (см. рис. 5, 6), представляющих собой зоны кливажа и катаклаза (скв. Южно-Махнинская-3). Судя по смещениям геофизических аномалий, эта система разрывов характеризуется правосторонней преобладающей сбросо-сдвиговой составляющей с амплитудами горизонтального видимого смещения порядка 15–20 км.

Наиболее молодые разрывные нарушения северо-западного до субширотного простирания. Представляют собой протяженные зоны левосторонних сбросо-сдвигов, что устанавливается по смещениям аномалий магнитного поля с амплитудами горизонтального видимого смещения до 30– 40 км (см. рис. 6). Наиболее значительное проявление этих дислокаций устанавливается в южной части площади в виде протяженной зоны рассланцевания, хорошо фиксирующейся как при дешифрировании МАКС, так и в геофизических полях.

Шесть наиболее крупных разломов Юганско-Колтогорской зоны, к которым приурочены и тела меланжированных ультрабазитов, показаны на геологической карте отдельным знаком ("глубинные разломы и региональные зоны рассланцевания"); они же, по всей видимости, наиболее интересны как возможные нефтеподводящие каналы при поисках месторождений глубинной нефти.

### КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Дополнительно было проведено компьютерное моделирование глубинного строения доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны. Комплексное моделирование плотности геологической среды выполнено на двух участках (показаны прямоугольниками на рис. 1), в центре Юганской зоны и на севере Колтогорской зоны, в целях выявления плотностных неоднородностей, перспективных для поисков углеводородов. Моделирование выполнено на основании цифровых карт: аномального магнитного поля, аномального гравитационного поля, рельефа дневной поверхности, рельефа кристаллического фундамента, авторской геологической карты доюрского основания кристаллического фундамента. Кроме того, методика моделирования основана на использовании априорной геологической информации и на

представлениях о генезисе тех или иных тектонических структур. Моделирование проведено в авторском [Костров и др., 2005; Kostrov, 2007; и др.] программном комплексе для интерпретации потенциальных полей. В процессе моделирования использовалась прямоугольная система координат с осью Z, направленной вверх, осью X – на восток, осью Y – на север.

### Юганская зона

Компьютерная модель Юганской зоны<sup>1</sup> (рис. 7, 8) состоит из 153 218 элементарных ячеек в форме прямоугольного параллелепипеда, расположенных в 26 слоях. В каждом слое находится 5893 ячейки размером в плане 1802 × 1802 м. Слои распределены таким образом, чтобы учесть изменение рельефа дневной поверхности, который изменяется в пределах от 55 до 127 м, и рельефа кристаллического фундамента, который изменяется от -3228 до -2141 м. Таким образом, слои от 67 до 127 м имеют мощность 20 м.; слой от 55 до 67 м имеет мощность 12 м; слой от -2141 до 55 м имеет мощность 2086 м; слой от -2228 до -2141 м имеет мощность 87 м; слой от -3228 до -2228 м имеют мощность 100 м.; слой от -3500 до -3228 м имеет мощность 272 м.; слои от -12500 до -3500 м имеют мощность 1 км. Остаточное поле Юганской зоны Западной Сибири на большей части площади моделирования изменяется от -0.5 до 0.5 мГал, за исключением краев планшета, что составляет 2.7% от размаха (от –26 до 12 мГал) наблюденного поля. Более точный подбор может быть оправдан только при наличии дополнительной информации как о плотностной неоднородности осадочного чехла, который в данном моделировании полагался однородным, так и при более подробных данных о плотности пород фундамента.

Большая отрицательная аномалия гравитационного поля в юго-западной части участка моделирования Юганской зоны привлекает к себе внимание тем, что эпицентр аномалии лежит в области массива гранитов на геологической карте (см. рис. 1). Как стало ясно в ходе моделирования, аномалию частично можно объяснить лишь необычайно легкими (2.50 г/см<sup>3</sup> на западе или 2.57 г/см<sup>3</sup> на востоке планшета) нетипичными гранитами, подобными, например, гранитам месторождения Белый Тигр во Вьетнаме [Тимурзиев, 2010; Халилов, 2012]. На рис. 7 проиллюстрированы верхние 400 м модели под осадочным чехлом, где введены указанные выше разуплотненные породы. Кро-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На рис. 7–9 участки моделирования приведены в системе координат Гаусса–Крюгера для зоны 12, тогда как на рис. 1 показаны географические координаты. Для удобства сопоставления геологических формаций (см. рис. 1) плотностным свойствам модели на рис. 7–9 вынесены контуры формаций.





Показано проявление с глубиной разуплотненных пород. Различные породы с одинаковой плотностью (2.60 г/см<sup>3</sup>) обозначены разным цветом. Контуры геологических формаций участка моделирования (см. рис. 1) выделены жирными чёрными линиями.

Fig. 7. The upper 400 m under a sedimentary cover of the density model of Yugan zone of West Siberia.

Different rocks with the same density  $(2.60 \text{ g/cm}^3)$  are shown in different colour. Contours of geological formation (see Fig. 1) are shown in bold black for the modeling area.



Рис. 8. Плотностная модель Юганской зоны Западной Сибири.

На верхней части показан слой модели на глубине от 12.5 до 11.5 км. На нижней части изображено сечение модели, пересекающее разуплотненные граниты (положение сечения отмечено фиолетовым треугольником у левой границы верхней части рисунка). Сиалическая кора (2.55 г/см<sup>3</sup>) выделена голубым цветом. Различные породы плотностью (2.60 г/см<sup>3</sup>) обозначены разным цветом.

Fig. 8. The density model of Yugan zone of West Siberia.

On the upper part were shown the model layer at the depth from 12.5 to 11.5 km. On the lower part is shown a model crosssection going through the granite decompaction probable area (the position of the crossection is shown by purple triangle at the left border of the upper part of the figure). Sialic rock (2.55 g/cm<sup>3</sup>) is shown in light blue colour. Different rocks with the same density (2.60 g/cm<sup>3</sup>) are shown in different colour.

ме того, наблюдаемые аномалии потребовали введения легкой (плотность 2.55 г/см<sup>3</sup>) сиалической коры на глубине 12.5–8.5 км (см. рис. 8) и расширения слоя с плотностью 2.71 г/см<sup>3</sup>, который изображает на эрозионном срезе фундамента глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, гравелиты и конгломераты верхнего девона–нижнего карбона. Кроме этого, в слоях модели, прилегающих к эрозионному срезу фундамента, для компенсации локальных отрицательных аномалий введены зоны разуплотнения в гранитах (2.47 г/см<sup>3</sup>) и базальтах (2.55 г/см<sup>3</sup>), а в юго-восточном углу планшета (см.

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

рис. 1) массив базальтов отличается очень малой (2.55 г/см<sup>3</sup>), по сравнению с остальными массивами базальтов (2.60 г/см<sup>3</sup>), плотностью. Массивы серпентининизированных ультрабазитов моделировались объектами различной пониженной плотности от типичной 2.65 г/см<sup>3</sup> до очень малой 2.55 г/см<sup>3</sup> и промежуточными 2.60, 2.63 г/см<sup>3</sup>, что соответствует предположению о различной степени серпентинизации этих пород и подтверждается данными изучения керна скважин на этой площади [Иванов и др., 2018]. Позднедевонские андезиты, базальты и их туфы (2.77 г/см<sup>3</sup>) в модели выходят на поверхность кристаллического фундамента в центре западной окраины участка моделирования. Они перекрыты глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами верхнего девона-нижнего карбона (2.71 г/см<sup>3</sup>) и распространяются до границы метаморфических образований на северо-востоке (см. рис. 1).

### Колтогорская зона

Модель Колтогорской зоны (рис. 9) состоит из 289800 ячеек, расположенных в 30 слоях. Размер

ячеек в плане составляет 1802 × 1802 м, а с глубиной меняется от слоя к слою. Слой 1 лежит в диапазоне Z-координат от -2200 до 15 м; слои от -4300 до -2200 м имеют мощность 100 м, что позволяет отразить характер изменения рельефа кристаллического фундамента области моделирования. Слои от -11300 до -4300 м имеют мощность 1 км; слой от -12500 до -11300 м имеет мощность 1.2 км. Моделируемое аномальное гравитационное поле Колтогорской зоны Западной Сибири на большей части планшета подобрано с точностью 0.5 мГал, что составляет около 1% от размаха наблюденного поля и с точностью от 0.5 до 1 мГал (менее 2% от размаха аномалии) в ограниченных областях, за исключением приграничных частей площади моделирования, где точный подбор неосуществим. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Колтогорского участка моделирования постепенно понижается с юго-востока на северо-запад и север от 2.2 км до примерно 4 км глубины. Геологические формации показаны жирными контурами, изолинии остаточного поля менее –1 мГал. На рис. 9 представлена структура модели начиная от 4 км глубины. Геологические формации пока-





Рис. 9. Послойная плотностная модель Колтогорской зоны Западной Сибири от глубины 12.5 до 4.0 км.

Жирными контурами показаны геологические структуры геологической карты (см. рис. 1). Изолинии остаточного аномального магнитного поля менее –1 мГал выделены белым, а изолинии более 1 мГал – черным цветом. Различные породы одинаковой плотности (2.60) обозначены разным цветом.

Fig. 9. Layer-by-layer model of the Koltogor zone of West Siberia from the depth of 12.5 to 4.0 km.

In thick black contours were shown geological structures from the geological map (see Fig. 1). The isolines of remanent anomalous magnetic field less than -1 mGal are shown in white and the isolines greater than 1 mGal are shown in black. Different rocks with the same density (2.60 g/cm<sup>3</sup>) are shown in different colour.

заны жирными контурами, изолинии остаточного поля менее -1 и +1мГал изображены белыми линиями, а более +1 мГал – черными, все расстояния в плане приведены в метрах. Однако из-за малого диаметра некоторые изолинии сливаются в почти точечные объекты, за исключением краев планшета, где поле модели не компенсирует наблюдаемое поле. То, что на большей части площади моделирования значения остаточного поля, которые больше 1 и меньше -1, практически отсутствуют, говорит о хорошем качестве подбора модельных источников. Плотностная модель Колтогорской зоны представляет земную кору до глубины 12.5 км. По всей площади моделирования самый нижний слой модели от 12.5 до 11.3 км глубины почти на

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

100% представлен плотными (2.97 г/см<sup>3</sup>) породами, среди которых легкая (2.62 г/см<sup>3</sup>) сиалическая кора появляется лишь на некоторых малых участках (см. рис. 9, часть 2). Слоем выше, от 11.3 до 10.3 км глубины, сиалическая кора занимает уже обширные площади в западной половине планшета. В диапазоне глубин от 10.3 до 6.3 км над легкой сиалической корой в западной части планшета смоделирован слой более тяжелых (2.77 г/см<sup>3</sup>) пород. В восточной же части планшета сиалическую кору при продвижении с глубины 11.3 км вверх до глубины 5.3 км сменяют породы плотностью 2.74 г/см<sup>3</sup>, которые, в свою очередь, поднимаются вплоть до глубины 3.7 км на севере и до глубины 2.5 км на юге планшета.

В центральной части площади моделирования участка Колтогорской зоны под осадочным чехлом залегают базальты поздней перми-раннего триаса (2.6 г/см<sup>3</sup>), слагающие верхнюю часть Колтогорского грабена мощностью порядка 2.5-3 км. Глубже, начиная от 4.3 км и ниже, площадь грабена сложена тяжелыми (2.97 г/см<sup>3</sup>) породами, вероятнее всего габбро. Местами вдоль границ грабена отмечаются тела ультрабазитов (2.65 г/см<sup>3</sup>). В восточной части планшета песчаники верхнего триаса образуют слой мощностью до 500 м, постепенно погружающийся с юга на север, под которым расположен массив плотных (2.74 г/см<sup>3</sup>) пород терригенно-карбонатной толщи среднего палеозоя. Эти образования начиная с глубины 5.3 км сменяет легкая (2.62 г/см<sup>3</sup>) сиалическая кора, которая, однако, представляет собой не сплошной слой, а отдельные, до 5 км мощности, поднятия, своеобразные "скалы", покрывающие в общей сложности лишь незначительную часть планшета к востоку от грабена. Сверху они ограничены терригенно-карбонатной толщей, а снизу – тяжелыми (2.97 г/см<sup>3</sup>) породами. Особенностью представленной модели участка Колтогорской зоны является наличие сиалической коры (см. рис. 9, голубой цвет, 2.62 г/см<sup>3</sup>) к западу от грабена под андезитами, базальтами и их туфами верхнего девона-нижнего карбона (2.77 г/см<sup>3</sup>), перекрытыми более легкими (2.71 г/см<sup>3</sup>) глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами, конгломератами карбона. На геологической карте выход на эрозионный срез кристаллического фундамента (см. рис. 1) андезитов, базальтов и их туфов с подчиненными пачками песчаников и известняков верхнего девона можно видеть лишь на незначительном участке на западной границе участка моделирования Колтогорской зоны на широте около 61.5°. Обращает на себя внимание небольшой выход этой формации на западном фланге грабена (см. рис. 1), что позволило предположить, что это - выступы более массивного тела, что и подтвердило моделирование (см. рис. 9).Включения габбро на Колтогорском участке моделирования (см. рис. 1, рис. 9) представлены в модели объектами небольшой для габбро плотности 2.75 г/см<sup>3</sup>, мощностью около 3 км на юге и около 1.6 км на севере, имеющие сложный рельеф верхней и нижней поверхностей.

Граниты в западной части участка моделирования, т. е. к западу от грабена, лежащие среди глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов верхнего девона–нижнего карбона (см. рис. 1, рис. 9) моделируются телами пониженной плотности (2.60 г/см<sup>3</sup>) мощностью около 3 км со сложным рельефом верхней и нижней поверхностей.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурно-вещественные комплексы доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны характеризуются блоковым строением с развитыми системами разрывных нарушений. Для выделения разрывных нарушений использовались как дистанционные методы (дешифрирование МАКС, данные геофизики), так и результаты документации керна скважин. На основе установленных линеаментов, каждый из которых можно интерпретировать как разрывную структуру, построена цифровая карта плотностей линеаментов, что позволило усреднить участки параллельной трещиноватости и выделить осевые зоны нарушений. На построенной карте Юганско-Колтогорской площади устанавливаются четыре основные системы разрывных нарушений: наиболее ранняя, северо-северо-западного до субмеридионального простирания; более молодая, субмеридиональная, система сбросов, контролирующая развитие пермско-триасовых рифтов; далее – система разломов северо-западного до субширотного направления и четвертая система северо-восточного простирания. Выявленные разрывные нарушения неоднократно "подновлялись" последующими подвижками, поэтому их относительный возраст определяется по проявлению наиболее интенсивных дислокаций. Шесть наиболее крупных разломов Юганско-Колтогорской зоны, к которым приурочены и тела меланжированных ультрабазитов показаны на геологической карте отдельным знаком ("глубинные разломы и региональные зоны рассланцевания"); они же наиболее интересны как возможные нефтеподводящие каналы при поисках месторождений глубинной нефти.

Комплексное моделирование плотности геологической среды Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири выполнено на двух участках, в центре Юганской зоны и на севере Колтогорской зоны, в целях выявления плотностных неоднородностей, перспективных для поисков углеводородов. Моделирование выполнено на основании цифровых карт: аномального магнитного поля, аномального гравитационного поля, рельефа дневной поверхности, рельефа кристаллического фундамента, авторской геологической карты доюрского основания кристаллического фундамента. Кроме того, методика моделирования основана на использовании априорной геологической информации и на представлениях о генезисе тех или иных тектонических структур. Моделирование проведено в авторском [Н.П. Костров и др., 2005; и др.] программном комплексе для интерпретации потенциальных полей.

The deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform

Глубинное строение Юганско-Колтогорской зоныЗападно-Сибирской платформы

го триаса (2.60 г/см<sup>3</sup>), слагающие верхнюю часть Колтогорского грабена. Ниже, начиная с глубины 4.3 км, площадь грабена сложена тяжелыми породами, вероятнее всего габбро. В восточной части планшета песчаники верхнего триаса образуют слой в 500 м, под которым расположен массив плотных пород терригенно-карбонатной толщи среднего палеозоя. Эти образования с глубины 5.3 км сменяет легкая (2.62 г/см<sup>3</sup>) сиалическая кора. Особенностью представленной модели участка Колтогорской зоны является наличие сиалической коры под андезитами, базальтами и их туфами верхнего девона-нижнего карбона (2.77 г/см<sup>3</sup>), перекрытыми более легкими (2.71 г/см<sup>3</sup>) глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами, конгломератами карбона.

В центральной части площади моделирования

участка Колтогорской зоны под осадочным чех-

лом залегают базальты верхней перми-нижне-

Участок моделирования Юганской зоны примечателен большой отрицательной аномалией гравитационного поля, которую удалось объяснить частично очень легкими (2.50 г/см<sup>3</sup> на западе или 2.57 г/см<sup>3</sup> на востоке планшета) массивами гранитов, подобных гранитам месторождения Белый Тигр во Вьетнаме, а частично залеганием легкой (относительная плотность 2.55 г/см<sup>3</sup>) сиалической коры на глубине 12.5-8.5 км и расширением слоя с относительной плотностью 2.63 г/см<sup>3</sup>, который представляет на эрозионном срезе фундамента сланцы, песчаники, гравелиты и конгломераты верхнего девона-нижнего карбона. Кроме этого, в слоях модели, прилегающих к эрозионному срезу фундамента, для компенсации локальных отрицательных аномалий введены зоны разуплотнения в гранитах (2.47 г/см<sup>3</sup>) и базальтах (2.55 г/см<sup>3</sup>), а в юго-восточном углу планшета массив базальтов представлен очень малой (2.55 г/см<sup>3</sup>), по сравнению с остальными массивами базальтов (2.60 г/см<sup>3</sup>). плотностью. Небольшие отрицательные, порядка 1 мГал, остаточные аномалии нивелировались путем замены сверху вниз тяжелых (2.77 г/см<sup>3</sup>) пород более легкими (2.71 г/см<sup>3</sup>). Такой подход показал свою эффективность в подборе. Другой особенностью модели данной площади является назначение массивам серпентинизированных гипербазитов различной отрицательной относительной плотности, что соответствует предположению о различной степени серпентинизации этих пород.

Результат моделирования показывает, что в плане нефтеносности следует обратить особое внимание на вероятные участки разуплотнения гранитов Юганской зоны Западной Сибири.

За помощь и обсуждение результатов авторы благодарят В.А. Волкова (НАЦ РН им. В.И. Шпильмана).

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов К.С., Берзин С.В., Вахрушева Н.В., Костров Н.П., Погромская О.Э. (2018) Геологическое строение доюрского основания Юганско-Колтогорской зоны Западной Сибири. Литосфера, 18(6), 839-858.
- Костров Н.П., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2005) Система 3D интерпретации результатов гравимагнитных наблюдений с целью геологического картирования доюрского комплекса Западной Сибири. Горн. ведомости, (1), 57-61.
- Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization. Geophys. Prospect. 55(1), 91-115.
- Тимурзиев А.И. (2010) Анализ трещинных систем осадочного чехла и фундамента месторождения Белый тигр (Вьетнам). Экспозиция нефть газ, 5(11), 11-20. http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-analiztreshchinnyh-sistem-osadochnogo-chehla-fundamentamestorozhdeniya-belyy-tigr.pdf
- Халимов Ю.Э. (2012) Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитоидных коллекторах. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 7(4), http:// www.ngtp.ru/rub/9/58 2012.pdf.

### REFERENCES

- Ivanov K.S., Berzin S.V., Vakhrusheva N.V., Kostrov N.P., Pogromskaya O.E. (2018) Geological structure Pre-Jurassic basement of Yugan-Koltogor zone of West Siberia. Litosfera, 18(6), 839-858. (In Russian)
- Kostrov N.P., Kormil'tsev V.V., Fedorov Yu.N. (2005) 3D interpretation of the results of gravity observations for geological mapping of the Pre-Jurassic complex of Western Siberia. Gornye vedomosti, (1), 57-61. (In Russian)
- Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization. Geophys. Prospec., 55(1), 91-115.
- Timurzaev A.I. (2010) Analysis of fractured systems of sedimentary cover and foundation of the White tiger Deposit (Vietnam). Expos. Neft' gas, 5(11), 11-20. http:// www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-analiz-treshchinnyh-sistem-osadochnogo-chehla-fundamenta-mestorozhdeniya-belyy-tigr.pdf (In Russian)
- Khalimov Yu.E. (2012) Industrial oil and gas potential of the Foundation in granitoid reservoir Neftegaz Geol. Teor., praktika, 7(4), http://www.ngtp.ru/rub/9/58\_2012. pdf (In Russian)

### ХРОНИКА

# V Всероссийская научно-практическая конференция "Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии", посвященная 45-летию Геологического института СО РАН

V Всероссийская научно-практическая конференция "Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии", посвященная 45-летию Геологического института СО РАН, прошла 27–31 августа 2018 г. в г. Улан-Удэ. Она была организована и проведена Геологическим институтом СО РАН и Бурятским госуниверситетом. Поддержку оказали Российский фонд фундаментальных исследований (проект 18-05-20059\_г) и АО "Разрез Тугнуйский".

В конференции участвовали 99 специалистов научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и производственных организаций из Улан-Удэ, Магадана, Владивостока, Благовещенска, Якутска, Читы, Иркутска, Красноярска, Томска, Кемерово, Новосибирска, Казани, Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска (рис. 1). С учетом соавторов и заочных участников география значительно шире: Петропавловск-Камчатский, Хабаровск, Мирный и Нерюнгри (Саха-Якутия), Барнаул, Екатеринбург, Уфа, Пермь, Сыктывкар, Черноголовка Московской области, Апатиты Мурманской области, а также Перт (Австралия), Квебек-сити и Оттава (Канада), Чанчунь (Китай), Улан-Батор (Монголия), Риверсайд (США), Ташкент (Узбекистан), Киев и Михайловка Запорожской области (Украина). Представлено 103 доклада, в том числе студентами, магистрантами и аспирантами. В сборнике материалов конференции опубликовано 145 статей.

Одной из наиболее многочисленных и оживленных была секция "Тектоника, магматизм и геодинамическая эволюция Северной и Центральной Азии". Ее открыл Д.П. Гладкочуб (ИЗК СО РАН, Иркутск) докладом о мезопротерозойских дайковых роях южной части Сибирского кратона. И.В. Гордиенко (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) посвятил свое выступление роли субдукционного и коллизионного магматизма в формировании континентальной коры Забайкалья по изотопногеохронологическим данным. А.Б. Перепелов (ИГ СО РАН, Иркутск) раскрыл роль рециклированного вещества океанической литосферы в магмообразовании в обстановках субдукции и внутриплитной активизации. Е.В. Скляров (ИЗК СО РАН, Иркутск) продемонстрировал парадоксы и заблуждения в геологии на примерах из Западного Прибайкалья.

С.В. Хромых (ИГМ СО РАН, Новосибирск) охарактеризовал раннепермский магматизм Восточного Казахстана как результат сочетания плейти плюм-тектонических факторов. К.А. Докукина (ГИН РАН, Москва) представила результаты химического Th-U-Pb изохронного датирования палеопротерозойской перекристаллизации архейского мигматитового циркона из высокобарной лейкосомы. А.В. Иванов (ИГ СО РАН, Иркутск) из воды в мантии Земли вывел следствия для геодинамики. С.И. Школьник (ИЗК СО РАН, Иркутск) рассказала о минералогии и геохимии гондитов южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Т.А. Гонегер (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) сделала доклад о возрасте и петролого-геохимической специфике Андреевского массива.

А.А. Цыганков (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) рассмотрел периодичность эндогенных событий Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП по данным U-Pb датирования цирконов из современных речных осадков. И.М. Дербеко (ИГиП ДВО РАН, Благовещенск) показала роль субдукционных процессов в эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса. О.Ю. Перфилова (СФУ, Красноярск) посвятила доклад геологии и петрографии палеозойских шелочных интрузий в восточном обрамлении Сыдо-Ербинской впадины. Т.В. Донская (ИЗК СО РАН, Иркутск) рассказала о раннепротерозойской геодинамической эволюции Урикско-Ийского грабена. И.А. Избродин (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) определил возраст и источники вещества щелочных пород Зимовьечинского и Тучинского массивов.

И.В. Кармышева (ИГМ СО РАН, Новосибирск) продемонстрировала состав, возраст, тектонические и геодинамические обстановки Ухадагской габбро-гранитной ассоциации Западного Сангилена. А.Л. Елбаев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) представил петрохимическую типизацию и особенности минерального состава лейкогранитов Хамнигадайского массива. Б.М. Лобастов (СФУ, Красноярск) показал особенности петрографического состава пород черносопкинской вулкано-плутонической ассоциации.

Т.Т. Врублевская (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) рассказала о концентрировании циркония в гибридных сиенитах Усть-Хилокского массива. А.Ю. Антонов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) вывел этапы магматической деятельности в Забайкалье на основании соотношения возрастных данных по акцессорным и породообразующим минералам основных типов магматических пород. С.С. Цыпукова (ИГ СО РАН, Иркутск) привела первые данные по лейцитнефелиновым и кальцит-доломитсодержащим ба-



Рис. 1. Участники конференции.

занитам и фонотефритам позднеплейстоценового вулканического центра Бодь-уул. В.Б. Хубанов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) продемонстрировал этапы формирования Мо-гранитов Западного Забайкалья по U-Pb (LA-ICP-MS) изотопным данным. С.С. Гоголева (ИГАБМ СО РАН, Якутск) рассказала о базитах Тенкеляхской площади Вилюйско-Мархинского дайкового пояса.

М.О. Рампилов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) посвятил доклад редкометалльным гранитам Западного Забайкалья. Д.Ц. Аюржанаева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) показала минералого-петрографические особенности кварцитов Улзытинского проявления. Н.А. Доронина (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) продемонстрировала вещественный состав, Sm-Nd и Rb-Sr изотопную систематику основных типов геологических формаций Ципиканского блока. Э.А. Очирова (БГУ, Улан-Удэ) дала минералогопетрохимическую характеристику пород даек Бурал-Сардыкского месторождения.

Вторая большая секция – "Рудообразующие системы различных геодинамических обстановок; генезис месторождений; связь рудообразования с эндогенными и экзогенными процессами; нерудное сырье" была открыта докладом Б.И. Гонгальского (ИГЕМ РАН, Москва) о месторождениях Удокан-Чинейского рудного района. Н.А. Горячев (СВКНИИ ДВО РАН, Магадан) доложил о геодинамических условиях формирования золотого оруденения Саяно-Байкальского пояса. С.М. Жмодик (ИГМ СО РАН, Новосибирск) изучил изотопный состав углерода и кислорода карбонатов пород и руд Томторского массива. Г.С. Рипп (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) представил доказательства, что флюорит-бастнезитовые породы являются новым типом карбонатитов (рис. 2).

Б.Б. Дамдинов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) сообщил об условиях формирования и генезисе золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна. А.В. Асеева (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток) раскрыла минеральные ассоциации и изотопные характеристики сапфиров Нарын-Гол Джидинского вулканического поля. А.Г. Николаев (КФУ, Казань) рассказал о природе окраски турмалинов месторождения Канакан. С.М. Жмодик (ИГМ СО РАН, Новосибирск) сделал доклад о металлоносных углеродистых сланцах Окинской зоны. Г.А. Юргенсон (ИПРЭК СО РАН, Чита) изучил редкие земли в системе: глины остаточных полостей продуктивных жильных тел-ландшафт в Шерловогорском рудном поле. Е.В. Кислов (ГИН СОРАН, Улан-Удэ) сделал доклад о геодинамике,



**Рис. 2**. Секция "Рудообразующие системы различных геодинамических обстановок; генезис месторождений; связь рудообразования с эндогенными и экзогенными процессами; нерудное сырье".

составе, рудообразовании Маринкина ультрамафит-мафитового массива.

Л.Б. Дамдинова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) раскрыла условия формирования руд и состав растворов Ауникского F-Ве месторождения. А.А. Котов (ИГЕМ РАН, Москва) рассказал о невидимом золоте в пиритах и арсенопиритах месторождения Вернинское. Е.А. Хромова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) показала распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима. Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) сравнил докембрийские Восточно-Сибирскую и Франклинскую ЭПГ-Си-Ni металлогенические провинции. М.А. Рудмин (ТПУ, Томск) сообщил об особенностях диагенеза морских оолитовых железняков Западно-Сибирского железорудного бассейна на примере Бакчарского месторождения.

Е.В. Лазарева (ИГМ СО РАН, Новосибирск) показала распределение элементов в тонкослоистых богатых Nb-REE рудах массива Томтор по данным сканирования РФА-СИ. В.С. Ланцева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) дала вещественную характеристику вмещающих пород Новопавловского молибденового месторождения. А.С. Мехоношин (ИГ СО РАН, Иркутск) привел изотопно-геохимические характеристики апокарбонатного нефрита Забайкалья. Е.И. Ласточкин (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) охарактеризовал эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья.

Д.А. Орсоев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) привел новые данные по составу, ЭПГ-Си-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования рудоносных анортозитов Рифа I верхнерифейского Йоко-Довыренского массива. Н.С. Жатнуев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) представил возможный сценарий эволюции магматизма ранней Земли. Р.А. Бадмацыренова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) рассказала о титаноносности габбровых массивов Западного Забайкалья. З.С. Никифорова (ИГАБМ СО РАН, Якутск) показала закономерности размещения прогнозируемых коренных источников различных формационных типов на востоке Сибирской платформы. А.А. Савченко (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) дала геохимическую характеристику минеральных парагенезисов Жарчихинского молибденового месторождения.

С.Ф. Служеникин (ИГЕМ РАН, Москва) охарактеризовал петрологию и рудоносность зубовского типа базит-гипербазитовых дифференцированных интрузивов. А.В. Татаринов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) привел новые геолого-генетические представления и оценку рудного потенциала Юбилейного рудного поля поликомпонентных руд. Б.Н. Абрамов (ИПРЭК СО РАН, Чита) рассказал о петрогеохимии пород и руд, источниках и времени образования оруденения Александровского золоторудного месторождения. О.Ю. Перфилова (СФУ, Красноярск) рассмотрела гидротермалиты и минералогию руд месторождения Кочковский как индикатор условий золотооруденения. А.А. Савченко (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) получила возраст и изотопную характеристику Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. Н.А. Горячев (СВКНИИ ДВО РАН, Магадан) охарактеризовал золото-сульфидно-вкрапленную минерализацию черносланцевых толщ южного и восточного обрамления Сибирского кратона. М.А. Рудмин

V Всероссийская конференция "Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии" V All-Russian Conference "Geodynamics and Minerageny of Northern and Central Asia"



Рис. 3. Дискуссия во время кофе-брейка.

(ППУ, Томск) рассмотрел перспективы использования и экономический потенциал глауконитовых пород Бакчарского железорудного месторождения.

Секцию "Современная геодинамика и сейсмотектоника; методы экспериментального исследования динамики природных и техногенных систем; рудная геофизика; аналитические методы" открыл доклад С.В. Рассказова (ИЗК СО РАН, Иркутск) о тестировании эффекта Чердынцева-Чалова с использованием вибратора на Бабушкинском полигоне и результатах мониторинга отношений активностей<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в подземных водах для прогноза землетрясений в Южно-Байкальской впадине. Ц.А. Тубанов (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) охарактеризовал сейсмичность и глубину землетрясений на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. В.А. Друщиц (ГИН СО РАН, Москва) доложила об основных структурах континентальной окраины Восточной Арктики в позднем кайнозое.

А.Д. Базаров (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) провел идентификацию прочностных параметров зданий и сооружений на основе натурных динамических характеристик. В.И. Васильев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) представил параметрическую модель эволюции мантийно-корового мигранта. И.С. Чувашова (ИЗК СО РАН, Иркутск) привела сравнительный анализ скоростных разрезов S-волн и источников позднекайнозойских расплавных аномалий Камарско-Становой и Центрально-Монгольской горячих зоны транстенсии. П.А. Предеин (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) дал оценку параметров затухания сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой зоны по записям близких землетрясений. Л.Р. Цыдыпова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) привела результаты совместного обращения Р- и

S-приемных функций для Центральной части Байкальской рифтовой зоны.

Г.Д. Санжиев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) показал расчетную и аналоговую модель миграции флюидов. Д.П. Санжиева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) привела динамические характеристики очагов слабых землетрясений центральной части Байкальского рифта. М.Д. Буянтуев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) представил новые возможности РФА. В.И. Гунин (МоГеос, Улан-Удэ) рассмотрел вихревую гидродинамику как основу для получения новых знаний в науках о Земле.

Секция "Геология осадочных бассейнов" началась с доклада О.Р. Мининой (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) о раннегерцинских комплексах в структурах Западного Забайкалья. С.В. Рассказов (ИЗК СО РАН, Иркутск) показал соотношения стратонов в осадочном наполнении южной части Баргузинской долины. Д.М. Савчик (СФУ, РН-КрасноярскНИПИнефть, Красноярск) провела двухмерное моделирование осадочного бассейна на юге Анабарской антеклизы. Н.Б. Донова (СибГГП, Кемерово) осветила проблемные вопросы стратиграфии карбона АССО – Минусинский, Кузнецкий, Тувинский прогибы. П.А. Рощектаев (БГУ, Улан-Удэ) продемонстрировал находки капролитов динозавров в палеонтологическом горизонте муртойской свиты Гусиноозерской впадины. Л.И. Ветлужских (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) доложила о стратиграфии и трилобитах аиктинской свиты. В.С. Ташлыков (БГУ, Улан-Удэ) обратился к вопросу об источниках сноса багдаринской свиты.

Секция "Изменения окружающей среды и климата; гидрогеология, природно-техногенные системы горнорудных территорий; геоэкология" началась с доклада М.А. Ербаевой (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) "Опорный разрез Тологой как уникальный архив динамики природной среды позднего кайнозоя Байкальского региона". В.И. Гребенщикова (ИГ СО РАН, Иркутск) показала цикличность распределения концентраций элементов в воде истока Ангары (сток Байкала) в 1997–2017 гг. А.М. Плюснин (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) привел данные о геохимии редкоземельных элементов в хвостах добычи и переработки вольфрамовых руд. Ф.И. Хензыхенова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) доложила о биоте позднего плейстоцена Байкальской Сибири.

И.Г. Антропова (БИП СО РАН, Улан-Удэ) рассказала о технологических аспектах переработки перспективных руд месторождений Бурятии. Н.С. Бискэ (ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск) изучила методом рамановской спектроскопии структуры антрацитов, метаантрацитов и угольных графитов. Р.Ц. Будаев (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) доложил об эоловом морфолитогенезе и природно-климатических реконструкциях позднего неоплейстоцена и голоцена бассейна р. Селенга. Е.В. Васильева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) провела расчет стока верховья ручья Зун-Тигня в комплексной модели системы "рудничные воды-природные воды" на месторождении Бом-Горхон. С.В. Бартанова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) сообщила о радиоэкологической опасности территории Бурятии по данным элементного состава солевых отложений питьевых вод. В.Л. Коломиец (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) провел литологостратиграфический анализ плейстоценовых осадочных толщ долины р. Селенга.

Е.В. Безрукова (ИГ СО РАН, Иркутск) рассказала об истории растительности и климата последнего оледенения голоцена в бассейне озера Баунт. В.В. Дабаева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) изучила процессы, протекающие в толще хвостов Джидинского ГОКа, с использованием окисленного и модифицированного бурого угля. С.Г. Дорошкевич (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) доложила об U и Th в почвах геотехногенных ландшафтов Джидинского вольфрамового месторождения.

О.Д.-Ц. Намзалова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) описала морфологию моляров полевок археологической стоянки Ошурково. С.С. Санжанова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) продемонстрировала геохимическую подвижность химических элементов в озерах Гусиноозерской впадины. А.М. Хубанова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) провела корреляцию вариаций С-N изотопного состава костных остатков из археологического местонахождения Усть-Кеуль I с колебаниями климата в течение голоцена в Северном Приангарье. М.К. Чернявский (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) показал перспективы многоцелевого применения гидротерм Баргузинского Прибайкалья. Н.А. Щепина (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) доложила о герпетофауне плейстоцен-голоценовых местонахождений Предбайкалья, Забайкалья и Северной Монголии. И.В. Бардамова (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) показала особенности определения физико-химических характеристик рудничных вод методом лазерной дифрактометрии. С.Б. Намсараева (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) продемонстрировала историю сурков Забайкалья. Р.А. Филенко (ИПРЭК СО РАН, Чита) провел термический анализ почв и техноземов Бом-Горхонского и Джидинского месторождений.

Состоялась также стендовая секция. Участникам конференции была представлена экспозиция пород и руд Озерного свинцово-цинкового месторождения.

Заседания сопровождались оживленными дискуссиями. Отмечены доклады студентов, магистрантов, аспирантов и молодых специалистов, свидетельствующие о хорошей геологической школе.

Значительная часть работ, представленных в докладах, поддержана грантами. Проведена статистика поддержки работ: РФФИ – 62, РНФ – 9, программой "Дальний Восток" ДВО РАН – 4, интеграционными проектами СО РАН – 2, министерством образования и науки РФ – 2, грантом "У.М.Н.И.К. " – 1.

По завершении заседаний были организованы геологические экскурсии. 31 августа участники конференции выехали в с. Горячинск Прибайкальского района, где ознакомились с Байкальской рифтовой системой, раннепротерозойскими метаморфическими породами и современными озерными осадками, Горячинским термальным источником. 1–3 сентября состоялась геологическая экскурсия на крупное Озерное свинцово-цинковое месторождение в Еравнинском районе и уникальное по качеству руды Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение в Кижингинском районе.

Оргкомитет выражает большую благодарность и признательность всем участникам совещания, которые прислали свои материалы и смогли приехать в Улан-Удэ, чтобы обсудить научные вопросы. Особую благодарность оргкомитет выражает Геологическому институту СО РАН, Бурятскому госуниверситету, Российскому фонду фундаментальных исследований (проект 18-05-20059\_г), АО "Разрез Тугнуйский" и Бурятскому научному центру СО РАН.

Е.В. Кислов
### ПОТЕРИ НАУКИ =

# ПАМЯТИ ОЛЕГА АНАТОЛЬЕВИЧА ЩЕРБАКОВА (1931–2018 гг.)



25 мая 2018 г. на 87-м году ушёл из жизни Олег Анатольевич Щербаков – талантливый ученый-геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный геолог Российской Федерации, обаятельный человек, обладавший потрясающей энергетикой, жизнелюбием, целеустремленностью и колоссальной работоспособностью.

"На крутом повороте" – именно так Олег Анатольевич хотел назвать ненаписанную книгу о своей жизни, о друзьях и коллегах, о романтике и трудностях профессии геолога. Он не раз говорил об этом своей старшей дочери Светлане. Разумеется, ему было о чём вспомнить и написать. Однако после распада Советского Союза и масштабных сокращений геологических исследований, что Олег Анатольевич переживал крайне трагично, он отказался от этой идеи. И теперь уже никто не узнает, какой именно крутой поворот в своей жизни он имел в виду...

Олег Анатольевич Щербаков родился 22 августа 1931 года в г. Нижний Тагил Свердловской области. В 1949 г. он окончил среднюю школу в г. Кунгур и поступил учиться на геолого-географический факультет Молотовского (Пермского) государственного университета. Уже в студенческие годы ярко проявилось стремление Олега Анатольевича к научной деятельности, а из разнообразия геологических дисциплин, преподаваемых в университете, ему нравились тектоника, осадочная геология и палеонтология. На старших курсах Олег Анатольевич специализировался на кафедре исторической геологии и палеонтологии под руководством выдающегося ученого-нефтяника Пермского края Павла Александровича Софроницкого. Практические занятия по палеонтологии вели Инна Ивановна Чудинова (специалист по табулятам) и Маргарита Федоровна Богословская (специалист по аммоноидеям палеозоя), впоследствии ставшие сотрудниками Палеонтологического института РАН, учёными с мировым именем. Общение с этими талантливыми преподавателями углубило его увлеченность биостратиграфией и во многом определило научные интересы и жизненный путь.

В 1954 г. Олег Анатольевич с отличием окончил университет, получив квалификацию геолога. Трудовую деятельность он начал в г. Орск, где в 1954–1958 гг. работал начальником буровой партии в Южно-Уральской геофизической экспедиции Союзного Уральского геофизического треста.

В 1958 г. Олег Анатольевич возвратился на Средний Урал. С этого времени вся его дальнейшая жизнь, научная и производственная деятельность оказались связанными с Пермским краем. Олег Анатольевич начинает работать начальником поисково-съемочной партии № 3 Пермского геологоразведочного треста в г. Кизел. Партия проводила поисковые работы на территории Кизеловского угольного бассейна. Здесь произошло знакомство Олега Анатольевича с Ильей Васильевичем Пахомовым, главным инженером треста "Кизелуглеразведка", впоследствии – доцентом кафедры геологии Пермского горного института. Эта встреча стала началом их многолетнего сотрудничества.

В 1959 г. О.А. Щербаков поступил в очную аспирантуру при кафедре геологии Пермского горного института (с 1960 г. – Пермского политехнического института: ППИ, в настоящее время – Пермского национального исследовательского политехнического университета), где под руководством И.В. Пахомова со свойственной ему обстоятельностью приступил к изучению геологического строения, стратиграфии, литологии и фаций Кизеловского района, а позднее – территории западного склона Среднего Урала от широты г. Березники на севере до широты пос. Дружинино на юге.

В конце 1950-х – начале 1960-х гг. на территории Пермского Прикамъя и западного склона Ура-

ла проводились масштабные геологосъемочные, поисковые и разведочные работы с целью обнаружения различных видов полезных ископаемых, прежде всего, нефти, газа и угля. Для их успешного выполнения и выделения перспективных площадей необходимы были достоверные карты чехла и фундамента складчатого Урала и Приуралья. В связи с этими задачами в 1959 г. на кафедре геологии горного института для изучения стратиграфии, литологии, фаций и тектоники каменноугольных отложений западного склона Урала и Приуралья был сформирован научно-исследовательский сектор -НИС под руководством И.В. Пахомова. Олег Анатольевич принимал активное участие в его работе с момента образования, а в 1962 г. после окончания аспирантуры был переведен на должность старшего научного сотрудника и руководителя литологофациальной группы.

Все исследования НИС базировались на огромном фактическом материале. В основу работы было положено детальное изучение разрезов с послойными сборами фауны. Большой объем экспедиционной работы проводился в труднодоступных районах Среднего и Северного Урала. При этом геологам приходилось сплавляться по таежным рекам на лодках и плотах и перебазировать полевые лагеря с помощью вертолетов. Нередко Олег Анатольевич сам брался за румпель лодочного мотора и умело проходил любые перекаты рек Урала. Работая в учебном заведении, он привлекал к исследованиям студентов, которые, начиная с третьего курса, совмещали геологическую практику с экспедициями НИС. Студентам Олег Анатольевич говорил: "Геолог должен уметь все!"

В камеральный период по всем изученным разрезам выполнялся детальный фациальный анализ. На основе фаунистических комплексов производилось расчленение разрезов и их увязка друг с другом. По этим данным строились сводные разрезы, схемы распространения фауны, палеогеографические, палеотектонические, литолого-фациальные карты и карты распространения терригенного материала. Для наиболее сложных разрезов составлялись тектонические схемы. Комплексное применение разнообразных методов биостратиграфии, литологии и фациального анализа способствовало выяснению условий образования карбонатных и терригенных пород девона и карбона, восстановлению палеогеографических и палеотектонических обстановок и выявлению площадей, наиболее перспективных для обнаружения полезных ископаемых.

Коллектив НИС тесно сотрудничал со специалистами Пермского госуниверситета, Пермского геологоразведочного треста, Палеонтологической партии Уральского геологического управления, Свердловского горного института, ВНИГРИ. Сотрудников НИС консультировали ведущие ученые страны: профессора Пермского и Киевского университетов П.А. Софроницкий, и О.Л. Эйнор, Палеонтологического института АН СССР Р.Ф. Геккер, заведующий лабораторией литологии и фациального анализа Уральского филиала АН СССР Г.А. Смирнов.

Олег Анатольевич при организации работы НИС проявил себя настоящим лидером, генератором идей и великолепным руководителем. Его кипучая энергия, коммуникабельность, умение объединить вокруг себя людей и организовать коллективную исследовательскую работу, способность быстро принимать решения при выполнении практических задач, а также глубина и разносторонность подхода к решаемой проблеме помогли создать коллектив настоящих единомышленников. Во многом благодаря личным качествам Олега Анатольевича НИС стал научной организацией, деятельность которой была постоянно востребована производственниками.

Выводы, полученные в процессе исследований НИС, передавались в геологические организации в виде фундаментальных отчетов и во многом способствовали повышению результативности поисковых и разведочных работ. Детальное изучение объектов исследования, тщательный анализ обширного фактического материала, обоснованность выводов способствовали заинтересованности производственников в сотрудничестве с учеными. У геологов Олег Анатольевич имел огромный авторитет, так как его участие в проведении работ гарантировало хорошую организацию и высокий уровень исследований.

Вклад О.А. Щербакова в уточнение геологического строения территории Пермского Прикамья и западного склона Урала, в расширение ее минерально-сырьевой базы колоссален. Основные направления его научно-исследовательской деятельности относятся к фундаментальным разделам геологии.

Большое значение Олег Анатольевич придавал реконструкции древних бассейнов седиментации, считая, что надежной основой для прогнозной оценки на различные виды полезных ископаемых наряду с геологическими являются литологофациальные и литолого-палеогеографические карты. Им было подтверждено широкое развитие на западном склоне Урала складчатых и сдвиговых деформаций. Он был первым, кто проследил надвиги в пределах всего Вишерско-Чусовского Урала, для каждого из них определил амплитуду горизонтального перемещения блоков и для большинства установил положение сместителей. Им было вычислено, что суммарная величина линейного сокращения земной поверхности за счет надвиговых и сдвиговых деформаций только в полосе развития девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений составляет 100-120 км. Обоснованность этих данных привела к необходимости изменения

и совершенствования методики исследований. Олег Анатольевич на примере краевых складок Западного Урала разработал метод палинспастических реконструкций и составления на палинспастической основе литолого-палеогеографических, палеотектонических и палеогеографических карт для областей со сложной складчато-разрывной тектоникой, получившую широкое признание среди геологов. Эта методика позволяет в дислоцированных областях в значительной мере исключить искажение структурного плана территории за счет деформации поверхности надвигами и сдвигами и составлять литолого-палеогеографические карты, не уступающие по достоверности таковым для платформенных территорий. Новый подход позволил выявить закономерности пространственного расположения различных полезных ископаемых (углеводородов, каменного угля, химически чистых известняков, алмазов и т.д.), что значительно облегчило их поиски и прогнозные оценки площадей. Благодаря методу палинспастических реконструкций Олегом Анатольевичем было открыто крупное Чаньвинское месторождение химически чистых известняков.

Не менее значим вклад О.А. Щербакова в биостратиграфию и фациальный анализ. В области стратиграфии им разработан новый биолитмостратиграфический метод, опирающийся на этапность в развитии органического мира и на цикличность в осадконакоплении (это позволило произвести более детальное, по сравнению с ранее существовавшим, расчленение всего разреза каменноугольных отложений); в области седиментологии – фациальные модели и схемы парагенетических связей фаций.

На протяжении многих лет (1960–1994 гг.) Олег Анатольевич находился в центре создания и детализации стратиграфических схем карбона Урала. При подготовке унифицированных и корреляционных схем карбона Урала, Пай-Хоя и Новой Земли для Второго Уральского межведомственного стратиграфического совещания (УМСС) (1963-1968 гг.) он был членом рабочей комиссии по карбону. После проведения совещания принимал участие в доработке схемы в соответствии с решениями совещания. В период подготовки и проведения Третьего (1977 г.) и Четвертого (1990 г.) Уральских МСС Олег Анатольевич был председателем рабочей комиссии по карбону. Он также возглавлял рабочие группы, представлявшие материалы по западному склону Среднего и южной части Северного Урала.

В процессе подготовки очередного варианта стратиграфических схем в многочисленных геологических организациях Урала выполнялась колоссальная работа по обобщению и учету всех новых данных, полученных в период между совещаниями. Олег Анатольевич координировал деятельность рабочих групп на местах, под его руковод-

LITOSFERA volume 19 No. 1 2019

ством устраивались рабочие совещания и коллоквиумы по разным группам фауны и флоры, всегда хорошо организованные.

От совещания к совещанию схемы постепенно совершенствовались, и вариант, принятый на последнем совещании, довольно сильно отличался от предшествующего большей информативностью и возросшей детальностью стратиграфических колонок, более точной корреляцией стратиграфических подразделений и уровней границ между смежными с карбоном системами, между ярусами и горизонтами. На основании анализа палеогеографических обстановок накопления осадков совершенствовалось структурно-фациальное районирование. На последнем, Четвертом Уральском МСС после длительных дискуссий было принято решение о создании для нижнего карбона Урала двух субрегиональных схем: одной для западного склона, другой – для восточного. В постановлениях МСК, утверждавших схемы докембрия и фанерозоя, разработанных на Третьем и Четвертом совещаниях, было отмечено, что стратиграфические схемы карбона могут быть использованы при составлении легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000. Олег Анатольевич был строгим и требовательным председателем, во время заседаний умело направлял дискуссии и в отдельных редких случаях даже мог их остановить.

О.А. Щербаков,как один из ведущих ученых страны в области стратиграфии и палеогеографии, был членом регионального Межведомственного стратиграфического комитета, членом бюро комиссии Межведомственного стратиграфического комитета по каменноугольной системе, членом Международной подкомиссии по стратиграфии карбона, членом нескольких международных рабочих групп, главным редактором Пермской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000. Он был членом Всесоюзного палеонтологического общества и Московского общества испытателей природы.

Научную и производственную деятельность Олега Анатольевича характеризуют увлеченность и исключительная преданность науке, высокая требовательность к уровню работы и принципиальность. Он умел твердо отстаивать свою точку зрения, убеждать оппонентов в ее верности и очень огорчался, если не находил понимания и поддержки.

После защиты докторской диссертации (1982 г.) Олег Анатольевич наряду с научно-исследовательской деятельностью до выхода на пенсию в 2011 г. занимался преподавательской работой, читая в ППИ лекции по базовым для подготовки геологовнефтяников дисциплинам. Он был, как говорится, преподавателем от Бога. Его профессионализм и самоотдача обеспечивали высокий уровень не только научных исследований, но и преподавания. Олег Анатольевич ясно и четко объяснял студентам сложные геологические понятия, часто с юмором, а также ненавязчиво прививал молодежи любовь к своей специальности, содействовал развитию творческой активности, чувства романтизма, восприятия прекрасного, развитию доброты, отзывчивости, стремления всегда прийти на помощь. Студенты с удовольствием посещали его лекции.

Параллельно с учебным процессом Олег Анатольевич руководил аспирантурой, являлся заместителем председателя Научно-технического совета по геолого-геофизическим наукам на горно-нефтяном факультете, а также членом Специализированного совета по защите докторских диссертаций при институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН в г. Екатеринбурге. Он воспитал двух аспирантов, успешно защитивших кандидатские диссертации.

За огромный вклад в развитие геологических исследований и преподавательскую деятельность Олег Анатольевич был награжден грамотами, знаком "Отличник высшей школы" (1982 г.), медалью "Ветеран труда" (1986 г.). В 2001 г. ему былоприсвоено высокое звание "Заслуженный геолог РФ". Результаты научной деятельности О.А. Щербакова отражены более чем в 140 печатных и 20 рукописных работах.

Олег Анатольевич был чрезвычайно обаятельным и доброжелательным человеком. Всегда улыбающийся, он обладал необыкновенным внутренним магнетизмом, и люди (друзья, коллеги, студенты) тянулись к нему с самыми разными проблемами и вопросами. Он же всегда был готов выслушать и, если требовалось, оказать помощь и поддержку.

Олег Анатольевич любил литературу, особенно фантастику. Он был увлечен уфологией и верил в существование инопланетян. Его любимым "коньком" при разговорах в компании непременно была тема НЛО и необъяснимых явлений, происходивших где-либо и когда-либо. Одно из его повествований о заброшенной шахте на Южном Урале легло в основу рассказа дочери Светланы "Предсказание женщины в белом", и она по праву считает отца соавтором. Олег Анатольевич был великолепным рассказчиком и интересным собеседником. А сколько он знал геологических и туристических песен! Как самозабвенно пел их в поле у костра или в кругу друзей во время праздников! Студенты буквально смотрели ему в рот и с таким же энтузиазмом пели.

Личная жизнь Олега Анатольевича была определена служением геологии. Такой активной и плодотворной научной деятельности благоприятствовала обстановка в семье. Его супруга Маргарита Викторовна закончила университет одновременно с Олегом Анатольевичем, работала вместе с ним в НИС, изучая фузулиниды карбона и ранней перми, имела ученую степень кандидата геологоминералогических наук. Она была не только любящей женой, но и верным другом, надежным соратником как по многочисленным экспедициям, так и по научной обработке полученных материалов, отвечая за обоснование возраста, расчленение и корреляцию отложений. В научной среде Маргарита Викторовна также, как и Олег Анатольевич, пользовалась огромным авторитетом. В теплой семейной атмосфере Олег Анатольевич и Маргарита Викторовна воспитали двух чудесных дочерей, неустанно пестовали внуков, внучек, а потом и правнуков, вкладывая в них свои лучшие качества. Олег Анатольевич и Маргарита Викторовна были исключительно радушны и гостеприимны. Друзья и коллеги очень любили проводить праздники в уютной обстановке за дружеским столом в кругу семьи Щербаковых. У Олега Анатольевича и Маргариты Викторовны было много друзей не только в Перми, но и далеко за ее пределами. К каждому празднику они получали множество поздравительных открыток и столько же рассылали.

24 февраля 2018 г. умерла Маргарита Викторовна, Олег Анатольевич всего на три месяца пережил ее уход. Осенью 2018 г. исполнилось бы 65 лет их совместной жизни...

Светлая память об Олеге Анатольевиче и Маргарите Викторовне Щербаковых будет всегда бережно храниться в наших сердцах.

П.М. Китаев, Н.А. Кучева, С.О. Ермакова (Щербакова), Р.М. Иванова, О.Е. Кочнева, В.И. Пахомов, Т.И. Степанова, Т.В. Стукова

#### 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.

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 Akad. 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,  $\delta$ ), 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 19 № 1

Январь-Февраль 2019

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

Учредитель Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

> Технический редактор Е.И. Богданова Корректор Н.М. Катаева Оригинал-макет Л.К. Малышевой Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН №	94 Под	писано в печать 28.02.2	019	Формат 60 × 841/8
Печать офсетная	Усл. печ. л. 23.1	Учизд. л. 23.1	Тираж 250	Заказ
Институт геологии и гео	охимии УрО РАН	Екатеринбург,	620016, ул. Акад.	. Вонсовского, 15
Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии ООО Универсальная Типография "Альфа Принт" 620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж. Тел.: 8 (800) 300-16-00 www.alfaprint24.ru				